

ГЕОЛОГИЯ  
СССР

ТОМ  
XXVII

МУРМАНСКАЯ  
ОБЛАСТЬ  
ЧАСТЬ I  
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ  
ОПИСАНИЕ

# ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ  
XXVII

МУРМАНСКАЯ  
ОБЛАСТЬ

ЧАСТЬ  
I  
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ  
ОПИСАНИЕ

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР

---

# ГЕОЛОГИЯ СССР

*Главный редактор  
П. Я. Антропов*

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО  
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР  
МОСКВА - 1958

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР

---

# ГЕОЛОГИЯ СССР



ТОМ XXVII

МУРМАНСКАЯ ОБЛАСТЬ

ЧАСТЬ I  
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ  
ОПИСАНИЕ

Редактор *Л. Я. Харитонов*

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО  
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР


МОСКВА - 1958

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ  
„ГЕОЛОГИИ СССР“

АБДУЛЛАЕВ Х. М.  
АЛАДИНСКИЙ П. И.  
АЛИЕВ М. М.  
АМИРАСЛАНОВ А. А.  
АНТРОПОВ П. Я.  
(Главный редактор)  
АСЛАНЯН А. Т.  
АССОВСКИЙ А. Н.  
БАКИРОВ А. А.  
БЕЛЕВЦЕВ Я. М.  
БЕЛОУСОВ В. В.  
БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.  
(Зам. главного редактора)  
БЕТЕХТИН А. Г.  
БОГДАНОВ А. А.  
БОГАТЫРЕВ А. С.  
ВАСЬКОВСКИЙ А. П.  
ВЕБЕР В. В.  
ГОЛУБИН В. Н.  
ДЖАҢЕЛИДЗЕ А. И.  
УРАБКИН И. Е.  
ЕРШОВ В. А.  
ЗАЙЦЕВ И. А.  
КЕРЕСЕЛИДЗЕ К. Г.  
КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.  
КРЕЙТЕР В. М.  
КРАСНИКОВ В. И.  
(Зам. главного редактора)  
КУЗЬМЕНКО В. И.  
ЛИБРОВИЧ Л. С.

ЛУНГЕРСГАУЗЕН Г. Ф.  
МАГАКЪЯН И. Г.  
МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.  
(Зам. главного редактора)  
МАРИНОВ Н. А.  
МАРКОВСКИЙ А. П.  
МЕРКУЛОВ М. И.  
МИРЛИН Г. А.  
МИРЧИНК М. Ф.  
НАЛИВКИН Д. В.  
НЕДЗВЕЦКИЙ А. П.  
НИКИТИН П. М.  
НИКОЛАЕВ В. А.  
(Зам. главного редактора)  
ПАФФЕНГОЛЬЦ К. Н.  
САКС В. Н.  
САТПАЕВ К. И.  
СЕМЕНЕНКО Н. П.  
СИНИЦИН Н. М.  
СНЯТКОВ Л. А.  
СТРАХОВ Н. М.  
ТАТАРИНОВ П. М.  
ТЫЖНОВ А. В.  
ФЕДЫНСКИЙ В. В.  
ШАТСКИЙ Н. С.  
ЩЕРБАКОВ С. А.  
ШЛЫГИН Е. Д.  
ЯНШИН А. Л.  
ЯРМОЛЮК В. А.

---



*ЧАСТЬ ПЕРВАЯ*

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ  
ОПИСАНИЕ**



**СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ НАИМЕНОВАНИЙ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ДРУГИХ ОРГАНИЗАЦИЙ**

- БМОИП — Бюллетень Московского общества испытателей природы.  
ВГРО — Всесоюзное геологоразведочное объединение.  
ВИМС — Всесоюзный институт минерального сырья.  
ВНИГРИ — Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт.  
ВСЕГЕИ — Всесоюзный геологический институт.  
ГЭНИИ — Географо-экономический научно-исследовательский институт.  
КЕПС — Комиссия по изучению естественно-производительных сил.  
ЛГГГТ — Ленинградский геолого-гидрогеодезический трест.  
ЛГИ — Ленинградский горный институт.  
ЛГРТ — Ленинградский геологоразведочный трест.  
ЛГУ — Ленинградский государственный университет.  
МАИЧПЕ — Международная ассоциация по изучению четвертичного периода в Европе.  
МГРТ — Московский геологоразведочный трест.  
МГРИ — Московский геологоразведочный институт.  
МОПГ — Материалы общества прикладной геологии.  
СЗГУ — Северо-Западное геологическое управление.  
СОПС — Совет по изучению производительных сил.



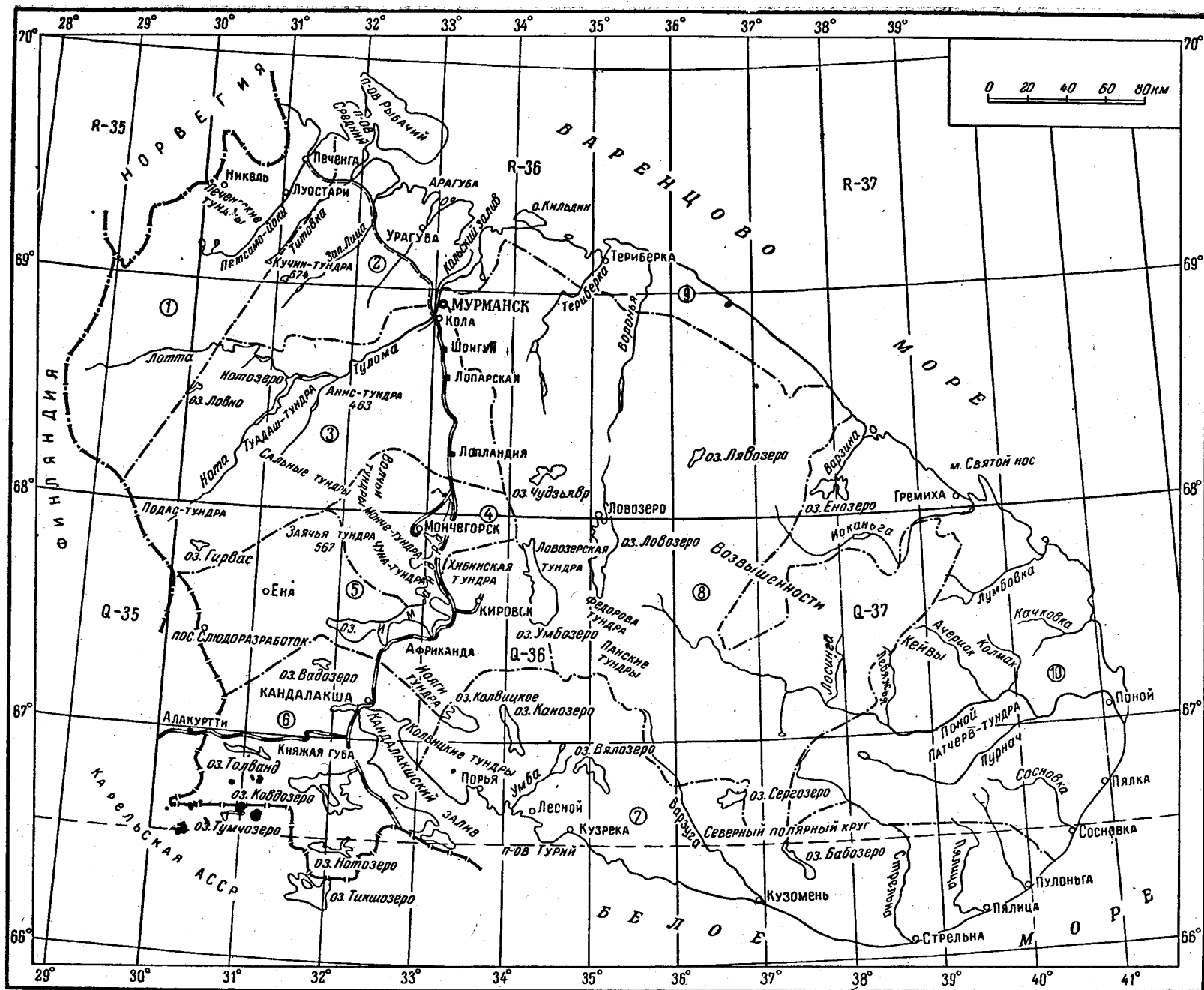


Рис. 1. Обзорная карта Мурманской области. Административные районы:

1—Печенгский; 2—Полярный; 3—Кольский; 4—Мончегорский; 5—Кировский; 6—Кандалакшский; 7—Терский; 8—Ловозерский; 9—Териберский; 10—Саамский

«По многим доказательствам заключаю, что и в северных земных недрах пространно и богато царствует натура».

