

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

КОЛЬСКАЯ БАЗА ИМЕНИ С. М. КИРОВА. ТРУДЫ. ВЫП. 4

**СБОРНИК
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАБОТ**

ПОД РЕДАКЦИЕЙ

Б. М. КУПЛЕТСКОГО

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА • 1937 • ЛЕНИНГРАД

СОДЕРЖАНИЕ

Д. И. Михалев.	Юкспорское месторождение ловчоррита в Хибинах	5
А. П. Лебедев.	Петрографии докембрийских пород района Кандалакши (Кольский полуостров)	59
Н. А. Игнатьев.	К петрографии Шуерцкого района	103

Горн. инж. Д. И. МИХАЛЕВ

ЮКСНОРСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЛОВЧОРРИТА В ХИБИНАХ

I. ВВЕДЕНИЕ

Минерал ловчоррит обладает цветом от зелено-желтого до буро-желтого, стеклинным (реже жирным) блеском, раковистым изломом, внешним видом часто напоминает столярный клей, дает почти белую (бледножелтую) черту, имеет твердость 5, удельный вес 3.3—3.4 и легко растворяется в кислотах.

По химическому составу — это титаносиликат редких земель, кальция и натрия. Минерал обладает непостоянным составом. Так, содержание окислов редких земель и окиси тория, обозначаемое знаком: $TR + ThO_2$, часто колеблется в пределах от 11.2 до 18.2%, причем на долю окиси тория приходится от 0.23 до 1.06% на Se_2O_2 от 5.40 до 8.79%, остальное же — на долю окислов других редких земель, главным образом первой группы.

В последнее время в ловчоррите химиком И. Д. Старынкевич-Борнеман установлено постоянное, около 2%, содержание $Nb_2O_5 + Ta_2O_5$.

Высокотемпературным аналогом ловчоррита является игольчатый или призматический, обычно хорошо огранный, минерал — ринколит, а в результате выветривания в небольшой поверхностной зоне, образуется вудъяврит и другие, более редко встречающиеся разновидности этого минерала.

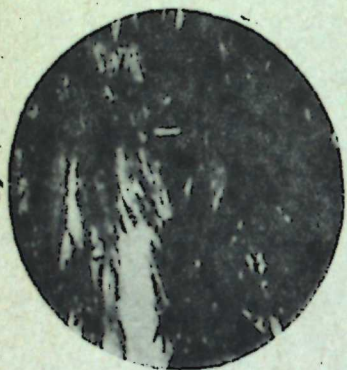
Ловчоррит (фиг. 1) и все его разновидности относятся к минералам группы мозандрита.

Впервые ловчоррит был описан Э. М. Бошштедт [1]. Оптическая характеристика его и ринколита приведена Б. М. Куплетским в книге: «Петрография Кольского полуострова» [2], здесь ловчоррит ошибочно назван коллоидальным минералом. Более поздние описания ловчоррита и его разновидностей принадлежат М. С. Афанасьеву [3], Н. Н. Гутковой [4] и П. Н. Чирвинскому [5, 6]. В подготовляемой к печати монографии, имеющей

быть изданной Издательством Академии Наук под названием: «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр», П. Н. Чирвинским названные минералы описываются детально.

Химическому составу ловчоррита и его разновидностей посвящен ряд работ И. Д. Старынкевич-Борнеман [7, 8, 9].

Впервые в русской литературе на находки минералов мозандритовой группы в Хибинских тундрах указывается в монографии, посвященной описанию и результатам работ экспедиции



Фиг. 1а. + NN. Все поле зрения занято ловчорритом. Пегматитовая ловчоррито-ринколитоносная жила в ричорритах.
Обр. № 485. Шлиф № 1456. $\times 25$.

Академии Наук, изучавшей под руководством акад. А. Е. Ферсмана, Хибинский и соседний с ним Ловозерский щелочные массивы Кольского полуострова [10].

Ловчоррит и ринколит, как новые минеральные виды, тогда еще не были известны.

В результате названных и последующих геолого-поисковых работ, производившихся в Хибинах Академией Наук (работы Н. Н. Гутковой [11, 12, 13, 4], Б. М. Куплетского и А. Н. Лавбунова [2—см. приведенную там библиографию] и В. И. Влодавца [14]), ЦНИГРИ (А. С. Амеланов [15]) и ЛГРТ и Союзредметгеоразведкой (работы М. С. Афанасьева и Е. А. Салье [16] и И. С. Ожинского [17]) на территории Хибинского щелочного



Фиг. 1б. + NN. Весь правый нижний угол микрофотографии занят ловчорритом. Видны почти изотропные срединны ловчорритовых зерен. Белое — кальцевый полевошпат с включениями ринколита (пойкилитическая структура). Черное, в правом верхнем углу, стекло за пределами шлифа. Участок «3 жилы» на гор. шт. № 3, «Августовская» оруденелая зона, пегматитовый прожилок.
Обр. № 505. Шлиф № 132. $\times 25$.

ее содержание ловчоррита-ринколита в руде, на основе макроскопических определений, ими тоже преувеличивалось.

В настоящей работе приведены основные сведения, полученные в результате изучения месторождения на 1 апреля 1935 г.

ых
ало
оп-
бу-
ор-
].
ала
гом
тик
ан-
раз-
ые
ото-
де-
4].
ые
ож-
ню,
или
сь
ка-

ме-
ими
ос-
та-
ых
со-
ат-
уд-
из
ов,
ке,
ед-

быть изда
«Минералы
ским назв
Химиче
посвящен
Впервые
ритовой гр
фши, пось



Фиг. 1а. +
занято лов
вая ловчор
жила
Обр. № 485

Академии
под рукою
Ферсмана
седний с н
лочные м
полуостр
Ловчор
как новы
В резу

работ, про
Н. Н. Гутковой [11, 12, 13, 4], Б. М. Куплетского и А. Н. Лабунцова [2—см. приведенную там библиографию] и В. И. Влодавца [14]), ЦНИГРИ (А. С. Амеландов [15]) и ЛГРТ и Союзредметгеоразведкой (работы М. С. Афанасьева и Е. А. Салье [16] и И. С. Ожгинского [17]) на территории Хибинского щелочного

массива обнаружено довольно много ловчоррито-ринколитовых месторождений (фиг. 2).

Большинство из них, повидимому, небольшие, все они мало изучены. Так как геологическая карта массива еще не закончена, отсутствует возможность утверждать, что число их не будет увеличено.

Наиболее крупным, надежным и доступным является Юкспорское месторождение, открытое Н. Н. Гутковой в 1930 г. [11].

С 1931 по 1933 гг. это месторождение разведывалось сначала ЛГРТ, а после Союзредметгеоразведкой. В 1933 г. трестом «Апатит» здесь был заложен опытный Ловчорритовый рудник и изучение месторождения продолжалось геолслужбой названного рудника, летом работавшей параллельно с геолого-разведочной партией Союзредметгеоразведки.

Описанию месторождения посвящены уже опубликованные работы Е. А. Салье [18, 19], М. С. Афанасьева [20], П. П. Зотова [21] и П. Н. Чирвинского [22, 23], первоначальные сведения, как сказано, приведены Н. Н. Гутковой [11, 12, 13, 4]. Последняя [13] разделяет обнаруженные ею пегматитовые тела на 6 типов, что неправильно. Если бы Н. Н. имела возможность проследить отдельные жилы по простиранию и падению, она бы убедилась, что на отдельных участках отдельных жил минералогический состав относительно различен, оставаясь в среднем одинаковым для различных жил. Среднее содержание ловчоррита в руде ею преувеличено.

Е. А. Салье и М. С. Афанасьев не заметили обогащения вмещающей породы между близко расположенными рудоносными пегматитовыми жилами, линзами и прожилками и рудоносной жильной породы мелкой вкрапленностью ловчоррита-ринколита; отсюда неправильное представление о рудных телах, как о четковидных жилах и о весьма неравномерном содержании ловчоррита-ринколита в руде. Как руда, ими рассматривалась только рудоносная жильная порода, тогда как рудными телами являются сложные жилы, ибо они состоят из близко расположенных рудоносных жил, линз и прожилков, и вмещающей породы, заключенной между ними и также, иногда не менее, обогащенной ловчорритом-ринколитом. Среднее содержание ловчоррита-ринколита в руде, на основе макроскопических определений, ими тоже преувеличивалось.

В настоящей работе приведены основные сведения, полученные в результате изучения месторождения на 1 апреля 1935 г.

Руда Юкспорского ловчорритового месторождения является единственным сырьем, из которого уже получают отечественные фториды редких земель; тория, ниобия и тантала пока не извлекают.

О применении редких земель см. работу Е. С. Бурксера [24]. Основные отрасли применения: электротехника, рентгенометрия, радиотехника, химическая промышленность, производство цветных стекол, красильное дело, металлургия, профорные сплавы, фотография и медицина.

Изучением Юкспорского месторождения автор занимался около двух лет, будучи геологом опытного Ловчорритового рудника треста «Апатит» в Хибинах.

II. РАСПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНО КИРОВСКОГО ПРОМЫШЛЕННОГО ЦЕНТРА, СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПУТИ СООБЩЕНИЯ, ОРОГРАФИЯ И РЕЛЬЕФ В РАЙОНЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ИСТОЧНИКИ ВОДОСНАБЖЕНИЯ

Изучавшаяся часть месторождения расположена в центральной части горы Юкспор, на широте $67^{\circ}41'$ и долготе $33^{\circ}49'$, в 7 км к СЗ от г. Кировска и в 2-х км к ЮВ от Кукисвумчоррского апатитового рудника.¹

До Фосфорного завода (разъезд Юкспориок) 3,5—4 км (см. фиг. 2).

Месторождение связано с г. Кировском автогужевой дорогой общей длиной 10—11 км.

Эта дорога в первые 2—3 км проходит вдоль западного берега озера Б. Вудъявр, далее 3 км по широкой, широтной долине реки Юкспориок, поросшей довольно густым еловым лесом и, наконец, 5 км по узкой, с крутыми и высокими склонами, лишенной растительности долине Гакмана, подходя под обрыв правого склона этой долины, в котором и расположена главным образом изучавшаяся часть месторождения.

Последняя часть дороги с крутыми, почти предельными для автотранспорта подъемами, мало благоустроена, а в зимнее время подвержена обильным снежным заносам и обвалам, постоянно образующимся в долине р. Гакмана.

От дна долины до опытного Ловчорритового рудника пройдены бермы-тропы, по осыпям, а частью и в скалах, кроме того почти закончена постройкой широкая лестница.

¹ Расстояния по воздушной прямой.

Железнодорожная ветка подходит к Фосфорному заводу (устье долины р. Юкспориок), вблизи которого расположена опытная Ловчорритовая обогатительная фабрика, на другом берегу реки Юкспориок, напротив завода.

Расстояние от месторождения до железнодорожной ветки, по уже описанной дороге около 7 км.

Изучавшаяся часть месторождения приурочена к центральной части горы Юкспор, а выходы на поверхность главных слагающих его жил — к вершине этой горы, имеющей абсолютную отметку 1000 м и возвышающейся над уровнем озера Б. Вудъявр на 688 м (абс. отметка озера 312 м). Гора Юкспор обладает крутыми, обрывистыми склонами, обычно лишь в нижних частях покрытыми осыпями (делювием), из крупных глыб окружающих горных пород и моренной.

Вершина платообразна и покрыта элювием, местами присутствуют эрратические валуны.

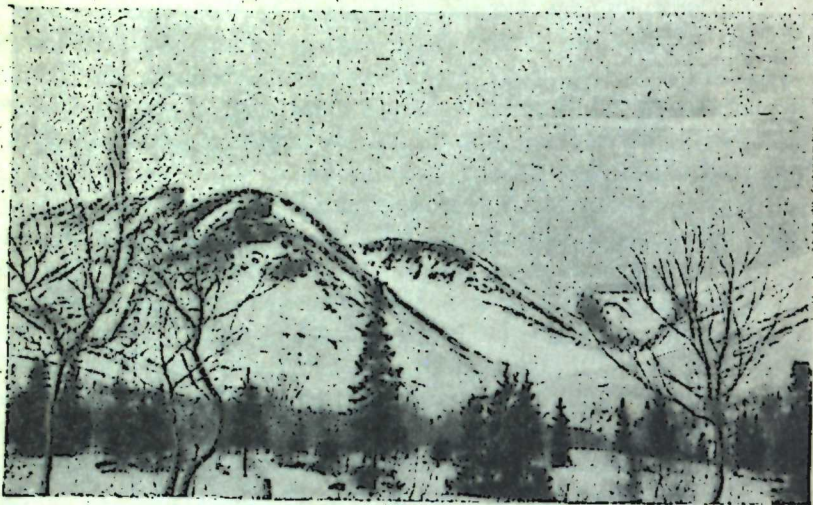
Юкспор прорезан узкой и глубокой, меридионально вытянутой долиной Гакмана и отделен от Кукисвумчорра более широкой, также меридиональной и еще более глубоко врезанной долиной Лопарской. Обе долины были намечены в свое время тектоникой, затем разработаны ледником, некогда покрывавшим Хибинны (как сказано, в долинах и на вершинах гор до сих пор присутствуют остатки морены) и окончательно оформлены действующей и сейчас в Хибинах интенсивной эрозией. По обеим долинам (с севера на юг) летом текут речки. Дно долин заполнено аллювием и моренной.

Формы рельефа и вид долины Гакмана у месторождения видны на фотографиях (фиг. 3, 4 и 5).

Обрывы Юкспора местами весьма труднодоступны. Такова большая часть обрыва правого склона долины Гакмана, в котором расположена главным образом изучавшаяся часть месторождения (см. фиг. 5).

У месторождения долина Гакмана несколько расширена. Здесь расположен рудничный поселок и технического назначения постройки опытного Ловчорритового рудника.

Как говорилось, дно долины покрыто аллювием и моренной, платообразная вершина горы элювием, а склоны частью делювием и моренной. Все эти отложения сложены валунами, глыбами, гравием, супесью и суглинком; глинистого материала очень мало. В силу этого все они водопроницаемы и водоносны за счет таяния обильных зимних снегов летом и частых летних дождей.



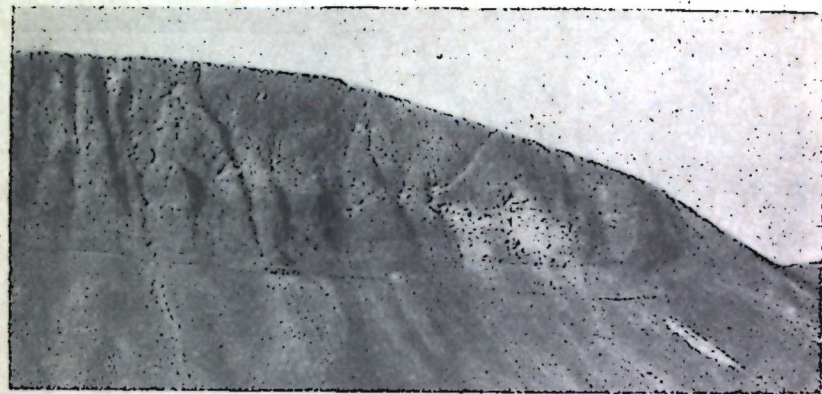
Фиг. 3. Окрестности Юкспорского м-ния ловчоррита в Хибинах. Вид на перевал Юкспорлак. Снимок П. Ф. Семенова.



Фиг. 4. Долина Гакмана у м-ния. Палаточный городок — лагерь опытного Ловчорритового рудника летом 1933 года. Снимок П. В. Певцова.

Как по долине Гакмана, так и по Лопарской долине, в летнее время, с начала июня по конец октября, текут реки.

Дебит каждой из них в это время года превышает 500 ведер воды в час. Питают их названные выше отложения, достигающие в долинах значительной мощности (шурф, проходившийся в долине Гакмана у месторождения, был остановлен на глубине 9 м и не достиг коренных пород).



Фиг. 5. Обрыв правого склона долины Гакмана, в котором расположена центральная часть участка «3 жилы» и большинство других жил известной части Юкспорского м-ния ловчоррита в Хибинах. Снимок Н. В. Певцова.

К концу лета, когда растает последний снег на вершинах гор, реки местами уходят под морену и аллювий. В зимнее время они промерзают, река Гакмана совсем, а Лопарская в верховьях, у месторождения.

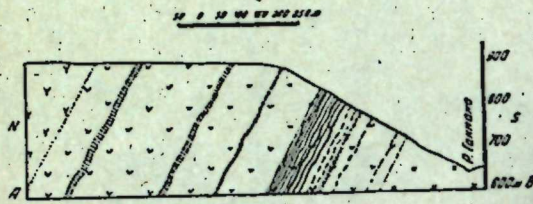
Описанные же отложения в нижних частях при коренных породах, подстилающих их, вероятно (может быть, лишь местами), водоносны круглый год. Последнее однако требует проверки и, если подтвердится, то водоснабжение рудничного поселка зимой может быть осуществляемо из шурфа — колодца и водосборной галлерей, пройденного на дне долины до коренных пород и утепленного, дабы предохранить его стенки от промерзания.

В настоящее время для целей водоснабжения зимой прибегают к снеготаянию (глубина снежного покрова местами превышает 5 м).

III. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ОПИСАНИЕ ЛОВЧОРРИТОНОСНЫХ ЖИЛ И ИХ ГЕНЕЗИС

Как сказано, месторождение расположено в центральной части горы Юкспор, геологическое строение которой видно на прилагаемых картах и на разрезах к ним (фиг. 6,¹ 7 и 9).

Самыми южными из пород района являются эгирниновые нефелиновые сиениты, содержание, по наблюдениям В. Н. Годовикова, мелко-



- | | |
|--|--|
| □ 1 Фойзиты | ▨ 4 Поже проникнутые амфиболы и кварц |
| □ 2 Рихтериты | ▨ 5 Эгирнивые нефелиновые сиениты (или) |
| □ 3 Зерниво-позвоновские перелиновые сиениты | ▨ 6 Пегматитовые, кварц-полевые вкрапленные ловчорритовые жилы |

Фиг. 7. К схематической геологической карте Юкспорского м-ния ловчоррита в Хибинах (фиг. 6). Разрез по АБ.

зернистые апофизы примыкающих к ним с севера рихчорритов. Это, по Б. М. Куплетскому [2], среднезернистые мезократовые нефелиновые сиениты, состоящие из 36% нефелина, 47% полевого шпата, 15% эгиррина и 2% иных минералов. Как

характерная для

породы черта, Б. М. Куплетским [2] отмечается отсутствие идиоморфного нефелина, бедность минерализаторами и, как следствие последнего, почти полное отсутствие в ней пегматитовых жил и минеральных скоплений. Следующий к северу горной породой являются рихчорриты — слюдяные нефелиновые сиениты, по Б. М. Куплетскому [2], или неравномернозернистые, пойкилитовые нефелиновые сиениты по В. И. Влодавцу [14]; последний объединяет их с эгирниновыми нефелиновыми сиенитами.

Это среднезернистые, иногда порфировидные, лейкократовые, нефелиновые сиениты, характерным признаком которых является пойкилитовое прорастание полевого шпата нефелином.

¹ При составлении схематической карты масштаба 1 : 5000, кроме наблюдений автора и его сотрудников, использованы: 1) материалы М. С. Афанасьева [3] по центральному Юкспору, 2) Л. Б. Антонова [26] и М. Л. Золотаря [25] по восточному склону Кукисвумчорра и 3) общал петрографическая карта Хибин Б. М. Куплетского [2].

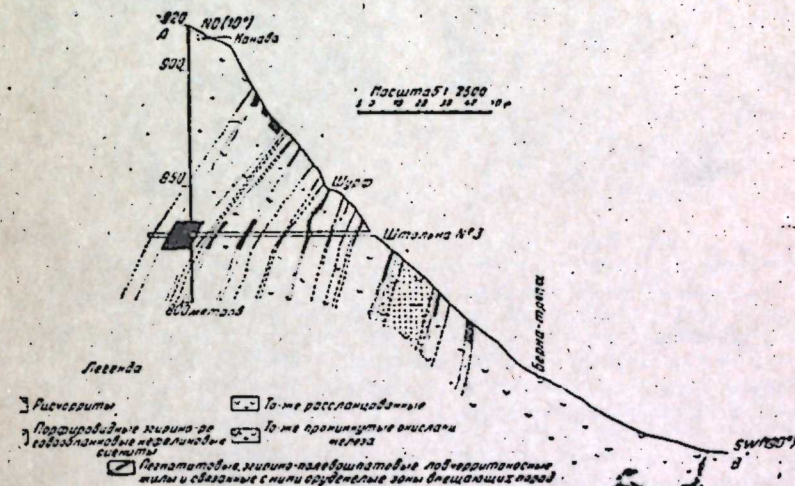
интрузивной дифференциацией породившей их магмы, застывавшей в не совсем однородных условиях и сопровождающейся накоплением летучих вблизи внешнего бока. Контакты между

Относительно небольшое количество цветных минералов представлен биотитом, щелочным амфиболом и эгирниом.

Вблизи контакта с прилегающими к их всяческому боку эгиринно-роговообманковыми нефелиновыми сиенитами (по М. С. Афанасьеву [3]) они изменены — механически нарушена целостность породы, разложены эгирин и биотит, нефелин серицитизирован.

Следующие к северу — эгиринно-роговообманковые нефелиновые сиениты.

Это мезократовая горная порода, светлыми минералами которой являются полевой шпат и нефелин, темновыми —



Фиг. 9. Вертикальный разрез по АВ через штольню № 3.

эгирин и щелочной амфибол, а вблизи всяческого бока, у контакта с фойяитами, главным образом, биотит. Они порфирированы у лежачего бока, среднезернисты в средней части и мелкозернисты до плотных роговиков, в контакте с фойяитами. Вблизи этого контакта, на Кукисвумчорре, содержат ксенолиты фойяитов [М. С. Афанасьев, 3]. Эгиринно-роговообманковые нефелиновые сиениты неоднородны по составу — присутствуют эгириновые, роговообманковые и эгиринно-роговообманковые, а в всячем боку слюдяно-эгириновые и роговообманковые разности. Последнее объясняется М. С. Афанасьевым [3] постинтрузивной дифференциацией породившей их магмы, застывавшей в не совсем однородных условиях и сопровождающейся накоплением летучих вблизи всяческого бока. Контакты между

отдельными разностями отсутствуют, переходы одной в другую постепенны.

Во всех разностях резко проявлена альбитизация полевого шпата, постепенно возрастающая с удалением от лежачего к висячему боку. В порфириовидных разностях иногда встре-



Фиг. 8. || NN. Черное — эгирин и щелочный амфибол. Белое — кальцевый полевой шпат и нефелин. Серое — сфен (сравнительно мелкие идиоморфные зернышки). Цепочки сравн. мелких, округлых и относительно изометричных зернышек с высоким рельефом (шагреневые) — ловчоррит. Вытянуты нар. направл. гнейсовидности. Структура панааллотриоморфнозернистая. Рассланцованный, порфириовидный эгиринороговообманковый неф. сиенит (типичная, вмещающая пегматитовые рудноносные жилы, порода). Текстура гнейсовидная. Образец взят между 1-ым уступом на уч. «5 жил» и бермой. Обр. № 200. Шлиф № 76. $\times 15$.

правлении участки) и часто, в этом случае, импрегнированы сульфидами (пирротин, пирит), а с поверхности ожелезнены (обохрены) — проникнуты окислами железа. Иногда содержат довольно значительное количество мелкой вкрапленности ловчоррита-ринколита.

Порфириовидная и рассланцованная разность, содержащая ловчоррито-ринколитовую вкрапленность, показана на фиг. 10.

Северная часть описываемого района сложена фойяитами.

Фиг. 106. + NN. Белое — микропертит (большие таблицы) и нефелин (ср. мелкие, изометричные, округлые зерна). Черное — эгирин и щелочный амфибол. Структура панааллотриоморфнозернистая. Порфириовидный эгиринороговообманковый неф. сиенит. Текстура массивная. Образец взят сразу под уч. «3 жилы», между шт. «Салье» и шт. № 3. Обр. № 205. Шлиф № 79. $\times 15$.

чаются небольшие, неправильные участки мелкозернистых, того же состава, несколько более темных. Местами описываемые породы огнейсованы (вытянутые в широтном на-

Это крупнозернистая, лейкократовая порода, состоящая в основном из полевого шпата, нефелина, щелочного амфибола и эгирина.

В эгиринороговообманковых нефелиновых сиенитах, рихчорритах и фойяитах довольно широко проявлена вытянутая в общем широтно (параллельно контактам) трахитоидность — флюидалность и рассланцеванность — гнейсовидность. В эгиринороговообманковых нефелиновых сиенитах, кроме того, присутствуют узкие, вытянутые также широтно, участки мелко- и среднезернистых разностей в порфириовидных.

Все эти породы разбиты крутопадающими трещинами, простирающимися, главным образом, почти широтно, почти меридионально (в ССВ направлении) или по направлениям, расположенным, примерно, под углом в 45° к названным первым (см. фиг. 6).

Это резко проявлено в эгиринороговообманковых нефелиновых сиенитах, меньше в рихчорритах и лишь частично подмечено для фойяитов, чрезвычайно плохо обнаженных в изучавшемся автором районе.

К широтным, круто ($60-70^\circ$) падающим к ССВ трещинам (к ослабленным ими зонам), в эгиринороговообманковых нефелиновых сиенитах и редко в фойяитах, приурочены жильные выделения — мощные (иногда десятки метров) жилы эгириновых нефелиновых сиенитов, секущие отдельные разности эгиринороговообманковых нефелиновых сиенитов и, в свою очередь, пересекаемые пегматитовыми эгиринополевошпатовыми, ловчоррито-ринколитоносными жилами (последние иногда заключены и в теле этих жил).

Эта мелкозернистая, рассланцованная, меланократовая порода состоит, главным образом, из эгирина (около 60%), полевого шпата и сравнительно незначительного количества (обычно меньше 10%) нефелина.

Контакты с вмещающими породами весьма отчетливые, элементы залегания сланцеватости параллельны элементам залегания контактов.

К этой же системе широтных трещин (нарушенных зон) в эгиринороговообманковых нефелиновых сиенитах, в рихчорритах и, вероятно, в фойяитах, может быть, лишь вблизи их лежачего бока (в изучавшемся районе последние, как сказано, покрыты осыпями), приурочены пегматитовые эгиринополевошпатовые, ловчоррито-ринколитоносные жилы. Эти жилы слагают описываемое месторождение и обычно оторочены

рассланцованными разностями перечисленных выше вмещающих пород.

Более детальное описание их в свете произведенных разведочных работ приводится несколько далее.

К крутопадающим, близким к меридиональному направлению трещинам приурочены жилки, состоящие почти нацело из зеленоватого эгирина и секущие только что названные пегматитовые жилы.



Фиг. 11. Трещина, выполненная разрушенным и измененным щелочным базальтом. Южная стенка «Первомайского» штрека, шт. № 4. Снимок Л. П. Горина.

К некоторым трещинам, простирающимся в направлении близком к СВ 60° и вертикальным, приурочены жилы меланократовой горной породы, мощность которых порядка 1—2 м (фиг. 11).

Эта порода несет пегматитовые ловчоррито-ринколитоносные жилы (сбросов или сдвигов в последних не наблюдается). Она имеет массивный облик, зелено-черный цвет, содержит порфиновые вкрапленники полевого шпата и миндалина, заполненные кальцитом. Под микроскопом видны частые, довольно крупные кристаллы авгита и редкие биотита среди очень мелкозернистой основной массы; кроме того, довольно крупные миндалины, заполненные кальцитом и редкие порфиновые вкрапленники микропертита. Шлифы оставляют впечатление о возможном несколько гибридном характере этой породы (микропертит).

Иногда она изменена (см. фиг. 11), разрушена, рассланцована параллельно контактам и по сланцеватости содержит прожилки кальцита.

О химическом составе этой породы можно судить по анализу (в %) свежего образца (№ 113 колл. Ловчорритового рудника), исполненному химиком Н. Ф. Лучининым в лаборатории треста «Апатит».

SiO ₂	45.75	CaO + SrO	12.50
TiO ₂	2.08	Na ₂ O + K ₂ O	8.44
Al ₂ O ₃	8.58	P ₂ O ₅	0.78
Fe ₂ O ₃	6.82	TR	следы
FeO	3.9	Потеря при прокаливании	4.98
MnO	0.18	H ₂ O	0.28
MgO	5.6		

Σ = 99.89

Химическая характеристика по Левинсон-Лессингу:

$$149 \bar{R}O \cdot R_2O_3 \cdot 2.92 SiO_2; R_2O:RO = 1:1.75;$$

$$\beta = 85.2; \alpha = 1.3; \gamma = 1.17;$$

$$-\frac{R}{\alpha} = -\frac{1.49}{1.3};$$

Несомненно, что эта порода относится к группе молодых жильных пород Хибинских тундр. По составу она ближе всего к щелочным базальтам (см. у Б. М. Куллетского [2]).

Похожие анализы щелочного базальта приводятся и Розенбушем.

По направлению перпендикулярному к только что описанным жилам на отдельных участках, в районе отмечена рассланцованность пород, с почти чисто эгириновыми жилами, а иногда и эгирино-полевошпатовыми, ловчорритоносными, приуроченными к трещинам этого направления (см. фиг. 8).

Текстура всех разновидностей горных пород, слагающих район месторождения, массивная или гнейсовидная (о текстурах и структурах пегматитовых эгирино-полевошпатовых, ловчоррито-ринколитоносных жил скажем особо ниже).

Порядок кристаллизации для лейкократовых пород района апатитовый, для мезо- и меланократовых, скорее, гранитный. Структура всех, в общем, паналлотриоморфнозернистая, лишь

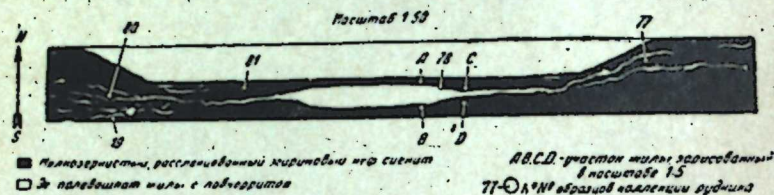
иногда, на отдельных участках мезо- и меланократовых разновидностей — гипидиоморфнозернистая.

Структура щелочного базальта — порфировидная, выветрелых его частей — миндалекаменная.

На вершине Юкспора М. С. Афанасьевым [3] отмечаются кварцево-андалузитовые роговики, это, по видимому, остатки кровли массива.

Геологическое строение районов, расположенных к ЗЗС и к ВВС от описываемого, по имеющимся сведениям о них, такое же.

Месторождение представляет собой пегматитовое поле, обнаженное, главным образом, вблизи лежащего бока эгирино-



Фиг. 12. Участок «5 жилы». Зарисовка части почвы. Уступа. Чертеж уменьшен при фотографировании в 3.5—4 раза.

роговообманковых нефелиновых сениитов (в обрыве правого склона долины Гакмана, в центральной части, вблизи вершины г. Юкспор), распространяющееся к югу в ризкорриты, вероятно, к северу в фойиты и идущее, надо полагать, далеко к западу и востоку от названной и изучавшейся его части, называемой условно центральной.¹

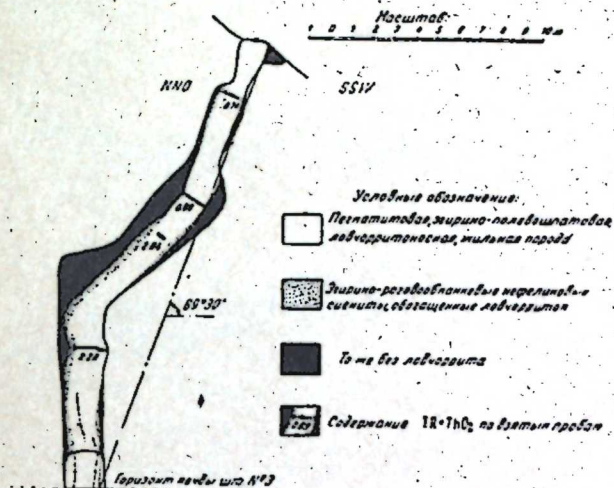
Отдельные ловчоррито-ринколитоносные жилы, слагающие это поле, представляют собой пегматитовые, в основном, эгирино-полевошпатовые жилы, линзы и прожилки различной мощности, с закатами между ними участками вмещающих, также насыщенных ловчорритом и ринколитом пород, являясь таким образом типичными сложными жилами (фиг. 12, 13, 8 и 9).

Как уже говорилось, эти жилы приурочены главным образом к почти широтным (аз. 280°) трещинам — нарушенным зонам, круто (в среднем под 60—70°) падающим к ССВ. В целом они весьма выдержаны как по простиранию, так и по паде-

¹ В долине реки Тулюк [М. Л. Золотарь, 25] к западу и в долине р. Вуонемюк [Н. Н. Гуткова, 13] к востоку отмечаются выходы пегматитовых жил, богатых ловчорритом,

нию (см. уже названные фигуры 9, 13 и 14), являясь по форме типичными плитчатыми, однако изогнутыми (как бы несколько гофрированными) оруденелыми жилами (зонами).

Часто присутствуют свиты таких близко расположенных жил, тянущиеся на значительные расстояния (километры, см. фиг. 6, 7 и 9), называемые нами отдельными участками месторождения (уч. «3 жилы», «5 жил»). Иногда такие жилы

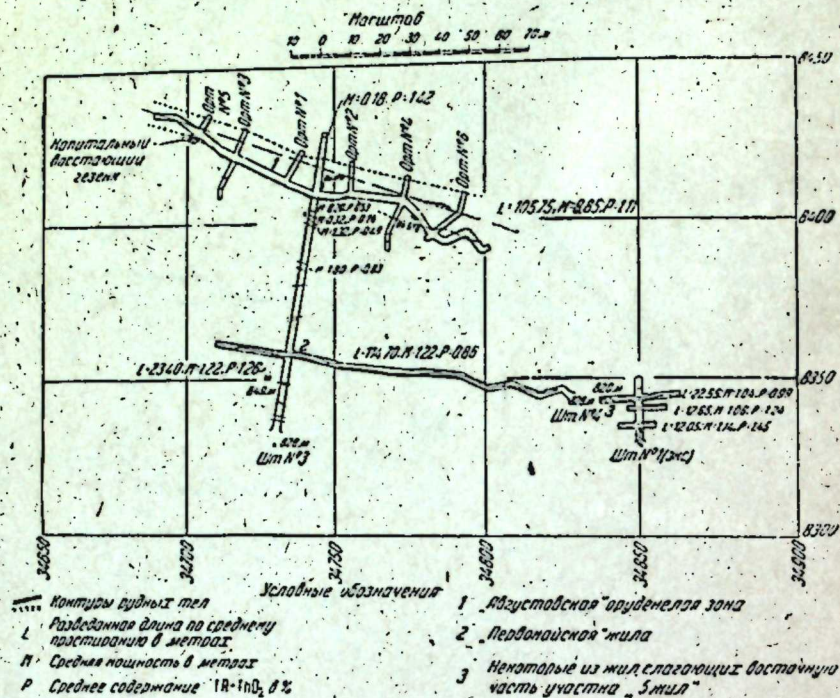


Фиг. 13. «Первомайская» жила. Разрез по оси восстающего, пройденного по восставшему жилы с горизонта шт. № 3 на поверхности.

сливаются, вмещающая порода между ними насыщается ловчорритом, образуя мощную оруденелую зону (напр., уч. «3 жилы» в центральной части, на горизонте штольни № 3, дал, названную «Августовской», мощную оруденелую зону, см. фиг. 9).

Минералогический состав пегматитовых жил, линз и прожилков довольно однообразен, несколько отличаясь лишь количественно для отдельных жил и отдельных их участков. Так например, пегматитовые жилы, приуроченные к ризкорритам, более богаты нефелином и сфеном. Это происходит отчасти, вероятно, и за счет усвоения пегматитовым расплавом некоторых частей вмещающих пород, через которые он следовал (в данном случае богатых нефелином и летучими лейкократовыми ризкорритами). Все они в основном сложены полевым шпатом, эгирином, щелочным амфиболом, ловчорритом и нефелином.