*М. В. Ломоносов*

«Эта северная, тяжелая, бесплодная пустыня оказалась в действительности одним из богатейших мест на земле».

*С. М. Киров*

## ВВЕДЕНИЕ

В настоящем томе дано описание геологического строения территории Мурманской области в пределах ее административных границ на 1/1 1954 г. Мурманская область занимает как собственно Кольский п-ов, так и материковую часть, на западе граничащую с Норвегией и Финляндией, а на юге — с территорией Карельской АССР (рис. 1).

Мурманская область имеет огромное значение в экономике Советского Союза. Открытые в советский период исследований месторождения апатита, редких металлов, железных и медно-никелевых руд и слюды привели к созданию здесь ряда горнопромышленных и металлургических предприятий, коренным образом изменивших экономику области. Новые предприятия, новые поселки и города оживили суровый заполярный край.

После Великой Октябрьской социалистической революции и особенно за последние 15—20 лет, в связи с широким развитием геологосъемочных, поисковых и геологоразведочных работ, накоплен огромный фактический материал по геологическому строению и полезным ископаемым области.

В то же время, несмотря на обилие фактического материала, у нас еще явно недостаточно данных для решения многих важных вопросов геологии этой области, почти целиком сложной кристаллическими породами докембрия. Особые затруднения встречаются при выяснении относительного возраста некоторых геологических формаций, свит и интрузивных пород в силу того, что палеонтологические данные почти отсутствуют, а контакты свит большей частью скрыты от наблюдения или отдельные свиты и формации залегают изолированно и нередко находятся в тектонических отношениях.

При составлении настоящей сводной работы редактор встретился с большими затруднениями и нередко вынужден был вопрос о стратиграфическом положении ряда геологических формаций или решать альтернативно, или же придерживаться представлений, вытекающих из общей геолого-тектонической структуры, и данных, отвечающих современной изученности территории.

Несмотря на большой объем проведенных геологических исследований, нередко достаточно детальных, все же многие площади изучены схематично или вследствие отсутствия подробных исследований, или из-за плохой обнаженности. Естественно поэтому, что разделы тома, ка-

сающиеся отдельных районов и геологических формаций, написаны с неодинаковой полнотой. Многие геологические формации и районы описаны за недостатком фактического материала схематично, лишь в общих чертах. Ряд важнейших геологических проблем, связанных с решением вопросов стратиграфии, тектоники, магматической деятельности и металлогении, до сих пор является еще не разрешенным; необходима разработка специальных вопросов, что является делом будущих исследований.

Чтобы возможно полнее осветить имеющийся фактический материал, к составлению настоящего тома был привлечен большой коллектив специалистов, лично изучавших те или иные районы или руководивших работами по их изучению. Стремясь сохранить объективность изложения и учитывая целый ряд неясностей в геологии области, редактор не считал себя вправе унифицировать все, но по возможности придерживался установленной более или менее достоверной схемы геологического строения области с некоторыми коррективами по новым представлениям.

Продолжающиеся быстрыми темпами геологическое изучение уже в ближайшие годы несомненно внесет существенные изменения в наши представления по геологии области. Поэтому настоящую работу следует рассматривать как сводку, подводящую итоги предшествующего периода исследований, с попыткой внести иногда существенные изменения в прежние представления, и как основу для дальнейшего расширенного и углубленного изучения.

Описываемая территория Мурманской области является частью обширной площади Балтийского щита, сложенного кристаллическими, преимущественно архейскими породами. Менее распространены протерозойские и палеозойские геологические образования. Почти вся территория, за исключением прибрежной полосы и высокогорных тундр, покрыта четвертичными отложениями, нередко большой мощности.

Для удобства описания территория области разделена на два геологических района: Кольский и Беломорский. Последний с юга граничит с Карельской АССР (рис. 2).

Кольский район по площади охватывает почти две трети всей территории Мурманской области. На юго-западе его границей является южная граница распространения протерозойских образований Печенгского района, Главный хребет, образованный тундрами Анис, Лосева, Волчья, Монче и Чуна, и южная граница площади распространения свиты имандра-варзуга. На крайнем северо-западе граница этого района совпадает с государственной границей СССР с Норвегией и отчасти с Финляндией. На севере и северо-востоке район ограничен берегом Баренцова моря, на востоке — горлом Белого моря.

Беломорский район на севере и северо-востоке граничит с Кольским районом; на западе он ограничен государственной границей СССР и Финляндии, а на юге и юго-западе — административной границей Мурманской области и Карельской АССР.

Выделенные районы значительно отличаются по геологическому строению. В Кольском районе, наряду с широким распространением архейских образований, существенное место принадлежит протерозойским и палеозойским образованиям. В Беломорском районе, занимающем по сравнению с Кольским районом значительно меньшую площадь и в геологическом отношении являющимся только частью области, расположенной в основном южнее, уже на территории Карельской АССР,

господствующими породами являются образования архея при ничтожно малом развитии образований протерозоя и палеозоя.

Прилагаемая к тому геологическая карта составлена с учетом всех материалов на 1/1 1953 г. и некоторых важнейших данных 1953—1955 гг.

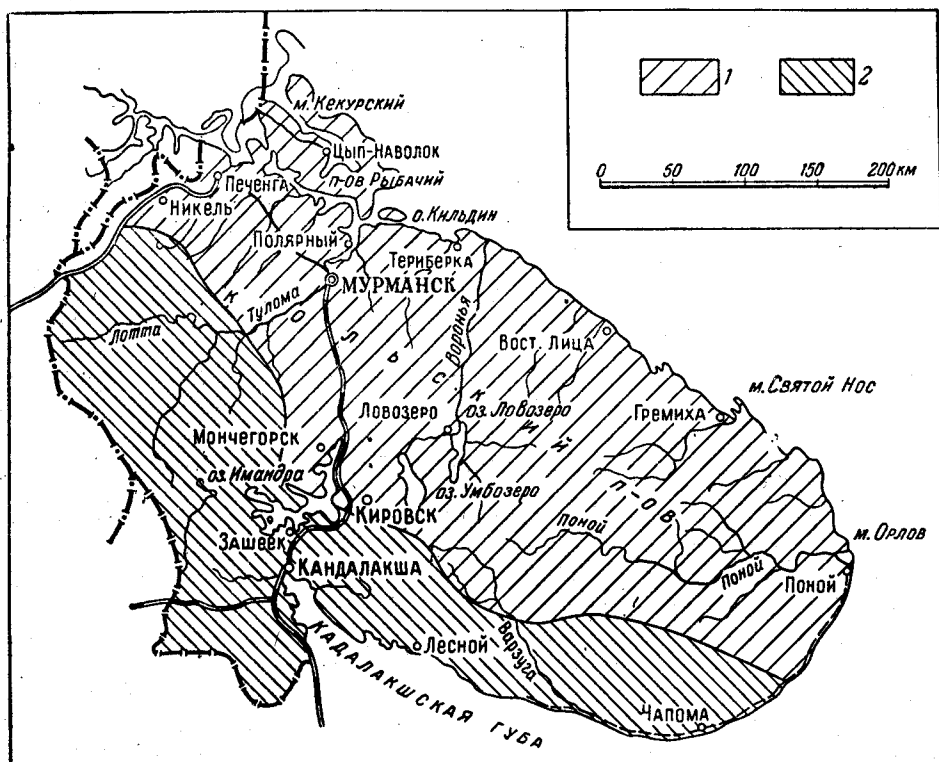


Рис. 2. Геологические районы  
1—Кольский; 2—Беломорский

Она отличается от ранее изданной миллионной карты СССР (листы R—35, 36; 37; Q—35, 36, 37) значительно большей детальностью, особенно в отношении архейских пород, и несколько иными стратиграфическими представлениями.

При редактировании данного тома большую помощь оказали А. П. Ротай, прочитавший раздел стратиграфии, и Н. А. Волотовская, принимавшая участие в редактировании отдельных статей.

ОБЗОР ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

---

Территория Мурманской области, до Великой Октябрьской социалистической революции очень мало исследованная, при советской власти становится объектом самого пристального и всестороннего изучения. При этом ведущую роль в ее исследованиях играют геологические экспедиции.

Первые сведения о горном промысле в Мурманской области относятся к 13 в., когда производилась добыча соли из морской воды. Вероятно, к 17—18 вв. относятся «волчьи ямы» — следы первых поисков слюды — в районах р. Ены, оз. Бабинской Имандры, тундры Вируайв и др. (Ферсман, 1941).