М. С. Афанасьевым [3], специально изучающим минералогический состав этих жил, кроме того, называется 23 отдельных минеральных вида, более или менее часто в них встречающихся в качестве аксессуарных минералов: ринколит, альбит, канкринит, сфен, апатит, лопарит, сфалерит, галенит, халько-

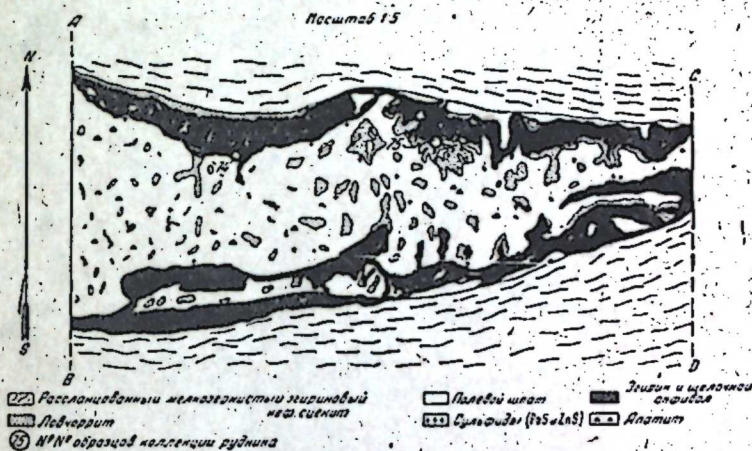


Фиг. 14.

пирит, пирротин, эвдиалит, натролит, лампрофиллит, астрофиллит, гидронефелит, пектолит, флюорит, ферсманит, кальцит; биотит, безредкоземельный ринколит и два, оставшихся неопределенными им, минерала.

К этому списку можем добавить отложенные в жилах в более позднее время: шабазит, образующий прекрасные «пиковидные» псевдоморфозы по скаленоэдрам кальцита, зеленый, иногда синий медистый вудьяврит, встреченный нами в пегматитовых жилах, приуроченных к ринчорритам, повидимому, образовавшийся за счет окисления халькопирита (довольно часто здесь встречается) и отложения медного купороса(?), углекислой меди(?) в разрушенном (выветрелом) ловчоррите-вудьяврите; другие светлоокрашенные разновидности вудьяврита, описываемые

Л. Б. Антоновым и П. Н. Чирвинским [5] на склоне Кукис-вумчорра в долину Лопарскую, содалит (первичный минерал), заключающий в большом количестве микроскопические пустоты, заполненные сероводородом (пахнет им после удара); наконец, белый, шнеевидный цеолит, образующий очень тонкие корочки по постпегматитовым трещинам в пегматитовых жилах восточной части участка «5 жил», сданный мною для детального исследования П. Н. Чирвинскому.¹



Фиг. 15. Участок «5 жил». Зарисовка части первой (южной) жилы, сделанная в средней части почвы нижнего уступа. Чертеж уменьшен при фотографировании примерно в 3,5 раза.

Анализ только что названного шнеевидного цеолита, исполненный в Хим. лаборатории Горной ст. Академии Наук в г. Кировске, химиком И. Д. Старынкевич-Борнеман, показал содержание (в %).

SiO_2 32.65%; M_2O_3 1.89% [есть Ti, Fe, Al(?)];

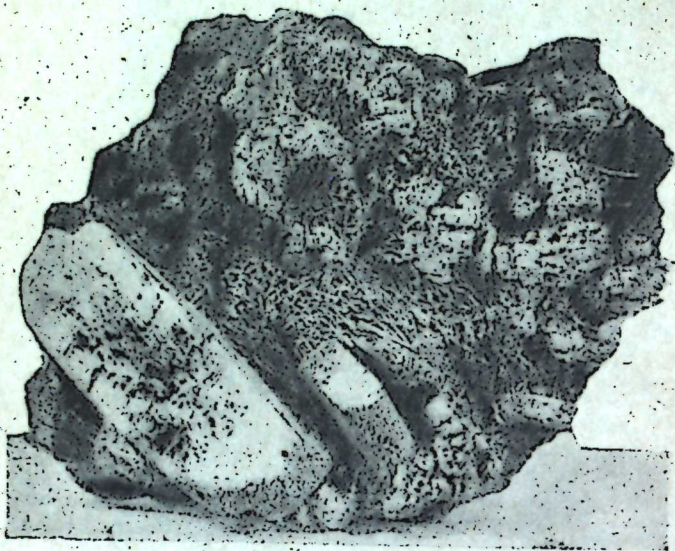
CaO 45.45%; Na_2O 0.40% (?); $H_2O < 110^\circ$ 0.16%

Потеря при прокаливании 16.66%; Сумма 97.21%

Предварительные результаты исследования его П. Н. Чирвинским указывают, что минерал относится к группе простых известковых цеолитов, обладает (видимо) формулой $3CaO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$, но не подходит ни к одному из известных

¹ Академику В. И. Вернадскому, по его просьбе, мною направлены свинцовый блеск и цинковая обманка из описываемых жил, с целью определения в первом природы свинца, а во второй — спектроскопически, индия.

Текстуры руды: пегматитовых жил — массивная или несколько полосчатая, вмещающих пород, заключенных в теле сложных жил — массивная, а чаще гнейсовидная (см. снимки, фиг. 18). Детали срастания (прорастания) ловчоррита и ринколита с другими минералами и крупность их мелких зерен видны на микрофотографиях (см. снимки, фиг. 19).

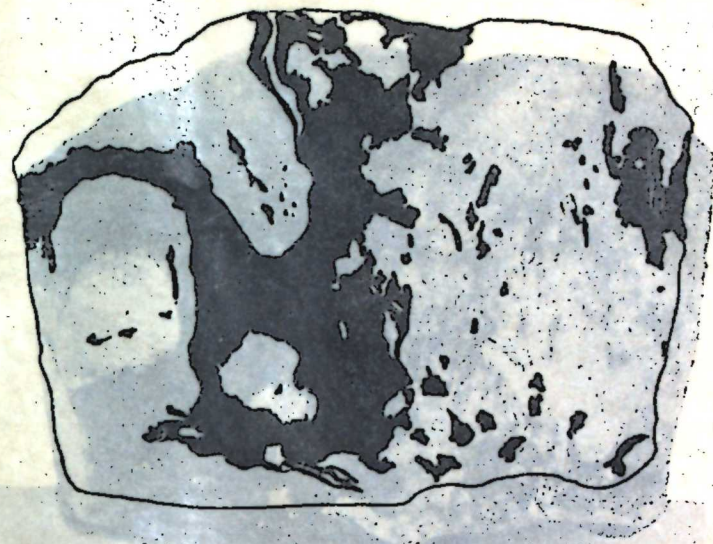


Фиг. 17. Стенка миаралитической пустоты, покрытая щеткой свободно росших, прекрасно образованных кристаллов калиевого полевого шпата и эгиринита.
Обр. № 308. Забой I вост. штрека из штольни № 1 (экс.).

Структура пегматитовых жил в общем такая же, как и вмещающих пород — паналлотриоморфнозернистая. Участками присутствует пойкилитическая структура (ринколит в полево шпате, см. микрофотографии), а также и структура замещения (альбит в калиевом полево шпате, канкринит в нефелине).

Привожу валовой анализ (в %) богатой ловчорритом пегматитовой эгиринно-полевошпатовой жильной породы (мат. Г. Ф. Смирнова, Исп. ст. греста «Апатит», табл. 1).

Распределение содержания $TR + ThO_2$ (ловчоррита-ринколита, для перевода, здесь и везде далее принимаем условный коэффициент 6) по отдельным компонентам, входящим в состав сложных жил (оруденелых зон), видно на фиг. 20. Участки



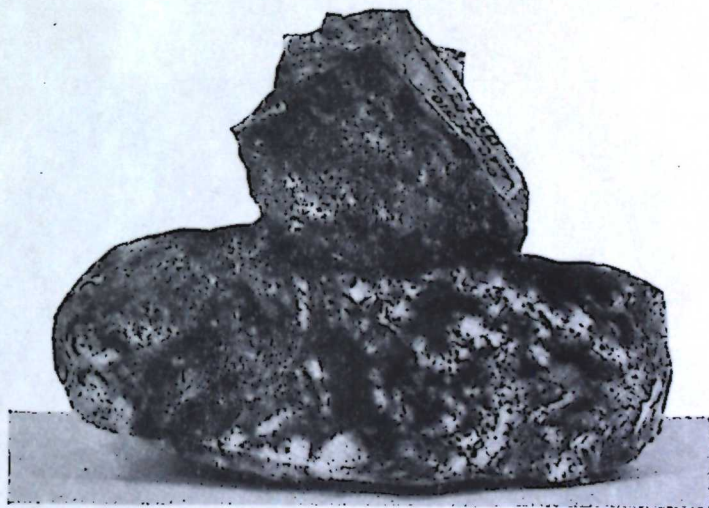
Фиг. 18 (Обр. № 503, 0.75 нат. величины). Ловчоррит азвит тушью. Белое — полево шпат, серое — нефелин, черное — эгирин и щелочный амфибол. Текстура массивная, несколько полосчатая. Типичная пегматитовая жильная порода. Ул. вес № 2.85. Восточная часть участка «Б жилы».



Фиг. 18б (Обр. № 510 и № 488, нат. величины). Ловчоррит азвит тушью, на фото серо-черный. Белое главным образом полево шпат, очень мало нефелина. Эгирин и щелочного амфибола так же мало — черное. Текстура массивная. Типичная пегматитовая жильная порода. Ул. вес 2.9. Обр. № 510 — участок «Б жилы» на горизонте шт. № 3 — «Аму-отоман» оруденелая-зона. Обр. № 488 — жила «Над компрессорной».



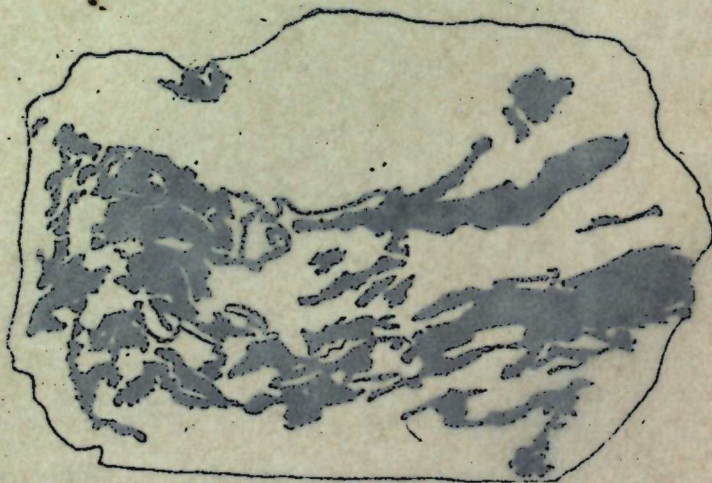
Фиг. 18а. (Обр. № 503, 0.75 пат. величины). Ловчоррит залит тушью. Белое — полевой шпат, серое — нефелин, черное — эгирин и щелочный амфибол. Текстура массивная, несколько полосчатая. Типичная пегматитовая жильная порода. Уд. вес № 2.85. Восточная часть участка «5 жил».



Фиг. 18б. (Обр. № 510 и № 488, пат. величина). Ловчоррит залит тушью, на фото серо-черный. Белое главным образом полевой шпат, очень мало нефелина. Эгирин и щелочного амфибола так же мало — черное. Текстура массивная. Типичная пегматитовая жильная порода. Уд. вес 2.9. Обр. № 510 — участок «3 жилы» на горизонте шт. № 3 — «Августовская» оруденелая зона. Обр. № 488 — жила «Над компрессорной».



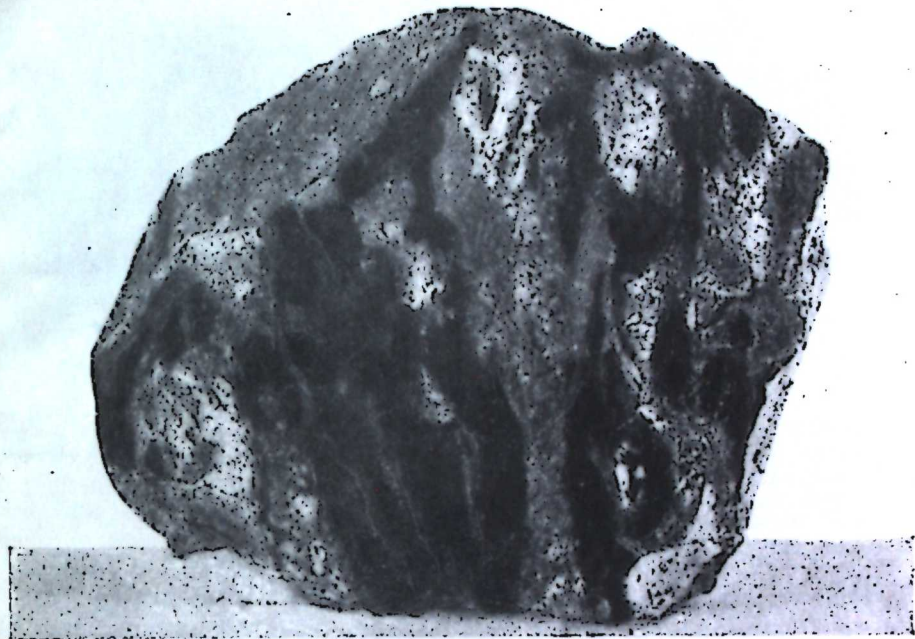
рис. 18в



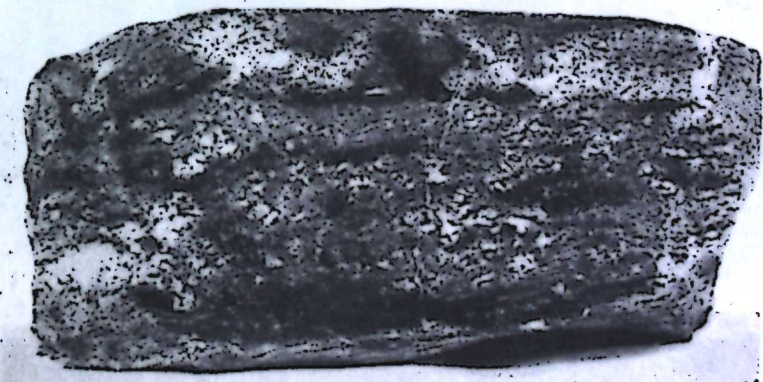
Фиг. 18в. (Обр. № 435, 0.5 нат. величины). Ловчоррит залит тушью. Остальное порфирированный эгирино-роговообманковый нефелиновый снит, с повышенным содержанием темноцветных минералов. Текстура массивная. Типичная для оруденелой зоны руда. Уд. вес 3.07. Учеток «3 жилы» на горизонте шг. № 3— «Августовская» оруденелая зона.



Фиг. 18г. (Обр. № 485, нат. величина). Ловчоррит залит тушью. Черное — эгирины и щелочный амфибол. Белое — главным образом сфен и нефелин. Идиоморфные кристаллы сфена заключены в ловчоррите. Текстура полосчатая. Пегматитовая ловчоррито-ринколитоносная жила. в рисчорритах.



Фиг. 18д. (Обр. № 497, nat. величина). Ловчоррит залит тушью. Черное — эгирин и щелочный амфибол. Белое и серое — главным образом полевой шпат и нефелин. Текстура прерывисто-полосчатая. Западная часть участка «5 жил». «Первомайская» жила. Пегматитовая жильная порода. Уд. вес 3.11.



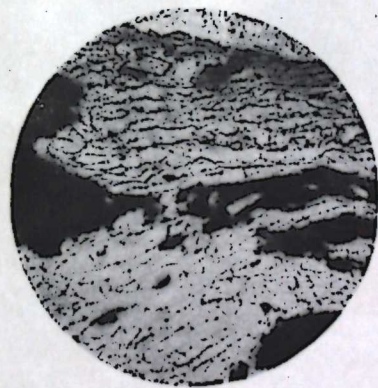
Фиг. 18е. (Обр. № 493, nat. величина). Ловчоррит залит тушью. Остальное — гнейсовидный, эгиринороговообманковый нефелиновый сиенит. Текстура гнейсовидная. Типичный облик для вмещающей породы, входящей в состав сложных жил. Уд. вес 2.82. Западная часть участка «5 жил». «Первомайская» жила.



Фиг. 19а. || NN. Черное — эгирин. Белое, у нижнего края снимка — калиевый полевой шпат. Серое — идиоморфные, небольшие кристаллы сфена в ловчоррите. Остальное — ловчоррит и ринколит (последнего не много, главным образом заключен в эгирине — пойкилитическая структура). Уч. «5 жил». «Первомайская» жила на гор.; шт. № 3. Обр. № 406. Шлиф № 125. × 25.



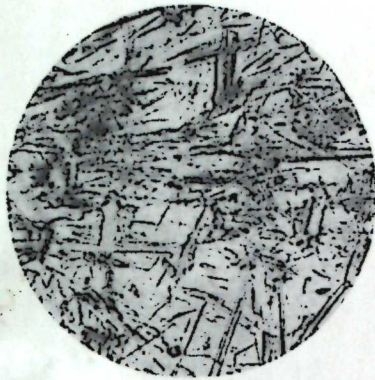
Фиг. 19б. || NN. Белое — ловчоррит. Черное — эгирин и щелочный амфибол. Пойклитическая структура. Уч. «5 жил». «Первомайская» жила на гор. шт. № 3. Обр. № 497. Шлиф № 156в × 25.



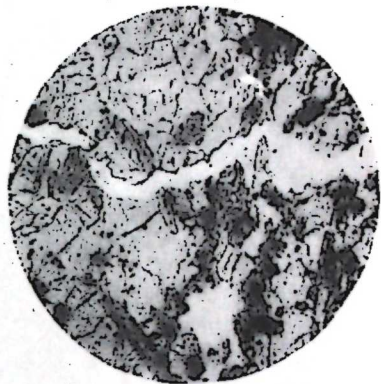
Фиг. 19в. || NN. Серое — ловчоррит (шагреновая поверхность). Черное в ловчоррите — щелочный амфибол и эгирин. В правом верхнем углу снимка — микропертит (серое). Восточная часть уч. «5 жил». Обр. № 503. Шлиф № 157а. × 25.



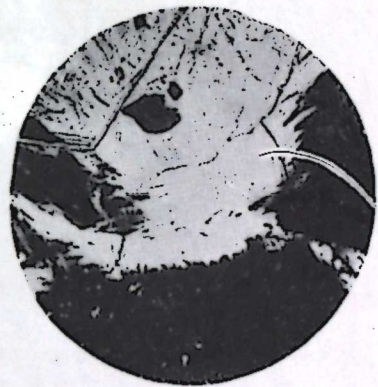
Фиг. 19г. || NN. Идиоморфные кристаллы сфена в ловчоррите. Верхняя часть снимка завуалирована. У нижнего края видна часть крупной призмы ринколита. Пегматитовая ловчоррито-ринколитоносная жила в ринчорритах. Обр. № 485. Шлиф № 142а. × 25.



Фиг. 19д. Иглы и призмы ринколита в калиевом полевом шпате и альбите. Пойкилитическая структура. Участок «5 жила». «Первомайская» жила на гор. шт. № 3. Обр. № 497. Шлиф № 156в. × 25.



Фиг. 19е. || NN. Ринколит (темное, идиоморфные зерна)—заключен в апатите (более светлое). Пегматитовая ловчоррито-ринколитоносная жила. Шт. № 1 (экс.) Обр. № 300. Шлиф № 123 bis. × 25.

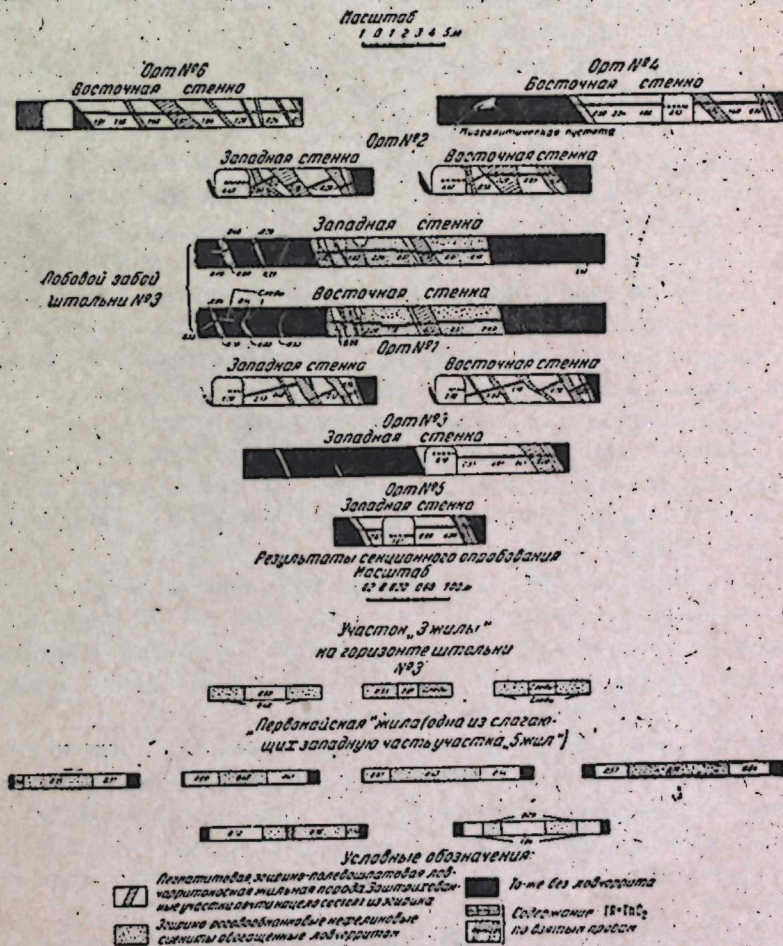


Фиг. 19ж. || NN. Калиевый шпат (белое) и щелочный амфибол (черное) с иглами ринколита — пойкилитическая структура. В щелочном амфиболе заключено идиоморфное зерно сфена. Пегматитовые ловчоррито-ринколитоносные жилы в ринчорритах, на склоне Кукиевумчорра в долину Лонарскую. Обр. № 458. Шлиф № 148. × 25.

Таблица 1

SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	TR+ThO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	Потери при прокаливании	Сумма
49.09	10.44	7.38	0.58	2.60	0.87	14.41	2.25	0.92	6.05	0.50	97.64

Участок „3 жилы“ на горизонте шт №3 „Абзустовская“ оруденелая зона. Зарисовки стенок ортоб пройденных от лежачего до височного бока „Абзустовской“ оруденелой зоны, с показанием результатов опробования



Фиг. 20.

пегматитовой жильной породы, почти нацело состоящие из темноцветных минералов (эгириин, щелочный амфибол), обычно немного беднее остальной части жильной породы. Ловчоррит на глаз в них плохо заметен и присутствует главным образом в виде мелкой вкрапленности, наряду с ринколитом, который здесь доминирует. Вмещающая порода в теле сложной жилы (оруденелой зоны) тоже обычно беднее ловчорритом и ринколитом (последний тоже часто здесь доминирует), а иногда лишь содержит трудно различимую простым глазом мелкую вкрапленность обоих минералов.

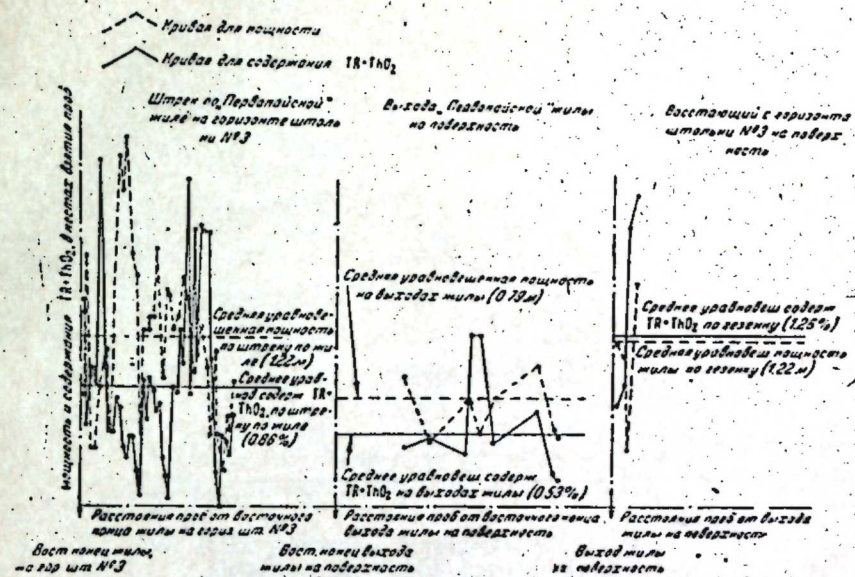
Однако, так как и темноцветные участки пегматитовой жильной породы и вмещающая порода в составе сложных жил (оруденелых зон) часто значительно обогащены ловчорритом и ринколитом, их участки распределены довольно бессистемно (обычно вытянутые по общему простиранию сложной жилы длинные линзы), а при обогащении с флотацией шламов (входит в схему работы Ловчорритовой обогатительной фабрики), большая часть мелкой вкрапленности ловчоррита и ринколита должна улавливаться, они подлежат одробованию и добыче как один из сортов хотя и мало ценной руды, но руды, от которой при добыче трудно избавиться (отсортировать ее) и из которой может быть получено весьма значительное количество редких земель и тория. (Обогащаемость ринколита однако надо проверить, и на основе результатов этой проверки окончательно решить затронутый вопрос).

Характер изменения мощности и содержания $TR + ThO_2$ в сложных жилах (оруденелых зонах), по простиранию и падению их, а также пределы колебаний и порядок характеризующих их цифр видны на фиг. 21.

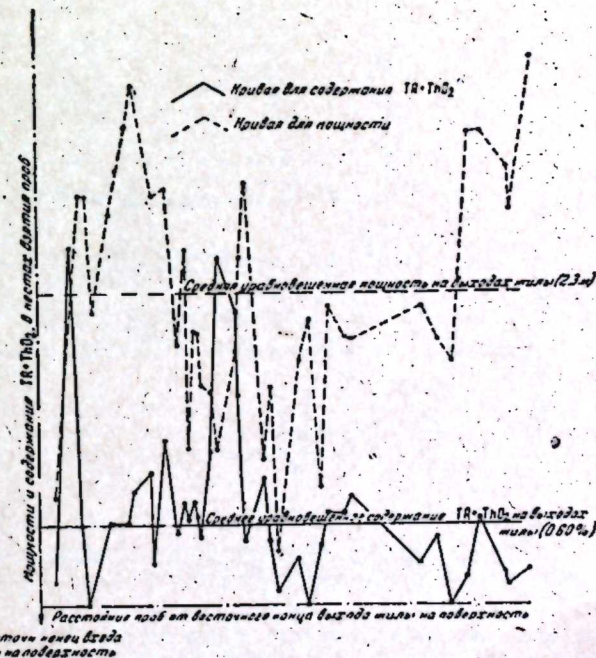
Ни прямой, ни обратной пропорциональности между мощностью и содержанием для отдельных жил не наблюдается. Можно лишь отметить, что более крупные пегматитовые эгиринополовошпатовые тела и оруденелые зоны, связанные с ними, обычно богаче ловчорритом, чем мелкие.

Не отмечена также какая-либо закономерность в изменении содержания $TR + ThO_2$ (ловчоррита и ринколита) в направлении от лежачего к висячему боку ловчоррито-ринколитовых жил (оруденелых зон), а равно и в распределении богатых и бедных участков в пределах их площади (см. фиг. 22 и 23).

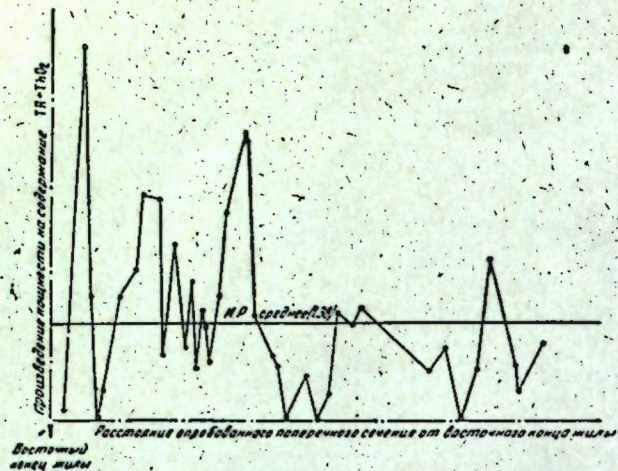
Эрозией обнажены, главным образом, лишь верхние части склонов (см. гл. II, абс. отм. 700—900 м) и то не полностью.



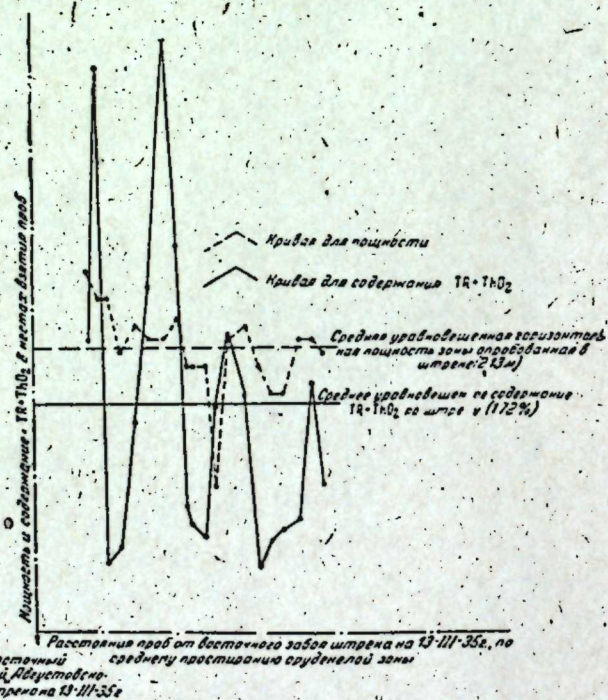
Фиг. 21а. «Первомайская» жила. Изменение мощности жилы и содержания $TR + ThO_2$ по пробам, с удалением к западу от ее восточного конца и с удалением по падению от выходов в глубину — до горизонта шт. № 3.



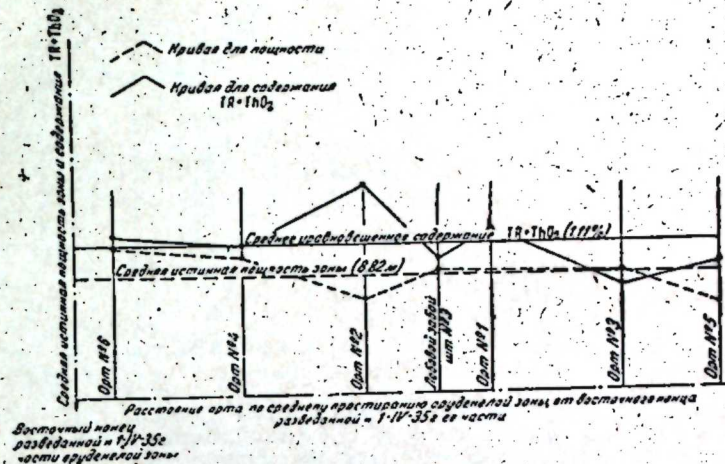
Фиг. 21б. Жила «Над компрессорной». Изменение мощности жилы и содержания $TR + ThO_2$ по пробам, с удалением к западу от восточного конца выхода ее на поверхность.



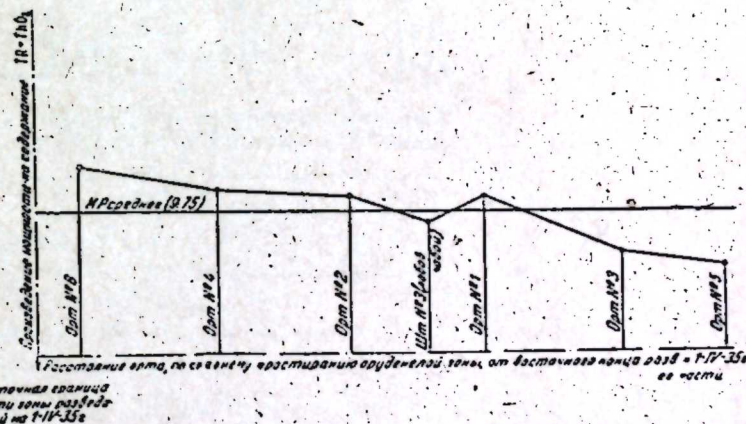
Фиг. 21в. К вопросу изменения содержания $TR + ThO_2$ и мощности по жиле «Над компрессорной».



Фиг. 21г. Участок «3 жилы» на горизонте шт. № 3 («Августовская» оруденелая зона). Изменение опробованной мощности зоны и содержания $TR + ThO_2$ по пробам, взятым из «Августовского» штрена, с удалением к западу от восточной границы зоны, разведанной на I/IV 1935 г.



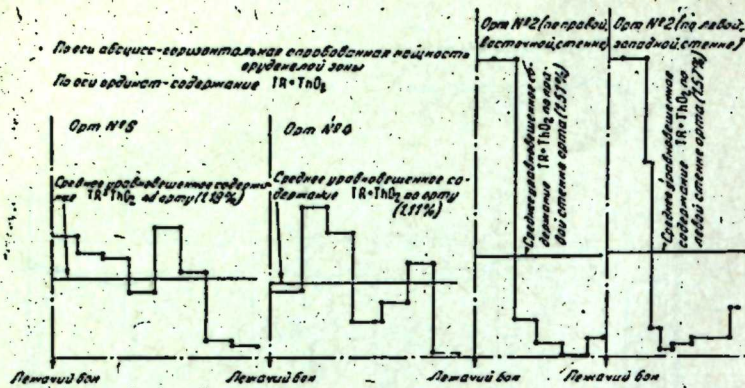
Фиг. 21д. «Августовская» оруденелая зона (горизонт шт. № 3). Изменение мощности и содержания $TR + ThO_2$ по направлению к западу от восточного конца разведанной к I/IV 1935 г. части оруденелой зоны. (Диаграмма составлена на основе опробования ортов, пройденных вкост простирания зоны.)



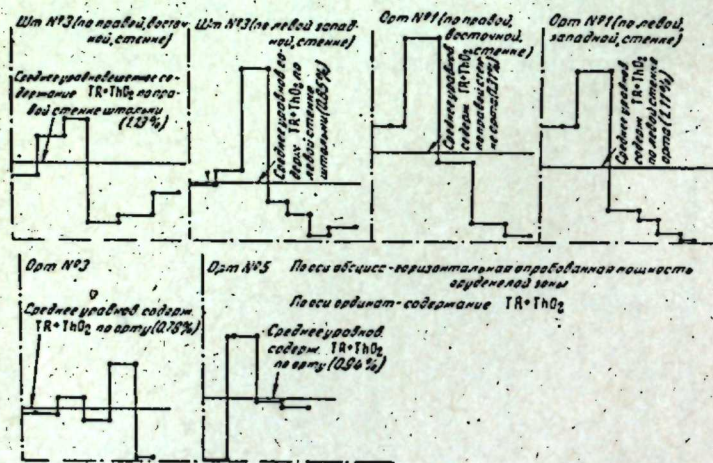
Фиг. 21е. К вопросу изменения содержания $TR + ThO_2$ и мощности по «Августовской» оруденелой зоне на горизонте шт. № 3.

В силу этого более или менее полно пока изучены лишь выходы оруденелых жил, расположенные в пределах этих горизонтов, на участках, обнаженных эрозией (вскрыш на глубине, горными работами, еще очень мало).

Ни к западу, ни к востоку, в пределах известной части месторождения (см. фиг. 6), не отмечено изменения характера или состава слагающих его оруденелых жил.



Фиг. 22а. «Августовская» оруденелая зона (горизонт шт. № 3). Изменение содержания $TR + ThO_2$ в направлении от лежащего к висячему боку оруденелой зоны, на основе опробования, пройденных к I/IV 1935 г. ортов.



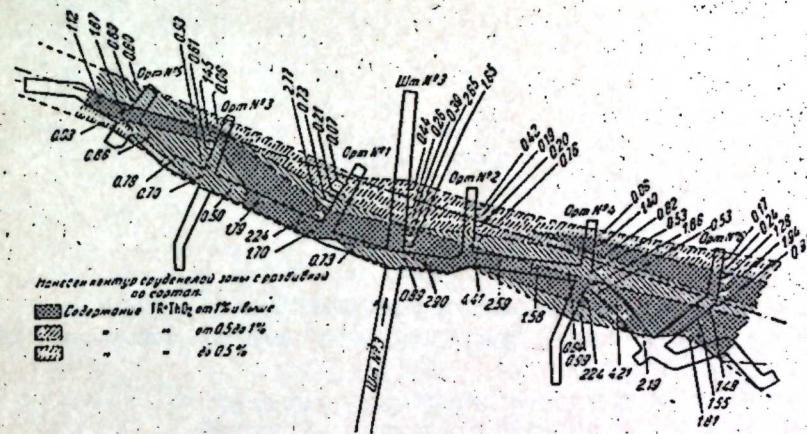
Фиг. 22б. «Августовская» оруденелая зона (горизонт шт. № 3). Изменение содержания $TR + ThO_2$ в направлении от лежащего к висячему боку, на основе опробования, пройденных к I/IV 1935 г. ортов.

Самый нижний выход богатого ловчорритом пегматитового эгирино-полевошпатового прожилка известен на горизонте с абсолютной отметкой 575 м (см. фиг. 6) в ризорритах.

Изменения минералогического состава оруденелых жил, их характера или состава отдельных минералов в направлении по падению, на известных горизонтах (до гор. 575 м), в общем, также не отмечено.

Отмечается лишь некоторое увеличение с глубиной количества эвдиалита, появление содалита и, может быть, некоторое увеличение содержания ринколита, сопровождающееся пропорциональным (?) уменьшением содержания ловчоррита.

Минералы альбит, биотит, астрофиллит, сфен всех окрасок, апатит, пирротин, сфалерит, галенит и халькопирит довольно широко развиты на изучавшихся выходах пегматитовых



Фиг. 23. План горных выработок, пройденных к 13/III 1935 г. по «Августовской» оруденелой зоне на горизонте шт. № 3.

эгирино-полевошпатовых жил и в местах их вскрыш горными работами, несомненно (по времени образования) одновременны моменту кристаллизации основной массы пегматитового расплава на этих горизонтах.

Произведенные опробовательские работы (на 1 апреля 1935 г. месторождение опробовано в 393 точках¹), были приурочены к вскрытым эрозией выходам и к вскрышам горными работами. Естественно, что в первую очередь опробовались и вскрывались горными работами наиболее богатые участки известной части месторождения, отсюда большинство имеющихся точек опробования относится именно к таким участкам.

Результаты опробования для всей известной части месторождения сведены в табл. 2.

¹ 64 точки опробованы «Союзредметгеоразведкой» [М. С. Афанасьев, 3], остальные 329 геолслужбой опытного Ловчорритового рудника треста «Апатит».

Таблица 2

Содержание TR + ThO ₂ в %	Число опробованных точек	Число опробованных точек в %
От следов до 0.25	78	19.85
» 0.25 » 0.50 ₁	40	10.18
» 0.50 » 0.75	63	16.03
» 0.75 » 1.00	51	12.97
» 1.00 » 1.50	69	15.79
» 1.50 » 2.00	39	9.25
» 2.00 и выше ¹	60	15.26
	400	100

Приближенное среднее содержание TR + ThO₂ для всех опробованных частей месторождения 1.02%, исчислено по формуле:

$$P_{cp} = \frac{p'n' + p^2n^2 + \dots + p^n n^n}{100};$$

где «р» — содержание TR + ThO₂: 0.13%; 0.38% и т. д., из табл. 2, а «n» число точек опробования, оказавшихся, примерно, с таким содержанием в %.

Для участка «3 жилы» — мощной свиты оруденелых жил, прослеженной (фиг. 6) от вершины склона Юкспора в долину Лопарскую, через обрыв правого склона долины Гакмана (вблизи его бровки) до плато левого склона этой долины, результаты опробования сведены в табл. 3.

Приближенное среднее содержание TR + ThO₂ 1.36%.

Средние уравновешенные, исчисленные для отдельных рудных тел, слагающих эту свиту, и разных их горизонтов колеблются в пределах от 1.11 до 1.68% TR + ThO₂.

Этот участок месторождения является наиболее промышленно интересным. В его центральной части он трудно доступен для опробования на выходах, в силу крутых склонов.

¹ Для подсчета приближенного среднего наибольшее содержание принято равным 3%.

Таблица 3

Содержание TR + ThO ₂	Число опробованных точек	Число опробованных точек в %
От следов до 0.25	24	6.86
» 0.25 » 0.50	12	13.72
» 0.50 » 0.75	17	9.71
» 0.75 » 1.00	15	8.58
» 1.00 » 1.50	34	19.42
» 1.50 » 2.00	29	16.55
» 2.00 и выше	44	25.16
	175	100

Результаты опробования для остальных жил и участков месторождения, обладающих второстепенной промышленной значимостью сведены в табл. 4.

Таблица 4

Содержание TR + ThO ₂	Число опробованных точек	Число опробованных точек в %
От следов до 0.25	54	24.74
» 0.25 » 0.50	28	12.84
» 0.50 » 0.75	46	21.13
» 0.75 » 1.00	36	16.54
» 1.00 » 1.50	28	12.84
» 1.50 » 2.00	10	4.59
» 2.00 и выше	16	7.32
	218	100

Приближенное среднее содержание 0.78%. Из них промышленно наиболее интересными являются жилы «Над компрессорной», Восточная часть участка «5 жилы» и «Первомайская» жилы. Число опробованных здесь точек 165 и приближенное среднее содержание TR + ThO₂ 0.88%. Среднее

уравновешенное для выходов жилы «Над компрессорной» 0.60%, для Восточной части уч. «5 жилы» 0.74% и для отдельных частей «Первомайской» жилы 0.63 — 0.82%.

Для остальных из затронутых опробованием жил месторождения приближенное среднее содержание $TR + ThO_2$ 0.49%, при среднем арифметическом из результатов анализа 53 взятых здесь проб 0.53%.

Ловчоррито-ришкорритоносные жилы в рисчорритах, на склоне Кукисвумчорра в долину Лопарскую (см. фиг. 6), опробованные Л. Б. Антоновым и К. Г. Ивановым [26], оказались с таким же содержанием $TR + ThO_2$, что и опробованные нами жилы на Юкспоре.

Из изложенного видно, что для уч. «3 жилы» около 60% точек опробования оказалось с содержанием $TR + ThO_2$ выше 1% и 40% с содержанием до 1 или 1%, а для остальных опробованных жил и участков 60% точек опробования показали содержание ниже 1 или 1% и 40% выше 1%.

Проф. А. А. Полканов [27] указывает на возникновение на Кольском щите в герцинское время расколов, образование которых могло быть обусловлено региональным давлением с С и СВ, выполненными впоследствии интрузиями нефелиновых сиенитов.

Одна из таких интрузий образовала Хибинский щелочный массив.

Если предположить, что это давление существовало все время, пока формировался Хибинский массив, в наличии его можно усмотреть одну из основных причин геологического строения описываемого района. Так, под влиянием этого давления могла образоваться ослабленная зона между первыми дифференциатами щелочной магмы, породившей Хибинский массив, — хибинитами и фойяитами, последовательно выполненная интрузиями следующих ее дифференциатов, в более позднее время подымавшимися к поверхности.

Первыми, в изучавшемся автором районе, из недр поступили в эту ослабленную зону эгирниновые нефелиновые сиениты, затем рисчорриты и, наконец, эгирнино-роговообманковые нефелиновые сиениты.

Описанный выше характер контактов (все интрузивные) и приконтактные взаимоотношения названных пород подтверждают высказанное положение.

Некоторыми исследователями, например, В. И. Влодавцом [14] указывается иная последовательность появления слагаю-

щих массив горных пород. Окончательно этот вопрос, надо полагать, будет решен по окончании геологической карты массива, в настоящее время заканчиваемой ЛГРТ под руководством геолога Н. А. Елисеева.

Различная крупность зерна эгирнино-роговообманковых нефелиновых сиенитов вблизи контакта с фойяитами и рисчорритами может быть объяснена условиями их застывания вблизи уже холодной породы (фойяиты) и еще теплой (рисчорриты).

Наличие небольших неправильных участков мелкозернистых разновидностей эгирнино-роговообманковых нефелиновых сиенитов в порфирированных разностях тех же пород может быть объяснено передвижками периферических, уже застывших частей в еще жидкой, в основной своей массе, магме. Альбитизация полевого шпата, свойственная эгирнино-роговообманковым нефелиновым сиенитам, вероятно, есть следствие, главным образом, процессов аутометаморфизма и отчасти пневматолита, каковые, естественно, получают наибольшее развитие вблизи висячего бока.

Наличие указанного выше ориентированного давления в постинтрузивное время обусловило трахитоидность — флюидалность в перпендикулярном направлении и другие выше отмеченные явления магматической тектоники (прототектоники), а после, в уже остывших породах, образование трещин: разрыва (Q) в ССВ направлении,¹ трещин (S) — соответствующих плоскости механической анизотропии — в почти широтном и трещин скалывания (Мора) в направлении под углом, примерно, 45° к названным первым.

Эта система трещин (ослабленных зон) была выполнена жильными выделениями. Первыми в почти широтные трещины (S , ср. азимут простирания 280°) поступили (может быть, были выдавлены той же силой) жилы эгирниновых нефелиновых сиенитов и одновременно с ними, а частью и несколько позже, пегматитовые эгирнино-полевошпатовые жилы, образующие месторождение (последние выполнили и часть трещин Мора).

Частая огнейсованность вмещающих эти жилы пород и пород, заключенных между ними, может быть является и следствием

¹ Малое число зарегистрированных трещин ССВ, простирания следует, повидимому, объяснить неполнотой имеющихся полевых наблюдений.

динамического воздействия пегматитового расплава, обильного летучими, стремящимися расширяться (Дж. Спёрр, 28).¹

Следующими были заполнены ССВ трещины и некоторые оставшиеся свободными трещины Мора, почти чисто эгириновыми жилами, секущими жилы, сложившие месторождение.

Позже, теми же путями, следовали пары и газы, вызывая альбитизацию полевого шпата, образование флюорита и т. д. (пневматолит) и горячие минерализованные воды, которым обязаны своим происхождением отложенные в постпегматитовых трещинах натролит, шабазит и другие минералы, а также вытянутые шпротно зоны проникнутых сульфидами (главным образом, пирротинном) пород, отмеченные в эгирино-роговообманковых нефелиновых спенитах и в рисчорритах, и прекрасно выраженные у контакта всякого бока эгирино-роговообманковых нефелиновых спенитов (контакт их с фойяитами — шпротиповая зона Лопарского перевала).

Еще позже холодные, исходящие минерализованные воды, окисляли сульфиды, заменяя с поверхности проникнутые сульфидами зоны горных пород охристыми (ожелезненными) зонами, отлагали по трещинам различные цеолиты и превращали часть ловчоррита, главным образом вблизи поверхности, в типичный вудьяврит и другие светлоокрашенные его разновидности.

Последние процессы продолжаются и в настоящее время. Проф. Полкановым [27, стр. 451] отмечается возможность открытия (оживления) старых трещин в ослабленной (сейсмической) зоне на Кольском полуострове. Можно предположить, что часть вертикальных трещин СВ простирания (азимут 60°), развитых в рассматриваемом районе (трещины Мора) подвергалась такому оживлению и была выполнена описанным выше щелочным базальтом — самой юной из пород нашего района.

Происходившей в недрах дифференциацией щелочной магмы, породившей Хибинский массив, объясняется состав, отчасти структура и порядок появления горных пород, слагающих район месторождения.

В полном соответствии с законами такой дифференциации, устанавливаемыми А. Е. Ферсманом [29, 30], находится богатство жильных горных пород района темноцветной составляю-

¹ Говоря это, я никогда не пытался объяснить возникновение обширных полей трахитоидных разностей нефелиновых спенитов в Хибинах внедрением пегматитовых тел, как это мне ошибочно приписывает Н. А. Елисеев в своей статье «О геологических структурах Хибинского и Ловозерского интрузивных массивов» («Проблемы Советской геологии», том VI, № 1, стр. 4, 1936 г.).

щей (эгирин, щелочный амфибол) и значительное обогащение летучими (включены в минералах апатите, сфене, ринколите, ловчоррите, астрофиллите и т. д.) горной породы. Это находит отражение и в порядке выделения основных минералов в пегматитовых жилах, слагающих месторождение. Первыми (в основной массе) здесь выделяются темноцветные минералы (эгирин и щелочной амфибол), находящиеся в избытке, заполняя пережимы пегматитовых тел и часто части их, прилегающие к зальбандам (см. фиг. 15); вслед за ними бесцветные минералы (полевой шпат и нефелин) и богатые летучими (ловчоррит).

Конечным продуктом основной фазы этой дифференциации у нас являются почти чисто эгириновые жилы, секущие пегматитовые жилы, слагающие месторождение, что также вполне соответствует излагаемой А. Е. Ферсманом [29] схеме.

Однако в эту схему не удастся целиком уложить следующую, указанную выше и здесь повторяемую, последовательность появления наших пород:

І серия горных пород

- 1) Мезократовые эгириновые нефелиновые спениты, бедные летучими.
- 2) Лейкократовые, богатые летучими, рисчорриты.
- 3) Немного более темные, чем первые, богатые летучими (повидимому, более богатые, чем рисчорриты) эгирино-роговообманковые нефелиновые спениты.

II серия горных пород (жилы)

- 1) Меланократовые жильные эгириновые нефелиновые спениты, довольно бедные летучими.
- 2) Эгирино-полевошпатовые ловчорритоносные жилы, мезократовые (если, скорее, не лейкократовые), весьма богатые летучими.
- 3) Еще более темные, чем первые в этой серии, эгириновые жилы, богатые летучими.

Наконец, жилы щелочного базальта, не являющиеся продуктом основной фазы дифференциации, породившей массив щелочной магмы,

Отмечаемые М. С. Афанасьевым [3] на вершине Юкспора кварцево-андалузитовые роговики (остатки кровли массива) указывают, что в районе месторождения процессам денудации обнажены лишь самые верхние части массива, непосредственно примыкавшие к смытой его кровле.

Рассмотрение минерального комплекса, слагающего месторождение (относительно постоянна на всех известных горизонтах, см. выше), в свете геохимической диаграммы Хибинских тундр А. Е. Ферсмана [3] убеждает, что температура застывания основной массы пегматитовой расплава в известных нам гипсометрических пределах (выше гор. 575 м), была, примерно, одинакова, характеризуясь цифрой 400—500° (последнее также свидетельствует и о неглубокой эрозии). С удалением в глубину на сотни метров от известных выходов, можно ожидать некоторого ее повышения, но постепенного и небольшого, что должно вызывать изменение минерального комплекса, слагающего оруденение жилы и, в конце концов, привести к исчезновению в них ловчоррита, а может быть и к обеднению их ринколитом. До горизонта же 575 м, как говорилось, существенного изменения минерального состава оруденелых жил не отмечено, равно как и явного обеднения их ловчорритом.

IV. ОПРОБОВАНИЕ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ УДЕЛЬНОГО ВЕСА РУДЫ

Анализ большинства проб, взятых с месторождения, производился на содержание TR + ThO₂ в производственных лабораториях треста «Апатит».

Метод анализа — осаждение щавелевокислых солей редких земель и тория из солянокислого раствора. Контрольные анализы делались в химической лаборатории Кировской Горной станции Академии Наук и указывают на достаточно точную работу названных лабораторий. Средняя точность анализов на TR + ThO₂ в производственной лаборатории (получаемая средняя разница между двумя анализами одной и той же пробы, при крупности порошка пробы — 150; —100 и —65 меш), как это установлено нами,¹ ± 0.12 TR + ThO₂. При содержании TR + ThO₂ в руде 0.7% (4.2% условного ловчоррита-ринколита) относительная ошибка анализа в %, следовательно, равна:

$$\frac{\Delta P}{P} \cdot 100 = \frac{0.12}{0.7} \cdot 100 = \pm 17 \%$$

При содержании 1.2% (7.2% условного ловчоррита-ринколита) она равна $\pm 10\%$, а при содержании 0.4% $\pm 30\%$.

¹ Вопрос точности анализов проб на TR + ThO₂ подробно рассматривается в моей статье: «Описание и результаты опытных работ по выбору рационального способа обработки проб с Юкспорского месторождения ловчоррита в Хибинах», в журнале «Редкие металлы», № 2, 1936 г.

Общее число бороздовых проб, взятых геолслужбой опытного Ловчорритового рудника, 211. Сечение бороздок 10 × 3 см. Количество взятых погонных метров таких бороздок 211.61. Производительность на одного пробщика за 7-часовую смену была в среднем 0.41 пог. м. Пробщиками стремились ставить опытных бурильщиков с оплатой по высшему тарифному разряду тарифной сетки горнорабочих сдельщиков. Качество работы и производительность поощрялись надбавкой до 50% к такому гарантированному заработку, устанавливаемой по истечении месяца работы, для каждого пробщика в отдельности, производителем опробовательских работ.

Качество работы пробщика, кроме непосредственного наблюдения за его работой, проверялось замерами сечения сделанной им бороздки — шаблоном и сравнением действительного веса пробы им сдаваемой, с ее теоретическим весом, получаемым умножением объема оставшейся после взятия пробы бороздки, на удельный вес опробованной породы в месте опробования. Получавшиеся расхождения на 2 пог. м. борозды (примерно 18 кг материала пробы), обычно были ниже 1 кг.

При опробовании выходов оруденелых жил намеченное для опробования поперечное сечение жилы освобождалось от выветрелой породы задркой с помощью молотка и зубила. Средняя потребная глубина такой задрки: 10 см (эрозия, как и везде в Хибинах, быстрая). Средняя производительность рабочего на задрке: 1 пог. м (смена 7-часовая).

Крупные неровности склонов в местах, намеченных для опробования (пробы, естественно, старались брать через равные промежутки), можно было сгладить только с применением взрывных работ. Так как необходимая для бурения скважин рабсила отсутствовала, приходилось вести секционное опробование (отдельные секции по различным кругостям склона), делать замеры углов падения склона и опробуемой жилы, длины отдельных секций и бороздок, а затем рассчитывать среднее уравновешенное содержание и среднюю мощность для опробованного поперечного сечения.

В 7 местах опробования бороздовыми пробами, для контроля, были взяты валовые пробы взрывными работами, весом от 0.7 до 3.5 т (шпурь задавались с таким расчетом, чтобы подорвать с каждого элемента мощности жилы, примерно, одинаковое количество материала).

В табл. 5 сравниваются результаты анализов валовых и бороздовых проб, взятых здесь же. Средняя разница $\pm 0.22\%$

Таблица 5

Истинная мощность жилы в месте опробования (в м)	№ бороздовых проб	№ валовых проб взятых здесь же	Содержание TR + ThO ₂		Знак отклонения	Абс. величина разницы
			по валовой пробе	по бороздовой пробе		
2.60	7 ¹	111, 112, 113, 114, 115	1.41	1.27	—	0.14
2.53	179, 180	238, 239	1.80	2.19	+	0.39
2.02	183	240, 241	0.77	0.40	—	0.28
0.80	201	268	0.17	0.25	+	0.08
2.40	2 ¹	3 ¹	0.78	1.05	+	0.27
3.30	6 ¹	7 ¹	1.58	1.57	—	0.01
3.00	8 ¹	9 ¹	2.78	2.38	—	0.40

TR + ThO₂ (1.32% условного ловчоррита-ринколита), при наибольших разницах от +0.39 до -0.40% TR + ThO₂.

С некоторых поперечных сечений отдельных оруденелых жил, слагающих месторождение, взято 80 проб не точной бороздой (брались в пробу отдельные куски по мощности жилы, однако стараясь каждый элемент мощности представить, примерно, одинаковым количеством материала).

Производительность одного пробника за 7-часовую смену на таких пробах около 2.5 пог. м. Для контроля, в 7 местах опробования такими пробами, были взяты нормальные бороздовые пробы. В табл. 6 сравниваются анализы этих (контрольных) проб и проб взятых не точной бороздой. Средняя разница $\pm 0.76\%$ TR + ThO₂ (4.56% условного ловчоррита-ринколита). Наибольшие разницы от -2.04% до +0.78% TR + ThO₂.

Как выяснено в главе III, довольно значительное количество ловчоррита, а главным образом ринколита, находится в руде в виде мелкой вкрапленности (см. микрофотографии, фиг. 10а и 19); это приводит к тому, что кажущиеся на глаз безрудными части сложных оруденелых жил оказываются на самом деле значительно обогащенными TR + ThO₂, иногда немного меньше, чем участки с видимым на глаз оруденением; это доказано

¹ Проба взята Юкспорской г.-р. партией С.-З. отдел. «Союзредметгеоразведка» [М. С. Афанасьев, 3], анализ сделан на ThO₂ пересчитан на ловчоррит, а нами на TR + ThO₂.

Таблица 6

№ проб		Содержание TR + ThO ₂ в %		Знак отклонения	Абсол. величина разницы
взятых не точной бороздой	бороздовых	по пробе не точной бороздой	по бороздовой пробе		
32	110	0.35	0.78	—	0.43
34	120	0.85	0.07	+	0.78
35	121	0.36	0.85	—	0.49
53	118	0.85	1.77	—	0.92
69	109	0.28	0.03	+	0.25
79	117	0.12	2.16	—	2.04
89	116	1.15	0.77	+	0.38

произведенным секционным опробованием (см. фиг. 20). Мелкая же вкрапленность эвдиалита, сфена и астрофиллита, особенно в подземных выработках, при плохом освещении, легко может быть принята за ловчоррито-ринколитовую вкрапленность при попытках глазомерного определения содержания ловчоррита-ринколита в руде (линейном анализе). Этим, в основном, объясняется значительная разница (в среднем $\pm 2-3\%$ ловчоррита-ринколита) между глазомерным определением содержания их в месте взятия пробы и рассчитанным на основе анализа на TR + ThO₂.

Подтверждение высказанному находим также и в результатах опытной рудоразборки валовой пробы, взятой нами с жилы № 1 (Зап. часть уч. «3 жилы»).

Так, выделенная из этой пробы фракция кусков руды (проба № 113) крупностью около 10 см, весом 140 кг, с незаметным на глаз оруденением, по анализу оказалась содержащей, примерно, такое же количество TR + ThO₂ (1.2%), что и другие фракции этой пробы с видимым на глаз оруденением.

Опробована часть руды добытой на опытном Ловчорритовом руднике. Поверхность рудного штабеля с целью опробования разбивалась сеткой на квадраты с длиной стороны 0.5 м и с каждого угла такой сетки в пробу бралась горсть руды или кусок ее величиной с кулак. Вначале куски с каждой из 5 обнаженных стенок штабеля (верхняя и 4 боковые) брались как отдельная проба.

Позже, так как все такие пробы с отдельных участков месторождения оказались относительно близким по содержанию $TR + ThO_2$, куски со всех обнаженных стенок одного штабеля соединялись в одну пробу.

Среднее уравнишенное по весу так опробованных штабелей содержание $TR + ThO_2$ в руде, добытой в восточной части участка «5 жилл», оказалось равным 0.74% $TR + ThO_2$ (4.44% условного ловчоррита-ришколита).

Бороздовое опробование бороздами сечения 10×3 см оруденелых жилл, слагающих эту часть участка из пройденных здесь подземных горных выработок, дало цифру среднего уравнишенного содержания $TR + ThO_2$: 1.18%. Опробование выходов этих жилл пробами, взятыми не точной бороздой, дало цифру 0.99% $TR + ThO_2$.

Такое опробование руды, добытой из горных выработок, пройденных по «Августовской» оруденелой зоне (центр. часть уч. «3 жилл», на 65 м ниже выходов), дало цифру 1.42% $TR + ThO_2$, тогда как среднее уравнишенное содержание $TR + ThO_2$ для разведанной к 1/IV 1935 г. части этой оруденелой зоны, полученное на основе опробования бороздами сечения 10×3 см, оказалось равным 1.11% (6.65% условного ловчоррита-ришколита).

Опробованные этим же способом штабеля руды добытой из жиллы № 1 (западная часть участка «3 жилл»), обогащенной ручной рудоразборкой, оказались содержащими 2.11% $TR + ThO_2$ (12.66% условного ловчоррита-ришколита).

Бороздовое опробование выходов этой жиллы, сделанное М. С. Афанасьевым [3], дало среднее содержание ловчоррита-ришколита для всей опробованной ее части 9.53%, а для участка, с которого была получена штабелированная руда 7.6—13.3% ловчоррита-ришколита.

«Первомайская» жилла (одна из слагающих западную часть уч. «5 жилл») была опробована на гор. шт. № 3, из штрека, пройденного по ее простиранию (шт. № 4, см. фиг. 9, 14 и 21а) на длине по простиранию 114.7 м, бороздовыми пробами (сечение бороздок 10×3 см), взятыми через интервалы, в среднем 2.5 м. Выведенное на основе этого опробования среднее уравнишенное содержание $TR + ThO_2$ для опробованной части жиллы оказалась равным 0.86%.

С целью выяснить наибольший допустимый интервал между такими пробами, при котором среднее уравнишенное содержание для этой части жиллы будет определено с такой же точ-

ностью, с какой делаются анализы проб на $TR + ThO_2$ в производственной лаборатории, были рассчитаны все варианты средних уравнишенных для разряженной сети этих проб (через 5; 7; 10; 12.5; 15; 17.5 и 20 м).

Оба варианта при разряженной до 5 м сети этих проб дали расхождение средних уравнишенных с средним уравнишенным, выведенным для сети проб через 2.5 м, меньше чем два химических анализа одной и той же пробы в производственной лаборатории (меньше $\pm 0.12\%$ $TR + ThO_2$).

То же дают все три варианта для сети проб через 7.5 м.

То же 2 варианта для сети проб через 10 м, а два другие варианта этой сети — один $+0.12\%$ $TR + ThO_2$, а второй -0.13% , т. е. на 0.01% $TR + ThO_2$ больше, чем средняя разница между 2 анализами одной и той же пробы на $TR + ThO_2$ в производственной лаборатории. Более редкая сеть проб дает разницы, уже значительно превышающие цифру точности анализа проб.

Это было повторено и для штрека, пройденного по «Августовской» оруденелой зоне и опробованного к 1/IV 1935 г. на длине по ее среднему простиранию 93.30 м, такими же пробами, через интервалы в 5 м.

Среднее уравнишенное содержание $TR + ThO_2$ для одного из 2 вариантов разряженной до 10 м сети этих проб оказалось отличающимся от такового, выведенного на основе сети проб, через 5 м, меньше, чем обычная разница между двумя анализами одной и той же пробы, а для второго больше, чем эта разница на $+0.02\%$ $TR + ThO_2$. Более редкая сеть проб дала разницы, значительно превышающие цифру точности анализа проб.

Рассмотрение таблицы 5, а также приведенные выше результаты опробования добытой руды, указывают, что опробование бороздами сечения 10×3 см, проведенными по мощности оруденелых жилл слагающих месторождение, дает достаточно надежные цифры.

Окончательно наиболее рациональное сечение борозды надлежит выбрать экспериментально, что является ближайшей задачей геолслужбы Ловчорритового рудника.

Опробование пробами, взятыми не точной бороздой, без весьма значительного сгущения сети таких проб, что невыгодно (дорогие анализы), надо признать недостаточно надежным и пригодным, в лучшем случае, для самой грубой

ориентировки в порядке цифр содержания $TR + ThO_2$ в руде.

Последнее относится и к глазомерному определению содержания ловчоррита-ришколита в руде.

Опробованию и добыче подлежат все компоненты, входящие в состав сложных оруденелых жил и оруденелых зон, слагающих месторождение, а равно и вмещающая порода, непосредственно примыкающая к зальбандам крайних пегматитовых прожилков. Необходимость изложенного подтверждается результатами произведенного секционного опробования и опытной рудоразборкой материала валовой пробы, взятой с жилы № 1.

Рудоразборка породы, добытой из тела сложной оруденелой жилы (оруденелой зоны) с откидыванием в отвал пустой (на глаз) фракции, не может не считаться проявлением хищничества до тех пор, пока не будет доказана невозможность или нерентабельность в настоящий момент обогащения мелкой, плохо различимой на глаз вкрапленности ловчоррита-ришколита (значительная часть ее при обогащении с флотацией шламмов, как сказано, повидимому, должна улавливаться).

Для осуществления рудоразборки, если необходимость таковой все же будет доказана, необходим опытный штат бракеров и все же значительные потери $TR + ThO_2$ здесь всегда неизбежны.

Мелочь, получаемая при рудодобыче, всегда заведомо обогащена ловчорритом за счет его способности легко раскращиваться. Это доказано ее опробованием.

Наиболее рациональным способом опробования месторождения, таким образом, является опробование бороздами, сечения (до того, как оно будет выбрано экспериментальным путем) 10×3 см. При опробовании выходов оруденелых жил необходима предварительная задирика, в среднем, на глубину 10 см. Густота сети проб должна быть не реже 10 м (интервал, разумеется, постоянный).

В худшем случае при таком опробовании имели бы для «Первомайской» жилы на горизонте шт. № 3 вместо 0.86% $TR + ThO_2$ 0.73%, т. е. результат опробования с относительной ошибкой:

$$\frac{dp}{p} \cdot 100 = \frac{0.66 - 0.73}{0.86} \cdot 100 = \frac{0.13}{0.86} \cdot 100 = \pm 15 \%$$

При такой возможной ошибке, зависящей от неточности анализов:

$$\frac{0.12}{0.86} \cdot 100 = \pm 14 \%$$

т. е. совершенно допустимую цифру.

А для «Августовского» штрека:

$$\frac{1.86 - 1.72}{1.72} \cdot 100 = \frac{0.14}{1.72} \cdot 100 = \pm 8 \%$$

При возможной ошибке, зависящей от неточности анализов:

$$\frac{0.12}{1.72} \cdot 100 = \pm 7 \%$$

т. е. цифру также допустимую.

При интервале в 15 м между пробами, согласно сделанных расчетов, для «Первомайской» жилы могли бы иметь ошибку равную $\pm 36\%$ и такую же и для «Августовского» штрека, что ничем существенно не отличалось бы от глазомерного определения содержания ловчоррита в руде.

Так как при наличии мощной оруденелой зоны (как, например, «Августовская») с целью опробования приходится проходить специальные выработки от ее лежачего до висячего бока — орты, каковые чаще, чем через 10 м, вести нерентабельно, а более мелкие рудные жилы тщательнее, чем мощные рудные тела, опробовать также не резонно, интервал между бороздовыми пробами выбран равным 10 м, какового и надлежит придерживаться при опробовании рудных тел по их простиранию и по падению, для получения возможности обоснованного подсчета запасов месторождения по высоким категориям.

В случае опробования мощных оруденелых жил (оруденелых зон), пробы от лежачего до висячего бока их надлежит брать секциями, длиной 2 м, а для возможности опробования проходить орты или, что гораздо дешевле, короткие, пологонаклонные (по истинной мощности оруденелых зон) колонковые буровые из штреков (газенков) с подъемами через 2 м.

Из остатков от сокращения таких бороздовых проб, каковые следует сохранять после обработки проб, надлежит составлять средние пробы для отдельных жил и участков месторождения,

пропорционально смешивая эти остатки. Это необходимо для усовершенствования на основе исследования таких проб процессов обогащения руды, а также для обоснованного решения других, могущих возникнуть, вопросов.

Достаточно удовлетворительные результаты опробования добытой руды примененным, сравнительно весьма грубым, методом, равно как и все результаты опробования и изучения месторождения в целом указывают на относительно равномерное распределение ловчоррита-ринколита в руде, что между прочим обуславливает и простую схему обработки проб — сравнительную простоту и дешевизну выделения от пробы навески для анализа.

Обработка проб, взятых с месторождения, вначале производилась в соответствии с формулой Ричардса-Чечетта ($Q = kd^2$), при $k = 10$.

Позже, последовательным рядом опытов, была доказана возможность обработки проб по схеме соответствующей линии для $a = 1.8$ диаграммы К. Л. Пожарицкого [32], по схеме, рекомендуемой им для весьма равномерных руд.¹

В первой стадии измельчения, если пользоваться формулой Ричардса-Чечетта, при выбранной нами схеме обработки проб, $k = 0.04$, во второй $k = 0.044$, в третьей 0.07 и в четвертой, последней перед отбором навески для анализа, $k = 0.113$.

На обработку одной бороздовой пробы весом около 18 кг, в соответствии с формулой Ричардса-Чечетта, при $k = 10$, ручным способом, требовалось 86.6 человеко-часов рабочих опробователей, при стоимости обработки одной пробы 93 руб., а механическим способом 3.3 человеко-часов, при стоимости 3 р. 93 к.

На обработку одной пробы ручным способом по схеме, соответствующей линии для $a = 1.8$ диаграммы Пожарицкого, требуется 19 человеко-часов, при стоимости обработки 21 руб., а механическим способом 2.3 человеко-часа, при стоимости 2 р. 71 к.

Эффективность проделанной опытной работы очевидна, результаты ее должны быть использованы при установлении рациональной схемы опробования добываемой на Ловчорритовом руднике руды и при установлении схемы контрольного опробования на Ловчорритовой обогатительной фабрике.

¹ Описание работ по выбору рационального способа обработки проб сделано в уже упоминавшейся моей статье (см. журнал «Редкие металлы», № 2, за 1936 г.).

Удельный вес типичного образца ловчорритовой руды с описываемого месторождения, определенный М. С. Афанасьевым [3] расчетом по минералогическому составу, получен равным 2.9.

Исполненные лабораторией механического анализа СЗГРТ одиннадцать определений удельного веса для порошков проб Юкспорской геолого-разведочной партии в пикнометре, дали среднюю цифру удельного веса 3.

Определения удельного веса 21 образцов руды месторождения в лаборатории апатито-нефелиновой обогатительной фабрики треста «Апатит» аналитиком В. А. Залесским, дали среднюю цифру 2.93.

Большинство их сделано несколькими способами: 1) взвешиванием крупных образцов в воздухе и в воде, 2) по определению объема вытесненной воды, 3) в пикнометре, 4) расчетом по минералогическому составу. Получившиеся цифры были вполне сходны, но бесспорно совершенно надежным способом является лишь определение удельного веса руды в порошке пробы — в пикнометре, с предварительным освобождением этого порошка от воздушных пузырьков между его частицами (способ дает три верных десятичных знака, после запятой).

Удельный вес больших, типичных образцов руды, взвешиванием их в воздухе и в воде — определялся с гарантией за верность второго, после запятой, десятичного знака. Результаты таких определений для наиболее типичных образцов руды приведены в пояснениях к фотографиям этих образцов (см. фиг. 18а—18е). Их цифры: 2.85; 2.9; 3.07; 3.14; 2.82.

Величина удельного веса монолитной руды в целике обуславливается ее минералогическим составом. В нашем случае соотношением количества светлоокрашенных минералов (полевого шпата и нефелина), темноцветных (эгирина и щелочного амфибола) и ловчоррита, слагающих, в основном, руду.

Удельный вес первых 2.5—2.76, вторых 3.43—3.6, ловчоррита 3.3—3.4.