К 1732 г. относится открытие на Медвежьем острове в Кандалакшском заливе серебра, цинковых и свинцовых руд, а также медной руды в устье р. Поноя. Впоследствии неоднократно возобновлялись поисковые и разведочные работы на серебро и свинец как на о. Медвежьем, так и на побережье Порьей губы и в районе с. Умбы, но они были безуспешны. Выявленные месторождения ничтожны по своим масштабам.

Исследования научного характера, заключающиеся главным образом в изучении географии области, относятся уже к 19 в. Начало им было положено экспедицией Ф. П. Литке (1828—1848), давшего описание северного побережья Кольского п-ова.

Капитан Широшкин (1835) впервые дал геологический обзор берегов Кандалакшской губы от р. Варзуги до г. Кеми, отметив здесь наличие молодых жильных пород, и описал серебро-свинцово-цинковое месторождение о. Медвежьего и аметистовое месторождение мыса Корабль. В этот же период Широшкин посетил район оз. Имандры и Хибинские горы.

В 1839 г. Бетлинг (Böhtlingk, 1840) по инициативе Российской Академии наук провел исследования в районе Нотозера, по маршруту до г. Колы, по западному и восточному Мурманскому берегу, а также посетил отдельные пункты Терского берега и Карельского побережья Белого моря до г. Кеми.

В 1840 г. академик Миддэндорф (Middendorf, 1845) совершил маршрут из норвежского г. Варде в гг. Колу и Кандалакшу. Он первый дал описание Хибинских тундр, как своеобразного комплекса, сложенного сиенитами с содалитом и арфведсонитовой роговой обманкой.

В 1838 г. Леман (Lehmann) обследовал юго-восточную часть Терского берега, где им были описаны горные породы у с. Пялицы, на о. Сосновец и на Трех Островах у с. Поноя.

В 1880 г. состоялась Мурманская экспедиция, участник которой Н. В. Кудрявцев прошел маршрут от Кандалакши до г. Колы почтовым

трактом и дал физико-географический очерк района с упоминанием нахождения на этом пути гранито-гнейсов, гранулитов (у ст. Зашеек) и роговообманковых сиенитов Имандры.

В 1884—1885 г. западная часть области была посещена французом Ш. Рабо (Rabot, 1889). Пролетанные им маршруты имели, главным образом, географический характер. Собранная Рабо коллекция горных пород была обработана Веленом (Velain, 1891), обнаружившим алмазы в шлихах с р. Паз; так как последующими специальными поисками эта находка не подтвердилась, возникает вопрос о достоверности определенных Велена.

Д. Килем в 1873 г. впервые описаны свинцово-цинковые жилы Печенгской губы, залегающие «на рубеже жил зеленого камня и бокового гнейса», «зеленокаменные жилы» побережья между Печенгской губой и Святым Носом и глинистые сланцы Вайда-губы и Корабельной бухты Рыбачьего п-ова. Свинцово-цинковым жилам Д. Киль дает отрицательную практическую оценку.

В 1887—1892, 1897 и 1911—1914 гг. на Кольском п-ове работала комплексная экспедиция с участием В. Рамсея (W. Ramsay). Им был открыт Ловозерский и изучен Хибинский массивы. В исследованиях В. Рамсея нет, однако, указаний на промышленное значение слагающих эти массивы щелочных пород. Месторождения апатита и своеобразного комплекса других полезных ископаемых, связанных с этими массивами, остались ему неизвестными. Не отмечены им также и месторождения железных и медно-никелевых руд.

Одновременно с иностранцами, исследование Кольского п-ова проводилось русскими геологами, работы которых внесли значительный вклад в дело изучения геологии данной области. К этому времени относятся работы Буковецкого, А. И. Подгаецкого (1890) и М. П. Мельникова (1891). Все три исследователя описывают свинцово-цинковые рудопоявления в губе Базарной и губе Долгой. М. П. Мельников, кроме того, дает характеристику горных пород восточного и западного Мурманского берегов и петрографическое описание пород по маршруту Кола — Кандалакша, специально останавливаясь на сиенитах Хибинских тундр.

П. Б. Риппас в 1898 г. вместе с топографом Носковым поднялся вверх по р. Варзуге и посетил Панские высоты. Ими было установлено наличие в южной части Кольского п-ова большой площади зеленокаменных пород и выходов известняка, относимых теперь к свите имандра—варзуга.

В 1901 г. Терский берег Белого моря исследовался экспедицией выдающегося русского геолога Е. С. Федорова, занимавшегося изучением коренных пород побережья. Одновременно этой экспедицией была проведена разведка свинцово-цинковых жил на о. Медвежем в Порьей губе Кандалакшского залива. В 1902 г. Е. С. Федоров, вторично посетив берега Белого моря, описал щелочные породы Турьего мыса. Тогда же на Карельском берегу им впервые были обнаружены и основные породы со своеобразной венцовой структурой, получившие название друзитов. Е. С. Федоровым (1908) сделан замечательный прогноз о возможном сельскохозяйственном значении в качестве удобрения слюдяной апатит-содержащей нефелиновой породы с Турьего мыса.

К 1900—1904 гг. относится посещение западной части Кольского полуострова Б. А. Поповым.

В 1911 г. систематическое исследование северо-западной части Кольского п-ова было начато А. А. Полкановым. Эта работа продолжалась до 1927 г. Вначале она проводилась на средства Общества естествоиспытателей, а с 1917 г. уже на средства и по заданию Геологического комитета.

В 1912 г. С. А. Конради (1913) по поручению Геологического комитета производил поиски железных руд в крайней северо-западной части Кольского п-ова, лежащей на простирании железорудной формации Сюдварангера. Однако продолжения этой формации на нашей территории тогда обнаружено не было.

Позднее, в 1915 г., железные руды были открыты А. А. Полкановым в районе Кольского фиорда. Это месторождение изучалось затем П. В. Виттенбургом (1922) и А. С. Пуртовым (1930). Продолжение этой железорудной полосы к северо-западу было установлено в 1922 г. А. П. Герасимовым (1922) и И. Г. Кузнецовым (1926).

В 1917 г., в связи с постройкой Мурманской (Кировской) железной дороги, геологическая съемка вдоль трассы ее проводилась А. А. Полкановым (1918) и Н. Г. Кассиным (1923). Это были первые работы по геологическому картированию Кольского п-ова, результатом которых явилась первая стратиграфическая схема этого полуострова.

Перечисленными выше работами по существу заканчивается первый, досоветский период изучения территории Мурманской области.

Широкий размах и всесторонний характер геологические исследования на Кольском п-ове получили после Великой Октябрьской социалистической революции, когда в 1920 г. были окончательно изгнаны с советской территории англо-американские интервенты.

Уже в первые годы, благодаря особой заботе партии и советского правительства о развитии промышленности советского Мурмана, резко увеличилось число экспедиций, давших блестящие практические результаты. Эти работы привели к открытию богатейших месторождений полезных ископаемых, поистине оправдывающих определение Кольского п-ова, как жемчужины Советского севера.

В первом десятилетии (1920—1930) ведущая роль в геологическом изучении области принадлежала Академии наук СССР во главе с А. Е. Ферсманом. При многочисленных исследованиях этого времени главное внимание уделялось изучению щелочных пород. В результате этих работ в Хибинах было открыто апатитовое месторождение мирового масштаба, обнаружены признаки сульфидного оруденения пород Мончегундры и дан прогноз о возможности открытия здесь промышленных месторождений медно-никелевых руд.

В этот же период трестом «Апатит» в Хибинах было открыто коренное месторождение ловчоррита и начата разведка пирротиновых руд близ Хибин.

Геологи Академии наук СССР во главе с Д. С. Белянкиным производили изучение горных пород Кандалакшского берега и устья р. Поной. В 1928 г. Б. М. Куплетский и О. А. Воробьева занимались исследованиями щелочных гранитов центральной части Кольского п-ова, Н. П. Лупанова изучала дайки габбро-диабазов северо-восточного побережья. В 1928 г. А. А. Григорьевым (1932) в центральной части полуострова были обнаружены кристаллические сланцы гряды Кейв. В 1930 г. В. И. Влодавец в пределах этой свиты открыл месторождения слюды и граната.

В северо-западной части Кольского п-ова исследования А. А. Полканова, имевшие целью составление геологической карты масштаба 1:400 000 (лист 36), начались в 1911 г. и продолжались с перерывами до 1927 г. Результаты этих работ опубликованы автором в большой монографии по геологии и петрологии северо-западной части Кольского п-ова (Полканов, 1935а).

В 1924 г. А. А. Полкановым в районе тундры Гремяха и оз. Вырмес был обнаружен оригинальный комплекс ультраосновных и щелочных пород с титаномагнетитом, изучавшийся им до 1927 г. В 1936 г. данный комплекс изучался Н. А. Елисеевым. Результаты этих исследований изложены в ряде статей А. А. Полканова и большой монографии А. А. Полканова и Н. А. Елисеева (1941в).

Несмотря на значительное количество исследований, проведенных в период 1920—1930 гг., территория Мурманской области в целом оставалась мало изученной, так как обследованию подвергались только отдельные районы, главным образом Хибинские и Ловозерские тундры, а также северо-западная часть полуострова.

Открытие в 1926 г. в Хибинах крупнейшего месторождения апатита, а позднее медно-никелевых месторождений Монче-тундры (Ферсман, 1931а, б), коренным образом изменило экономику Мурманской области. Руководитель Ленинградской партийной организации С. М. Киров сразу же оценил значение апатитовых руд и первых находок никелевых руд в Монче-тундре. При его непосредственном участии и руководстве в Хибинских тундрах в 1930 г. было создано крупнейшее горно-промышленное предприятие — апатитовый рудник с обогатительной фабрикой и город, носящий имя своего основателя, а также положено начало созданию нового горно-промышленного центра в Монче-тундре.

В 1931 г. вблизи апатитового рудника была создана Хибинская горная станция, позднее реорганизованная в базу и в дальнейшем в филиал Академии наук СССР. Сотрудниками ее (Б. М. Куплетским, В. И. Влодавцем, О. А. Воробьевой) проведена первая геологическая съемка и составлены первые геологические карты Хибинских и Ловозерских тундр. Одновременно с этим и несколько позднее минералогия обоих массивов изучалась А. Е. Ферсманом, А. Н. Лабунцовым, О. Шубниковой, Е. Е. Костылевой, Э. М. Бонштедт, В. И. Герасимовским. Результаты произведенных ими исследований опубликованы в специальном сборнике «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр» и ряде отдельных статей.

Систематическое изучение Кольского п-ова началось с момента организации Ленинградского геологоразведочного треста, позднее переименованного в Ленинградское и в дальнейшем в Северо-Западное геологическое управление. Начиная с 1930 г. этой организацией был развернут широкий фронт геологоразведочных работ, приведших к открытию ряда новых месторождений и целых районов, перспективных в отношении того или иного полезного ископаемого. Так в процессе геологической съемки и поисков в 1931—1935 гг. Н. С. Зонтовым и Д. В. Шифриным были открыты Заимандровский железорудный район (Шифрин, 1933 г.), а К. М. Кошицем (1934 г.) — Ено-Ковдорское месторождение магнетита, а также месторождение мусковита Лейвойва (Третьяк, 1932 г.).

В этот же период в восточной и центральной частях Кольского п-ова коллективом Ленинградского геологического управления (П. В. Соколов, 1932 г., 1934 г., 1936 г., А. М. Шукевич, 1934 г., Л. Я. Харитонов,



1931 г., 1934 г.; Н. Г. Судовиков, 1935; Т. Л. Никольская и М. Д. Вагапова, 1935 г.; И. В. Моисеев, 1935 г.; В. С. Сверчков, 1934 г.; 1935 г.; В. С. Смирнов, 1932 г., 1934 г.; В. И. Рыцк, 1932 г.; А. А. Михайлов, 1932 г., П. М. Мурзаев, 1932 г.) проводилась геологическая съемка и были обнаружены слюдоносные пегматиты бассейна р. Стрельны (Соколов, 1932 г.; Никольская, 1933 г.) и кианитовые сланцы свиты кейв, представляющие собой крупнейшее в мире месторождение высокоглиноземистого сырья.

По материалам работ 1930—1935 гг. П. В. Соколовым и А. М. Шукевичем была составлена первая сводная геологическая карта Мурманской области масштаба 1 : 1 000 000, позднее, в 1937 г., использованная при составлении геологической карты СССР масштаба 1 : 5 000 000.

Одновременно Л. В. Введенским (1934), С. В. Эпштейном (1934) и М. А. Лавровой (1932а, б, 1933а—в, 1935а, б, 1937а, б, 1939а, б) изучались четвертичные отложения. Данные этих исследований обобщены на карте четвертичных отложений СССР в масштабе 1 : 2 000 000.

В период с 1931 по 1938 г. Ленинградским геологическим управлением и трестом Союзредметразведка проводилась геологическая съемка Хибинских и Ловозерских тундр. В картировании Хибинского массива принимали участие И. С. Ожинский (1934 г.), Е. Н. Володин (1934 г.), Н. А. Волотовская и В. Н. Нумерова (1935 г.), К. К. Судиславлев (1934 г.), Е. Н. Егорова-Фурсенко (1935 г.) и В. И. Намоюшко (1935 г.); в картировании Ловозерских тундр принимали участие И. В. Зеленков, С. Д. Покровский, Ц. Г. Златкинд, Н. К. Нефедов, А. С. Сахаров и В. А. Унксов. Общее руководство осуществлялось Н. А. Елисеевым.

В результате этой работы, проводившейся с широким применением методики структурного анализа, не только установлено сложное строение многофазных интрузий щелочных пород, но и выявлен последовательный ход эволюции магмы и основные закономерности в распределении полезных ископаемых в указанных интрузивных массивах.

В 1935 г. С. Д. Покровским и А. В. Ванидовской в сиенитах Ловозерского массива были обнаружены ксенолиты осадочных туфогенных пород с флорой верхнего девона (Криштофович, 1937). Это открытие весьма важно для правильного понимания геологии Кольского п-ова, так как оно позволяет вполне уверенно говорить о наличии здесь среднепалеозойских геологических образований.

В этот же период Б. М. Куплетским и В. А. Афанасьевым в районе станций Африканда и Хабозеро был обнаружен своеобразный магматический комплекс ультраосновных и щелочных пород. Массив Африканда в 1937 г. изучался М. С. Афанасьевым и З. Г. Ушаковой (Чирвинский, Афанасьев, 1940 в), а Хабозерский массив (Лесная и Озерная варакы) — В. А. Афанасьевым (1939а, 1939б, 1940).

С 1936 по 1940 г. Ленинградским геологическим управлением проводилась систематическая геологическая съемка, охватившая наиболее перспективные в отношении полезных ископаемых районы. В этот период была полностью закартирована область центрального водораздела рр. Иоканьга — Поной, к которой приурочена кианитоносная толща кейв, прослеженная по простирацию более чем на 200 км, а также перспективная в отношении медно-никелевого оруденения зона Сальных, Монче-, Волчьих, Чуна- и Подас-тундр.

Одновременно геологическое картирование с целью поисков слюды и пегматитов проводилось в районе рр. Стрельны и Пялицы, между р. Еной и г. Кандалакшей и на побережье Кольского фиорда.

Комплексная геологическая съемка западной части Кольского п-ова сопровождалась поисками с применением геофизических методов исследования, горных работ и на отдельных участках — буровых работ. В исследованиях этой части области, приведших к накоплению громадного материала по геологии, петрографии и генезису никеленосных ультраосновных интрузий, принимала участие группа геологов Ленинградского геологического управления: Е. Н. Володин, П. А. Гурвич, П. В. Соколов, С. Н. Немцов, Б. А. Наумов, Д. В. Шифрин и др. Эти работы проводились под общим руководством Д. Ф. Мурашова.

Группа геологов Североникеля под общим руководством В. К. Котульского производила детальное изучение Мончегорских месторождений медно-никелевых руд, а также вела поисковые работы как в районе самой Монче-тундры, так и в районах, тяготеющих к ней (А. Е. Алешунина, Л. А. Баженов, В. М. Бруновская, И. В. Галкин, Д. И. Громов, Ю. Б. Голуб, А. И. Демчук, В. И. Ездрова, П. В. Лялин, С. Д. Покровский, В. Я. Прозоров, П. Н. Соколов и др.). В изучении никеленосности интрузий восточной части Кольского п-ова принимали участие М. Д. Вагапова, В. И. Намоюшко, Е. А. Гедовиус, Д. В. Шифрин и др.

В 1940 г. была начата разведка Енского железорудного месторождения (Д. В. Шифрин и В. И. Намоюшко) и геологическая съемка Ковдорского массива (Ц. Г. Златкинд и А. И. Шалимов, 1946), позднее законченная Н. А. Волотовой (1951 г., 1952 г.).