Так как первых значительно больше, чем последнего, они распределены в пределах отдельных рудных тел равномернее ловчоррита и количество каждого из них, в среднем, примерно, одинаково, а соотношение в общем постоянно (для отдельных жил и участков известной части месторождения), ловчоррит же распределен относительно довольно равномерно (количество

его в руде, как это выяснено выше, анализами проб на $TR + ThO_2$ с последующим пересчетом определяется с относительной ошибкой, в среднем от ± 10 до $\pm 30\%$, величина удельного веса руды, в целом, колеблется в весьма незначительных пределах — от 2.8 для разностей с большим количеством светлоокрашенных минералов, до 3.2 для разностей обильных темноцветными минералами, на отдельных участках, в пределах отдельных оруденелых жил и оруденелых зон, известной части месторождения.

Эти колебания для отдельных (разных) изучавшихся оруденелых зон и оруденелых жил, в целом, еще меньше — в пределах от 2.9 до 3, что и позволило выдвинуть излагаемый ниже простой, быстрый и дешевый метод определения удельного веса руды изучавшегося месторождения.

Наиболее типичные, крупные куски всех известных разновидностей руды, для которых указанным выше способом был определен удельный вес (часть их см. на фиг. 18а—18е), были объявлены образцами — эталонами для различных разновидностей руды и выданы прорабу по опробованию.

В процессе опробования, описания и зарисовок отдельных участков месторождения, руководствуясь этими эталонами, производителем работ определялся и удельный вес изучавшейся и опробованной им руды, а определения записывались.

Подтверждением достаточной для промышленных целей точности определения удельного веса руды этим методом служит сходство теоретических весов проб, определявшихся умножением объема (in situ) взятой из бороздки породы на полученный таким образом удельный вес, с определяемым значительно позже и другими лицами, действительным весом материала пробы из таких бороздок.

Укажем еще на то, что на Кукисвумчорском апатитовом руднике им. Кирова, специально натренированными бракерами, содержание P_2O_5 в добытой руде определяется на глаз с точностью до $\pm 1\%$, что подтверждено многочисленными контрольными пробами.

Однако точность примененного способа определения удельного веса руды следует проверить, сделав определение удельного веса порошков проб в пикнометре, для какого-либо достаточно большого и детально опробованного участка месторождения, с последующим расчетом среднего уравновешенного значения удельного веса руды на этом участке.

У. КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ И СТЕПЕНЬ РАЗВЕДАННОСТИ ОТДЕЛЬНЫХ УЧАСТКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Наиболее промышленно интересным участком известной части месторождения является участок «3 жил».

Из остальных жил и участков месторождения промышленно обещающими и более изученными являются: «Первомайская» жила (одна из слагающих западную часть уч. «5 жил»), Восточная часть уч. «5 жил» и жила «Над компрессорной».

Расположение отдельных участков видно на фиг. 4, 6.

Участок «3 жилы». Известная западная часть этого участка месторождения уходит под осыпи верхней части склона Юкспора в долину Лопарскую, он тянется по вершине Юкспора, в верхней части обрыва правого склона долины Гакмана, пересекает русло этой долины и обнажен на левом (восточном) ее склоне, уходя под осыпи, на плато, начинающееся к востоку от восточного склона этой долины.

Центральная часть участка расположена у вершины (вблизи бровки) весьма труднодоступного обрыва правого склона долины Гакмана (см. фото, фиг. 5).

С поверхности она осмотрена в доступных для этого местах и опробована из короткой штоленки («Салье»), пройденной на выходе самой южной из жил, слагающих здесь этот участок месторождения, на выходах остальных жил, слагающих участок (здесь же), восточнее метров на 150 (над шт. № 3) и еще восточнее метров на 100. Всего здесь взято 13 проб бороздой сечения 10×3 см и одна валовая проба. Среднее уравновешенное по мощностям отдельных опробованных рудных тел содержание $TR + ThO_2$ получено равным 1.90% (11.4% условного ловчоррита-ринколита), средняя, суммарная, опробованная мощность рудных тел 6.38 м. Средний удельный вес руды на выходах определен равным 2.9.

В этой части участок, на выходах, в основном сложен тремя мощными пегматитовыми эгиринно-полевошпатовыми жилами, значительно (в среднем около 8%) обогащенными ловчорритом.

Длина по простиранию средней из трех жил 357.5 м. Порядок средней суммарной мощности всех 3 жил к востоку от вскрывшей участок на глубине шт. № 3: 3.25 м, к западу 6.57 м.

Абсолютная отметка западного конца средней из 3 жил на выходах 940 м, над вскрывшей участок на глубине шт. № 3; 884 м, восточного ее конца 865 м.

На горизонте с абсолютной отметкой 828 м участок вскрыт шт. № 3 (до шт. № 3, с этой же целью неудачно задавались шт. № 2 и 2 bis, остановленные проходкой в 2 и 3 м от их начала).

На горизонте 828 м горными выработками (штреком и ортами), пройденными из шт. № 3, эта часть участка разведана на длину по простиранию 105.75 м (см. фиг. 9 и 14).

Здесь участок представляет собой мощную оруденелую зону (см. фиг. 20), средняя мощность ее на этом горизонте 8.82 м. Среднее уравнишенное содержание TR + ThO₂, на основе опробования пройденных здесь горных выработок, бороздовыми пробами, получено равным 1.41% (6.66% условного ловчоррита-ринколита).

Характер изменения содержания и мощности по простиранию оруденелой зоны виден на фиг. 21г, 21е и 21д.

Изменение содержания TR + ThO₂ в направлении от лежачего до висячего бока оруденелой зоны, устанавливаемое в результате опробования ортов, пройденных от лежачего до висячего ее бока, видно на фиг. 22а и 22в, распределение его по площади на фиг. 23.

Общее число взятых здесь бороздовых проб = 74 (сечение бороздок 10×3 см), расположение проб см. на фиг. 20 и 23.

Добытая при проходке горных выработок в пределах этой оруденелой зоны («Августовская» оруденелая зона) руда была опробована так, как это указано в гл. IV, шестью пробами. Среднее содержание TR + ThO₂ по этим пробам 1.42%.

Средний угол падения рудоносных тел в этой части 55° к ССВ (см. фиг. 9). Средний азимут простирания 280—290°.

Средний удельный вес руды для разведанной части «Августовской» оруденелой зоны определен равным 3.

Западная часть участка «3 жилы» (от верхней части склона Юкспора в долину Лопарскую до западного конца только что рассмотренной части этого участка) сложена рудоносными телами, ничем существенным не отличающимися от рудных тел, слагающих центральную часть участка.

Эта часть участка главным образом изучалась и опробовалась Юкспорской геолого-разведочной партией С.-З. отделения треста Союзредметгеоразведка.

Она опробована на выходах из канав, которыми из-под осыпей вскрыты рудные жилы, 77-ю пробами. Кроме того, пройденная на склоне Юкспора в долину Лопарскую (см. фиг. 6 и 24), на западном выходе этой части участка, короткая

(пр. 3 м) штольня № 1 опробована в забое 2 пробами. Пять из этих 79 проб валовые, 9 взято из штабелей руды, добытой здесь и обогащенной рудоработкой, остальные — бороздовые пробы.

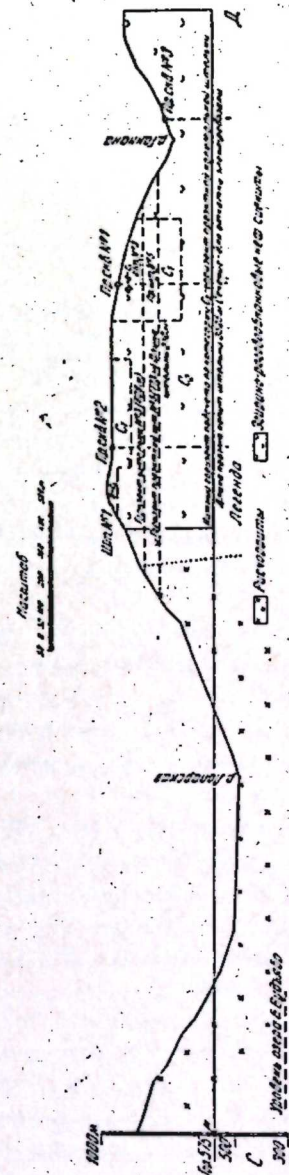
Порядок мощности рудоносной зоны и отдельных рудных тел в этой части участка, а также и удельный вес руды те же, что и в центральной его части (см. фиг. 6).

Среднее уравнишенное содержание TR + ThO₂ для отдельных опробованных здесь рудоносных тел, по данным М. С. Афанасьева [3]: 1.59%; 1.67%; 1.36% и 1.68%.

Приведенные цифры средних уравнишенных несколько преувеличены, ибо Союзредметгеоразведкой не опробовалась и не включалась в подсчет среднего вмещающая порода, входящая в тело сложных жил, как правило, также обогащенная ловчорритом и ринколитом, но обычно плохо заметной глазом, мелкой вкрапленностью их и меньше, чем пегматитовая жильная порода.

Восточная часть участка (от восточной границы его центральной части до плато за левым склоном долины Гакмана) очень плохо обнажена и мало изучена, но общий характер рудных тел здесь такой же, хотя содержание полезных компонентов в руде и суммарная мощность продуктивной зоны меньше, чем в центральной и западной части участка.

«Первомайская» жила (одна из слагающих западную часть участка «5 жил»). Расположение «Первомайской» жилы относительно других жил и участков месторождения видно на фиг. 9 и 14.



Фиг. 21.

На горизонте 828 м жила разведана по простиранию штольней № 4 (см. фиг. 14) на длину 114.7 м. С этого горизонта на поверхность по жиле пройден восстающий гезенк (см. фиг. 13), разведанная по восстанию длина жилы 23.4 м.

Средний угол падения жилы $69^{\circ}30'$ к ССВ (см. фиг. 9). Средний азимут простирания 280° .

На выходах жила опробована 9 пробами, взятыми не точной бороздой; кроме того взято 2 контрольных бороздовых пробы.

Результаты этого опробования см. на фиг. 21а. Средняя мощность жилы на выходах 0.79 м; среднее уравновешенное содержание $TR + ThO_2$ 0.53%. Средний удельный вес руды на выходах 3.

Из восстающего взято 4 бороздовых пробы (сечение бороздок 10×3 см); расположение их и результаты анализов проб показаны на фиг. 13 и 21а.

Среднее уравновешенное содержание $TR + ThO_2$ здесь получено равным 1.26%, средняя мощность 1.22 м, удельный вес руды 3.

На горизонте 828 м жила опробована из штольни бороздовыми пробами через интервалы 2.5 м. Общее число взятых проб 58.

Среднее уравновешенное содержание $TR + ThO_2$ на этом горизонте 0.86%. Средняя мощность жилы 1.22 м, удельный вес руды 3.

«Первомайская» жила является сравнительно небольшой, относительно мало надежной и небогатой жилой. Этим же характеризуются и остальные жилы, слагающие западную часть участка «5 жил».

Эксплуатация ее в ближайшее время не может быть рекомендована.

Восточная часть участка «5 жил».

Эту часть участка слагают мощные, главным образом состоящие из эгиринно-полевошпатовой пегматитовой жильной породы, ловчоррито-ринколитоносные сложные жилы. Каждая из них продолжается к западу маломощной жилой; последние слагают западную часть участка. Площадь оруденелых жил, слагающих восточную часть уч. «5 жил», на выходах 1234.8 м^2 .

Порядок суммарной средней мощности их 9.4 м. Средний угол падения рудоносных жил 70° к ССВ. Средний азимут простирания 275° . На выходах жилы опробованы 12 пробами, взя-

тыми не точной бороздой. Кроме того здесь взята одна контрольная бороздовая проба. Результаты опробования показаны на фиг. 8. Среднее арифметическое содержание $TR + ThO_2$ по этим пробам 0.99%. Главным образом опробовалась пегматитовая жильная порода.

Жилы на выходах разрабатывались Ловчорритовым рудником открытыми работами. Добытая руда складировалась в штабеля, каковые опробованы (способ опробования см. гл. IV).

Всего из штабелей взято 18 проб. Среднее уравновешенное содержание $TR + ThO_2$ в добытой руде оказалось равным 0.74%.

С наступлением зимы, сопровождающейся в Хибинах бурными и частыми большими снегопадами, добыча руды открытыми работами стала невозможна. С целью продолжить ее и зимой, отработать блок высотой около 18 м, между почвой нижнего из зарезанных уступов и выходами жил на поверхность, была пройдена с почвы этого уступа шт. 1 (эксплоатационная) и штреки из нее, по рудоносным жилам (см. фиг. 14) Эти выработки были опробованы бороздовыми пробами через 5 м. Результаты опробования показаны на рис. 14. Среднее уравновешенное содержание $TR + ThO_2$ 1.18%. Общее число взятых проб 12; так же, как и на выходах, опробовалась главным образом пегматитовая жильная порода.

Удельный вес руды на участке определен равным 2.9.

Промышленная оценка этой части участка — тоже относительно мало надежная и сравнительно небогатая часть месторождения.

Жила «Над компрессорной». Расположение этой жилы относительно других жил и участков месторождения см. на фиг. 9. Жила «Над компрессорной» — типичная сложная жила, весьма выдержанная в направлении простирания и падения, довольно мощная и с довольно ровным, хотя и небольшим, содержанием ловчоррита-ринколита.

Длина ее по простиранию 379.25 м. Абсолютная отметка западного конца 885 м, восточного 782 м. Средний угол падения жилы 80° к ССВ, азимут простирания $285-290^{\circ}$. Горными работами жила не вскрыта. Опробована на выходах. На 379.25 м простирания жилы приходится 39 опробованных поперечных сечений, т. е. среднее расстояние между ними $379.25 : 39 = 9.7$ м. Общее число взятых проб 62; 45 из них бороздовые, 15 взяты не точной бороздой, 4 из бороздовых проб являются контрольными для проб, взятых не точной бороздой,

2 пробы валовые. Результаты опробования см. на фиг. 8, 24, 21б, 21в. Среднее уравновешенное содержание $TR + ThO_2$ на выходах жилы 0.60%, средняя мощность 2.3 м. Средний удельный вес руды 2.9.

На основании изучения на выходах, жила должна быть признана промышленно надежной. Удобное ее расположение (сразу под центральной частью участка «3 жилы», см. фиг. 9) создает возможность вовлечения ее в эксплуатацию в самое ближайшее время.

Остальные жилы известной части месторождения самостоятельного значения не имеют. Они опробованы 53 пробамн, 14 из этих проб — бороздовые, остальные взяты не точной бороздой, одна из бороздовых проб контрольная для пробы, взятой не точной бороздой.

VI. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Юкспорское ловчоррито-ринколитовое месторождение является несомненно весьма крупным месторождением редких земель, тория, ниобия и тантала. Изучавшаяся его часть представляет собой часть, вскрытую эрозией, большого пегматитового поля.

Общие границы этого пегматитового поля должны быть околтурены полсковыми работами, каковые следует сопровождать изучением как магматической (протектоникки), так и трещинной тектоники, ибо появление или отсутствие в тех или иных районах и горных породах жильных образований в значительной степени обуславливается наличием и характером путей из недр к поверхности, каковые создаются тектоническими процессами и используются жильными выделениями.

Сделанные тектонические построения, пока основанные на неполных наблюдениях в небольшом районе, разумеется, должны рассматриваться как предварительные.

Отдельные слагающие это поле сложные ловчоррито-ринколитовые жилы и оруденелые зоны обладают хотя и низким, но относительно весьма равномерным содержанием полезных минералов и выдержанной как по направлению простирания, так и по падению мощностью.

Общий характер их остается неизменным в пределах всей известной площади пегматитового поля, надо думать, до горизонта с абсолютной отметкой 575 м.

На основе результатов опробования и осмотров всех известных горизонтов месторождения, можно сделать предваритель-

ную оценку ожидаемого среднего содержания ловчоррита-ринколита в руде до горизонта с абсолютной отметкой 575 м.

Для всего участка «3 жилы», наиболее промышленно интересного из всей известной части месторождения, его можно принять равным 5.5% ловчоррита-ринколита (около 0.9% $TR + ThO_2$) для остальных жил и участков месторождения, обладающих второстепенной промышленной значимостью, равным 2.5% (0.4% $TR + ThO_2$) и для всей известной части месторождения, в целом, от 3.5 до 5% ловчоррита-ринколита (0.6—0.8% $TR + ThO_2$), а в среднем 4% (0.7% $TR + ThO_2$).

Подсчитанные запасы месторождения¹ весьма значительны и обеспечивают на ближайшее, достаточно большое, время потребность промышленности Союза во фторидах редких земель. Тория, ниобия и тантала как говорилось, пока не извлекают.

Однако большая часть подсчитанных запасов пока квалифицируется категориями C_1 и C_2 , по причине недостаточной разведанности и изученности месторождения (скудость имеющихся сведений о глубоких горизонтах месторождения, мало вскрыш, плохая обнаженность нижних частей склонов).

Это лишает возможности в настоящий момент дать месторождению исчерпывающую оценку. С целью дальнейшей разведки следует пройти штольню вкост простирания участка «3 жилы» и вскрыть ею на горизонте 773 м как этот участок, так и жилу «Над компрессорной» (см. фиг. 6 и 25). Далее необходимо разведать месторождение на склоне в долину Лопарскую и пересечь его на горизонте 575 м 3-мя скважинами. В результате этих работ будут собраны необходимые сведения о глубоких горизонтах месторождения.

Консультировал и все время руководил работой геолслужбы опытного Ловчорритового рудника В. К. Котульский. Много помог при минералого-петрографической обработке собранных материалов П. Н. Чирвинский. Много весьма ценных советов дали С. В. Константинов, М. Н. Джаксон и **Б. Н. Хавский**.

В разное время, под руководством автора, на месторождении работали, главным образом, студенты Кировского Горно-химического техникума: И. В. Васечко, А. П. Сепман, Р. Г. Коскор, А. А. Щеколдин, П. Н. Кондрашов, В. С. Захарченко, В. Н. Красильникова, И. И. Лавров и др.

Всем своим сотрудникам и консультантам автор выражает глубокую, искреннюю признательность. 24/II 1936 г., г. Москва.

¹ Утверждены ЦКЗ, протокол № 643 от 19/X 1936 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Э. М. Бонштедт. О новых минералах группы мозандрита из Хибинских тундр. Изв. АН, 1926, стр. 1181—1197.
2. Б. М. Куплетский. Петрография Кольского полуострова. Изд. АН СССР. Л., 1932.
3. М. С. Афанасьев. Отчеты о работе Юкспорской г.-р. партии за 1932—34 гг. Фонд Союзредметгеоразведки.
4. Н. Н. Гуткова. Зона ловчорритовых и ринколитовых месторождений Хибинских тундр. «Хибинские апатиты». Т. V. Госхимтехиздат. Л., 1933.
5. Л. Б. Антонов, И. Д. Борнеман-Старынкевич и П. Н. Чирвинский. Новые жилы с редкоземельными минералами горы Кукисвумчорр в Хибинских тундрах. Тот же сборник (4).
6. П. Н. Чирвинский. Микроскопическая характеристика ловчоррита и одного его нового аналога из Хибинских тундр. Материалы к геохимии Хибинских тундр. Сборник статей под ред. А. Е. Ферсмана. Изд. АН СССР. М.—Л., 1935.
7. И. Д. Старынкевич-Борнеман. Редкие земли из ловчоррита. «Хибинские апатиты». Т. V. Госхимтехиздат, Л., 1933.
8. И. Д. Старынкевич-Борнеман. Химический состав ловчоррита и кондрикита. «Хибинские апатиты». Т. VI. НИС НКТП и Леноблисполком. Л., 1933.
9. И. Д. Старынкевич-Борнеман. Ловчоррит и его аналоги и методы анализа ловчоррита и его аналогов. Материалы к геохимии Хибинских тундр. Сборник статей под ред. А. Е. Ферсмана. Изд. АН СССР. М.—Л., 1935.
10. Хибинские и Ловозерские тундры. Т. I и II. Труды Института по изучению Севера. Вып. 29 и 39. М., 1925 и 1928.
11. Н. Н. Гуткова и М. Е. Владимирова. Отчет о минералогической съемке Юкспорского массива. «Хибинские апатиты». Т. II. ОНТИ, Ленхимсектор. Л., 1932.
12. Н. Н. Гуткова. Минералогия Юкспора по работам 1931—32 гг. Статья в сборнике «За полярным кругом». АН СССР. 1932, стр. 27—38.
13. Н. Н. Гуткова. К минералогии горы Юкспор. Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова. Часть V. Изд. АН. Л., 1934.
14. В. И. Володавец. Пинуйвчорр—Юкспор—Расвумчорр. Труды Всесоюзного Арктического института. Т. XXIII. Л., 1935.
15. А. С. Амеландов. Отчет о геолого-съёмочных работах в юго-западной части Хибинского массива. 1930. Фонд ЦНИГРИ.
16. М. С. Афанасьев и Е. А. Салъе. Месторождения ловчоррита в Хибинах. «Хибинские апатиты». Т. V. Госхимтехиздат. Л., 1933.

17. П. С. Ожигинский. Ловчорритовые месторождения внешнего пояса Хибинских тундр. «Хибинские апатиты». Т. VI. НИС НКТП и Леноблисполком. Л., 1933.
18. Е. А. Салъе. Редкие земли и торий. Труды IV Всесоюзной Геологической конференции по цветным металлам. Вып. V. Малые и редкие металлы. Стр. 177—179. Цветметиздат. 1932. На правах рукописи.
19. Е. А. Салъе. Редкие земли. Справочник «Полезные ископаемые Ленинградской области и Карельской АССР». Часть первая. Ленинградская область. Гос. Н.-т. геолого-разв. изд. М.—Л., 1933 стр. 441—445.
20. М. С. Афанасьев. Месторождение ловчоррита на Юкспоре. «Хибинские апатиты». Т. VI. НИС НКТП и Леноблисполком. Л., 1933.
21. П. П. Зотов. К минералогии ловчорритовых месторождений. «Хибинские апатиты». Т. VI. НИС НКТП и Леноблисполком. Л., 1933.
22. П. Н. Чирвинский. Редкие земли. Л. Б. Антонов, В. К. Котульский, П. Н. Чирвинский. «Горные богатства Кольских тундр». Вып. I. Серия научно-попул. изд. под общей ред. А. Е. Ферсмана. ОНТИ, Химтеорет. Л., 1935.
23. П. Н. Чирвинский. О новых минералах Хибинских тундр. Статья в журнале Карело-Мурманский край. 1935.
24. Е. С. Бурксер. Технология, применение и экономика редких земель из ловчоррита. «Хибинские апатиты». Т. V. Госхимтехиздат. Л., 1933.
25. М. Л. Золотарь. Отчеты о работе Хибинской молибденовой партии за 1932—34 гг. Фонд Союзредметгеоразведки.
26. Л. Б. Антонов и К. Г. Иванов. Материалы по разведке редкоземельных жил на восточном склоне Кукисвумчорра. Фонд треста «Апатит».
27. А. А. Полканов. Геолого-петрологический очерк с.-з. части Кольского полуострова. Ч. I. Стр. 475—476. Изд. АН. Л., 1935.
28. Дж. Спёрр, В. Лингрен и И. Фогт. О рудной магме. ГИТГН, изд. 1933.
29. А. Е. Ферсман. Geochem. Migration der Elemente. Ach. prakt. Geologie, XVIII, 1929, p. 1—116.
30. А. Е. Ферсман. Пегматиты. Т. I. Изд. АН СССР. Л., 1932.
31. А. Е. Ферсман. Геохимическая диаграмма Хибинских тундр. Доклады Академии Наук СССР № 8, 1931.
32. К. Л. Пожарицкий. Вопросы теории и практики сокращения проб. Журн. «Цветные металлы», № 6, 1935.

А. П. ЛЕБЕДЕВ

**ПЕТРОГРАФИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД РАЙОНА
КАНДАЛАКШИ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)¹**

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа является результатом геологического изучения небольшого участка юго-западной части Кольского полуострова в районе между Кандалакшей и Колвицей, производившегося в 1932 г. попутно с геолого-поисковыми работами, имевшими целью выяснение природных минеральных ресурсов района, в частности его каменных строительных материалов.

Обследованный район находится на границе двух обширных и во многом различных по своему геологическому строению участков Фенноскандии — Карелии и Кольского полуострова. Это обстоятельство создает особенные трудности при попытке разобраться в геологии района. Выяснение относительного возраста, происхождения различных типов пород, основанное во многих случаях на неясных, часто противоречивых данных, иногда чрезвычайно затруднительно, и поэтому некоторые выводы и заключения, сделанные в этой работе, следует рассматривать как предварительные, дающие только схему возможного объяснения отдельных вопросов.

Общая величина заснятой партией площади составляет 1064 кв. км. В виду обширности изучаемой территории работа велась главным образом маршрутами, с сгущением их в наиболее интересных геологически участках, так что общая сеть маршрутов располагается неравномерно. Вследствие почти полного отсутствия подробных топографических карт (имеются лесная карта в масштабе 1 : 100 000, на которой нанесены лишь очертания озер и рек, и морская карта с нанесением

¹ Работа закончена в 1933 г. и печатается без изменений и дополнений. *Прим. ред.*

береговой линии), попутно с геологической съемкой производилось и глазомерное картирование местности в масштабе 1 : 50 000 с нанесением горизонталей через 50 м. Высоты брались по anerоиду, с поправкой на дневное изменение давления.

Систематического геологического изучения района до сих пор не производилось; более или менее подробно изучены только небольшие участки вдоль берега моря и железной дороги. Первым автором, давшим краткое геолого-петрографическое описание прибрежной полосы и островов Кандалакшского залива, был Е. С. Федоров [11, 12]. Значительно позже, в 1917 г., та же прибрежная полоса была описана Д. С. Белянкиным и Б. М. Куплетским [1]. В 1917 г. Н. Г. Кассин обследовал полосу вдоль Кировской железной дороги и побережье до Колвицы [4]. В 1931 г. в районе Глубоких озер был сделан маршрут Н. Н. Гутковой [3]. Краткое петрографическое описание ее сборов было сделано Б. М. Куплетским [6]. Все описания указанных авторов носят отрывочный и случайный характер. Центральная тундровая часть района не была описана никем, и материал в этой части является новым.

РЕЛЬЕФ, ГИДРОГРАФИЯ, НАНОСЫ

Границами обследованной площади (см. карту) служат: с запада левый берег р. Нивы от Пинозера до впадения в Кандалакшский залив, с юга — побережье Кандалакшского залива Белого моря от устья Нивы до дер. Колвица, р. Колвица и северный берег Колвицкого озера, с востока — р. Большая, северная граница совпадает с широтой Пинозера (60°30').

По устройству поверхности в обследованном районе можно выделить 3 части: северную — пониженную, южную — состоящую из ряда плоских платообразных возвышенностей (тундр) и низменную — юго-восточную часть, в бассейне р. Тикши.

Северная, пониженная часть представляет собой холмистую заболоченную равнину, слабо приподнятую в центральной части, с которой берут начало главнейшие речные артерии района — реки Большая, Лувенга и ряд более мелких речек, стекающих в Пинозеро или в Малое Глубокое озеро. Абсолютная высота этой равнины колеблется в пределах 100—150 м, наивысшие точки в центральной части (так называемая Иолгитундра) достигают 780 м.

Почти всюду эта площадь прикрыта мощным слоем ледниковых отложений, и обнажения коренных пород встречаются



по вопросу о происхождении рельефа можно сказать следующее. В процессе формирования рельефа

очень редко. Чрезвычайное развитие имеют здесь болота, занимающие все пониженные участки, и мелкие беспорядочно разбросанные озера. С востока эта местность сливается с обширной болотистой равниной, тянущейся к югу от Хибинского массива до берегов Белого моря.

Южная половина обследованного района, за исключением бассейна р. Тикши, состоит из ряда, вытянутого приблизительно в WSW направлении, широких плоских возвышенностей и разделяющих их поперечных узких глубоких понижений, иногда занятых озерами.

Главнейшие из этих возвышенностей (по местному — тундр), следующие, в направлении с запада на восток: Крестовая тундра (абсолютная отметка вершины 310 м), Волосная (420), Железная (430), Плоская (550), образующие общий расчлененный массив, далее — массив Лувенгских или Куртяжних тундр (с наивысшей отметкой 615 м), массив Иолги-тундры (средняя высота около 600 м, наибольшая 780), массив Восточной тундры (Коссельга), лежащий за впадиной Глубоких озер (400—450 м), массив Колвицких тундр (Клочихина и Акатьева, 470 и 510 м) и расположенный несколько в стороне, к северо-западу от описанного пояса возвышенностей, массив Плесовой тундры (475 м).

Рельеф этих тундр характеризуется крутыми склонами, плоскими сглаженными платообразными вершинами; часто выражена асимметрия склонов (северный — пологий, южный — крутой), стоящая вероятно в связи с направлением движения ледников, ступенчатое строение склонов (большей частью северных). В более высоких тундрах (Иолги-тундра) врезаны широкие циркообразные котловины, морфологически близкие Хибинским циркам, происхождение которых Гладцин [2] объясняет («цирки 1 рода») совместным действием ледниковой эрозии и морозного выветривания.

Узкие и глубокие поперечные понижения, разделяющие пояс тундр на отдельные массивы, вытянуты все в одном NNW направлении, большей частью заполнены озерами (озера Лувенгские, Глубокие и другие).

Юго-восточная часть района, бассейн р. Тикши между р. Колвицей и Иолги-тундрой, представляет собой болотистую низину с невысокими вараками (холмами) ледникового происхождения. Средняя высота ее колеблется в пределах 50—100 м.

По вопросу о происхождении рельефа обследованного района можно сказать следующее. В процессе формирования рельефа

принимали участие как тектонические (складчатые и сбросовые дислокации) силы, так и деятельность ледниковой и речной эрозии. В то время как первые сыграли главную определяющую роль при образовании крупных форм современного рельефа, деятельность эрозии свелась главным образом к формированию второстепенных более мелких форм (подробнее — в главе о тектонике).

Речная сеть района развита вообще незначительно. Главнейшими речными артериями являются реки: Нива, Лувенга, Колвица и Большая. Все они, за исключением последней, относятся к рекам озерного типа, т. е. соединяющим между собой крупные водоемы с незначительной разницей уровней, имеют небольшую длину, часто широки с чередованием участков порожистых, в местах пересечения моренных гряд, перегородивающих долины и спокойных, иногда расширяющихся в озера (Плесозеро на р. Ниве, Тютюшкино озеро и др.). Речные долины большей частью широкие, хорошо выработанные (Нива, Лувенга), что указывает на их значительную древность. Более молодыми по возрасту являются многочисленные речки и ручьи склонов высоких тундр, где обычный V-образный поперечный профиль долины, крутизна склонов, быстрота течения указывают на то, что процесс эрозии здесь еще не закончен.

Озера и многочисленные заболоченные котловины, из которых многие являются заросшими озерами, довольно многочисленны в обследованном районе. Среди них можно различать два типа. К первому типу относятся разнообразной величины и неправильной формы озера, в изобилии разбросанные по северной наносной равнине и в низменности в бассейне р. Тикши. Сюда относятся озера Большое и Малое Тютюшкино, отчасти Пинозеро, оз. Тикша и многочисленные безыменные озера в пределах названных участков. Озера этого типа неглубоки, большей частью с пологими, заболоченными берегами. Они заполняют обычно неглубокие котловины и впадины между отдельными холмами и грядами моренного происхождения. Форма и направление озер этого типа не стоят ни в какой связи с тектоникой, и происхождение их следует объяснить эродировавшей деятельностью ледников и подледниковых потоков. Отчасти при этом могло иметь место и углубление ледником первоначально существовавших впадин, обусловленных или тектоникой или доледниковым рельефом (к этому типу вероятно относятся Пинозеро и Колвицкое озеро). По исследованиям Рихтера [10] Пинозеро представляет остаток более крупного

бассейна, образовавшегося при таянии ледников и подпруженного высокой моренной грядой, проходившей южнее Пинозера.

К другому типу относятся озера, заполняющие более глубокие впадины и котловины, приуроченные к краевым частям отдельных массивов. Нахождение этих озер вблизи линий сбросовых дислокаций (см. ниже), намечающихся при геологическом изучении местности, направление удлинения (NSW или NNW), совпадающее с двумя господствующими направлениями простирания коренных пород, относительно большая глубина, часто обрывистые берега позволяют считать озера этого типа возникшими при процессах сбросовых, дизъюнктивных дислокаций. К этому типу озер относятся Б. и М. Глубокие, Среднее и Нижнее Лувенгские, Большое и Малое Белые и некоторые более мелкие озера.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В геологическом строении обследованного района принимают участие многочисленные типы горных пород, среди которых в первую очередь можно выделить следующие группы: 1) свиту слюдяных и амфиболово-слюдяных гнейсов с подчиненными им линзами и прослоями амфиболитов, образующую древнейшую кристаллическую основу района, 2) более молодую свиту гранато-амфиболовых и гранато-пироксеновых гнейсов и связанных с ними эклогитов и лабрадоритов и 3) группу наиболее молодых, магматического происхождения пород — гранитов, габбро-перидотитов и порфириров.

Кроме того можно еще выделить группу аплитов и пегматитов, слагающих мелкие, но довольно многочисленные жильные образования.

Бiotитовые и амфиболовые гнейсы

Наиболее типичными и распространенными из пород этой группы являются биотито-плагноклазовые гнейсы. Они слагают всю северную низменную часть района, нижние горизонты склонов тундр, обычно ниже 150—200 м и узкую береговую полосу вдоль Кандалакшского залива. Вообще эти гнейсы залегают как гипсометрически, так и стратиграфически ниже всех остальных пород и являются древнейшей геологической основой района, так сказать, фоном, на котором выступают более молодые образования, почти везде, где это удается

наблюдать, прорывающие толщу биотитовых гнейсов. По виду они обычно серые, светлые, часто перемятые, от тонко до грубо-сланцеватых, иногда с очень слабо выраженной сланцеватостью, образуя переход к гранито-гнейсам. Разности последнего типа приурочены к наиболее глубоким частям гнейсовой свиты, что согласуется с наблюдениями Н. Г. Кассица, относившего их к ядрам антиклиналей. Как по своему внешнему виду, так и по минералогическому составу биотитовые гнейсы Кандалакшского района почти вполне тождественны гнейсам прилегающих с запада районов Кольского полуострова (между оз. Имандрой и Вадозером) и гнейсам близлежащих районов Карелии (в районе Кандалакша — Ковда).

Существенными породобразующими минералами являются кварц, плагиоклаз и биотит, второстепенными — апатит, магнетит, амфибол, сфен, циркон, мусковит, цоизит, клиноцоизит, эпидот. Кварц всегда в раздробленных с волнистым угасанием часто с мозаичной структурой зернах, неправильных очертаний, дающих вростки в соседние минералы. Количество его колеблется в типичных разностях между 15 и 30%. Плагиоклаз в неправильных, разнообразной величины зернах, обычно помутнелый, с мелкими иголочками и чешуйками бесцветного серицита, по составу довольно изменчив, колеблется в исследованных образцах между № 23 и 43, что видно из приводимой табл. 1 (измерения проделаны, как и все нижеприводимые, на Федоровском столике).

Таблица 1

№ обр.	B			P			2V	Иог. ЛРМ	№ плагио-клаза	Зантон
	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np				
27	—	—	—	8°	82°	85°	— 84°	—	27	(010)
37	—	—	—	76	19	76	+ 84	—	30	(001)
107	—	—	—	83	7	85	— 84	—	25	(001)
116	—	—	—	—	—	—	—	+ 17°	35	010
3	20°	72°	84°	20	72	84	+ 82	—	43	(021)
5	—	—	—	6	87	86	— 80	—	23	(010)
15	—	—	—	78	9	87	— 77	—	37	(010)
28	—	—	—	82	9	84	— 84	—	25	(001)

Последние четыре измерения относятся к образцам, содержащим, кроме плагиоклаза, еще и небольшое количество микроклина, присутствие которого, как видно, не отразилось существенно на составе плагиоклазов.