В этот же период был исследован центральный водораздел Кольского п-ова. В исследовании этого района принимали участие П. В. Соколов, Ю. С. Неуструев, А. В. Перевозчиков, Ю. Н. Сморгыо, С. Н. Немцов, К. О. Кратц, Н. В. Янковская, Т. Г. Туркина, В. А. Седых и Л. Я. Харитонов. Одновременно со съемкой Н. И. Рябовым и Н. П. Коряпиным в 1939 и 1940 гг. производилась разведка кианитовых месторождений Червурты и Манюка, а также тематические исследования, посвященные вопросам генезиса кейвских кианитов (Кумари, 1937).

Общее руководство комплексом поисково-разведочных работ осуществлялось П. А. Борисовым. Проблеме кейвских кианитов посвящен специальный сборник «Большие Кейвы», изданный в 1940 г. Ленинградским геологическим управлением под редакцией П. А. Борисова. В этой работе рядом авторов (П. А. Борисов, П. В. Соколов, Л. Я. Харитонов, Т. Г. Тихова, Н. В. Тюшев, И. С. Миловидов) подведены итоги первого периода изучения кианита и других полезных ископаемых данного региона, приведена геологическая характеристика свиты кейв и связанных с ней месторождений полезных ископаемых, а также освещены вопросы обогащения кианитовых руд и общей экономики комплекса других полезных ископаемых. В этот же период на основании первых находок мусковита П. В. Соколовым в 1932 г. (Л. А. Косой, 1936 г.) в бассейне р. Стрельны были поставлены геологопоисковые работы на слюду, имеющие целью выявление и изучение промышленных месторождений мусковита (Володин, 1938 г.; Вагапова-Кадырова, 1937 г. и др.).

Таким образом, с 1930 по 1940 г. в изучении геологии и полезных ископаемых Кольского п-ова был сделан громадный шаг вперед, превративший данную область из «белого пятна» в регион, в той или иной степени охваченный геологическими исследованиями. В этот период был открыт ряд месторождений магнетитовых руд (Заимандровская группа, Ено-Ковдорское месторождение), сразу же выдвинувших Мурманскую область как крупную железорудную базу, открыты и в значительной степени изучены Кейвские месторождения кианита, представляющие

крупнейшую в мире сырьевую базу силуминового и огнеупорного сырья; открыты Енский и Стрельнинский слюдоносные районы, детально закартирован и изучен комплекс нефелиновых сиенитов и связанных с ними месторождений полезных ископаемых Хибинских и Ловозерских тундр, выявлены многочисленные интрузии ультраосновных и основных пород западной части Кольского п-ова и дана предварительная оценка их в отношении медно-никелевого оруденения.

В этот же период поставлен и в той или иной степени решен ряд вопросов по стратиграфии и тектонике Мурманской области, а также по генезису различных геологических комплексов этого сложнейшего региона. Коллективом геологов Ленинградского управления и ряда других организаций разработаны основные вопросы по стратиграфии Кольского п-ова, намечено расчленение протерозоя на два отдела, проведена большая работа по изучению петрологии и генезиса беломорского комплекса гнейсов, сланцев и амфиболитов, поставлена проблема генезиса гранитов. Тогда же были изучены основные черты стратиграфии, тектоники, метаморфизма и генезиса кейвской свиты и связанных с ней месторождений кианита. Детально изучена стратиграфическая последовательность геологических образований, структура, петрография и минералогия Хибинских и Ловозерских тундр и п-ова Турий мыс. Одновременно начато было изучение оригинальных магматических комплексов ультраосновных, щелочных и карбонатных пород (массивы Ковдозерский, Африканда, Лесная и Озерная вараки), а также гранулитовой формации западной части Кольского п-ова.

После окончания Великой Отечественной войны изучение Мурманской области, а также возвращенного СССР района Петсамо производилось Ленинградским и позднее Северо-Западным геологическим управлением, Западным геофизическим трестом, Кольским филиалом Академии наук и Ленинградским горным институтом. В 1945 г. Северо-Западное геологическое управление проводило здесь геологическую съемку, гидрогеологические исследования и поисковые работы в центральной части печенгской формации. Весь комплекс работ проводился под общим руководством Д. Ф. Мурашова. Эти работы советских геологов внесли много нового в представления о геологии данного района. Результаты освещены в работах Н. А. Курылевой (1946 г.), Т. Л. Гольдбурт (1946 г.), В. А. Перевозчиковой и Т. В. Перекалиной (1946 г.).

Наиболее интересной является находка Н. А. Курылевой (1946—1948) и Т. Л. Гольдбурт (1946 г.) остатков фауны в доломитах этой свиты. По общему мнению авторитетных палеонтологов наличие этих остатков позволяет относить печенгские доломиты и всю свиту, среди которой они залегают, к нижнему палеозою (ордовик?). Позднее (с 1949 по 1953 г.) поисковые работы на медь и никель проводились Северо-Западным управлением в восточной части печенгской формации и западной части свиты имандра-варзуга (Харитонов, 1950 г., Губачев, 1949 г. и др.).

С 1945 г. изучение печенгской никеленосной формации проводилось организациями Министерства цветной металлургии СССР (Горбунов и Карюкин, 1947 г.; Потемкин и Уткин, 1948 г.; Уткин и Кроль, 1948 г.; Горожинин и Уткин, 1950 г.).

В 1948 г. Северо-Западным геологическим управлением была начата систематическая геологическая съемка, охватившая почти все перспективные районы Мурманской области. В западной части области эта работа выполнялась Г. Д. Беляковым, Т. Л. Гольдбурт, В. Ф. Мотычко, А. В. Клоковой, М. М. Врачинской, А. А. Филипповой, Д. К. Ловицким.

Общее руководство всем комплексом работ 1948 г. осуществлялось Л. Я. Харитоновым. Одновременно со съемкой М. М. Врачинской было обследовано ранее известное медно-никелевое оруденение оз. Ловнозера, разведка которого позднее была произведена Северо-Западным геологическим управлением.

В восточной части Мурманской области и к западу от р. Стрельны съемка производилась М. А. Сотниковой, Л. И. Ивановой, Д. К. Ловицким, Н. В. Карпинской, О. П. Леонтьевой и Н. Б. Ханьковой. Одновременно продолжались поиски никелевых руд в районе Сальных тундр (Полферов, Прозоров и др., 1948 г.), окрестностях оз. Ловнозера (Полферов, 1951 г.), на северном побережье Ковдорского фьорда (Поротова, 1951 г.), и слюды — к западу от Кольского фьорда (Попова, 1950 г.), юго-западу от Кандалякши (Богданова, 1949 г., Барабанова, 1950 г.) и в юго-западной части области, на площади, тяготеющей к Енскому слюдоносному району (Смирнова, 1947 г.). В результате этих работ В. С. Смирновой и А. Е. Великановым было открыто месторождение мусковита.

В 1948—1951 гг. Северо-Западным геологическим управлением была закончена детальная геологическая съемка массива Африканда и Ковдорского (район р. Ены) массива (Афанасьев и др., 1951 г.; Волотовская и др., 1951 г.).

Одновременно исследования проводились в бассейне р. Паз (Печенгский район), где еще в прошлом веке Веленом (Velain, 1891) были отмечены находки алмаза, и в районе Ковдорского массива, центральная часть которого сложена оливинитами и перидотитами, по типу близкими к алмазонасным кимберлитам Африки (Курылева, 1948 г.; Бискэ, 1947 г.; Кухаренко, 1948 г.).

В этот же период (1948—1950 гг.) Западным геофизическим трестом проведена аэромагнитная съемка почти всей территории Мурманской области и в первую очередь районов распространения железорудной формации (Е. А. Каспарова, 1948—1950 гг.).

В результате проведенной работы был выявлен ряд новых месторождений в Шонгуй-Лопарской полосе железорудных гнейсов и массивов ультраосновных пород с титаномагнетитовым оруденением (массивы Салмогорский, р. Цаги и др.).

Большие научно-исследовательские работы, преимущественно имеющие минералогический или структурно-петрографический характер, ведутся после Великой Отечественной войны Кольским филиалом Академии наук СССР. О. М. Римской-Корсаковой было проведено изучение минералогии руд Ено-Ковдорского железорудного месторождения. Коллективом работников филиала, под общим руководством Н. А. Елисева, проводилось изучение минералогии печенгских руд (М. В. Денисова), рудного поля Каулы (Г. И. Горбунов) и структурно-петрологическое исследование массивов Монче-тундры (Е. К. Козлов, Т. Н. Иванова, З. А. Образцова и В. А. Масленников). Результаты этих работ опубликованы в специальном сборнике «Ультраосновные и основные интрузии» под редакцией Н. А. Елисева (1952). В этот же период изучалась западная часть свиты кейв и щелочные граниты центрального водораздела И. В. Бельковым (1951 г.), И. В. Гинзбург (1950 г.), А. А. Чумаковым (1950 г.).

Одновременно Кольским филиалом Академии наук СССР и Ленинградским университетом продолжалось изучение минералогии Хибинского массива, проводившееся С. М. Курбатовым (1948 г.), Л. Д. Соло-

довниковой (1949 г.), Б. Н. Никулиной (1948 г.), Ю. В. Никитиным (1949 г.), В. Ф. Барабановым (1951 г.) и др.

В послевоенный период, наряду с геологической съемкой различного масштаба, поисками и разведкой, проводился ряд тематических работ, посвященных вопросам петрологии, минералогии, металлогении никеленосных районов и слюдяным пегматитам Мурманской области и смежной с ней Карельской АССР. Большую ценность в этом отношении представляют работы Д. Ф. Мурашова (1946 г.).

К этому же времени относится сводная работа «Слюдяные пегматиты Карело-Финской ССР и Мурманской области», выполненная коллективом Ленинградского геологического управления под руководством Д. Т. Мишарева и В. С. Смирновой, а также работа П. К. Григорьева (1950 г.). Несколько более поздней является тематическая работа В. Д. Никитина (1952 г.), посвященная вопросам минералогии, состава, структуры, форм слюдоносности и классификации пегматитов данного региона.

Широкий размах геологосъемочных работ, охвативших площадь в десятки тысяч квадратных километров, в сочетании с детальными поисками и разведками, позволил за короткий период собрать большой фактический материал, который неоднократно обобщался в сводных работах А. А. Полканова (1933, 1935б, в, 1936а, б, 1939а, 1940, 1946а, б, 1947а, б, 1953) и Б. М. Куплетского (1932и, 1933а, 1939).

Наиболее полной является сводка А. А. Полканова, относящаяся к 1936 г. Здесь, на основании личных исследований, обширных новых материалов Ленинградского геологического управления и других организаций А. А. Полканов дает новую стратиграфическую схему, существенно отличающуюся от его ранних схем.

Еще более поздняя сводка А. А. Полканова (1939а) охватывает широкий круг вопросов по геологии Мурманской области и Карельской АССР. В этой работе автором ставится вопрос о том, не являются ли нижнеархейские образования (комплекс гнейсов и гнейсо-диоритов) наибо- лее древними формациями всей Фенноскандии. Здесь же обсуждается вопрос о возможном карельском возрасте свиты кейв, как образованной одновременно со свитой имандра-варзуга, но возникшей в условиях геосинклинального режима. В данной сводке нашли отражение исследования С. Д. Покровского и А. В. Ванидовской, обнаруживших в 1935 г. остатки верхнедевонской флоры (Криштофович, 1937) в породах кровли Ловозерского массива. Это крупное открытие советских геологов позволило вполне определенно датировать возраст щелочных пород Хибинского и Ловозерского массивов, с которыми связаны месторождения различных полезных ископаемых.

Базируясь на работе И. С. Ожинского (1936), установившего одновременность образования песчаников Турьего мыса с внедрением щелочных интрузий, А. А. Полканов пришел к выводу о девонском возрасте этих песчаников. Таким образом, получили новое подтверждение представления А. П. Карпинского, относившего данные песчаники к девону в противовес точке зрения И. Седергольма, приписывавшего им ютнийский возраст.

Последней, наиболее полной работой по стратиграфии докембрия Кольского п-ова является сводка Б. М. Куплетского (1939), в которой учтены все важнейшие исследования почти до начала Великой Отечественной войны.

Из сводных обобщающих работ по полезным ископаемым Мурманской области необходимо отметить монографию А. Е. Ферсмана «Полезные ископаемые Кольского полуострова», опубликованную в 1941 г. В этой весьма важной как для геологов, так и для поисковиков и разведчиков монографии А. Е. Ферсман, подводя итоги двадцатилетней исследовательской работы в Мурманской области многочисленной армии советских геологов, дает характеристику состояния изученности минеральных богатств, анализ месторождений и прогноз дальнейших поисков месторождений полезных ископаемых.

На территории Мурманской области инженерно-геологические работы осуществлялись специальными организациями в связи со строительством и проектированием городов, портовых сооружений, гидроэлектростанций на р. Ниве и р. Туломе, в районе Княжой, проектированием железнодорожных линий, а также изысканиями в связи с реконструкцией мелиоративной системы совхоза «Индустрия».

Гидрогеологические исследования проводились в целях водоснабжения городов и поселков и, в особенности, в связи с разведкой месторождений полезных ископаемых.

Подводя итог краткому обзору исследований геологического строения и полезных ископаемых Мурманской области, можно видеть, что за сравнительно короткий срок, измеряемый 40-летним периодом, прошедшим после Великой Октябрьской социалистической революции, советскими геологами достигнуты большие успехи, в результате которых эта область превратилась в один из важнейших горнопромышленных районов СССР.

Перед советскими геологами, однако, стоят еще большие и важные задачи дальнейшего изучения этой экономически важной и в геологическом отношении очень сложной территории Советского Союза. Эти исследования должны идти как по линии дальнейшего детального изучения геологического строения области, так и, в особенности, по линии выявления новых месторождений полезных ископаемых.

## ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

---

Мурманская область, расположенная на северо-западе Европейской части СССР, занимает Кольский п-ов и примыкающие к нему с запада и юго-запада материковые части. Положение Мурманской области определяется следующими географическими пунктами: на крайнем севере — мысом Кекурский —  $69^{\circ}57'$  с. ш., наиболее южный пункт находится на широте  $66^{\circ}03'$  с. ш. (близ с. Тетрино), крайний восточный пункт —  $41^{\circ}26'$  в. д. (близ Трех Островов) и крайний западный —  $28^{\circ}25'$  в. д. (гора Суорсипя на границе с Финляндией). Территория Мурманской области занимает площадь в 139,1 тыс. км<sup>2</sup>.

С севера территория Мурманской области омывается Баренцовым морем, с востока и юга Белым морем. За границу между этими морями условно принимается линия, соединяющая мысы Святой Нос и Канин Нос. Берег Баренцова моря носит название Мурманского, Кольским заливом он разделяется на Западный и Восточный Мурман. Берег Белого моря от мыса Святой Нос до устья р. Варзуги носит название Терского, далее же на запад — Кандалакшского.

Природные условия области определяются северным и приморским положением ее на окраине Балтийского (Фенноскандинавского) кристаллического щита.

### РЕЛЬЕФ

Естественной границей между Кольским п-овом и материковой частью служит меридиональная впадина с расположенными в ней Кольским заливом, р. Колой, оз. Имандра и р. Нивой. Почти параллельно этой впадине, несколько восточнее, располагается другая меридиональная впадина с р. Вороньей, Ловозером, южной частью Умбозера и р. Умбой.

Материковая часть области характеризуется расчлененным и сложным рельефом и значительными амплитудами высот; полуостровная часть, имеющая меньшие амплитуды высот, более проста и однообразна по своему рельефу. Граница между этими двумя орографическими областями не вполне отчетлива, и участок полуостровной части, заключенный между рр. Колой и Вороньей, по характеру рельефа напоминает материковую часть, почему в дальнейшем и описывается вместе с нею. К западной материковой части по рельефу следует отнести горный Кандалакшский район.

Наряду с указанной общей закономерностью орографического строения территории наблюдается чередование с севера на юг повышенных и пониженных полос, вытянутых параллельно главной оси полуострова. Особенно хорошо эти полосы выражены в западной, материковой части территории. Центральную часть здесь занимает пояс значительных возвышенностей; к северу и югу от него протягиваются полосы сильно раз-

дробленного рельефа средневысотных гор, примыкающих к Мурманскому и Кандалакшскому побережьям. Аналогичную картину симметричного сложения можно наблюдать и в средней (переходной) части; в восточной же (полуостровной) части симметрия строения выражена менее отчетливо.