Биотит присутствует в небольшом количестве, обычно 3—5%, в тонких, удлинённых, иногда ясно идиоморфных табличках, почти всегда зеленый, хлоритизированный; плеохроизм по Ng — коричнево-зеленый, по Nm — зеленый и по Np — светлозеленый, значительно реже с нормальными желто-коричневыми цветами плеохроизма. При изменении биотит переходит либо в светлозеленый изотропный хлорит (чаще всего), либо в мусковит (серицит), прорастающий биотит по трещинам и с краев, либо в минералы эпидотовой группы — цоизит, клиноцоизит и эпидот, которые или включены в биотит или образуют продолжение его зерен. Нередко эти различные продукты изменения наблюдаются одновременно в одном шлифе и даже на одном и том же кристалле биотита, часть которого превращена в серицит, а часть в цоизит. В образцах с сильным катаклизмом наблюдалась довольно сильная изогнутость биотитовых табличек, с образованием в нем черных полосок с рудными выделениями (обр. № 41 и др.). На ряду с биотитом в некоторых внешне вполне сходных образцах наблюдалась значительная примесь роговой обманки, обычно бледнозеленой, со слабым плеохроизмом. Минералы эпидотовой группы иногда присутствуют в довольно большом количестве (обр. № 107, 161 и др.). Большей частью это цоизит или эпидот, реже клиноцоизит. Образуются они обычно при разложении биотита, реже — за счет плагиоклаза. Изредка попадаются образцы с небольшим содержанием скаполита (обр. № 251) в мелких, сильно двупреломляющих широких листочках. Из аксессуарных минералов присутствуют почти в каждом шлифе: апатит в мелких округлых или удлинённых зернах, циркон в очень мелких округлых зернышках, магнетит, рутил, сфен, редко кальцит и силлиманит (мелкие игольчатые включения в кварцевых зернах). Структура гнейсов может быть названа кристаллобластической, всегда с более или менее резким катаклизмом, цветные минералы обычно обладают некоторой степенью идиоморфизма. В тонко рассланцованных разностях наблюдаются иногда полоски или слои цветных минералов на фоне мелкоиздробленного кварцево-полевошпатового агрегата (милонитизация). В разностях с внешне более массивным сложением структура приближается к кристаллически-зернистой,

паналлотриоморфной, и гнейсовидность выражается только в параллельном расположении листочков слюды или амфибола.

Биотитовые гнейсы с участием калиевого полевого шпата — микроклина имеют в районе наибольшее распространение. Они, как и гранитогнейсы, приурочены к наиболее низким горизонтам гнейсовой толщи, к ядрам гнейсовых антиклиналей, где иногда рядом постепенных переходов связаны со смешанными мигматитовыми породами. В пределах описываемого района эти гнейсы встречены в следующих местах: 1) по побережью Каидалакшского залива и Колвицкой губы, 2) по северному и отчасти южному берегу М. Глубокого озера и 3) в ряде выходов в районе северной измененной части, где полоса их выходов приблизительно совпадает с осью антиклинальной складки в древней гнейсовой толще. Минеральный их состав почти тот же, что и у вышеописанных плагио-гнейсов, отличаясь некоторым содержанием микроклина. Последний обычно резко ксеноморфен по отношению ко всем другим минералам и образуется в промежутках между ними, иногда же она наблюдается только в виде включений и антипертитовых и пойкилитовых вростков в плагиоклазе (обр. № 43 и др.), и в этих случаях его вторичное прохождение кажется несомненным. В таких случаях, кроме того, наблюдается и большое количество эпидотовых минералов.

Микроклин всюду свежий прозрачный с ясной решеткой, с $2V + (81-84^\circ)$, очень редко содержит мелкие чешуйки серицита. Плагиоклаз того же типа, что и в чисто плагиоклазовых гнейсах (см. выше). Цветными минералами являются обычно зеленый хлоритизированный биотит, нередко роговая обманка, с сильным плеохроизмом, Ng — густозеленый, Nm — буровато-зеленый, в мелких пидоморфных призмочках или листочках. Общее содержание цветной части в микроклиновых гнейсах вообще невелико, в среднем, ниже чем в плагиогнейсах, составляя обычно 2—3%. Ближе к микроклиновым гнейсам по составу подходят мигматиты, развитые на побережье Каидалакшского залива, но в виду их явной связи с более молодыми интрузивными гранитами они будут рассмотрены вместе с последними.

Амфиболовые гнейсы с преобладанием амфибола над биотитом в составе цветной части встречены в небольшом количестве в виде пластовых залежей, переслаивающихся с биотитовыми, реже гранатовыми гнейсами (юго-восточный склон Восточной тундры, южный склон Колвицкой тундры и

некоторые другие участки). Иногда же они залегают в толще гранато-амфиболовых или гранато-пироксеновых гнейсов, являясь их безгранатовой разновидью. Вообще эта группа гнейсов, в противоположность вышеописанной группе биотитовых плагио-гнейсов, не является самостоятельной, и отграничить ее часто довольно трудно. Петрографически амфиболовые гнейсы характеризуются преобладанием или исключительным участием амфибола в составе цветной части и общим более или менее меланократовым характером. Полевой шпат в них обычно — плагиоклаз, большей частью помутнелый, серицитизированный, по составу ряда олигоклаз-андезин, иногда до № 40 (обр. № 105, 146), иногда с антипертитовыми вростками микроклина (обр. № 65, 97), реже присутствует и микроклин, также с вростками пертитового или пегматитового характера (обр. № 11 и др.). Роговая обманка двух родов: или слабозеленая и слабоплеохроичная (обр. № 105 и др.) или густозеленая, с почти полной абсорбцией по Nr (обр. № 97 и др.). В измененных образцах роговая обманка частично заменена хлоритом. Из второстепенных минералов присутствуют: биотит, апатит, магнетит, сфен, гранат, циркон, серицит, кальцит и эпидотовые минералы.

Несколько особняком стоит группа сланцевых пород, залегающих в виде прослоев или линз в амфиболовых гнейсах и внешне сходных с ними, но под микроскопом оказавшихся существенно отличными. Преобладающим минералом в них является кварц в сильно раздробленных вытянутых зернах различной величины с волнистым угасанием, к которому иногда присоединяется в небольшом количестве помутнелый плагиоклаз или микроклин. Цветные минералы, содержание которых составляет 10—15%, располагаются тонкими слоями, состоящими из смеси роговой обманки и магнетита, причем последний иногда образует самостоятельные прослои. Порода эта, таким образом, близко подходит по составу к амфиболово-магнетитовому кварциту. Породы эти встречены на северном и юго-западном склонах Восточной тундры (обр. № 7, 74 и др.). По своему стратиграфическому положению они связаны с наиболее верхними горизонтами гнейсовой свиты и вероятно являются продуктами метаморфизации древнейших осадочных пород.

В отношении генезиса всей вышеописанной гнейсовой толщи предположение Н. Г. Кассина об ее смешанном происхождении представляется наиболее вероятным. Н. Г. Кассин [4]

рассматривает нижние части гнейсовой толщи как результат изменения массивных интрузивных пород типа гранодиорита, а верхние ее части — как измененные и переплавленные осадочные породы, богатые глиноземом:

В обследованном районе следующие явления говорят в пользу этого взгляда: кристаллически-зернистое, близкое к массивному, сложение гнейсов в глубоких частях (ядрах) антиклинальных складок и соответствие их по минералогическому составу интрузивным гранодиоритам, большая измятость и рассланцованность верхних горизонтов гнейсовой толщи и значительное участие в их составе минералов эпидотовой группы, силлиманита, скаполита, прослой кварцито-подобных пород. Нижние части гнейсовой толщи являются таким образом ортогнейсами, а верхние мета- и парагнейсами.

Залегая в более глубоких частях описанной древней гнейсовой толщи, породы типа гранито-гнейсов являются, однако, в возрастном отношении более молодыми, чем вышележащие гнейсы, будучи, вероятно, аналогами постевронийских гранито-гнейсов Финляндии. Гнейсовидная структура последних объясняется, как известно, Седергольмом [16, 17] как результат ассимиляции гранитами пород древней сланцевой толщи.

Амфиболиты

Амфиболиты в обследованном районе были встречены в различных местах, обычно в форме незначительных по размеру линз и прослоев, залегающих согласно с вмещающими породами. Последними обычно являются древние биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы, реже более молодая толща гранат-амфиболовых и гранат-пироксеновых гнейсов. По виду это черные и темнозеленые, средние или мелкозернистые породы, иногда почти совершенно массивного сложения, но чаще более или менее рассланцованные, нередко с тонкими кварцевыми прослойками. По минералогическому составу среди них можно различать полевошпатовые и бесполевошпатовые разности. В качестве существенной составной части к амфиболу иногда примешивается гранат, и в этих случаях амфиболиты рядом постепенных переходов связываются с гранато-амфиболовыми гнейсами и с эклогитами.

Чисто амфиболовые разности (обр. № 6, 37, 174, 200 и др.), не содержащие ни полевого шпата, ни граната, редки. Внешне они обычно плотные, мелкозернистые, черные, образуют не-

большие участки в обычных полевошпатовых амфиболитах. Они состоят почти исключительно из роговой обманки в разнообразных по величине бесформенных зернах, с плеохроизмом по Ng — буровато-зеленым, по Np — зеленым. Реже роговая обманка светлозеленого цвета, с очень слабым плеохроизмом (обр. № 75). При изменениях роговая обманка переходит обычно в хлорит, иногда с точечными выделениями магнетита (обр. № 37), иногда часть зерна замещается кальцитом (обр. № 200). Из других минералов присутствует иногда биотит, идиоморфный к роговой обманке, в редких случаях зеленоватый моноклинный пироксен в виде островков в амфиболовых зернах. Эти последние образцы следует относить скорее к безгранатовым разностям эклогитов.

Полевошпатовые амфиболиты, представляющие наиболее распространенный тип из пород этой группы, характеризуются присутствием в своем составе плагиоклаза и реже кварца, составляющих вместе до 35—40% породы. Плагиоклаз обычно в мелких неправильных зернах заполняет промежутки между цветными минералами; в наиболее разрушенных разностях он вместе с кварцем образует мелкозернистый агрегат. По составу плагиоклаз колеблется в довольно широких пределах, но наиболее часто встречающимся является кислый андезит № 30—35. Результаты некоторых измерений таковы (табл. 2).

Таблица 2

№ обр.	B			P			2 V	Пор. ∠ PM	№ плаг.	Закон	Примечание
	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np					
151	—	—	—	77°	13°	88°	— 80°	—	29	(010)	{Породы, содержащие гранат}
234	88°	88°	2°	—	—	—	— 86	— 16°	32	(100)	
268	86	89	3	—	—	—	— 79	—	32	(100)	
297	—	—	—	—	—	—	—	+ 15	32	(010)	
301	—	—	—	—	—	—	—	+ 13	30	(010)	

В большинстве случаев плагиоклаз замещается мелкозернистым серицит-кальцитовым агрегатом.

Кварц встречается в разностях амфиболитов, пронизанных кварцевыми жилками и прослойками, либо в амфиболитах,

залегающих в наиболее сложно дислоцированных, перемятых участках (верхние части Восточной и Колвицкой тундр, южные склоны Волосной и Крестовой тундры). Обычно кварц совершенно свежий, прозрачный, часто без всяких признаков катаклаза (волнистого угасания). Происхождение его следует, повидимому, связывать с гидротермальными процессами.

Роговая обманка в большинстве случаев бледнозеленая, с очень слабым плеохроизмом, с погасанием cNg $12-16^\circ$, и $2V$ от -78° до -84° , в широких зернах с неправильными мirmekитовыми вростками плагиоклаза и кварца. По трещинам она замещается или темнозеленым хлоритом или бесцветной лучистой роговой обманкой типа актинолита (обр. № 225 и др.). Значительно реже наблюдается другая роговая обманка, с плеохроизмом по Nr зеленым, по Ng — густозеленым, с почти полной абсорбцией. Этот последний тип роговой обманки наблюдается преимущественно в образцах, содержащих кварц (обр. № 206 и др.). Такая же связь темнозеленой роговой обманки с кварцем отмечается, по словам Куплетского [7] и Веленом, для амфиболитов Лапландии.

Из второстепенных минералов присутствуют обыкновенно апатит, магнетит, сфен, иногда рутил, кальцит. Особенного развития достигает сфен, наблюдавшийся в некоторых шлифах (обр. № 181 и др.) в крупных, линзообразных зернах. Минералы эпидотовой группы — эпидот, цоизит и реже клиноцоизит — также присутствуют почти в каждом образце, приурочены они обычно к полевошпатовым разностям и образуются при разрушении плагиоклазов.

Структуру амфиболитов можно назвать кристаллобластической, равномернозернистой с приблизительно одинаковыми размерами составных частей. Некоторым идиоморфизмом обладают биотит и амфибол.

Происхождение кольских и карельских амфиболитов большинством исследователей (Федоров, Кассин и др.) объясняется метаморфизацией основных пород типа габбро, образовавших интрузии в гнейсовую толщу. Это предположение основывается как на близости химического и отчасти минералогического состава этих пород, так и на условиях залегания амфиболитов — небольшие массивы и пластовые залежи. Повидимому, эти положения справедливы и для амфиболитов Кандалакшского района, однако отсутствие химических анализов не дает возможности более полно выяснить этот вопрос. На основании наблюдений над их условиями залегания амфиболиты района

следует разделить на более древние, связанные со свитой слюдяных гнейсов, и на более молодые, связанные с гранато-пироксеновыми гнейсами.

Эклогиты

К этой группе относятся массивные или чаще слаборассланцованные средне- или крупнозернистые породы зеленовато-черного цвета с крупными красными или коричневыми гранатами, резко выступающими вследствие своей механической прочности на фоне темной амфиболово-пироксеновой массы.

По условиям залегания и по минералогическому составу они теснейшим образом связаны со свитой гранато-амфиболо-пироксеновых гнейсов, являясь их более меланократовым и массивным видоизменением. В пределах обследованной территории эклогиты встречены, главным образом, в южной возвышенной части, где они образуют участки в полосе распространения гранато-амфиболо-пироксеновых гнейсов. Стратиграфически они приурочены, как будто, к самым глубоким горизонтам этой свиты. Постепенными переходами эклогиты связаны, с одной стороны, через гранатовые амфиболиты с амфиболитами, с другой стороны — с гранато-пироксеновыми гнейсами. Минералогический состав их следующий. Преобладает количественно гранат в крупных округлых розоватых, иногда густо окрашенных в шлифе зернах, всегда сильно раздробленный, с включениями кварца и плагиоклаза и с вростками по трещинам хлорита, роговой обманки и магнетита. Тонкая плагиоклазовая или реже кварцевая каемка появляется на краях гранатовых зерен, в местах их соприкосновения с пироксеном или амфиболом. В наиболее разрушенных образцах гранат целиком замещен скоплениями густозеленого амфибола, пироксена и плагиоклаза (обр. № 306 и др.). В промежутках между гранатами располагаются более мелкие индивиды цветных минералов, иногда вытянутые по оси этих промежутков. Пироксен обычно бледнозеленого цвета, с очень слабым плеохроизмом или без него, с погасанием $40-43^\circ$; $2V = +66^\circ$; в значительной своей части он замещен густозеленой роговой обманкой с $cNg = 17^\circ$ и $2V =$ от -66 до -70° . Последняя или образуется вокруг и по краям пироксенового зерна, или развивается по трещинам, постепенно замещая его. Другим типом роговой обманки, присутствующей иногда одновременно с первой, является серовато-зеленая, слабо плеохроирующая роговая обманка, в широких идиоморфных зернах, локально не связанных с пироксеном.

Этот тип амфибола является, может быть, первичным (обр. № 10, 84 и др.). В промежутках между названными цветными минералами располагается плагиоклаз в ксеноморфных неправильных зернах. По составу он широко варьирует в пределах между андезитом и основным лабрадором, что видно из приводимой таблицы.

Таблица 3

№ обр.	B			P			2V	Пог. ⊥ PM	№ пла- гио- клаза	Закон
	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np				
172	33°	67°	64°	33°	67°	64°	+ 84°	—	68	(010)
223	31	63	71	51	63	71	+ 86	—	62	(010)
243	—	—	—	5	84	85	— 84	—	24	—
306	—	—	—	—	—	—	—	+ 19°	37	(010)
308	—	—	—	19	70	88	— 88	—	38	(010)

Таким образом, намечаются как будто две группы эцлогитов — с кислым и с основным плагиоклазом; в поле, однако, эти различия ничем не отличаются между собой, и взаимоотношения их неясно. Плагиоклаз обычно помутнелый, с иглочками серицита, иногда бурый до полной непрозрачности (обр. № 274). Количественно плагиоклаз играет в этих породах наименьшую роль.

Второстепенными минералами являются: сфен, присутствующий иногда в довольно большом количестве в мелких бесформенных зернах (обр. № 123); магнетит, иногда как бы цементирующий обломки цветных минералов, образуясь при их разрушении; биотит, в некоторых образцах обладающий ярким оранжево-красным цветом (обр. № 8 и др.); кварц, наблюдающийся в наиболее измененных образцах, с сильным катаклизмом, явно вторичного происхождения; циркон, мусковит, эпидот, цоизит, хлорит.

Структура эцлогитов неравномернозернистая, кристаллобластическая, с признаками друзитовой (амфиболовые каемки вокруг пироксенов). Наибольшей величиной и наибольшей (после аксессуарных минералов) степенью идиоморфизма обладает гранат, затем идут биотит, амфибол, пироксен и последним выделением является плагиоклаз, заполняющий все остающееся пространство. В некоторых сильно измененных разно-

стях эцлогитов наблюдается как бы порфириовидная структура — крупные, свежие, без посторонних включений зерна граната на фоне мелкораздробленного амфибол-пироксен-плагиоклазового агрегата (обр. № 311 и др.). В этих случаях гранат образовался, по видимому, после воздействия давления, раздробившего породу.

По своему происхождению эцлогиты, так же как и амфиболиты, являются метаморфизованными интрузивными основными породами, но существенно иной минеральный состав и иная степень метаморфизованности указывают, по видимому, на то, что первоначальным типом была другая порода, нежели у амфиболита. По взглядам Escola [14] глубинным аналогом метаморфических эцлогитов являются интрузивные эцлогиты.

Гранато-амфиболовые гнейсы

Как по своему внешнему виду, так и по условиям залегания и по минералогическому составу эта группа гнейсов тесно связана с нижеописываемой группой гранато-пироксеновых гнейсов и вместе с ней образует мощную свиту гранато-амфибол-пироксеновых гнейсов, слагающих почти все возвышенности района.

Стратиграфически они большей частью лежат ниже гранато-пироксеновых гнейсов, иногда переслаиваясь с ними. Наибольшее распространение гнейсы этого типа имеют в западной части района, где обнажены наиболее глубокие части гнейсовой толщи (в связи с общим понижением осей складок к востоку). Макроскопически они характеризуются: значительным содержанием цветных компонентов, что сообщает им обычно темную окраску, среднезернистым, всегда гнейсовидным сложением. При уменьшении кварцево-полевошпатовой составной части они постепенно переходят в слоистые гранатовые амфиболиты. Гранат в крупных идиоморфных зернах розоватый, раздробленный, с включениями кварца, плагиоклаза и роговой обманки. Роговая обманка с очень слабым плеохроизмом, желтовато-зеленая, реже густозеленая, с полной абсорбцией по Ng (обр. № 144), приуроченная к резко катакластическим разностям, при разрушении переходит в хлорит и реже в бесцветный актинолит. В промежутках между гранатами и амфиболами располагается плагиоклаз, обычно помутнелый, с серицитовыми и кальцитовыми включениями; по составу он колеблется между № 30 и 45, обычно группы андезина (табл. 4).

Таблица 4

№ обр.	B			P			2V	Пог. ⊥ PM	№ плаг.	Закон
	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np				
129	—	—	—	—	—	—	—	+ 22°	40	(010)
136	—	—	—	—	—	—	—	+ 24	44	(010)
226	89°	87°	1°	75°	15°	90°	— 85°	—	30	(010) (100)

Из других минералов присутствуют обычно биотит, апатит, магнетит, сфен, циркон. Из вторичных — цоизит, имеющий иногда значительное развитие (обр. № 167, 259 и др.), с характерными аномальными индигово-синими интерференционными цветами, реже — клиноцоизит, кальцит. В виду тесной связи и сходства с нижеследующей группой гранато-пироксеновых гнейсов, от которых они отличаются главным образом только отсутствием пироксена, вопрос о происхождении будет рассмотрен ниже.

Гранато-пироксеновые гнейсы («которацкиты» Е. Федорова)

Свита гранато-амфиболовых, гранато-пироксеновых и подчиненных последним лейкократовых гранато-пироксеновых гнейсов и лабрадоритов имеет в обследованном районе весьма значительное распространение. Широкая полоса этих пород захватывает часть Восточной тундры, почти весь массив Иолги-тундры, Лувегской тундры и, постепенно сужаясь, подходит к побережью Кандалашского залива. Южная ветвь этой полосы заходит в область Колвицкого массива, где гранато-пироксеновыми гнейсами сложены северные склоны и вершины тундр; теми же породами сложено и плато Плесовой тундры. Везде они залегают гипсометрически выше других пород, являясь господствующими в областях выше 200—300 м абсолютной высоты, в то время как нижние горизонты склонов сложены обычно гнейсами другого типа.

Стратиграфическое положение толщи гранато-пироксеновых гнейсов не всегда достаточно ясно, но, основываясь на данных полевых наблюдений и сводных разрезов, можно заключить, что гнейсы эти залегают согласно с толщиной гранато-амфиболовых гнейсов, обычно выше их, с образованием переходных участков, где чередуются слои гранато-амфиболового и гранато-

пироксенового состава. В других случаях эти переходы постепенны и незаметны. Иногда наблюдается отчетливая полосчатая инъекция в слоистый амфиболит (юго-восточный склон Иолги-тундры). Непосредственных контактов со свитой древнейших в районе слюдяных гнейсов не удалось наблюдать, так как между ними, повидимому, всегда существует переходная зона гранато-амфиболовых пород, но из тех же сводных разрезов можно заключить о существовании в большинстве случаев некоторого углового несогласия между этими двумя свитами. Внешне эти породы довольно разнообразны, представляя все переходы от темных гранато-амфиболовых гнейсов и эфлогитов до светлых, весьма слабо рассланцованных пород, переходящих далее в лабрадориты (на юго-восточном отроге Иолги-тундры), но преобладающим типом является розовато-серая среднезернистая порода со светлым фоном, образуемым плагиоклазом, и темными полосками цветных минералов, включающими различной величины зерна граната. Иногда содержание последнего настолько велико, что вся порода приобретает красноватый цвет. Линзы и прослои таких кварцево-плагиоклазово-гранатовых пород встречены на южных склонах Лувегских тундр. Минералогический состав этих пород характеризуется сочетанием моноклинного пироксена, основного плагиоклаза и небольшого количества роговой обманки вторичного или реже первичного происхождения. Характерным является кроме того почти полное отсутствие кварца.

Плагиоклаз является обычно преобладающей, а в подгруппе светлых лейкократовых гнейсов и почти единственной составной частью. Он наблюдается в зернах различной величины, неправильных очертаний, большей частью свежих прозрачных, реже с мутными серицитизированными участками, обычно занимающими центральную часть зерна. Везде наблюдаются полисинтетические двойники, изредка простые, обычно по альбитовому, реже по карлсбадскому или периклиновому законам. Следы давления выражаются в изогнутости выклинивания двойниковых полосок, трещиноватости, появлении в этих зернах волнистого угасания, наконец, в образовании мелкодробленого агрегата в промежутках между более крупными зернами. Состав плагиоклазов колеблется в пределах между № 48 и 77 в наиболее распространенных разностях. В ряде образцов с северного склона Иолги-тундры и некоторых других мест, обычно в краевых частях полосы гранато-пироксеновых гнейсов, во внешне совершенно тождественных

с обычными гнейсами этой группы, был обнаружен значительно более кислый плагиоклаз порядка № 27—30. Разности гнейсов с такими плагиоклазами являются, повидимому, переходными между типичными гнейсами гранато-пироксеновой группы и древнейшими слюдяными гнейсами. О составе плагиоклаза обеих подгрупп дают представление следующие таблицы (табл. 5 и 6).

На табл. 5 сведены константы плагиоклазов для наиболее распространенной и типичной разности гранато-пироксеновых гнейсов.

Таблица 5

№ обр.	B			P			2V	Пор. ⊥ PM	№ пла- гио- клаза	Закон
	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np				
83	—	—	—	—	—	—	—	+ 35°	65	(010)
156	29°	67°	75°	29°	67°	75°	+ 76°	—	56	(010)
166	—	—	—	—	—	—	—	+ 26	48	(010)
202	33	62	70	33	62	70	—	—	63	(010)
208	—	—	—	—	—	—	—	+ 36	68	(010)
210	50	47	72	50	47	72	+ 77	—	57	(001)
215	31	65	73	31	65	73	+ 87	—	58	(010)

Табл. 6 дает представление о составе плагиоклазов кислых разностей той же группы пород.

Таблица 6

№ обр.	B			P			2V	Пор. ⊥ PM	№ пла- гио- клаза	Закон
	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np				
191	74°	15°	88°	74°	15°	88°	+ 90°	—	33	(010) (100)
216	87	87	2	16	73	85	— 84	—	33	(010) (100)
233	88	89	2	2	88	90	— 86	—	31	(010) (100)
235	1	87	88	1	37	38	— 75	—	22	(010)
239	89	90	1	16	73	90	— 86	—	34	(010) (010)
102	—	—	—	—	—	—	—	+ 18°	36	(010)

При переходе к более лейкократовым разностям гнейсов, встречающимся в виде отдельных участков в основной толще, наблюдается, во-первых, повышение основности плагиоклаза и, во-вторых, большое постоянство его состава, колеблющегося здесь в более узких пределах, обычно между № 55 и 70 (табл. 7).

Таблица 7

№ обр.	B			P			2V	Пор. ⊥ PM	№ пла- гио- клаза	Закон
	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np				
87	—	—	—	—	—	—	—	+ 35°	65	(010)
160	—	—	—	—	—	—	—	+ 38	67	(010)
169	38°	55°	69°	51°	49°	66°	+ 64°	—	63	(010)
179	—	—	—	—	—	—	—	+ 24	44	(010)
184	39	61	65	39	61	65	+ 86	—	77	(010)
193	32	70	69	32	70	69	+ 70	—	67	(010)
212	36	57	68	36	57	68	+ 84	—	60	(010)
281	33	61	73	57	40	70	+ 78	—	55	(010)
291	—	—	—	—	—	—	—	+ 29.5	55	(010)

В некоторых образцах из этой подгруппы, представляющих переход к лабрадоритам, основность плагиоклаза повышается до № 77. Таким образом, повышение основности плагиоклаза идет здесь параллельно с уменьшением относительного количества цветных компонентов. Изменение плагиоклазов, наблюдающееся вообще редко в этой группе пород, идет обычно в сторону серицитизации и помутнения. В очень немногих случаях образуется очень тонкозернистый сосюритовый агрегат.

К в а р ц почти всегда является ясно вторичным минералом. Он присутствует или в виде мелких округлых включений в плагиоклазе или входит в состав мелкозернистого агрегата, заполняющего промежутки между более крупными индивидами плагиоклазов. Количество кварца обыкновенно невелико — в наиболее разрушенных и измененных образцах оно достигает 10—12% (обр. № 147, 163 и др.), обычно же не поднимается выше 2—3%. Кварц всюду свежий, прозрачный, иногда с волнистым угасанием.

Моноклинный пироксен представлен слабозелеными, иногда с очень слабым плеохроизмом (Np — желтоватый, Ng — светло-

зеленый), вытянутыми табличками с ясной спайностью. По углу погасания n_{Ng} , колеблющемуся между 39 и 44° , и углу оптических осей $2V = +55^\circ$ до $+59^\circ$ его можно отнести к ряду диаллаг-авгита, ближе к диаллагу. Совершенно бесцветный пироксен с очень высоким двупреломлением $n_g - n_p = 0.040$ и $2V = +55^\circ$ наблюдался в обр. № 197. Ромбический пироксен наблюдался в единственном образце № 207, с Медвежьей тундры, где он слабо розового цвета, близок к гиперстену. Почти всюду пироксен в большей или меньшей степени замещен роговой обманкой, иногда зеленой волокнистой, типа уралита, реже буровато-зеленой или густозеленой с сильным плеохроизмом и полной абсорбцией по Ng (обр. № 187, 60, 208). Последний тип роговой обманки наблюдался в образцах с более основным плагиоклазом. Амфиболитизация (или уралитизация) пироксена идет или по краям и трещинам зерен, или же образуются бесформенные пятнистые включения в разных участках пироксенового зерна. Дальнейшей стадией изменения (наблюдаемой здесь редко) является переход роговой обманки в хлорит. Иногда пироксен переходит в хлорит и непосредственно, минуя стадию амфиболитизации (обр. № 181, 500).

Роговая обманка присутствует в некоторых образцах (№ 63 и др.) из подгруппы светлых лейкократовых гнейсов в мелких идиоморфных табличках или ромбиках, с характерным углом граней $(100):(110) = 60^\circ$, с плеохроизмом в буровато-зеленых цветах. Одновременно с ней иногда присутствует и неизмененный пироксен. В этих случаях роговая обманка является, видимо, первичной. В большинстве же случаев она носит ясно выраженный вторичный характер, образуясь за счет пироксена или же обрастая его, будучи в таком случае, по терминологии Седергольма, синантектическим минералом.

Гранат присутствует в самых разнообразных по величине зернах, от очень крупных ($1-1.5$ см) до самых мелких, соизмеримых по величине с зернами аксессуарных минералов — циркона и др.

В разностах с более кислыми плагиоклазами гранат обычно наблюдается в крупных сильно раздробленных зернах розоватого цвета (альмандин), иногда густо окрашенных в шлифе. Гранат здесь всегда содержит многочисленные вроски и включения других минералов, главное место среди которых принадлежит кварцу и плагиоклазу. Реже по трещинкам вырастает хлорит или роговая обманка. Часто наблюдается также полевошпатово-кварцевая каемка в местах соприкосновения граната

с роговой обманкой или пироксеном. В противоположность этому гранаты в гнейсах с основным плагиоклазом (в особенности это относится в лейкократовым, переходным к лабрадоритам разностах) мелки по размерам, почти всегда бесцветны и в большинстве случаев свежи и не содержат включений. Судя по отсутствию окраски их следует отнести к гроссуляру, кальциевому гранату. Иногда такие «свежие» гранаты наблюдаются одновременно с сильно раздробленными и измененными, что позволяет может быть выделить две генерации гранатов.

Макроскопически во многих образцах наблюдается как бы огибание, обтекание зерен граната темными струйками или полосками, состоящими из мелких зерен пироксена и роговой обманки.

В качестве аксессуарных минералов присутствуют почти в каждом шлифе: апатит, сфен, магнетит, реже рутил, циркон и др. Апатит в мелких вытянутых округленных зернах, реже в правильно сформированных призмочках. Местами (в лейкократовых разностах) его количество достигает $3-4\%$. Сфен присутствует или в мелких бесформенных зернах, или же в линзообразных скоплениях отдельных мелких зерен, очевидно образовавшихся при раздавливании более крупных клиновидных зерен (в которых сфен обычно наблюдается в интрузивных породах). Особенно крупные образования такого рода встречены в обр. № 156, 239 и 300.

Весьма значительное содержание магнетита является вообще характерным для рассматриваемых пород. Это явление, повидимому, стоит в связи с общим повышением содержания железа в метаморфизованных основных породах эцлогитового ряда (взгляды Escola). Наблюдается магнетит обычно в виде ксеноморфных неправильных выделений, часто образует как бы цемент, включающий обломки пироксеновых, роговообманковых и гранатовых зерен (обр. № 72, 208, 295 и др.). Он выделяется, очевидно, при разложении железисто-магнезиальных силикатов. Иногда зерно магнетита бывает окружено мелкими выделениями сфена (лейкоксена).

Бнотит встречается в описываемых породах очень редко, обычно как аксессуарный минерал, в идиоморфных тонких табличках. Иногда (обр. № 94) он имеет оранжево-красный цвет и сильный плеохроизм (Nr бледножелтый, Ng — оранжево-красный).

Рутил наблюдается иногда в довольно большом количестве, в виде бурых неправильных зерен.

Вторичные минералы имеют довольно большое распространение в породах рассматриваемой группы, что стоит в связи со значительной степенью их метаморфизации. На первом месте среди них стоят минералы эпидотовой группы.

К л и н о ц и з и т присутствует во многих шлифах, обычно в широких прямоугольных табличках, свежих, прозрачных, с высоким двупреломлением, связанных с цветными минералами, но нередко образующих и совершенно самостоятельные индивиды. Особенно крупные образования клиноцизита наблюдались в наиболее измятых, давленных образцах (обр. № 92 и др.). Измерения в одном из шлифов (92) дали $n_g = 20^\circ$ и $2V = -86^\circ$, что соответствует по диаграмме Винчеля клиноцизиту, богатому СаО. Вероятно, он образуется здесь за счет изменения основных плагиоклазов.

В некоторых образцах (№ 35, 83, 87 и др.) наблюдалось значительное содержание скаполита. В обр. № 35 мелкие таблички скаполита, составляющие около 18%, присутствуют на ряду с плагиоклазом № 66, в обр. № 83 скаполит развивается на плагиоклазе № 65, в других случаях он также комбинируется с основным плагиоклазом. Скаполит наблюдается в широких идиоморфных табличках с высоким двупреломлением порядка 0.032—0.038, близок к меланиту. Во многих случаях образцы со скаполитом приурочены к краевым частям толщ гранато-пироксеновых гнейсов, развиваясь вблизи контактов этих пород с амфиболитами и гранатовыми амфиболитами. Обращает внимание тот факт, что в образцах со скаполитом наблюдается и повышенное содержание апатита, что согласуется и с наблюдениями Б. М. Куплетского [5] в гнейсах Кыма-тундры. Однако предположение его о возникновении скаполита при метаморфизации известково-глинистых осадочных пород, по видимому, не приложимо для скаполитов Кандалакшского района, где последний приурочен к породам явно изверженного происхождения (см. ниже). Здесь они образуются, вероятно, при метаморфизации основных изверженных пород, богатых кальцием, как это предполагал и Федоров [12]. При этом некоторую роль играют и пневматолитические процессы (обогащение апатитом).

Из других вторичных минералов обычно присутствуют цоцит и эпидот, последний в виде включений в центральной части клиноцизитовых зерен. В некоторых шлифах отмечен кальцит.

Структура гранато-пироксеновых гнейсов неравномерно-зернистая, кристаллобластическая. В более меланократовых

разностях преобладающими по величине являются зерна цветных минералов, в более лейкократовых, наоборот, плагиоклазы значительно крупнее других минералов. В разностях последнего типа отчетливо выражена так называемая Mörtel-struktur плагиоклазов, заключающаяся в том, что в промежутках между крупными индивидами образуется мелкозернистый агрегат. Другой структурной особенностью подгруппы лейкократовых гнейсов с основным плагиоклазом является способ расположения цветных компонентов. Последние образуют обыкновенно вытянутые по сланцеватости линзовидные скопления, средняя часть которых представляет собой агрегат пироксеновых и роговообманковых зерен, а по краям располагаются мелкие гранатомые зерна, как бы оцепляющие внутреннюю часть. Если разрез в шлифе приходится поперек этих «линзочек», то скопления имеют шаровидную форму. Таким образом, в этих породах выражены центрическая или, по Федорову, друзидная структура, переходная, по его мнению, к типично друзитовой, характерной для интрузивных габбровых пород побережья Кандалакшского залива. Федоров считает эту структуру (в чистом ее виде, в друзитах) первичной, возникшей одновременно с кристаллизацией магмы. По мнению Машковцева [19] и других авторов друзитовая структура является вторичной, возникающей при процессах метаморфизма.

Совокупность описанных структурных признаков (для подгруппы лейкократовых гнейсов, с основным плагиоклазом в особенности) характеризует собой так называемую протокластическую структуру, присущую породам, подвергавшимся воздействию давления в расплавленном жидком состоянии, в противоположность катакластической, вторичной структуре, которая образуется при перекристаллизации твердых пород. Давление в условиях полужидкой массы вызывает линейное расположение выделившихся первыми цветных компонентов и образования трещиноватости, изогнутости, Mörtel-struktur у плагиоклазов. На ряду с этими признаками протокластической структуры наблюдается в некоторых образцах и типичный катаклиз, выражающийся в раздробленности, пскрошенности, неправильности и иззубренности очертаний у отдельных минералов, их взаимном проникновении друг в друга. В этих случаях трудно конечно разграничить явления первичного и вторичного катаклаза.