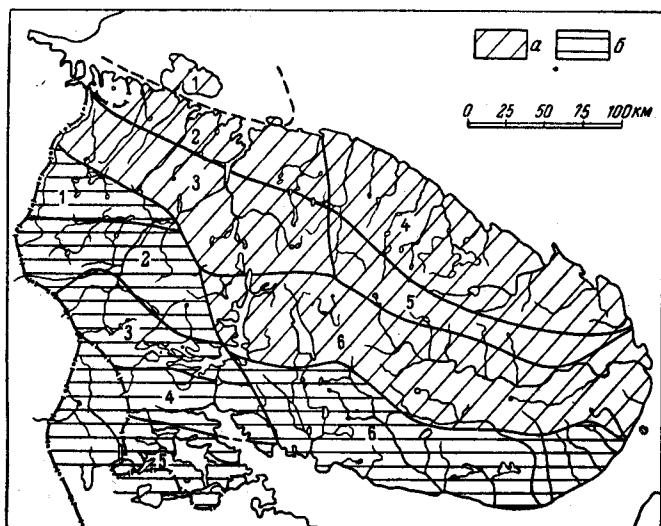


Рис. 3. Орографические подрайоны (по Г. Д. Рихтеру)  
 а — Кольский район: 1 — Северный окраинный, 2 — Западный Мурманский, 3 — Северо-Кольский среднегорный, 4 — Восточный Мурманский, 5 — Центральный, 6 — Хибинские и Ловозерские тундры; б — Беломорский район: 1 — Мотовско-Тулломская депрессия, 2 — Центральный горный, 3 — Южно-Кольская депрессия, 4 — Кандалакшский горный, 5 — Ковдозерская низина, 6 — Терский

В соответствии с принятым в настоящем труде разделением территории области на два района ниже приводится порайонное описание рельефа (рис. 3).

### КОЛЬСКИЙ РАЙОН

Северо-западная часть этого района характеризуется чрезвычайно сложной расчлененностью рельефа и значительными абсолютными отметками возвышенностей. Наибольшей высоты достигает гора Куорпукас (636,6 м) и вершина Кучин-тундры (578 м). Возвышенные участки разделены плоскими, заболоченными депрессиями.

В северо-западной части Кольского района выделяются с севера на юг следующие три подрайона, отличающиеся по строению рельефа.

1. Северный окраинный подрайон, занимающий полуострова Рыбачий и Средний и о-в Кильдин. Как по геологическому строению, так и по рельефу этот подрайон резко отличается от остальной части Мурманской области, от которой он отделен сбросами. П-ов Рыбачий представляет собой плато, сложенное палеозойскими отложениями, средней высотой в 150—200 м с отдельными вершинами до 300 м, круто (местами отвесными скалами) обрывающееся на юг к глубокому Мотовскому заливу и на запад к губам Волоковым, и более полого — на север. Края плато расчленены глубокими ущельями с порожистыми речками. На северном берегу располагается серия морских террас.



Близкий по характеру рельефа п-ов Средний, расположенный между Рыбачьим п-овом и материком, соединен с ними узкими и низменными перешейками, служащими волоками для рыбачьих лодок. В противоположность Рыбачьему Средний п-ов имеет более крутые и обрывистые северный и восточный и более пологие западный и южный берега. Наибольшей высоты (342 м), полуостров достигает в южной части.

О-в Кильдин, отделенный от материка нешироким проливом — Кильдинская салма, — по геологическому строению и рельефу очень напоминает указанные полуострова. Плато острова, средней высотой около 200 м (наибольшая высота 281 м) круто обрывается к открытому морю и широкими террасами опускается к проливу.

2. Западный Мурманский подрайон широкой полосой протягивается вдоль Мурманского берега от государственной границы до р. Териберки на востоке. Эта территория отличается исключительно сложной и дробной расчлененностью рельефа, которая сказывается и на конфигурации береговой линии. Наибольшее расчленение характерно для западной части подрайона (к западу от Кольского залива), где в берега глубоко вдаются узкие с обрывистыми берегами заливы—фиорды (Печенга, Титовка, Лица, Ура и Кольский залив). Большое количество мелких узких и разветвленных заливов и островов усложняет береговую линию. Закономерности расположения и конфигурация этих заливов объясняются тектоническими причинами, определившими их образование. К востоку от Кольского залива как расчлененность рельефа, так и изрезанность берегов становятся значительно меньшими.

Скалистые берега то крутыми склонами, то отвесными «пахтами», высотой в 150—200 м, обрываются к морю. В устьях рек и местами по берегам заливов встречаются террасы, сложенные песчано-глинистыми морскими отложениями. От берега в сторону материка местность быстро повышается к береговому плато высотой в 200—250 м. Плато часто расчленено глубокими ущельями, по которым протекают порожистые реки, и замкнутыми впадинами, заполненными бесчисленными озерами. Над плато возвышаются небольшие массивы с округленными вершинами, достигающими на западе 450—500 м (Пассаритунтури — 503 м), а на востоке 350—390 м (гора Дальняя, 388 м, Кейвукуайе, 390 м).

3. Северо-Кольский среднегорный подрайон расположен южнее Западного Мурманского подрайона. Он протягивается широкой полосой в восточно-юго-восточном направлении от государственной границы с Норвегией до Ловозерской низменности. Несколько параллельных цепей невысоких горных массивов разделены здесь глубокими и часто широкими понижениями на ряд отдельных возвышенностей. По понижениям протекают главнейшие реки района (Паз, Печенга, Западная Лица, Ура, Тулома, Кола, Воронья и др.). Преобладающие высоты массивов в западной части района 300—400 м, отдельные массивы достигают высоты 575 м (Печенгские тундры — 636,6 м, Кучин — 578 м).

Большая часть горных массивов характеризуется округлыми сглаженными вершинами с крутыми или обрывистыми скалистыми склонами, почему и пересекающие их долины часто имеют характер узких скалистых ущелий. В западной части массивы гор резко обрываются на юг к холмистым болотистым равнинам бассейна р. Туломы.

Далее на восток, между рр. Туломой и Колой, высоты отдельных массивов несколько возрастают (Чолм — 584 м, Веже — 582 м), причем эти массивы образуют три параллельные цепи, вытянутые в юго-восточ-

ном направлении. На юге эти цепи сливаются с массивами Центрального горного района.

Еще резче три горные гряды выражены между р. Колой и оз. Чудзь-явр. При средней высоте массивов около 500 м отдельные вершины достигают 600 м (Сытрантеч — 600 м, Рамату-айвенч — 604 м, Юксвун — 578 м).

Описанный выше подрайон объединяет территории, отличающиеся по своему геологическому строению. Западная часть его — тундры Печенгская и Кучин — сложенная породами свиты печенга-кучин, резко отличается от центральной и восточной частей — тундр Лысвайвишь, Чолм, Раматуайвенч и др., сложенных гнейсами, гранитами и мигматитами.

На морфологии подрайона разница в геологическом строении не отражается.

Восточная часть Кольского района, охватывающая полуостровную часть Мурманской области, по сравнению с северо-западной частью этого района, характеризуется большим однообразием и меньшими амплитудами высот. Однако и здесь наблюдается закономерное чередование с севера на юг пониженных и повышенных полос. Здесь выделяются три крупных подрайона: 1) Восточный Мурманский, протягивающийся вдоль северного побережья Кольского п-ова; 2) Центральный, охватывающий гряду Кейв, центральный болотный массив и возвышенности, протягивающиеся вдоль среднего и нижнего течения р. Поноя и 3) Хибинские и Ловозерские тундры. Оротографически перечисленные подрайоны являются прямым продолжением Западного Мурманского и Северо-Кольского среднегорного подрайонов.

1. Восточный Мурманский подрайон, к которому по характеру рельефа можно отнести и часть Терского побережья от мыса Святой Нос до Качковского залива, является продолжением Западно-Мурманского подрайона. Для него также характерны скалистые и обрывистые берега с уменьшающимися по направлению к востоку высотами, являющиеся краем прибрежного холмистого плато. В восточном направлении плато понижается и становится все менее и менее расчлененным, что сказывается также и на уменьшении изрезанности береговой линии. Большая часть заливов, за исключением Лумбовского, вход в который прикрыт островом, неглубоко вдается в сушу и мало выражена.

Прибрежное плато расчленено многочисленными ущельями — разломами двух основных направлений: параллельно главному протяжению берега и перпендикулярно ему. Более древние разломы выполнены диабазами, более молодые или заполнены наносами, или расширены ледниками и размыты реками. Подобные разработанные разломы в виде параллельных «рвов» протягиваются вдоль берега от Иоканьского до Лумбовского залива. Большая часть рек воспользовалась этими пересекающимися разломами, чем объясняются коленчатые изгибы их русел.

От берега плато быстро повышается до 200—250 м, а в области водоразделов до 300—350 м. Холмистый рельеф побережья сменяется, по мере удаления от берега, полого-холмистым и широко-волнистым, на крайнем же востоке — равниной, покрытой бугристыми болотами. Реки, протекающие по плато, имеют слабо врезанные долины и спокойное течение; у края плато они глубоко врезаются, характеризуясь здесь стремительным течением, многочисленными водопадами и порогами. В холмистой полосе побережья понижения между холмами заняты мелкими озерами и лужами.