Гранат-пироксеновый гнейс с Иолги-тундры (№ 191) был анализирован В. Молевой в химической лаборатории

Петрографического института Академии Наук. Анализ показывает близость гнейса к среднему типу габбро-норита.

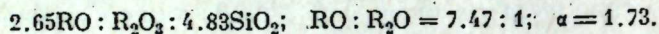
Таблица 8

	1	Молекул. колич.	3	4
SiO ₂	51.02	8 655	52.25	50.98
TiO ₂	1.09	136	0.31	1.95
Al ₂ O ₃	17.65	1 727	16.53	17.94
Fe ₂ O ₃	1.47	92	0.98	1.69
FeO	8.76	1 218	6.88	8.44
MnO	0.16	22	0.11	0.20
MgO	5.30	1 315	8.14	4.70
CaO	9.54	1 701	11.55	8.37
BaO	0.02	1	—	—
Na ₂ O	3.06	492	2.22	3.37
K ₂ O	0.77	81	0.28	1.07
H ₂ O	0.14	—	1.08	0.27
H ₂ O ^{+110°}	1.23	—	1.08	0.38
Сумма	100.21	—	101.41	99.36

3. Норит, Эбброрр, Чуна-тундра [Б. Куплетский. «Петрография Кольского п-ова», 1932, стр. 135].

4. Средний габбро-норит Украины [П. И. Лебедев. «Петрография Украины», 1934, стр. 233].

Магматическая формула по Левинсон-Лессингу:



Как своеобразный крайний член описываемой группы гнейсов следует рассматривать встречающиеся среди них в виде узких полос и линз (Лувенгские тундры) породы, состоящие только из кварца и граната, мелко- и среднезернистые; по структуре и составу они отвечают гранулитам, крайнему кислому члену так называемой гранулитовой формации Лапландии.

Вопрос о происхождении описываемой группы гнейсов удобнее рассмотреть ниже, после описания тесно связанной с ними группы лабрадоритовых пород.

Чтобы закончить обзор этой группы, следует указать, что описанные гранато-пироксеновые гнейсы и в особенности их лейкократовые разности, содержащие основной плагиоклаз, по видимому, вполне соответствуют выделенной Федоровым группе «каторанскитов» [в районе Умбы, 12].

Лабрадориты

(табл. VI, фиг. 24, табл. VII, фиг. 27, 28)

Эти породы встречены в наиболее «чистом» своем виде на обращенных к М. Глубокому озеру склонах юго-восточного отрога Йолги-тундры, где они залегают в виде двух линз или прослоев, мощностью в средней части около 0.5 км, в гранато-пироксеновых гнейсах, согласно с ними. В нижних частях склона наблюдается налегание лабрадоритов на амфиболиты с ясной инъекцией первых во вторые (иногда с образованием ксенолитов амфиболита). Близкие или переходные к лабрадоритам породы были встречены на Избяной и Плоской тундрах, где они, может быть, образуют верхние части лабрадоритовых залежей, еще не вскрытых эрозией. Рядом постепенных переходов лабрадоритовые породы смыкаются с лейкократовыми гранато-пироксеновыми гнейсами, содержащими основной плагиоклаз. Внешне эти породы светлосерого или белого цвета, с различной крупностью зерна, ближе к контактам более мелкозернисты, содержат скопления цветных минералов в виде тонких лицочек или черточек, в центральной же части полосы своего распространения они становятся как бы порфировидными с довольно крупными зернами плагиоклазов (до 2—3 см длиной) на фоне мелкозернистого сахаровидного агрегата и почти совершенно лишены цветных компонентов. Сложение в этой части массивное, почти без признаков гнейсовидности, и в этом отношении лабрадоритовая порода резко выделяется среди окружающих гнейсов.

Под микроскопом описываемая порода состоит почти исключительно из крупных зерен плагиоклаза. Измерения его дали следующие результаты (табл. 8а).

Плагиоклаз, следовательно, относится к ряду основного лабрадора, зерна его обычно свежие, слегка изогнутые, иногда со слабым волнистым угасанием, изредка содержат посторонние включения, кварц или цоизит. В промежутках между крупными зернами располагается мелкоиздробленная смесь, состоящая из обломков плагиоклаза с небольшой примесью

Таблица 8а

№ обр.	B			P			2V	Пог. └ PM	№ пла- гио- клаза	Закон
	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np				
64	—	—	—	—	—	—	—	+ 29°	54	(010)
81	—	—	—	—	—	—	—	+ 38	66	(010)
82	—	—	—	—	—	—	—	+ 35	65	(010)
92	37°	61°	72°	37°	61°	72°	—	—	65	(010)
93	62	77	33	32	69	66	+ 86°	—	71	(001)

кварца. Редкие цветные минералы также приурочены к этим промежуткам. Представлены они обычно зеленоватым моноклинным пироксеном, с $cNg = 40-43$, $2V +55^\circ, +60^\circ$, близким к диаллагу, обычно свежим, не несущим следов амфиболитизации или уралитизации, изредка темнозелено-буроватой роговой обманкой, являющейся в одном шлифе (обр. № 93) единственным цветным компонентом, в мелких идиоморфных табличках или ромбах, видимо первичной, далее — гранат-гроссуляр в мелких округлых, бесцветных, обычно свежих зернах. По количественному содержанию к этим минералам приближаются так называемые аксессуарные минералы, которых здесь сравнительно много, — апатит, сфен, блотит, магнетит. Особенно крупные и правильные призмочки апатита отмечены в шлифе № 63. Интересно также нахождение в некоторых образцах довольно крупных идиоморфных табличек клиноцоизита (обр. № 81 и др.). Он окружен здесь черными точечными выделениями какого-то рудного минерала.

Структуру лабрадоритовых пород можно характеризовать как неравномернозернистую, отчасти порфиоровидно-зернистую. Все описанные в подгруппе лейкократовых гранато-пироксеновых гнейсов (см. выше) признаки протокластической структуры наиболее отчетливо выражены именно здесь, в лабрадоритовых породах — Mörtel-struktur (диагностичность и искрошенность по краям) плагиоклазов, линейное или линзовидное расположение цветных минералов, при отсутствии какой-либо ориентировки у полевых шпатов, общая свежесть, отсутствие явлений катаклаза указывают на то, что процессы динамометаморфизма воздействовали на породу в период ее застывания. Кроме того характерной является приуроченность к промежут-

кам между крупными зернами плагиоклаза скопления зерен цветных минералов, которые как бы сдавлены, зажаты между ними.

Из описанных в литературе сходных петрографических типов наиболее близкими к полги-тундровским лабрадоритам являются лабрадоритовые гнейсовые породы западной Норвегии (район Бергена), изученные Кольдерупом [13], которым они рассматриваются как крайний член серии дифференцированных и метаморфизованных основных изверженных пород. На другом конце этой серии в Бергенском районе стоят эклогиты и сосюритовые габбро. Повидимому, схема Кольдерупа приложима для Кандалакшского района, в пределах которого мы также наблюдаем тесно связанную между собой переходами серию пород от эклогитов через гранато-пироксеновые гнейсы к лабрадоритам. Отсутствие химических анализов не позволяет полностью выяснить этот вопрос.

Лабрадориты верховьев р. Паны на Кольском полуострове [8], повидимому, значительно моложе кандалакшских, так как связаны с молодыми интрузиями габбровых пород.

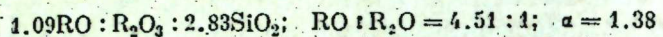
Таблица 9

	1	Молекул. колич.	3	4
SiO ₂	50.70	8 435	53.90	49.78
TiO ₂	0.36	44	—	—
Al ₂ O ₃	29.24	2 861	28.70	29.37
Fe ₂ O ₃	0.89	58	0.48	0.34
FeO	1.17	162	—	0.60
MnO	0.02	3	—	0.08
MgO	0.45	411	сл.	1.01
CaO	13.14	2 342	10.70	11.86
BaO	следи	—	—	—
Na ₂ O	3.42	570	4.75	4.39
K ₂ O	0.29	31	0.65	0.46
H ₂ O	0.112	—	—	—
H ₂ O ^{+110°}	0.52	—	0.62	1.76
Сумма	100.32	—	99.80	99.65

3. Лабрадорит с Турчинки [И. Морозевич. «К петрографии Волыни», Варшава, 1893, 417].

4. Анортозит, Carlton Peak, Миннесота [Розенбуш: «Описательная петрография», М. 1934, стр. 218].

Магматическая формула по Левинсон-Лессингу:



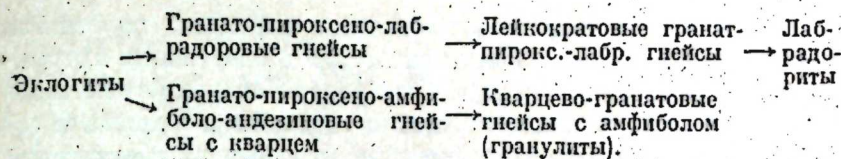
Химический анализ типичного среднезернистого лабрадорита с западного берега Малого Глубокого озера (№ 61) дал, по определению В. Молевой, следующее (табл. 9).

Вычисление состава плагиоклаза по данным анализа дает: общее содержание плагиоклаза в породе 66.88%, содержание анортита в плагиоклазе 56.7%, что отвечает и микроскопическим данным.

Общая характеристика эклогито-лабрадоритовой серии

Совокупность всех геологических и петрографических данных, ряд общих признаков заставляют прийти к заключению, что описанная выше группа метаморфических пород — эклогиты, гранато-пироксеновые гнейсы или «каторанскиты» и лабрадориты — представляет собой, с петрологической точки зрения, действительно один общий комплекс, связанный, по всей вероятности, с деятельностью основной магмы в условиях глубоких зон метаморфизма. Главными характерными чертами всей этой серии пород являются: 1) теснейшая пространственная связь и взаимнопереходность всех членов серии между собой; можно проследить буквально шаг за шагом переходы от эклогитов к гранато-пироксеновым гнейсам, от последних через лейкократовые вариации к лабрадоритам и т. д.; 2) однозначность тектонических данных — одинаковое направление растяжения и гнейсированности; 3) повторение в составе всех членов серии одних и тех же минеральных комбинаций, несмотря на значительные колебания в количественных соотношениях; повсюду мы имеем характерное сочетание пироксена, граната, среднего или основного плагиоклаза и амфибола; 4) постоянство в характере главных породообразующих минералов, везде сохраняющих один и тот же облик; 5) ряд общих признаков в текстуре и микроструктуре.

Если попытаться расположить отдельные породы — члены описываемой серии — в порядке относительного содержания цветных компонентов, то получится следующая схема:



Породы верхней ветви количественно резко доминируют в нашем районе, представители нижней ветви имеют более ограниченное распространение, образуя небольшие линзы и прослойки в первых (см. выше).

Взаимоотношения отдельных членов серии между собой во времени в большинстве случаев недостаточно ясны; с определенностью можно констатировать только наиболее молодой относительный возраст крайних правых членов серии — лабрадоритов и гранулитов по отношению к другим; вместе с тем эклогиты в ряде случаев являются несомненно более древними образованиями, чем гранато-пироксеновые гнейсы; эти данные позволяют предполагать, что эволюция всей серии следовала именно в направлении, указанном в схеме, т. е. в сторону более кислых и лейкократовых разновидностей.

Характерные черты минералогического и химического состава пород описываемой серии, последовательные изменения в составе отдельных ее членов типичны для всякой дифференцированной серии изверженных горных пород, повидимому, достаточно определенно говорят в пользу первоначально изверженного, магматического, происхождения всей серии. Нужно предполагать, что главная роль в образовании серии принадлежала основной магме, давшей дифференциаты в сторону анортозито-лабрадоритового ряда, с одной стороны, и, в небольшой степени, в сторону кислых гранулитово-аплитовых разновидностей — с другой.

Высказанная точка зрения на генезис эклогитово-лабрадоритовой серии Кандалакшского района находит свое подтверждение при сравнении с аналогичными сериями других областей, описанных в петрографической литературе.

В западной Норвегии в районе Бергена, Кольдерупом [13] описана серия дифференцированных и метаморфизованных изверженных пород, представленных в основном лабрадоритами, эклогитами и сосюритовыми габбро. Макро- и микроскопическое описание лабрадоритов (Labrador-fels) показывает их чрезвычайную близость к Кандалакшским лабрадоритам и лейкократовым гранато-пироксеновым гнейсам («каторанскитам»). В них также наблюдаются в качестве постоянных составных

частей гранат и амфиболлизированный пироксен, полосчатое расположение цветных компонентов, протокластическая структура и т. д. Тесно связанные с лабрадоритами эклогиты залегают в краевых частях последних в виде линз и пластов и состоят из граната, омфацита, амфибола и лабрадора. Кольдеруп устанавливает тесную генетическую связь между лабрадоритами и эклогитами, считая их обоих производными общей первоначальной магмы габбро-лабрадоритового состава.

В районе Nordfiord и Møre в северо-западной Норвегии Эскола [18] описывает лабрадорито-эклогито-дунитовую изверженно-метаморфическую формацию, члены которой обнаруживают между собой чрезвычайно тесное генетическое родство. Как лабрадориты, так и эклогиты также очень близки, по описанию, к кандалакшским, характерно высокое содержание амфибола в эклогите, частично вытесняющего пироксен (также как и в Кандалакше). Особенно останавливается Эскола на гранатах; детальное изучение которых показало, что они обладают рядом общих признаков во всей формации, в отношении своих оптических и химических свойств.

Много общих черт с эклогито-лабрадоритовой серией Кандалакши имеет так называемая «гранулитовая» формация северо-восточной Финляндии, протягивающейся, как это установлено работами Б. А. Попова [19], А. А. Полканова [20], А. М. Шукевича [21] и других, в западную часть русской Лапландии (тундра Сальная, Таудан и др.).

По описанию Попова, в последнем районе развит «один общий комплекс..., состоящий в значительной части из авгито-гранато-плагноклазового гнейса, несколько колеблющегося состава», т. е. породы, близкой к кандалакшским гранато-пироксеновым гнейсам. В состав «гранулитовой формации» Лапландии, согласно Эсколу и др., входят, наряду с преобладающими гранато-пироксеновыми, гиперстен-содержащими гнейсами или «поритами», также в значительном количестве и кислые породы — гранулиты или гранулитовые гнейсы, дающие узкие полосчатые внедрения в более основные породы. Эскола считает гранулиты принадлежащими к той же дифференцированной серии, что и «пориты», возникшей в своеобразной тектонической обстановке, в результате сжатия и движения надвига, сопровождаемых процессами кристаллизационной дифференциации. В малом масштабе, вероятно, эти явления имели место и в кандалакшской серии (образование гранулитовых линз и прослоев).

Габбро-перидотитовые породы

(табл. VII, фиг. 25, 26)

Выходы молодых интрузивных основных пород были встречены в нескольких местах, обыкновенно в форме небольших изолпированных штоков или пластовых залежей в гнейсовой толще. В некоторых случаях эти породы наблюдались в виде включений и отдельных участков в амфиболитах, от которых они внешне не отличимы и были выделены только под микроскопом.

Небольшой массив основных пород был обнаружен у подножья северо-восточного склона Восточной тундры на берегу небольшого безымянного озера. Внешне это мелкозернистые серовато-зеленые породы, довольно сильно выветрелого и измененного вида, что подтверждается и при микроскопическом их изучении. Минералогический состав их — оливин, ромбический и моноклинический пироксен, плагноклаз, биотит, амфибол, магнетит. Оливин присутствует или в крупных бесформенных зернах, образуя в этих случаях до 50% породы (обр. № 12), или в более мелких округлых зернах, включенных обычно в пироксен (обр. № 54, 276). В обоих случаях он раздроблен, с широкими трещинами, выполненными бесцветным серпентинитом; с выделениями (иногда очень крупными) магнетита по центральной части трещины. Эти трещинки иногда продолжают и в соседних пироксеновых зернах, где они также заполнены серпентинитом. Пироксен наблюдался в некоторых образцах (обр. № 12) исключительно ромбический, сероватый или бесцветный без плеохроизма, с желтоватыми пятнами от выделений окислов железа, ясной спайностью, низкой интерференционной окраской, повидимому, близкий к эгстатиту. В других образцах пироксен моноклинический, в небольших, отчасти идиоморфных зернах с cNg 45°, высокими интерференционными цветами, видимо, авгит. Роговая обманка наблюдалась как вторичная по пироксену, так и первичная в бледнозеленых слабоплеохроичных идиоморфных табличках. Плагноклаз играет в этих породах количественно подчиненную роль, обычно занимает промежутки между другими минералами, буроватый, сильно соссюритизированный. Сильная загрязненность не дает возможности точно определить его состав, приблизительное определение погасания $\perp PM$ (в шлифе № 276) дало +27°, что соответствует лабрадору № 50—52. Второстепенными минералами являются оранжево-красный биотит в мелких идиоморфных

табличках и магнетит. Все минералы более или менее загрязнены и переполнены вторичными выделениями. Структура гиподоморфная, среднезернистая, без признаков давления, с наибольшей степенью идиоморфизма у оливина, за которым следует ромбический пироксен, моноклиновый пироксен, амфибол и плагиоклаз. По минералогическому составу можно различать (в пределах этого штока или массива) «гарцбургиты» (обр. № 12), состоящие, приблизительно, поровну из энстатита и оливина, и габбро-перидотиты (обр. № 54, 276); минералогический состав (в процентах) приблизительно следующий:

	№ 54	№ 276
Оливин	30	15
Ромб. пироксен	60	5—7
Моноклиновый пироксен	—	55
Плагиоклаз	5	15
Биотит	5	3—4
Магнетит	2—3	2—3

Другой выход основной породы был обнаружен на юго-западном склоне Восточной тундры над Б. Глубоким озером (обр. № 46). Здесь эта порода залегает в амфиболите и внешне совершенно сходна с ним. Состоит она приблизительно на 60% из моноклинового пироксена в крупных идиоморфных зернах, с ясной спайностью, слабым плеохроизмом, по Np — розоватый, Ng — зеленоватый с Ng 43°. По окраске и плеохроизму его следует, по видимому, отнести к титан-авгиту. По краям и трещинам он замещается буровато-зеленой роговой обманкой. Другая роговая обманка в более мелких, часто идиоморфных зернах, с плеохроизмом по Ng коричневым, по Np зеленовато-желтым, с Ng 13°, иногда включена в пироксен, она является, по видимому, первичной. В промежутках располагается плагиоклаз (общее количество около 10%); совершенно свежий, иногда слабо изогнутый, по погасанию \perp Pm = +9°, олигоклаз. В целом породу можно, таким образом, назвать роговообманковым пироксенитом или «ковдитом» Федорова.

Другие выходы габброидных пород были обнаружены на юго-восточном склоне Лувенской тундры, на Ключихинской и Плоской тундрах. Эти породы, описанные Б. М. Куплетским [6] по сборам Рихтера и Бондаренко, также относятся к группе габбро-перидотитов.

Порфириды

Жилы порфиритов были обнаружены в нескольких участках (табл. II, рис. 8) в самых различных породах — в биотитовых, гнейсах, в гранатпироксеновых гнейсах, в амфиболитах. Чаще всего они, однако, приурочены к темным амфиболовым или гранат-амфиболовым породам. Наиболее мощный выход порфирита обнаружен на восточном склоне Иолги-тундры (в районе южного берега М. Глубокого озера), где порфирит слагает обе стенки глубокого и узкого оврага. Мощность жилы здесь определить затруднительно, во всяком случае она составляет несколько десятков метров. Мощность же большинства жил не превышает 1—2 м, иногда она порядка нескольких сантиметров. Залегание жил обычно резко несогласное с вмещающими породами, падение крутое или отвесное. По внешнему виду порфириты обследованного района двух типов — или плотные черные, афанитовые, похожие на базальт (порфириты Иолги-тундры, Плоской тундры) или же темносерые или темнозеленые с крупными порфиридовидными вкрапленниками слюды или амфибола (порфириты побережья Кандалакшского залива). Порфириты первого типа (обр. № 31, 32), как видно под микроскопом, состоят из мелкозернистой основной массы плагиоклазо-амфиболового состава, чаще нацело превращенного в агрегат кальцита и магнетита, и тесно расположенных друг к другу вкрапленников, с изъеденными контурами, состав которых обычно роговая обманка, реже биотит. Другой тип порфирита отличается от первого главным образом большей величиной вкрапленников, достигающих иногда громадных размеров (порфиритовые жилы вблизи Кандалакши) — до 10—12 см, представленных здесь главным образом биотитом, в меньшей части бледнозеленым амфиболом, иногда с остатками авгита. Основная масса в них также превращена в смесь кальцита, магнетита и отчасти роговой обманки (обр. № 252, 261).

Граниты и мигматиты

Другим типом молодых интрузивных пород района являются граниты и связанные с ними мигматиты и микроклиновые гнейсы островов и побережья Кандалакшского залива. Типичные красные микроклиновые граниты и гранито-гнейсы обнажаются только на островах залива (описаны Кассиным, Федоровым) и работами партий поэтому не были затронуты,

изученно подвергались только мигматиты и красные аплитовидные гнейсы (или гранито-гнейсы) побережья. Последние представляют собой грубослонистые смешанные породы, с чередующимися прослоями серого биотитового гнейса и обычно крупнозернистого красного гранита, состоящего преимущественно из микроклина в крупных бесформенных зернах, с ясно решетчатым (под микроскопом) строением, нередко с пертитовыми вростками плагиоклаза, кварца, всегда с сильным волнистым угасанием, и небольшого количества цветных минералов — зеленого биотита, реже обыкновенной роговой обманки. Иногда цветная часть отсутствует совершенно. Местами гранитные прослои в мигматите выклиниваются, местами постепенно утолщаясь и становясь крупнозернистее, образуют пластовые жилки красного пегматита. Близость и постепенные переходы пегматитов через мигматиты к микроклиновым гранитам указывает на их тесную генетическую связь. Мигматиты образовались здесь, очевидно, при инъекции гранитной магмы по плоскостям сланцеватости в гнейсы. Многочисленные выходы мигматитов и связанных с ними пластовых пегматитовых жилок были встречены в районе д. Колвицы, по берегам Колвицкой губы. Здесь также очевидна их связь с молодыми гранитами островов Кандалакшского залива.

Что касается полосы мигматизированных гнейсов, которая прослеживается в пределах северной измененной части района (см. выше, в описании биотитовых гнейсов), то отсутствие выходов красных микроклиновых гранитов вблизи этой полосы не дает возможности связывать здесь мигматиты непосредственно с интрузией гранитной магмы. Приуроченность этой полосы мигматизации к наиболее глубоким частям антиклинальной складки в гнейсе говорит может быть за то, что мигматиты образовались здесь при частичном переплавлении наиболее глубоко погруженных частей гнейсовой толщи (анатексис по Седергольму).

Аплиты и пегматиты

Многочисленные жилки и линзы пегматитового, аплитового и кварцевого состава были встречены почти по всему району. Чаще всего они как будто наблюдаются в темных гранатово-амфиболовых гнейсах и амфиболитах, в западной части района. Мощность их всюду невелика, в редких случаях превосходит 1 м. Состав обычно — микроклин, редко мелкие листочки

слиюды, преимущественно биотита, реже мусковита, турмалины (отмечается Кассиным в образце с Железной тундры). По возрасту кварцево-пегматитовые жилки оказываются наиболее молодыми образованиями, являясь позднейшей пегматитовой стадией вышеописанной гранитной интрузии. Они секут почти все коренные породы, за исключением габбро-порфитов и перидотитов, но, судя по наблюдениям Куллетского [5] и Рябова, в соседних районах они моложе и этих последних.

Более подробное описание некоторых пегматитовых жил приводит ниже при описании полезных ископаемых. Мелко- и среднезернистые светлые породы, аплитового вида обнажаются вдоль побережья Кандалакшского залива, где они связаны постепенными переходами с пегматитами и красными прослоями в мигматитах и отличаются от них мелкозернистостью. На северо-восточном склоне Восточной тундры был встречен среди гранато-амфиболовых гнейсов изолированный выход розовой, очень мелкозернистой породы (обр. № 111), состоящий главным образом из мелких зерен кварца и микроклина и небольшого количества кислого плагиоклаза, эпидота, циркона и сфена. Положение этой породы неясно; видимо, она находится в жильном залегании. Наконец, к самым молодым проявлениям магматической деятельности в описываемом районе относятся тонкие секущие или пластовые прожилки кварца, чаще всего с ничтожной мощностью от нескольких миллиметров до 1—2 см, объясненные своим происхождением скорее всего гидротермальным процессам. Они встречаются в самых разнообразных породах, идут по самым различным направлениям, часто пересекаясь, видимо, следуя случайным трещинам в породах.

ТЕКТОНИКА

Переходя к описанию тектоники и стратиграфии района, нужно прежде всего отметить, что как наблюдения над ними, так и правильное истолкование этих наблюдений сильно затрудняются, с одной стороны, плохой обнаженностью района, часто большими перерывами и недоступностью отдельных обнажений, чрезвычайной разрушенностью и выветрелостью пород и, с другой стороны, сильной перемятостью некоторых участков, изменчивостью залегания, которое меняется чуть ли не на каждом шагу, отсутствием маркирующих горизонтов, неясностью границ между отдельными типами пород.

Полученные данные позволяют построить стратиграфическую и тектоническую схему района, дающую, конечно, лишь грубое приближение к действительной, чрезвычайно сложной картине строения этой местности.

Наиболее древними в районе были горообразовательные движения, собравшие в складки толщу древнейших слюдяных гнейсов с подчиненными им амфиболитовыми породами. Простирание складчатости в них господствующее WSW—ENE, с небольшими отклонениями в обе стороны, углы падения самые различные, от почти горизонтального залегания до отвесного. Можно однако довольно отчетливо наметить расположение нескольких крупных складок. Ось первой с севера антиклинальной складки переходит несколько севернее широты Пинозера, и ее южное крыло занимает площадь к югу от границы района вплоть до северных склонов возвышенной полосы. В этой части падение гнейсов наблюдается преимущественно по азимуту SSE, под углами между 30 и 80°, в западной части более пологое, в восточной, в районе М. Глубокого озера более крутое. С северным краем тундровой полосы приблизительно совпадает ось синклинали, довольно ясно выраженной в гнейсах района Плоских и Лувенгских тундр. На северных же склонах Иолги и Восточной тундр сильные сбросовые дислокации не дают возможности проследить эту складку. Падение гнейсов в районе Плоских и Лувенгских тундр и в южной части Иолги-тундры направлено обычно к N и NW, и эта область является, таким образом южным крылом вышеупомянутой синклинали складки. На северных склонах Колвицких тундр гнейсы (на нижних частях склонов) падают под небольшими углами (20—30°) на S—SE, в то время как на южных склонах этих тундр и на побережье Колвицкой губы падение всюду направлено к NW. Долина р. Лувенги приблизительно совпадает с осью второй с севера антиклинали, тогда как Колвицкий массив образует собой неглубокую синклинали. Наконец, ось третьей к югу антиклинальной складки намечается где-то в районе Киберенских тундр или, может быть, совпадает с Колвицкой губой. Что касается направления давления, существовавшего в период складкообразования, то, судя по некоторой асимметрии крыльев складок и по преобладанию среди них северных азимутов падения, можно предполагать, что давление было скорее всего направлено с севера.

Если обратить внимание на соотношение современного рельефа с расположением вышеописанных складок, то ясно

выступает, во-первых, непосредственная связь их друг с другом и, во-вторых, приуроченность понижений в современном рельефе к антиклиналям, а возвышенностей — к синклиналям, что объясняется значительным влиянием на рельеф сбросовых дислокаций (см. ниже).

Как было указано, в строении описанной системы складок принимают участие как древнейшие слюдяные гнейсы, так и лежащие под ними гранатово-амфиболово-пироксеновые гнейсы. Во многих случаях однако можно отметить некоторую разницу в характере дислоцированности этих двух толщ. Во-первых, наблюдается иногда некоторое несогласие в направлении простирания и в углах падения обеих толщ (восточные склоны Иолги-тундры, Восточная тундра, отчасти Колвицкие тундры), расхождения обычно небольшие, но ясно ощутимые, во-вторых, вся толща гранатово-амфиболо-пироксеновых гнейсов (в особенности ее более молодые члены, лейкократовые гнейсы) значительно слабее дислоцирована, лишена тонкосланцеватости, плйчатости, нередко имеет даже близкий к массивному внешний облик. Все это говорит за значительно меньшую степень дислоцированности этой толщи, которая была захвачена горообразовательным движением очевидно в его позднейшую стадию.

Наблюдавшееся на ряду с описываемым господствующим WSW—ENE простиранием, простирание NNW—SSE, идущее почти под прямым углом к первому (на юго-восточном склоне Иолги-тундры, на северной вершине Плоских тундр и в других местах), указывает на существование в районе повторных складчатых дислокаций, сопровождавшихся местным изменением направления складок. Пространственно эта вторая система складок выражена мало, в немногих местах. Точно выяснить взаимоотношение двух систем складчатости, их возрастное положение трудно.

Оба указанные направления складчатости находят себе отражение и в направлении многочисленных в районе разломов, сдвигов и других тектонических явлений дизъюнктивного, сбросового характера. Будучи более молодыми по возрасту, чем складчатые дислокации, они оказали значительное воздействие на образование современных форм рельефа. Господствующим направлением разломов являются два, притом взаимно-перпендикулярных (WSW и NNW). По линии первого направления происходили главнейшие разломы: 1) по северному и южному краю центральной возвышенной полосы,

сопровождаясь опусканием северной и южной краевых частей; 2) вдоль современной береговой линии (Кандалакшского залива) от Кандалакши до Лувенги и вдоль долины р. Лувенги, являющейся ее непосредственным продолжением и образующей грабен, разделивший между собой Колвицкий и Лувенгский массивы; 3) по берегам Колвицкой губы и отчасти может быть долины р. Колвицы.

С другим направлением (NNW) сбросовых дислокаций связаны разломы, образовавшие ряд узких поперечных впадин (грабенов), разбивших возвышенности района на отдельные массивы. Главнейшие из них: 1) восточный край Восточной тундры; 2) грабен, занятый системой Глубоких озер; 3) узкие и глубокие впадины или трещины в массиве Иолги-тундры; 4) грабен, занятый системой Лувенгских озер, южным продолжением которого является может быть восточный край Колвицкого массива; 5) долина между Плоскими и Лувенгскими тундрами, и 6) левый борт долины р. Нивы, между Пинозером и Кандалакшей. Помимо совпадения этих двух систем разломов с направлениями складчатых дислокаций и с главнейшими формами современного рельефа, в пользу их сбросового тектонического происхождения, говорит между прочим и тот факт, что все средние абсолютные высоты больших массивов района очень близки между собой, колеблясь в пределах 450—550 м и, следовательно, можно предполагать, что все они некогда образовали один сплошной массив, разбитый позднейшими дислокациями на отдельные участки.

СТРАТИГРАФИЯ И ВОЗРАСТ ПОРОД

Так как уже в предшествующем описании были сделаны указания на возрастные и пространственные соотношения отдельных групп горных пород, ниже приводится лишь краткая сводка этих данных.

Древнейшей толщей, залегающей в основании района (как и соседних областей Кольского полуострова и Северной Карелии), является свита слюдяных плагиоклазовых и микроклино-плагиоклазовых гнейсов, с подчиненными им линзами амфиболитов. В нижних своих частях эта толща образована метаморфизованными гранодиоритовыми породами интрузивного происхождения, в верхних же, возможно, измененными осадочными породами. Эта толща, повидимому, отвечает с в о н и й с к о й формации финляндских геологов, а гранито-гнейсы

этой толщи являются интрузиями постсвонийского цикла (postsvonian).

Выше залегает толща гранато-амфиболо-пироксеновых гнейсов, представляющих в главной своей массе метаморфизованные основные изверженные породы различных типов, связанные между собой постепенными переходами. Судя по разнообразию встречающихся типов пород, излияния основной магмы сопровождалась значительной ее дифференциацией. Наиболее древними в этой свите являются эклогиты и гранатовые амфиболиты, большей частью превращенные в гранато-амфиболовые гнейсы, связанные с самыми глубокими горизонтами; моложе их гранато-пироксеновые гнейсы (каторанскиты), имеющие в этой группе наибольшее распространение и самыми молодыми излияниями являются лабрадориты, внедрившиеся в затвердевшие и уже дислоцированные гнейсы.

Несоответствие между залеганием этой второй толщи и толщи слюдяных гнейсов указывает на значительный возрастной перерыв между ними, на существование, минимум, двух главнейших стадий или циклов горообразования: первой — после образования толщи слюдяных гнейсов и второй — после извержения основных пород, давших при метаморфизации гранато-пироксеновые гнейсы. Направление складок остается в обоих случаях близким к широтному.

Кроме того, наличие складок и другого направления говорит о существовании повторных дислокационных давлений меньшего масштаба.

Эту «вторую» толщу, вероятно, следует параллелизовать с ботнийскими и постботнийскими образованиями Финляндии. Возможно, что интрузия магмы, давшей при метаморфизации породы, описанной эклогито-лабрадоритовой серии, смыкается в возрастном отношении с интрузиями «метабазитов» Карелии, относимых, по В. М. Тимофееву [15], к промежутку между свонийской и ботнийской формациями.

К значительно более позднему времени относятся внедрения основных габбро-перидотитовых пород, образовавших ряд небольших штоков или массивов в гнейсовой толще. Несколько позже происходили интрузии микроклиновых гранитов островов Кандалакшского залива и связанная с этими излияниями мигматизация гнейсов в районе побережья. Возможно, что с этими же образованиями следует связывать по возрасту и интрузию лабрадоритов Б. Глубокого озера, возрастное положение которых осталось неясным. По времени граниты этой

группы соответствуют аналогичным гранитам Прионежья, относимых к постботнийскому циклу.

Еще более молодыми по возрасту являются порфириновые жилы, которые секут и граниты и мигматиты. Согласно В. М. Тимофееву их нужно относить уже к палеозою. Позднейшими по возрасту тектоническими движениями в описываемом районе были сбросовые дизъюнктивные дислокации, сопровождаемые крупными разломами и опусканиями отдельных участков, создавшие в основных чертах современный рельеф. Время этих дислокаций определяется по данным финских и норвежских геологов, как ранне- и поздне-третичное.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Как было уже указано, работы 1932 г. подтвердили существовавшие ранее указания на бедность района полезными ископаемыми, связанными с коренными породами.

Пегматитовые и кварцевые месторождения были встречены повсюду в довольно большом количестве. Наиболее часто встречающийся тип их — пластовые, реже секущие жилки и линзы с многочисленными разветвлениями и апофизами, залегающие обычно в слюдяных гнейсах и амфиболитах древней толщи. Мощность этих образований незначительна, обычно порядка нескольких десятков сантиметров. По составу в пегматитовых жилах преобладает микроклин-пертит; в меньшем, обычно, количестве содержится кварц; почти всегда пегматит сильно загрязнен черной слюдой. В кварцевых жилах, кроме белого сливного кварца, иногда присутствует микроклин и биотит. В качестве примера привожу описание одного из наиболее крупных обнаруженных партией выходов пегматита. Этот выход встречен на плато Восточной тундры, метрах в 200 к северу от ее юго-восточной вершины, в толще амфиболово-биотитовых гнейсов, падающих здесь по азимуту SW 240°. По форме это мощная пластовая жила или скорее линза, залегающая согласно с вмещающими породами. Протяженность ее около 7.5 м, мощность в средней части, в «раздуже» 1.55 м. В «раздуже» — крупные ксенолиты гнейса. Вмещающие гнейсы вблизи зальбандов переходят в черный блестящий слюдяной амфиболит (обр. № 98). Тело жилы сложено мелкокусковым бесструктурным красным микроклиновым пегматитом (обр. № 99). Довольно часто попадаются кристаллы биотита и роговой обманки, последней в крупных неправиль-

ной формы скоплениях, до 5—6 см в поперечнике. Контакты жилы с окружающей породой неправильной формы с многочисленными внедрениями и апофизами пегматита в гнейс. Как по своим размерам, так и по составу пегматита, сильно загрязненного цветными минералами, это месторождение не представляет интереса с промышленной точки зрения.

В отношении своей слюдоносности пегматитовые жилы района также, повидимому, не имеют практического значения, так как: 1) слюда представлена в них почти исключительно черным биотитом и 2) размеры листочков слюды обычно ничтожные, редко превышая 5×5 см. Следует указать на факт нахождения небольших пачек мусковита с размерами листочков до 40 см² в валунах крупнокускового пегматита со склонов Иолги- и Восточной тундр. Коренных выходов мусковит содержащих пегматитов однако не было найдено, валуны, повидимому, занесены сюда с севера.

Гранат, образующий иногда вместе с кварцем небольшие кварцево-гранатовые линзы и прослой в гранато-амфиболовых гнейсах и гранатовых амфиболитах (главным образом, в районе Лувенгских, Плоской, Железной тундр), где величина его зерен достигает 2—3 см, повидимому, также не представляет собой промышленного интереса, как источник абразивного сырья, так как, с одной стороны, твердость граната в большинстве случаев ниже, чем у кварца (тогда как промышленно интересными являются более твердые разновидности граната), а с другой стороны — концентрация граната в породе обычно не настолько велика, чтобы разработка его могла быть выгодной. Гранат здесь, повидимому, алмадин, точное определение в виду отсутствия химических данных затруднительно. Ни в какое сравнение с разрабатываемыми гранатовыми месторождениями в Карелии месторождения граната Кандалакшского района птти, видимо, не могут.

Признаки оруденения были обнаружены в амфиболитах Акатьево тундры и южного склона Иолги-тундры в виде мелких редких вкраплений сульфидов соломенно-желтого цвета, повидимому, халькопирита. Некоторые указания на магнитные аномалии, будто бы обнаруженные в Колвицких тундрах при лесоустроительных работах (при проложении просек), не были подтверждены нашими наблюдениями, и признаков скопления магнетита обнаружено не было.

В качестве каменных строительных материалов могут найти применение лабрадоритовые породы

юго-восточного склона Иолги-тундры (западный берег Б. Глубокого озера) в силу своей сравнительной мягкости, легкой обрабатываемости, способности раскалываться по определенным направлениям (чему способствует и тонкая параллелепипедальная отдельность в породе) и, наконец, близости выходов этих пород к берегу озера. Что же касается других пород, то их сильнейшая расщепленность и неоднородность не позволяют считать их практически ценными строительными.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Д. С. Белянкин и Б. М. Куплетский. Горные породы и полезные ископаемые северного побережья и прилегающих к нему островов Канда拉克шской губы Белого моря. Труды Сев. научн. промысл. экспедиции, вып. 18, Москва—Ленинград, 1924.
2. И. Н. Гладкий. Геоморфологические наблюдения в Хибинских тундрах. Сборник «Хибинские и Ловозерские тундры» под редакц. акад. А. Е. Ферсмана, т. II, Тр. Инст. по изуч. Севера, 1928, стр. 46—55.
3. И. Н. Гуткова. Отчет о работе Колвицкого отряда. «Хибинские апатиты», сборник II, 1932, стр. 378—380.
4. Н. Г. Кассин. Геологические исследования вдоль Мурманской жел. дор. Ст. Канда拉克ша — ст. Оленья. Матер. по общей и прикладной геол. Изд. Геол. Ком., 1923.
5. Б. М. Куплетский. Геологические наблюдения в Северной Карелии летом 1929 г. Тр. Петрограф. лист. Акад. Наук, вып. 2, 1932.
6. Б. М. Куплетский. Материалы к петрографии водораздела между оз. Имандра и Белым морем, в районе Канда拉克ша — Колвица. Мат. по петрогр. и геохимии Кольского п-ва, ч. 1, 1932.
7. Б. М. Куплетский. Петрография Кольского п-ва. Петрографии СССР, вып. 1. Изд. Акад. Наук СССР, 1932.
8. Б. М. Куплетский. Основные породы Панских высот. Тр. Петрограф. инст. Акад. Наук СССР, вып. 2, 1932.
9. С. Ф. Машковцев. К вопросу о происхождении беломорских друзитов. Тр. Ленинградского общ. естествоиспытат., 1926.
10. Г. Д. Рихтер. Краткая геологическая и морфологическая характеристика долины р. Нивы. «Хибинские апатиты», сб. II, 1932, стр. 290—296.
11. Е. С. Федоров. О горных породах берегов Белого моря и Мурмана. Сборник статей памяти Мушкетова, 1903.
12. Е. С. Федоров. Геолого-петрографическое описание берегов Белого моря. Горный журн., т. II, М., 1904.
13. С. F. Colderup. Die Labradorfelsen des Westlichen Norwegens. Bergen Museum Aarbog, 1903.

14. P. Escola. The mineral fascies of the earth. Norsk. Geol. Tidsskrift, VI, 1920.
15. В. М. Тимофеев. Петрография Карелии. Изд. Акад. Наук, 1935.
16. J. Sederholm. On migmatites and associated precambrian rocks of Southwestern Finland. Bull. d. l. Comiss. Geol. d. Finlands, № 8, 1923.
17. J. Sederholm. Precambrian of Fennoscandia with special reference to Finland. Bull. G. S. of America, № 38, 1927.
18. P. Escola. On the eclogites of Norway. Kristiania, 1921.
19. Б. А. Попов. О работах между Нотозером и оз. Имандра. Зап. Минер. о-ва, 1902.
20. А. А. Полканов. Предварительный отчет о работах 1923. Изв. Геол. Ком., 1924.
21. А. М. Шукевич. Отчет о работах в северо-западной части Кольского полуострова, рукопись ЛГПТ, 1935.

A. LEBEDEV

GEOLOGICAL AND PETROGRAPHIC SKETCH
OF THE KANDALAKSHA — KOLVITSA REGION

S u m m a r y

The author gives a brief account of the results of his geological survey in the region of the south-western part of the Kola Peninsula, between the villages Kandalaksha and Kolvitsa (see map). This region has not been systematically studied by anybody; sparse and occasional data on its geology are to be found in the works of geologists Kassin, Fedorov, Beliankin, Kupletsky, etc. As regards its geology, the region explored presents an area made of a mighty series of Pre-Cambrian metamorphic rocks including both altered igneous and sedimentary formations, and of an overlying more or less thick series of Quaternary deposits, — glacial and to a less degree, fluvialite and lacustrine deposits. The study of the ancient metamorphic series permitted to distinguish three rock complexes differing from each other in their age and petrographic composition.

The most ancient complex is represented by biotite and amphibole-biotite gneisses with subordinate lenses and partings of amphibolites; the rocks of that complex are probably partly of sedimentary and partly of igneous origin. They are crumpled into numerous large and small folds oriented latitudinally and in part complicated by later folding processes.

The next, probably younger metamorphic complex is represented by garnet-amphibole and garnet-pyroxene gneisses, eclogites, amphibolites and labradorites. This group of rocks, while mostly preserving an externally gneissose habit, probably presents a product of alteration of neutral and basic igneous rocks of the diorite and gabbro type.

The less strongly metamorphosed member of that group is represented by white labradorite of massive texture, which has been met with on the northern shore of Lake Bolshoie Glubokoie. The rocks of that complex, too, are folded, yet less intensely than the gneisses of the preceding group. The main direction of the axes of folds is also a latitudinal.

To the third, or the youngest group of rocks belong granites traversing the ancient gneisses along the coasts and in the islands of the Kandalaksha Gulf, vein aplites and pegmatites connected with these granites, as well as porphyrite dikes.

The tectonics of the region is depending on the above mentioned folding process (resolvable into at least 2 phases of folding) on the one hand, and on disjunctive dislocations, on the other. The latter seem to have played the largest part in the formation of the modern relief.

Of the mineral products confined to the country rocks, on the territory explored there have been revealed: pegmatites, mica and garnet. All the occurrences are of insignificant size and appear to be of no practical importance.



Фиг. 1. Биотитовый плагио-гнейс. Очень слабый катаклиз, характерный для более глубоких зон гнейсовой толщи. Обр. № 284. Ник. +. Увел. 15 раз.



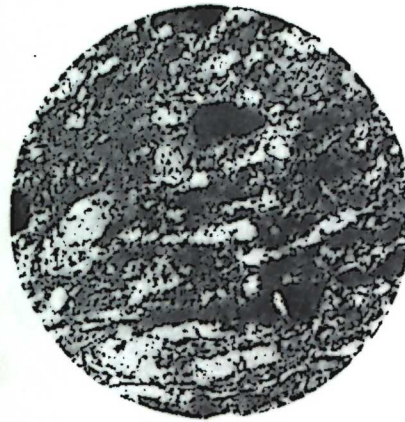
Фиг. 2. Микроклиновый гнейс. Обр. № 38 Ник. +. Увел. 15 раз.



Фиг. 3. Биотитовый гнейс. Обр. № 1. Ник. ||. Увел. 15 раз.



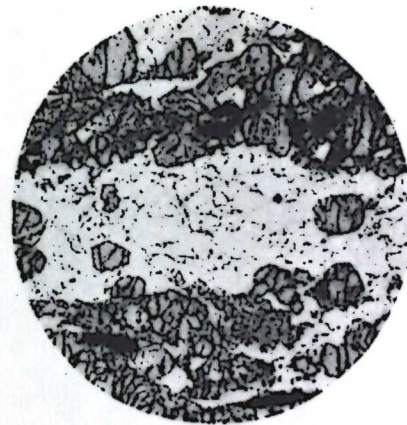
Фиг. 4. То же в скрещенных николях.



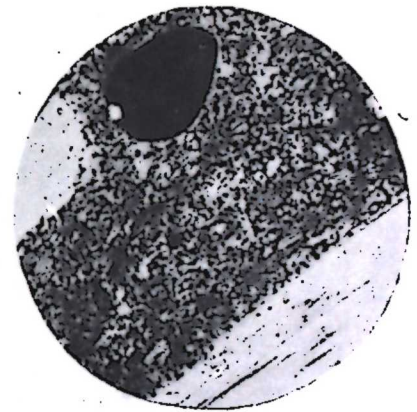
Фиг. 5. Тонкорассланцованный биотитовый гнейс. Обр. № 2. Ник.+. Увел. 25 раз.



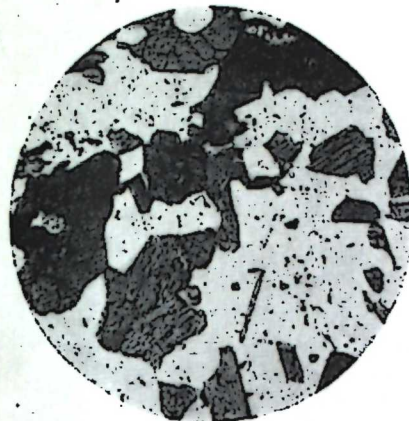
Фиг. 6. Милонитизированный гнейс. Обр. № 85. Ник.+. Увел. 25 раз.



Фиг. 7. Тонкослоистый амфиболо-пироксеново-гранатовый гнейс. Обр. № 98. Ник. || Увел. 15 раз.



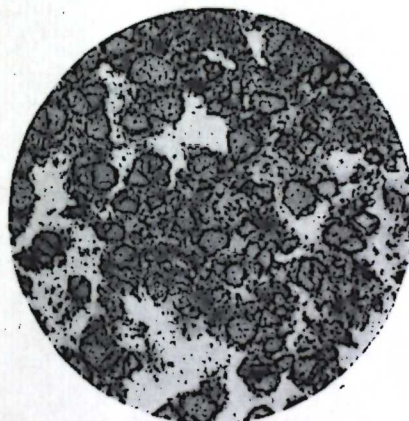
Фиг. 8. Порфирит роговообманковый. Обр. № 253. Ник. || . Увел. 25 раз.



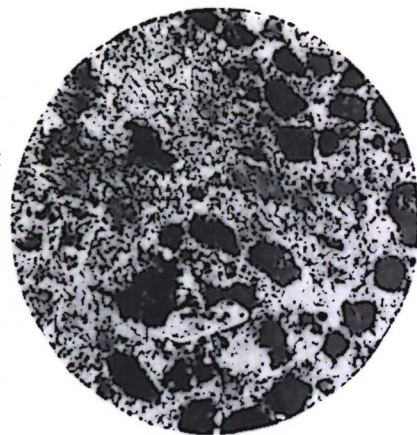
Фиг. 9. Полевощпатовый амфиболит. Пример орто-амфиболита с ясными реликтами первичной эпидиморфной структуры. Обр. № 401.
Ник. || . Увел. 25 раз.



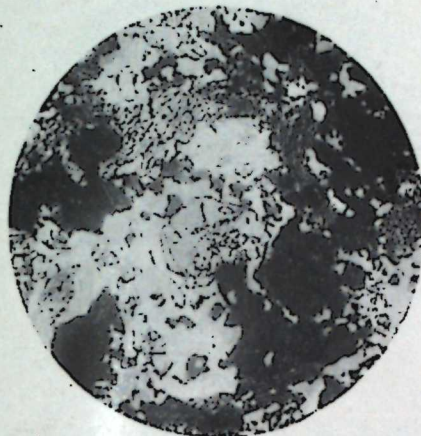
Фиг. 10. То же в скрещенных николях.



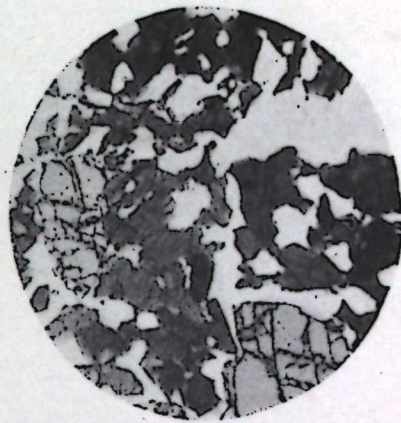
Фиг. 11. Милонитизированный гранатовый амфиболит. Заметна устойчивость граната при раздробленности других минералов. Обр. № 279.
Ник. || . Увел. 25 раз.



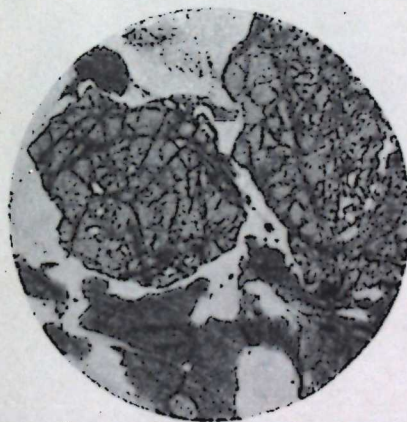
Фиг. 12. То же в скрещенных николях.



Фиг. 13. Один из структурных типов гранатовых амфиболитов. Обр. № 144. Ник. ||. Увел. 25 раз.



Фиг. 14. Гранатовый амфиболит с примесью кварца и почти без плагиоклаза. Обр. № 160. Ник. ||. Увел. 25 раз.



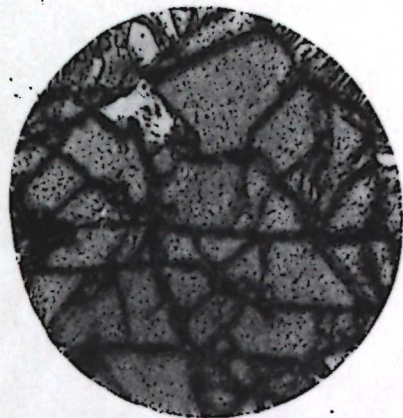
Фиг. 15. Гранатовый амфиболит. Ситовидная структура гранатовых зерен. Обр. № 201. Ник. ||. Увел. 25 раз.



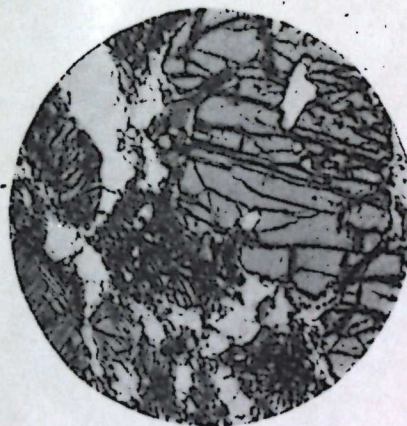
Фиг. 16. То же в скрещенных николях.



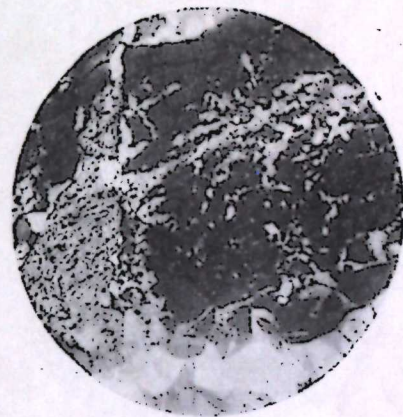
Фиг. 17. Характер распределения магнетита в амфиболите. Обр. № 289. Ник. ||. Увел. 25 раз.



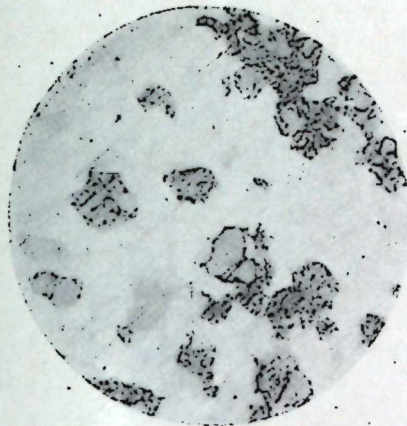
Фиг. 18. Эклогит. Келифитовая каемка вокруг граната: видно чередование «лучей» амфибола и кварца. Обр. № 185. Ник. ||. Увел. 80 раз.



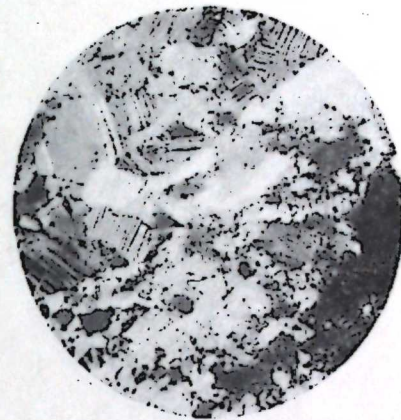
Фиг. 19. Крупнозернистый эклогит, с крупными зернами граната и промежуточной пироксено-амфиболово-кварцевой массой. Обр. № 308. Ник. ||. Увел. 25 раз.



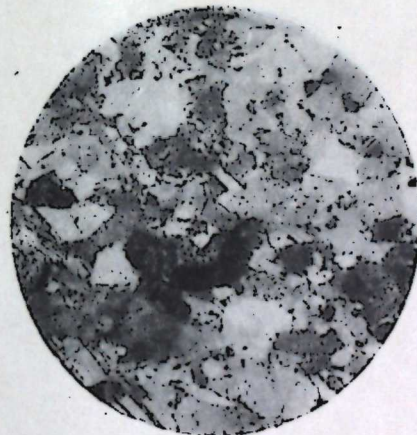
Фиг. 20. Равномернозернистый эклогит с небольшой примесью кварца и амфибола. Обр. № 195. Ник. +. Увел. 25 раз.



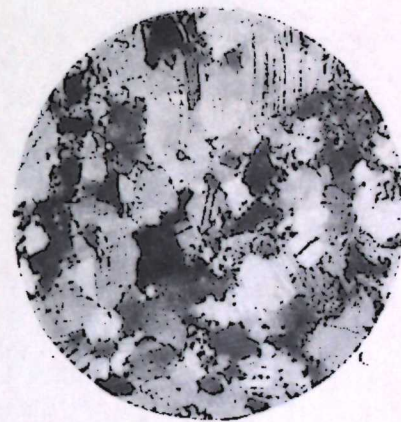
Фиг. 21. Лейкократовый гранато-пироксено-амфиболовый гнейс («кортранскит»). Заметно цепочкообразное расположение цветных. Обр. № 272. Ник. ||. Увел. 25 раз.



Фиг. 22. То же в скрещенных николях.



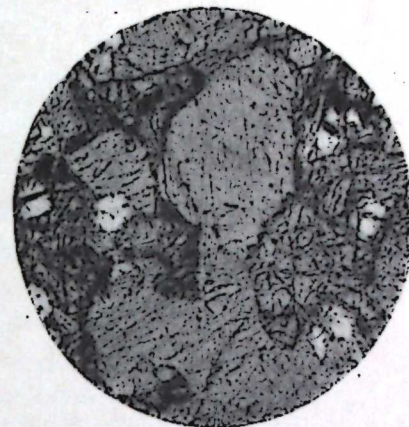
Фиг. 23. Лейкократовый гранато-амфиболо-пироксеновый гнейс. Протокластическая структура у плагиоклаза. Обр. № 177. Ник. +. Увел. 25 раз.



Фиг. 24. Лабрадорит гранато-пироксеновый. Видна «Mörtel-Struktur» у плагиоклаза. Обр. № 164. Ник. +. Увел. 25 раз.



Фиг. 25. Метаморфизованный порфирит. Видны темные псевдоморфозы бастита по гиперстену. Обр. № 115. Ник. ||. Увел. 25 раз.



Фиг. 26. Амфиболизированный перидотит. Пироксен целиком перешел в слабоплеохроичный амфибол, в промежутках зерна оливина. Обр. № 49. Ник. ||. Увел. 25 раз.



Фиг. 27. Лабрадорит из краевой зоны интрузивной залежки. Хорошо заметна первичная кристаллизационная смятость зерен плагиоклаза. Обр. № 178. Ник. +. Увел. 25 раз.



Фиг. 28. Мелкозернистый лабрадорит. Обр. № 212. Ник. +. Увел. 25 раз.

Н. А. ИГНАТЬЕВ
К ПЕТРОГРАФИИ ШУЕРЕЦКОГО РАЙОНА

ВВЕДЕНИЕ

Настоящий очерк является дополнением к первой работе автора «Амфиболит, гранатовые гедрититы и слюдиты окрестностей с. Шуерецкого». Обе эти работы охватывают весь комплекс докембрийских пород, развитых на территории Шуерецкого района АКСР.

Материалом для данного очерка послужили коллекции, собранные автором в 1932 г. при производстве поисковых и разведочных работ на гранато-диастеновых месторождениях этого района, по заданию Ленинградского отделения Института прикладной минералогии. Окончательное микроскопическое изучение описываемых горных пород проведено по заданию Центрального научно-исследовательского геолого-разведочного музея им. акад. Ф. Н. Чернышева.

Окрестности с. Шуерецкого расположены на западном побережье Белого моря, между $64^{\circ}48'$ и $65^{\circ}0'$ северной широты и $34^{\circ}35'$ и $34^{\circ}57'$ восточной долготы (от Гринича). В административном отношении они составляют часть Кемского района Карельской АССР.

Описываемый район лежит в пределах Фенноскандинавского кристаллического щита и представляет собой северную часть отлогого склона Балтийско-Беломорского водораздела, что в основном и предопределяет орографию данной местности. Обследованная территория имеет вид слабо всхолмленного низменного плато, возвышающегося над уровнем Белого моря в среднем на 8—10 м в береговой полосе и несколько более вдали от него. Местность характеризуется унылым, однообразным тундровым ландшафтом благодаря широкому развитию малопроеходимых торфяных болот. Встречающиеся небольшие возвышенности представляют собою «бараньи лбы», известные у местного населения под именем «вараки» и «островов». «Вараки» обычно возвышаются над уровнем окружающих

их болот на 5—10 м. Наиболее крупной возвышенностью в районе является гора Ревеж, достигающая 40 м над уровнем моря и расположенная в 17 км к северо-востоку от с. Шуерецкого.

Поверхность болот обычно покрыта моховым покровом, за исключением мелких, довольно многочисленных непроходимых участков (онок), заполненных водой. Более сухие участки болот и в особенности «вараки» имеют лесной покров.

Из водных ресурсов описываемого района, помимо Белого моря, имеется целый ряд небольших речек и ручьев, из которых р. Шуя является наиболее крупной. Морская береговая линия сильно изрезана, характеризуется наличием большого количества полуостровов, заливов и мелких скалистых островов.

Местность несет на себе резкий отпечаток работы ледникового покрова, что сказалось прежде всего на рельефе. В результате сноса всей постаршейской толщи и частичного вымывания архейской свиты, мы имеем резко выраженную денудацию и нивелировку местности с появлением многочисленных бараньих лбов. Форма бараньих лбов обычно эллипсоидальная; длинная ось, как правило, совпадает с простиранием слагающих их коренных пород. Профили бараньих лбов в меридиональном направлении имеют выпуклую форму, с плавно снижающимися склонами в обе стороны; в широтном же направлении не симметричны, в особенности, когда простирание коренных пород перпендикулярно к этому направлению; в таком случае западные склоны бараньих лбов постепенно повышаются, в то время как восточные довольно круто обрываются вниз. Коренные породы несут на себе признаки шлифовки и полировки ледников, с наличием ледниковых шрамов в виде довольно глубоких борозд на отшлифованных поверхностях горных пород. Направление шрамов в среднем соответствует азимуту 110°: Тербестров 110°—112°, Еловый наволок 112°, Солохина луда 110°, Югра-наволок 111°, Кислячиха 110°.

Эти данные вполне согласуются с литературными сведениями о движении ледника в районе Карелии.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Геологическая обстановка Шуерецкого района характеризуется наличием четвертичных осадков, которые непосредственно перекрывают мощную свиту докембрийских пород.

Четвертичные образования представлены морскими и ледниковыми отложениями. Первые встречены в виде песчано-галечных пропластков, содержащих в себе фауну, на вершине вараки Тербестров, имея абсолютную отметку над уровнем моря 18 м. Лавровой М. А. определены следующие виды: *Hydrobia ulvae* Ponn., *Littorina littorea* L., *Littorina rudis* L., *Mytilus edulis* L., *Codium ciliatum* Fabr., *Cyprina islandica* L., *Astarte borealis* Chonm., *A. compressa* L. (*A. alliptica* Braun) *A. banksi* Leach., *Saxicarpa arctica* L., *Mya truncata* L., *Cirripedia*, *Balanus* sp. (обломки).

На основании этого фаунистического материала М. А. Лаврова относит возраст отложений к постледниковой бореальной трансгрессии. Вторые — представлены морскими отложениями, сложенными песчано-глинистым материалом со значительным количеством несортированных валунов, размеры которых достигают 1 м в диаметре. Моренные отложения, к W от с. Шуерецкого, перекрыты флювио-гляциальными отложениями, в основном состоящими из мелкозернистых песков с тонкими прослойками синих илистых глин, гальки и гравия.

Докембрийские образования представлены: 1) серпией кристаллических сланцев, как то: слюдяными и слюдяно-роговообманковыми гнейсами, биотитовыми, дистено-гранато-биотитовыми и др. сланцами и рассланцованными плагиоклазовыми амфиболитами, и 2) изверженными породами: габбро-норитами, с продуктами их изменения метагаббро (массивные амфиболиты), плагиоклазовыми и микролин-плагиоклазовыми гранитами, пегматитовыми и кварцевыми жилами и жильными порфиритами.

1. Метаморфический комплекс

Метаморфический комплекс пород, широко развитый в описываемом районе, собран в крутые, зачастую изоклинные складки простиранием на NE, слабо опрокинутые на NW.

Гнейсовая толща имеет наибольшее распространение и лежит в основании всей метаморфической свиты. Простирание гнейсов в основном выдерживается NE, с колебаниями от 14 до 35°. Азимуты падения слоистости их изменяются от SE до NE с углами падения от 32 до 70°, чаще приближаясь к последнему. Наличие складки, наблюдающейся к NE от с. Шуерецкого, опрокинутой на SW, изменяет простирание гнейсов на

NW (от 280 до 324°) с падением на NE. Благодаря ледниковому эрозионному процессу антиклинальные части складок оказались снесенными, и на их месте мы имеем выходы гранитов, поэтому гнейсы на поверхности земли представлены в виде широкой полосы, опоясывающей отдельные, разрозненные гранитные тела. Все разновидности гнейсов, встреченные в описываемом районе, макроскопически представляют собою мелкозернистые, плотные и лейкократовые породы, с ярко выраженной гнейсовидной текстурой. Микроскопическое изучение их показывает, что они в большинстве случаев являются равномернозернистыми. Структура чаще всего гомеобластическая и лепидобластическая. Последняя обычно появляется в разностях, наиболее обогащенных цветными компонентами. Характерной чертой всех минералов, слагающих гнейсы, являются их ксенобластические очертания.

Полевые шпаты вместе с кварцем образуют основную массу породы, среди которой и разбросаны остальные минералы. Полевые шпаты, подобно кварцу, имеют округлые или неправильные очертания зерен, зачастую они врастают один в другой, что придает ксеноморфный характер. При более крупных зернах и меньшем количестве цветных компонентов (которые придают характерную гнейсовидность породе) можно породу принять за гранит.

Полевые шпаты, в основном, представлены кислыми плагиоклазами — андезином и альбит-олигоклазом (№ 14—35). Андезин с $2V=71-72^\circ$ представлен в виде полисинтетически сдвойникованных зерен, в то время как альбит-олигоклаз с $2V=82-89^\circ$ чаще встречается в простых несдвойникованных зернах.

В качестве аксессуарного минерала присутствует микроклин с ясно выраженной решеткой.

Обнаруженный здесь альбит-олигоклаз должен быть отнесен за счет пегматитовых образований, тонкие жилки которого инфицируют массу гнейсов.

Кварц в округлых зернах с ровным, а в вытянутых — с волнистым погасанием.

Биотит обычно встречается в виде изолированных пластинок; при более значительном содержании его образует скопления и располагается взаимопараллельно. В двухслюдяных разностях биотит располагается совместно с мусковитом, давая параллельные сростания с последним. Цвет биотита темный, иногда желто-зеленый. Зерна его часто имеют мелкие

включения пльменита и циркона, окруженные плеохроичными каймами. Описанный минерал является наиболее распространенным из цветных минералов в гнейсовой группе пород.

Мусковитовая разность гнейсов имеет ограниченное развитие в районе. Мусковит бывает здесь представлен мелкими бесцветными листочками с яркими интерференционными цветами.

Биотит частично хлоритизирован; развиваясь вначале с периферии зерен слюды, хлорит постепенно захватывает всю их площадь, образуя псевдоморфозы по первичному минералу.

В амфиболо-биотитовых разностях гнейсов зерна роговой обманки неправильной формы равномерно распределены по всему полю шлифа. Цвет минерала желто-зеленый: $2V=80^\circ$; cNg = от 15 до 18°, все перечисленные свойства указывают на обыкновенную роговую обманку. Обычно зерна ее несут пойкилитовые вросстки апатита и кварца.

В гранатовых разностях зерна альмандина достигают 1 см в диаметре, чаще меньшего размера. Макроскопически этот минерал темномалинового цвета, округлой формы без резкого выявления кристаллографического ограничения. Под микроскопом он имеет высокий рельеф и розоватую окраску в толстых шлифах. Зерна его обычно переполнены пойкилитовыми вростками. Первостепенное значение из них имеет кварц, в меньшем количестве присутствуют биотит, плагиоклаз, титанит и другие.

Из второстепенных минералов в гнейсах имеются зерна титанита, магнетита, иголки рутила, апатит в виде призматических и округлых зерен, мелкозернистый эпидот и очень редко попадаются зерна дистена и пирита. Гнейсы представляют собой свежие породы, с незначительной выветрелостью плагиоклазов вдоль трещин спайности с образованием серицита и каолинизированной пленки.

Количественно-минералогический подсчет двуслюдяного гнейса дал, в объемных процентах, следующие данные (в %):

Плагиоклаза	54.7
Кварца	31.5
Биотита	8.6
Мусковита	4.2
Аксессуарных минералов	1.0

Всего 100.0

Для химической характеристики приводим анализ наиболее распространенной гранато-сланцевой разновидности гнейса, произведенный в лаборатории Ленинградского отделения Института прикладной минералогии.

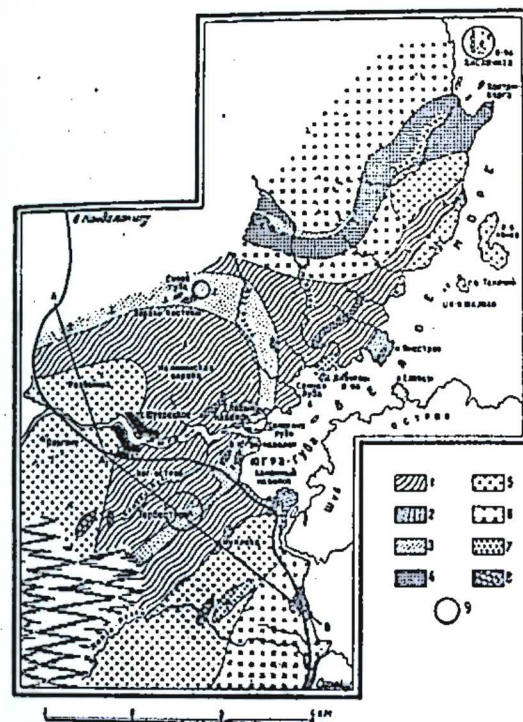
Оксиды	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₂	Пот. при прок.	%
Весов. % . . .	73.69	0.39	11.61	1.25	2.25	2.54	2.43	1.30	3.06	0.91	0.5	99.86

Пересчет этого анализа на магматическую формулу Левинсона-Лессинга дает: $\alpha=4.66$; $\beta=24.4$; $R_2O:RO=1:2.1$. В «Сборнике анализов» Немовой под ред. акад. Левинсон-Лессинга находим, что наши гнейсы очень близки к целому ряду слюдяных гнейсов, как, например, финляндскому из Тага № 1342, который дает $\alpha=4.69$, $\beta=24.0$ и имеют большое сходство по химическому составу с гранитами о. Гогланд и Даго № 30, 34, 49.

На основании всего сказанного мы приходим к выводу, что материалом для создания гнейсов послужила толща осадочных пород типа аркозовых песчаников, которые в свою очередь являлись продуктом разрушения древнейших архейских гранитов.

Гнейсовая толща перекрывается серией сланцев. Благодаря ледниковой эрозии, породы сланцевой толщи в настоящее время встречаются в незначительном количестве, образуя дугообразно изогнутую узкую полосу мощностью от 0.5 до 1.5 км, приуроченную к направлению синклинали (см. карту и разрез фиг. 2). Залегание сланцев согласное с гнейсами. Поскольку сланцы лежат в ядре синклинали, они претерпели наибольшее смятие по сравнению с гнейсами, благодаря чему в них мы наблюдаем помимо общего смятия, более мелкую второстепенную складчатость, особенно резко выявляющаяся в инъекционных разностях сланцев (см. зарисовку, фиг. 3).

Сланцы, по внешнему облику, представляют серые, среднеили мелкозернистые породы, с ясно выраженной сланцеватостью. При наличии крупных выделений кристаллов граната, текстура породы становится узловатой. Благодаря большей



Легенда к карте

1 — гнейс, 2 и 3 — сланцы, 4 — гранато-плагноклазовые амфиболиты, 5 — серый гранит, 6 — розовый гранит, 7 — габбро-норит, 8 — мета-габбро, 9 — месторождения граната.

Тр. Кольцевой базы, выш. 4



Фиг. 2. Разрез 1 — гнейсы; 2 — сланцы; 3 — гранато-плагноклазовые амфиболиты; 4 — серый гранит, 5 — розовый гранит, 6-7 — габбро-нориты и мета-габбро.

лобластическую и, наконец, в дистенных разностях она чаще всего нематобластическая. Во всех разностях описываемых пород существенную роль играет кварц. Он образует кристаллически-зернистую основную массу, среди которой располагаются

Для химического распространения вентильный в тута прикле

Описали

Всего % . . .

Пересчет винсона-Лесс В «Сборнике Лессинга на ряду слюдяни № 1342, кот сходство по и Даго № 30

На основе что материал дочных пород очередь явля ских гранито

Гнейсовая дая леднико время встреч дугобразно 1.5 км, приур и разрез фиг. Поскольку сл они претерпел благодаря чем более мелкую выявляющую рисовку, фиг.

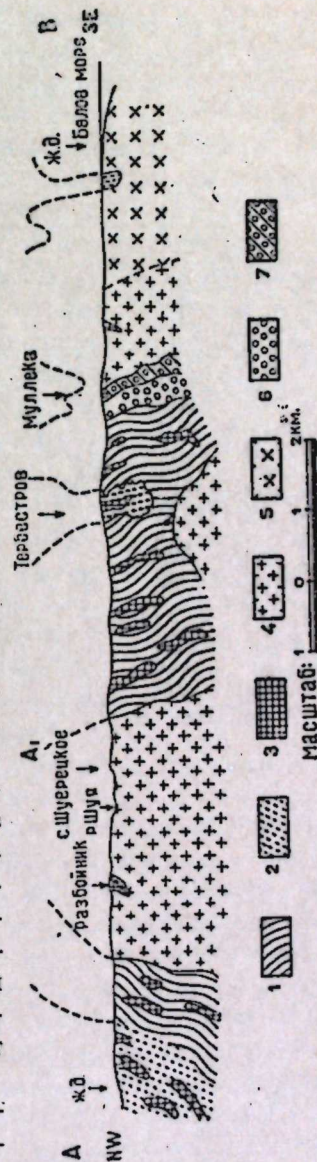
Сланцы, по внешнему облику, представляют серые, среднеили мелкозернистые породы, с ясно выраженной сланцеватостью. При наличии крупных выделений кристаллов граната, текстура породы становится узловатой. Благодаря большей

рассланцованности и меньшей плотности их, по сравнению с гнейсами, сланцы в сильной степени инфицированы по сланцеватости породы тонкими прожилками плагиоклазового аплита и аплитпегматита, что придает им характер артеритов.

Главными составными частями сланцев являются: кварц, биотит, дистен, гранат и в некоторых случаях ставролит, мусковит, амфибол и полевые шпаты.

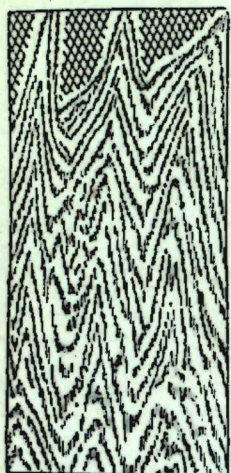
В зависимости от преобладания тех или иных минералов, среди сланцев можно выделить следующие разновидности: 1) биотитовую, 2) биотито-гранатовую, 3) ставролитогранато-биотитовую и 4) гранато-дистено-биотитовую. Все перечисленные разновидности сланцев имеют между собой постепенные переходы, и очень часто не представляется возможным точно разграничить каждую из них в отдельности. Некоторая закономерность в их распределении нами была подмечена в поле, а именно стратиграфическое их положение соответствует приведенному выше порядку, причем наиболее нижний горизонт сложен биотитовой разновидностью, каковая обычно и налегает непосредственно на гнейсы.

Структура сланцев преимущественно лепидобластическая, с появлением граната она переходит в порфиробластическую и пойкилобластическую и, наконец, в дистеновых разновидностях она чаще всего нематобластическая. Во всех разновидностях описываемых пород существенную роль играет кварц. Он образует кристаллически-зернистую основную массу, среди которой располагаются



Фиг. 2. разрез 1—гнейсы; 2—сланцы; 3—гранато-плагиоклазовое амфиболиты; 4—средний гранит; 5—розовый гранит; 6-7 — габбро-нориты и метогаббро.

все остальные породообразующие минералы. Зерна кварца имеют неправильную форму с остроуговатыми очертаниями, но наравне с этим встречаются вытянутые зерна, ориентированные вдоль сланцеватости породы. Действие катаклаза проявляется в зернах этого минерала в волнистом погасании, в появлении тонкой сетки трещин и в наличии зон мелкодробленного кварца, развивающегося по периферии крупных зерен этого минерала.



масштаб: 10 0 10 20 30 см.

Фиг. 3.

Цветные компоненты сланцев располагаются среди основной кварцевой массы в виде изолированных друг от друга пластинок или собранных в группы; в обоих случаях зерна этих минералов бывают ориентированы в общем направлении расланцеванности породы.

Из слюд в этих породах встречаются как биотит, так и мусковит, причем первый, по распространенности его в сланцах, резко доминирует над вторым. По своим оптическим свойствам обе слюды вполне тождественны с подобными минералами гнейсов.

Амфибол встречается очень редко и бывает представлен обыкновенной роговой обманкой.

Гранат-альмадин в описываемых сланцах присутствует очень часто и нередко является одним из главных породообразующих минералов. Его концентрация иногда бывает настолько значительна, что гранатовые разности сланцев являются сортовой рудой на гранат. Такие обогащенные гранатом сланцы мы имеем на вараках: Тербестров, Еловый наволок и Солохина луда, каковые являются месторождениями граната. Кристаллы граната достигают величины от 1 до 5 см в диаметре, нередко с хорошо выраженными гранями ромбического додекаэдра, чаще же в виде округлых желваков. Концентрация граната в сланце подвержена колебаниям и варьирует в пределах от 3 до 12%. Под микроскопом в минерале наблюдается большое количество пойкилитовых включений минералов, входящих в состав породы. Из них на первом месте, как и в гнейсах, стоит кварц. Зерна граната разбиты обычно системой трещин по всем направлениям, без особой закономерности.

Присутствие альбит-олигоклаза в сланцах мы относим исключительно за счет прожилков аплита и аплит-пегматита, о наличии которых мы говорили выше.

Из второстепенных минералов следует упомянуть о рутиле, турмалине, магнетите, титаните и ильмените.

Вторичные минералы представлены хлоритом (пеншином), развивающимся за счет биотита и дающим псевдоморфозы по последнему.

Дистен встречен нами в дистено-гранато-биотитовой разновидности сланцев в виде удлиненных, широких табличек с хорошо выраженным идиоморфизмом зерен; наравне с этим имеются клиновидные и неправильной формы зерна. Этот минерал имеет резко выраженную спайность (100) и более слабую (010). Погасание относительно $Ng = 30^\circ$. В простом свете минерал бесцветный или желтоватый. Показатель преломления, определенный по трещинкам методом Никитина, оказался равным 1.716—1.720. Угол оптических осей, средний из нескольких определений, равен $2V = 84^\circ$. Интерференционная окраска в сечениях: $Ng Nm$ — серая, $Ng Np$ — синяя 2-го порядка. Крупные зерна дистена часто имеют пойкилитовые включения кварца, плагиоклаза, хлорита и граната; в свою очередь, осколки дистена встречаются среди включений граната. Размеры зерен дистена, как правило, не превышают 1—2 см по длинной оси, в некоторых же случаях длина достигает 5 см. Макроскопически цвет дистена желтовато-зеленый, буроватый, серо-голубой и очень редко зеленый и синне-голубой. Концентрация дистена в сланцах варьирует в широких пределах, от 2 до 17.5%. Наличие повышенного количества этого минерала в сланцах Тербестрова, Кислячихи и других мест этого района заинтересовало промышленные круги настолько, что в 1932 г. здесь была поставлена предварительная разведка и опробование этих сланцев на дистен. Одновременное присутствие дистена и граната на месторождениях Шуерцкого района особенно благоприятно для эксплуатации этих двух полезных ископаемых.

В очень ограниченном количестве встречена ставролитовая разновидность сланцев. Ставролит здесь присутствует чаще всего в виде мелких зерен, но попадаются и короткопризматические кристаллики. Характерные для этого минерала крестообразные двойники нами не были обнаружены. Минерал имеет желтую окраску, плеохроируя от светложелтого до темножелтого. Интерференционная окраска темножелтая 1-го порядка.

Спайность выражена слабо, $+2V=80-87^\circ$, ясная шагреневая поверхность.

Для химической характеристики сланцев приводим анализы: биотито-гранатовый (№ 1) и дистено-гранато-биотитовый (№ 2) разностей, произведенные в лаборатории Ленинградского отделения Института прикладной минералогии.

№ по пор.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	Пот. при прок.	%
1	73.8	0.4	10.18	3.26	4.20	1.28	3.87	2.85	1.67	0.53	0.68	99.96
2	71.9	0.35	14.49	3.33	3.60	1.68	2.08	0.97	1.47	сл.	0.22	100.19

Пересчет этих анализов на магматическую формулу Левинсон-Лессинга дает:

$$\text{№ 1 } \alpha = 3.96; \beta = 3.01; R_2O:RO = 1.31$$

$$\text{№ 2 } \alpha = 3.66; \beta = 2.74; R_2O:RO = 1.38$$

Поскольку обе разности сланцев слагают одну и ту же свиту, постольку приведенные химические анализы и вычисленные по ним магматические формулы очень близки между собой. Второй анализ соответствует сланцу, обогащенному дистеном, поэтому в нем мы имеем увеличение содержания Al_2O_3 , по сравнению с первым, отчего происходит соответственное уменьшение коэффициента кислотности.

Приведенные химические анализы указывают на осадочное происхождение сланцев, так как в них мы видим высокое содержание глинозема и кремнезема, преобладание MgO над CaO и кроме того разность молекулярных чисел $Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + CaO)$ равна в первом анализе 19 и во втором 77, что лежит далеко за пределами тех величин, которые дает Ниггли для характеристики изверженных пород. Рассмотрение этих анализов приводит нас к мысли, что первоначальными породами сланцев, повидимому, были ожелезненные глинистые песчаники.

Увеличение глинозема в некоторых участках сланцев и соответственное с этим появление дистена и граната мы связываем с неоднородностью первоначального осадочного материала сланцев и с наибольшим обогащением их в этих участках глинистым материалом.

Изучение сланцевой толщи показывает, что кристаллики дистена всегда приурочены к прожилкам пегматит-аплитовой инъекции; с исчезновением последних пропадают и первые. Эту связь пегматит-аплитов с дистеном сланцев мы объясняем физико-химическими обстоятельствами, а именно: инъекция плагиоклазовых пегматит-аплитов в толще сланцев, повидимому, создала благоприятные условия для интенсивной кристаллизации дистена и граната (при наличии значительного бокового давления) в участках сланцев, обогащенных глинистым материалом. К подобному же выводу мы пришли [2] в результате изучения гранато-гедрито-биотитовых пород, появляющихся за счет полевошпатовых амфиболитов, развитых в этом районе. Среди гнейсо-сланцевой толщи, описанной выше, встречаются рассланцованные гранато-плагиоклазовые амфиболиты, которые появляются, главным образом, в виде узких сильно вытянутых линз, причем нередко наблюдаются случаи перехода одних и тех же линз из гнейсовой свиты в сланцевую. В северо-восточной части обследованного участка эти амфиболиты образуют широкую полосу, согласно залегающую с гнейсо-сланцевой толщей. Линзы рассланцованных амфиболитов, приуроченные к ядру синклинали, наиболее сильно дислоцированы, и здесь обычно наблюдается появление за их счет зон гранато-гедрито-биотитовых сланцев, названных нами гранатовыми гедритами и слюдитами. На описании этой группы пород мы не останавливаемся в настоящем очерке, поскольку они были уже описаны нами в цитируемой выше работе.

Все описанные породы группы кристаллических сланцев, включая и упомянутые рассланцованные амфиболиты с их продуктами метаморфизма, гранатовыми гедритами и слюдитами, должны быть отнесены к мезозоне, по классификации Грубенман-Ниггли, или к гнейсовой фации — Эскола.

2. Изверженные породы

Переходим к описанию изверженных горных пород.

Из представителей основной магмы здесь были встречены габбро-нориты, которые в виде небольших штокообразных тел обнаружены в целом ряде мест описываемого участка. Этой породой сложены: Муллека, вараки расположенные в среднем течении Карга-ручья, Либовы острова и ряд других мест. Благодаря плотности, габбро-нориты образуют «курчавые

скалы» с хорошо выраженной ледниковой шлифовкой. Габбро-норитовые тела нередко с периферии метаморфизованы с появлением оболочки метагаббро (массивного амфиболита). По мере удаления от периферии к центру амфиболитизация затухает, и порода становится нормальным габбро-норитом. Наиболее резко это явление выражено в контакте с гранитами и при внедрении пегматитовых жил в габбро-нориты, что указывает на более раннее появление последних, по сравнению с интрузией гранитов. По внешнему виду габбро-нориты представляют собою среднезернистую породу массивного сложения темнозеленого цвета. К периферии штоков порода становится мелкозернистой, более темноокрашенной, с появлением малиновых участков от присутствия мелкозернистого граната. Текстура этих измененных периферических участков остается массивной. Структура нормального, неизмененного габбро-норита видоизменяется от офитовой до диабазовой (призматически зернистой). С появлением амфиболитизации наблюдается видоизменение указанных структур в кокардовую или друзитовую. Основными породообразующими минералами являются плагиоклаз и пироксен.

Плагиоклаз представлен лабрадором; в разностях сильно видоизмененных он переходит в андезин. Зерна лабрадора имеют широкие призматические таблички, полисинтетически сдвойникованные. Оптическая характеристика его дана в таблице.

№ по порядку	В			2V	Угол погасания	Закон двойникования	№ плагио-клаза
	Ng	Nm	Np				
1	60°	72°	37°	+ 83°	35°	Карлсбадский	65
2	—	—	—	+ 81	35		65
3	71	34	62	— 85	18	Карлсбадский	37

Пироксены встречаются как ромбические, так и моноклинные. Первые представлены гиперстеном. Минерал образует широкие коротко-призматические бесцветные зерна, 2V — 63°, Ng — Np = 0.004, угол погасания 4°. Зерна его часто бывают окружены оболочкой моноклинного пироксена или, чаще,

мелкозернистым агрегатом амфибола. Моноклинный пироксендиопсид встречается в отдельных зернах или, как мы уже сказали, в виде келифитовых оболочек около гиперстена. Диопсид в простом свете бесцветный или со слабым зеленоватым и буроватым оттенком, с ясно выраженными спайностями под углом 88—87°; + 2V = 48—50°; Ng — Np = 0.021 до 0.031; cNg = 35—41°. В келифитовых оболочках ориентировка Nm — диопсида близка к Np гиперстена ($\angle 5^\circ$), Ng обоих минералов образует $\angle 28^\circ$. Из второстепенных минералов присутствуют мелкие зерна магнетита и апатита.

Амфиболитизация породы выражается в появлении уралита за счет пироксенов. Уралит вначале возникает в виде узких кайм около зерен и пироксенов, затем с развитием уралитизации каймы расширяются, первоначальные очертания зерен пироксенов нарушаются и затем совсем исчезают, и мы имеем неправильные участки, занятые мелкозернистым уралитом. Одновременно с этим на контакте плагиоклазов с амфиболом возникают зоны альмадинина, благодаря чему зерна плагиоклаза теряют свой идиоморфизм и переходят в андезин или даже в олигоклаз-андезин. С появлением граната, за счет исчезновения плагиоклаза выделяются мелкие зерна кварца, приуроченные к гранато-амфиболовой части. В конце концов от первоначальной породы не остается никаких признаков, и она становится массивным амфиболитом или метагаббро. Она характеризуется присутствием мелкозернистого амфибола, с отдельными ксеноморфными зернами андезина, кварца и граната; последний расположен на границе зерен плагиоклаза и амфибола, в сопровождении зерен магнетита, эпидота и листочков биотита. Такое сильное видоизменение приурочено обычно к периферической части габбро-норитовых выходов.

Количественно-минералогический подсчет, произведенный для двух описанных разностей этой породы, дал следующие данные, представленные в таблице на стр. 116.

Из таблицы ясно видно, что амфибол появляется за счет пироксеновой части, а возникновение граната и кварца идет за счет уменьшения полевошпатовой части, причем лабрадор в первой разности сменяется на андезин или даже олигоклаз-андезин во второй разности.

Приводим химический анализ свежего, неизмененного габбро-норита, взятого с Муллеки, произведенный в Лаборатории Ленинградского отделения Института прикладной минералогии.

Минералы	Неизмененный габбро-порит (в %)	Метаморфизованный габбро-порит (в %)
Гиперстен	11.6	} 3.3
Диопсид	33.0	
Амфибол	—	53.5
Биотит	4.8	1.4
Плагиоклаз	50.0	36.0
Кварц	0.3	4.3
Гранат	—	1.3
Прочие	0.3	0.2
Сумма	100.0	100.0

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	Потеря при прож.	%
Взвеш. %	53.41	0.67	15.44	2.65	1.17	0.57	10.49	9.06	0.79	2.12	0.67	0.15	100.19

При пересчете анализа на магматические формулы Левинсон-Лессинга получаем:

$$\alpha = 1.72; \quad \beta = 78.4;$$

$$R_2O:RO = 1:11.5$$

$$3.13 \overline{RO} \cdot 5.27 SiO_2$$

В «Сборнике анализов» Немовой мы находим ряд габбро, близких к нашему: наибольшее совпадение оказывается с крижорожскими габбро № 501:

$$\alpha = 1.78; \quad \beta = 78.9; \quad R_2O:RO = 1.11$$

Описанные нами габбро-пориты являются тождественными с подобными породами, известными в целом ряде мест западного побережья Белого моря под именем друзитов.

Представителями кислой магмы, как мы указывали выше являются граниты. Среди них мы различаем две разновидности: серую плагиоклазовую и розовую микроклин-плагиоклазовую. Обе разновидности гранитов характеризуются лейкократовым

обликом. В некоторых случаях наблюдаются меланократовые участки, появление которых следует связывать с ассимиляцией вмещающихся в них отторженцев амфиболитов, полностью не переплавленных. Обычно оба гранита имеют среднее или крупнозернистое строение. Наравне с участками массивного строения нередко встречаются огнейсованные, позволяющие замерять простирание и падение сланцеватости, такие разности мы называем гранито-гнейсами.

Выходы гранитов приурочены, главным образом, к антиклиналям, причем серый гранит развит к западу от с. Шуерцкого, на Карга- и Барми-ручьях, островах Конев, Телячий и в других местах, а розовый — в юго-восточной и в северо-восточной частях участка, причем на последнем участке гранит образует пластообразную залежь. Обе разности гранитов имеют широкое развитие далеко за пределами описываемого района. Микроскопическое изучение этих пород показывает, что среди них развита главным образом аллотриоморфная структура, переходящая в некоторых случаях в гранобластическую. Минералогический их состав: кислый плагиоклаз, микроклин, кварц, биотит, и редко амфибол. Количественно-минералогический состав обеих разностей в объемных процентах:

№ по пор.	Название минералов	Серый гранит (в %)	Розовый гранит (в %)
1	Кварц	33.2	39.2
2	Плагиоклаз	63.3	40.1
3	Микроклин	0.3	17.0
4	Биотит	2.7	3.3
5	Второстепенные минералы	0.5	0.4
		100.0	100.0

Из таблицы видно, что в серой разности существенную роль играет плагиоклаз, а микроклин встречается как аксессуарный минерал, в розовой же этот последний переходит в разряд основных породообразующих минералов, но плагиоклаз все же продолжает доминировать над микроклином. Наравне с приведенными двумя разновидностями, резко отличающимися

по содержанию микроклина, имеется целый ряд переходных, где его количество варьирует в широких пределах.

Плагноклаз обычно свежий, представлен полисинтетически сдвойникованными зернами, в некоторых случаях встречается также в виде простых зерен.

В обеих разностях он близок к олигоклазу, причем средние данные для серого гранита соответствуют № 24 и для розового — № 20.

№ по пор.	В			2V	Угол погасания	Закон двойникования	№ плагноклаза
	№г	№р	№м				
1	76°	89°	14°	+ 83°	⊥ (010) 13°	Манебахский	34
2	12	88	78	+ 86	—	Альбитовый	10
3	79	85	10	+ 89	» 11	Манебахский	28
4	4	89	86	+ 83	—	относит. ⊥ (010)	18
5	89	84	8	+ 89	—	» ⊥ (001)	20
6	85	84	9	+ 82	⊥ (010) 2	» ⊥ (001)	23

Микроклин бывает решетчатый и нерешетчатый. Последний вначале принимался за ортоклаз, но детальное оптическое исследование показало, что ортоклаза нет в наших гранитах. Зерна минерала имеют ксеноморфный характер, всегда свежие, без признаков выветривания. 2V колеблется от -74° до -85° , в среднем -80° . Кварц резко ксеноморфного характера, водяно-прозрачный, иногда с волнистым погасанием.

Из цветных компонентов преимущественно присутствует биотит. Зерна его в виде мелких листочков, темнубурого цвета, редко разбросаны в остальной массе породы. В разнейсованных разностях минерал имеет линейную ориентировку. В редких случаях попадаются зерна мусковита, обыкновенной роговой обманки, апатита и циркона. Из вторичных минералов имеются пенин и эпидот. В основной массе, обе разности гранитов свежие, если не считать очень слабой соскюритизации плагноклазов и незначительной хлоритизации биотита.

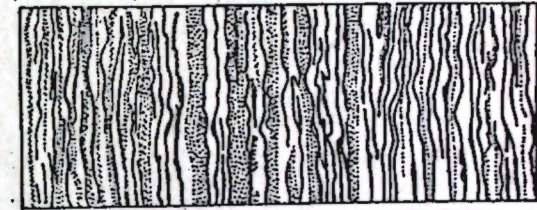
Как полевые наблюдения, так и микроскопическое изучение их приводит к мысли, что здесь мы имеем дело с фаціальными разностями одного и того же гранита, тем более, что подобные

породы в ближайших районах Карелии проф. В. М. Тимофеевым рассматриваются за один гранит, относимый им к постатулийскому (посткарельскому) времени. Во всяком случае описанные граниты являются наиболее молодыми образованиями в районе, по сравнению со всеми упомянутыми выше породами.

Из дериватов гранитной магмы широкое развитие имеют аплиты и аплит-пегматиты. Обе указанные разновидности, в виде тонких прожилков, инфицируют по сланцеватости пород в толщу кристаллических сланцев. Особенно отчетливо это явление наблюдается



Фиг. 4.
1—сланцы, 2 и 3—аплито-пегматитовая инфиляция.



Фиг. 5.
1 и 2 аплито-пегматитовая инфиляция, 3—сланцы.

среди дистено-гранато-биотитовых сланцев, о чем упоминалось уже выше. Характер аплит-пегматитовой инфиляции в сланцы представлен на фиг. 2, 3, 4 и 5.

В большинстве случаев аплиты и аплит-пегматиты состоят из мелкозернистого кварца и альбит-олигоклаза, с незначительной примесью биотита и мусковита. Плагноклаз во всех случаях представлен полисинтетически сдвойникованными зернами. Измерения на Федоровском столике дали $+2V = 78-80^\circ$; погасание $\perp M = 4-5^\circ$, что соответствует № 9-15. Макроскопически цвет минерала белый, со слабой призацей в голубых тонах. Этот минерал мы встречали во всех вышеописанных породах, где наблюдалась инфиляция их аплит-пегматитовыми прожилками.

Кроме упомянутых минералов в этих прожилках, приуроченных к вышеописанным сланцам, появляются кристаллы дистена или кианита и гранат-альмадин. Кианит присутствует обычно в виде крупных широких пластинок с яркой

зеленой или синей окраской. Оптическая характеристика этого минерала уже дана нами выше, при описании сланцев. Здесь же мы приводим для дополнительной характеристики химический анализ одного из образцов чистого кианита с месторождения Еловый наволок, где были обнаружены великолепные кристаллы кианита величиной в дециметр и более. Анализ произведен Лабораторией Ленинградского отделения Института прикладной минералогии.

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Пот. при прок.	Сумма
Весов. %	37.75	нет	53.55	2.80	нет	0.13	0.40	0.15	0.23	0.12	нет	100.13
Молекул. колич. . .	0.631	—	0.572	0.018	—	0.002	0.007	0.004	0.002	0.002	—	1.238
Теор. сост.	37.15	—	62.55	—	—	—	—	—	—	—	—	100.00

Приведенный анализ очень близок к теоретическому составу дистена. Окисное железо, присутствующее в большом количестве, по видимому, входит в конституцию минерала, замещая глинозем. Остальные окислы следует считать за примесь. Некоторое превышение кремнезема над полуторными окислами надо отнести за счет примеси кварца, присутствие которого возможно, так как при микроскопическом изучении в кристаллах кианита наблюдались мелкие включения кварца.

Кристаллы граната встречаются в виде хорошо ограниченных ромбододекаэдров, пентагональных додекаэдров или их комбинаций. По своим внешним и оптическим свойствам они ничем не отличаются от гранатов кристаллических сланцев. Химическая характеристика его приведена в упомянутой прежней моей работе.

В мелких пегматитовых жилках Елового наволока, кроме этого, были встречены: 1) кристаллы ставролита, длиной от 2 до 3 см призматического облика, с хорошо выраженными гранями (110) и (010); цвет красновато-бурый; 2) мелкие выделения шприта, халькопирита и титано-магнетита; 3) молибденит в виде мелких листочков (2—5 мм в диаметре), связанных с кварцем; 4) апатит и турмалин в мелких удлиненно-призматических кристалликах; 5) хлорит и зеленая слюдка в мелкозернистом состоянии, и, наконец, 6) карбонат желтовато-белого цвета в виде крупных выделений (до 5 см) с замечательными гранями ромбоэдра.

Из приводимого ниже неполного химического анализа видно, что этот последний минерал представляет изоморфную смесь пистомезита и анкерита в соотношении 2 : 1.

Окислы	CaO	MgO	FeO
Весов. %	8.42	22.87	23.67
Молекул. колич. . . .	0.152	0.381	0.337

Пересчет химического анализа на минералы дает: 17% CaCO₃; 40% MgCO₃; 43% FeCO₃. Если взять 2 молекулы пистомезита и 1 молекулу анкерита теоретического состава, мы получим нижеследующий состав изоморфной смеси этих минералов 16.6% CaCO₃; 41.7% MgCO₃; 41.7% FeCO₃; эти цифры очень близки к нашим данным.

Описываемые мелкие прожилки аплита и аплит-пегматита представляют большой интерес в отношении генезиса граната и дистена, так как, несомненно, аплит-пегматиты играли значительную роль в образовании месторождений упомянутых минералов в описываемом районе. Судя по встреченным минералам среди аплит-пегматитовых прожилков, эти последние имели воздействие на боковую породу, причем процесс минералообразования обнимал продолжительный период, начиная от пегматитовой фазы (плагноклаз, турмалин, апатит) вплоть до гидротермальной (хлорит, карбонат, зеленая слюдка).

Образование граната и дистена в этом районе, как и гранатовых гедрититов и слюдитов происходило, несомненно, в один геологический период и вызвано было одними и теми же причинами. Общий ход этого процесса изложен в моей предыдущей статье [2], поэтому здесь на нем мы не останавливаемся.

Кроме описанных мелких прожилков аплит-пегматита в районе известен ряд более крупных пегматитовых и кварцевых жил на Тербестрове, Яместрове, Ольгино и др. По минералогическому составу пегматиты отличаются от вышеописанных прожилков и состоят из кварца, микроклина, плагноклаза, мусковита и биотита. Жила вараки Ольгино разрабатывалась на микроклин и кварц, жила Тербестрова и Яместрова эксплуатировались на мусковит.

Описанные прожилки аплит-пегматитов и крупные жилы пегматитов представляют собой образования разного возраста.

Первые из них, наиболее древние, повидимому, связаны с более ранней интрузией плагиоклазовых гранитов, не встреченных в описанном районе, вторые же, секущие гнейсо-сланцевую толщу и габбро-пориты, отличаются от аплит-пегматитовых прожилков по минералогическому составу и принимаются нами за более поздние образования, представляющие собою дериваты вышеописанных гранитов.

Из других жильных пород, нами была обнаружена дайка порфирита на вараче Ког-остров, расположенная к северо-западу от Тербестрова. Дайка порфирита сечет гнейсы с простиранием Е 40°, имеет небольшую мощность. Около контакта с дайкой гнейсы несколько видоизменены в сторону увеличения цветной части. Среди порфирита встречен небольшой отторженец гнейса.

Макроскопически порода мелкозернистого строения, темно-зеленого цвета. Под микроскопом видно, что она состоит из основной мелкозернистой, массы плагиоклаз-олигоклаза или олигоклаз-андезина, обыкновенной роговой обманки, биотита, граната и кварца, среди которой выступают крупные идиоморфные зерна плагиоклаз-андезина. Структура породы порфировидная. Количественно роговая обманка резко доминирует над всеми остальными минералами. Описанная порода должна быть генетически связана с интрузией габбро-поритов, как показали исследования Н. Г. Судовикова и наблюдения самого автора над подобными породами в Чулинском районе Карелии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сопоставляя наши наблюдения над породами Шуерецкого района со стратиграфическими схемами докембрия Карелии и Финляндии, мы приходим к следующему выводу.

Самыми древними образованиями в районе являются породы метаморфической толщ; они должны быть отнесены к низам архея. Комплексе пород, слагающих эту толщу, довольно разнообразен, все они претерпели глубокий метаморфизм и подверглись сильной дислокации с образованием складок NE простирания. С этим периодом складчатости связано проявление интенсивной инъекции дериватов гранитной магмы в толщу кристаллических сланцев в виде тонких послойных прожилков аплита и аплит-пегматита с образованием артеритов.

Как результат этой инъекции, свита сланцев и рассланцованных амфиболитов, приуроченных к ядрам синклиналей,

претерпела дальнейший метаморфизм с образованием граната, дистена, гедрита и биотита, следствием чего явилось возникновение гранато-дистеловых месторождений Тербестров, Еловый наволоки и др.

Исследователи целого ряда подобных месторождений других районов Союза и за границы (Игумнов для Кочкарковского района, Мишарев для Мамского района, Chatterjee для Индийских месторождений района Бандара, Stuckey для месторождений Сев. Каролины США и др.) указывают, в отношении геологической обстановки и условий образования месторождений, также 1) на приуроченность граната и дистена к древним докембрийским сланцам и в некоторых случаях к гнейсам; 2) на связь гранато-дистеловых месторождений с гранитными интрузиями и их дериватами — пегматитовыми жилами; 3) на существенную роль горообразовательных процессов докембрия.

Повидимому, с концом того же периода складчатости следует связывать появление интрузии габбро-поритов, сопровождавшихся жильной фацией порфиритов.

В протерозойский период весь комплекс пород района подвергся вторичной дислокации, которая сопровождалась интрузией гранита. С этим гранитом связано появление наиболее мощных пегматитовых и кварцевых жил, заключающих в себе микроклин, мусковит и кварц, как промышленные объекты.

В результате сложных и интенсивных горообразовательных процессов архейская метаморфическая толща пород оказалась собранной в крутые, опрокинутые, изоклинные складки, характерные для всей этой свиты пород.

В последующие периоды район испытал длительный эрозионный процесс и подвергся действию мощного четвертичного ледникового покрова. Благодаря этому вся свита докембрийских пород оказалась непосредственно перекрытой только четвертичными образованиями, как-то: ледниковыми отложениями, осадками постледниковой бореальной трансгрессии и современными торфяными отложениями.

ЛИТЕРАТУРА

1. У. Грубенман и П. Ниггли. Метаморфизм горных пород. Геораэведиздат. 1933.
2. Н. А. Игнатъев. Амфиболиты, гранатовые гедрититы и слюдиты окрестностей с. Шуерецкого. Труды Петр. института Ак. Наук СССР. Вып. VI, 1934.

3. Д. Т. Мишарев. Мамско-Витимско-Чуйские месторождения слюды. Труды ВГРО, вып. 154, 1932.
4. З. Н. Немова. Сборник анализов русских изверженных и метаморфических горных пород. Труды Геол. Ком., Вып. 186, 1930.
5. В. М. Тимофеев. Геоморфология и геология Карелии. Справочник «Полезные ископаемые Ленинградской обл. и Карелии», ч. II, ЛГРТ, 1933.
6. S. K. Chatterjee. On certain rocks bearing kyanite and sillimanite in the Bhandara district. Rec. of the Geol. Surv. of India, Calcutta, LXV, p. 2, 1931.
7. P. Escola. The mineral facies of Rocks. Norsk Geolog. Tidsskr., B. VI, 1920.
8. J. I. Stuckey. Cyanite deposits of North Carolina Geology, № 7, 1932.

N. IGNATIEV

TO THE PETROGRAPHY OF SHUERETSKI DISTRICT

S u m m a r y

This paper is a supplement to the author's first work: «The amphibolites, garnet-gedritites and micaites of the environs of Shueretski Village».

The described region lies to the W of the White Sea coast and forms part of the Kem District of Karelian Autonomic S. S. Republic.

The geological conditions of Shueretski district are characterized by the presence of deposits carrying a fauna of the Post-glacial Boreal transgression, by glacial moraine and fluvio-glacial deposits and an underlying series of Pre-Cambrian formations. These latter are represented by 1) a series of crystalline schists, namely: mica and mica-hornblende schists, also by biotite, disthene-garnet-biotite schists, etc., and by schistous amphibolites; 2) by following igneous rocks: gabbro-norites with their alteration products, meta-gabbro (massive amphibolites), plagioclase and microcline-plagioclase granites, pegmatite and quartz veins and vein porphyrites.

The complex of metamorphic rocks which is widely developed in the region described is lifted into steep isoclinal folds of NE strike. The gneiss series which is likewise widely distributed in the region lies at the base of the metamorphic series. The schist series rests conformably upon the gneisses. The schists which are confined to the synclinal cores (Terbestrov, etc.) have been most intensely crumpled, are the strongest enriched in

disthene and garnet-almandite and form garnet-almandite deposits. The schistous amphibolites occur as lenses enclosed in the gneiss and schist series. In the cases where the former are confined to the synclinal cores they also are the strongest enriched in garnet and often cause the formation of gedrite and micaite zones.

Gabbro-norites have been revealed in a number of localities in the form of small stock-like bodies in whose peripheral parts zones of metagabbro are often appearing.

The plagioclase and microcline-plagioclase granites present varieties of a single intrusion and are most often confined to anticlines. Besides these granites of compact structure portions of gneissose rock also occur.

Of the derivatives of the granitic magma widely distributed are plagioclase aplite-pegmatites injecting the series of metamorphic rocks along the schistosity planes. This phenomenon is especially prominently shown in the schists (Sederholm's arterites). Besides these fine stringers of aplite-pegmatites larger pegmatite veins occur in the region, being composed essentially of quartz, microcline, plagioclase and muscovite.

The most ancient formations in the region are the rocks of the Archean metamorphic series. The primary sedimentary rocks of this series have been deeply metamorphosed and intensely dislocated, with the formation of folds of NE strike. With that folding period is connected the vigorous injection of thin lappar-lit stringers of aplite-pegmatites with formation of arterites. As a result of that injection in the series of schists and schistose amphibolites confined to the cores of synclines took place the formation of disthene, garnet, gedrite and biotite, and garnet-disthene deposits arose (Terbestrov, etc.). With the close of that folding the appearance of gabbro-norite intrusions is connected.

During the Proterozoic the entire complex of rocks of the region was subjected to a second dislocation which was accompanied by the intrusion of the above mentioned granites. Connected with these granites is the appearance of the largest pegmatite and quartz veins including, microcline, muscovite and quartz presenting industrial products.

Технический редактор *Н. П. Ситин*.
Корректор *Е. М. Шебе*.

Сдано в набор 21/IX 1936 г. Подпи-
сано к печати 28/II 1937 г. Фор-
мат 62×94 $\frac{1}{16}$. Объем 128 стр.
(32 рис. в тексте), 8 п. л. и 19 вкл.
В 1 п. л. 42000 печ. зн. Тираж 1175 экз.

Уполн. Главлита Б-8917.

АНИ № 287. Заказ № 4015.

1-я Образцовая типография Огиза
РСФСР треста «Полиграфкнига».
Москва, Валовая, 28.