2. Центральный подрайон охватывает гряду Кейв, являющуюся как бы восточным продолжением Северо-Кольского среднегорного района.

Цепь широких и плоских плато и холмов, образующих Кейвы, средней высотой около 300 м, протягивается сплошной полосой от бывшего Ляозерского саамского погоста до р. Поноя у устья притока его — р. Ачерйок. На севере Кейвы постепенно сливаются с прибрежным плато; их разделяет только широкое понижение, по которому протекают рр. Иоканьга, Выхчйок и Ачерйок. К югу гряда обрывается резким, по-видимому, тектоническим уступом к примыкающим болотистым низинам среднего течения р. Поноя. Южный обрывистый край рассечен глубокими ущельями — «рвами», разделяющими плато на отдельные массивы, получившие самостоятельные названия (Шуурурта, Ягельурта, Нюхчурта и др.). Наибольших высот Кейвы достигают в средней части (Ягельурта — 407 м, Шуурурта — 394 м, Вальурта — 386 м); на юго-восток и к Поною высоты быстро убывают. Среди волнистых равнин поверхности Кейв, сложенных сланцами, возвышаются отдельные останцы.

К югу от гряды Кейв, в бассейне р. Поноя, располагаются заболоченная низина — Центральный болотный массив — и возвышенное плато, занимающее бассейн среднего и нижнего течения р. Поноя. Центральный болотный массив занимает центральное положение на Кольском п-ове и располагается в пределах среднего и верхнего течения р. Поноя. С севера он обрамлен крутым склоном Кейв, с юга возвышенными, но плоскими водоразделами р. Поноя и рек, впадающих в бассейн Белого моря; южный водораздел и Кейвы, сливаясь, замыкают низину с востока, на западе же ее границей служат Ловозерские тундры. Низина эта, расположенная на абсолютной высоте 160—180 м, по-видимому, представляет собой дно спущенного ледникового озера и сложена слоистыми озерными песками. Среди болот кое-где возвышаются отдельные холмы и гряды, образованные или выходами коренных пород или скоплением ледникового материала. Во время весеннего половодья многочисленные озера и болота сливаются в обширные водоемы. Реки, протекающие по низине, имеют настолько медленное течение, что иногда бывает трудно установить его направление, а едва приподнятые над уровнем воды берега сливаются с окружающими болотами.

Бассейн среднего и нижнего течения р. Поноя представляет собой возвышенное плато, достигающее на западе 250—300 м абсолютной высоты, а на востоке снижающееся до 200—160 м. Крупные притоки нижнего течения р. Поноя (рр. Пурнач, Вяска, Рябога и др.) расчленяют плато на отдельные массивы и гряды. По направлению к востоку расчлененность уменьшается, и местность приобретает характер слегка волнистой равнины. В восточной части близ побережья Белого моря на поверхности плато появляется чехол четвертичных наносов и аккумулятивные формы рельефа в виде озов и камовых холмов. В глубоко врезанных каньонообразных долинах вблизи края плато мчат свои бурные воды р. Поной и ее мелкие притоки. Плато у берега моря заканчивается или отвесными обрывами, или крутыми скалистыми склонами.

3. Хибинские и Ловозерские тундры в Кольском районе с его слабо расчлененным рельефом и небольшими абсолютными отметками занимают обособленное положение, как бы замыкая на востоке центральную цепь горных массивов, отличаясь от последних как своим происхождением и строением, так и высотами. Оба эти массива имеют почти округлые очертания с глубоким понижением в восточной части,

благодаря чему они по форме несколько напоминают подкову. Плоские платообразные поверхности этих массивов, покрытые глыбовыми россыпями, возвышаются над уровнем моря на 800—900 м. Над плоскими поверхностями поднимаются отдельные вершины, достигающие в Хибинах 1208 м, а в Ловозерских тундрах 1126 м абсолютной высоты. Массивы рассечены сетью глубоких долин, то пересекающих их, то расходящихся радиально от центральных, наиболее повышенных частей массивов. К окружающим их кольцом болотистым низинам с крупными озерами (Имандра, Умбозеро, Ловозеро) массивы обрываются крутыми склонами. Верховья долин — ущелий замыкаются карами и обширными цирками с лежащими в них круглый год снежными полями. В тех местах, где задние стенки каров и цирков сошлись, образовались острые гребни и пики, резко контрастирующие с выравненной поверхностью массивов. Эти формы рельефа, а также многочисленные свежие следы горного оледенения в виде ригелей, конечно-моренных валов и боковых морен в долинах, придают рельефу гор альпийский облик, чем эти два массива отличаются от указанных выше центральных горных массивов.

### БЕЛОМОРСКИЙ РАЙОН

Для этого района, так же как и для Кольского, характерна сильная расчлененность рельефа и чередование приподнятых участков с горным рельефом с обширными заболоченными депрессиями. В пределах этого района выделено шесть подрайонов.

1. Нотозерско-Тулумская депрессия расположена между Северо-Кольским и Центральным горным подрайонами, в западной части Мурманской области, и представляет собой болотистую обширную низину, дренируемую реками бассейна Туломы. Эта низина протягивается от оз. Инари (Финляндия) в почти широтном направлении до истока р. Туломы из Нотозера. Среди сильно заболоченной многоозерной покрытой лесами равнины местами возвышаются изолированные холмы высотой 300—400 м и невысокие горные массивы (пограничные массивы Суорсипя — 471 м и Конностунтури — 401 м). Сама низина располагается на абсолютной высоте 50—100 м.

2. Централь н ы й г о р н ы й п о д р а й о н прилегает с юга к описанной выше Нотозерско-Тулумской депрессии. Он занимает осевое положение в западной части Мурманской области. Цепь высоких горных массивов, расположенная южнее оз. Инари (Финляндия) протягивается через государственную границу в виде массива Сариселянтунтури (вершина Ионн Ньюгоайв — 714 м). У водораздела рр. Ноты и Лотты, где расположены массивы Нюрм-тундра (664 м), Лавна-тундра (640 м) и Туельм-тундра (611 м), цепь горных массивов поворачивает почти под прямым углом на юго-восток по направлению к оз. Имандре, пересекая нижнее течение р. Ноты и южный конец Нотозера. Через крупные массивы Туадаш-тундры (вершина Чилтальд — 906 м) и Сальных тундр (вершина Элгорас — 997 м) цепь горных массивов переходит в высокий массив Чуна-тундры (вершина Эбручорр — 1115 м) и Монче-тундры. Широкими впадинами эта цепь горных массивов разбивается на отдельные горные группы. В низинах между горными группами располагаются озера, болота и многочисленные реки, растекающиеся как к северу, так и к югу. Плоские платообразные вершины массивов, покрытые каменными россыпями, имеют крутые или обрывистые склоны. Все массивы несут на себе ясные следы деятельности локальных ледников и материковых

льдов. Чуна- и Монче-тундры на востоке спускаются к низине оз. Имандра несколькими цепями понижающихся предгорий.

3. Южно-Кольская депрессия по своему положению относительно Центрального горного подрайона и общему характеру рельефа напоминает Ногозерско-Тулумскую депрессию. Расположенная симметрично последней, к югу от Центрального горного района, она на юге замыкается Кандалакшским районом средневысотных гор.

В западной части депрессии, среди болотистой лесистой и многоозерной равнины, средней высотой около 100 м, разбросано большое количество холмов и гряд, наиболее высокие из которых достигают 400 м и более. Здесь расположены истоки рек бассейнов Северного Ледовитого океана (р. Тулома), Белого моря (рр. Пиренга, Нива) и Балтийского моря (р. Кемийоки).

Восточная часть низины, расположенная на более высоком уровне (120—130 м), заполнена крупными озерами (Верхнее и Нижнее Чалмозеро, Пиренгские, Бабинская и Екостровская Имандра и др.) и болотами, среди которых возвышаются холмы и гряды.

4. Кандалакшский горный подрайон охватывает две группы горных массивов, разделенных Кандалакшским заливом и широким понижением, протягивающимся вдоль р. Нивы. Западная, большая по площади группа состоит из нескольких крупных массивов: наиболее высокого и занимающего центральное положение массива Келес-Уайв (631 м), близких по высоте массивов Кюме-тундра (628 м) и Кайта-тундра (624 м) и более пониженных окраинных массивов Лейпатунтури (529 м), Лаистундра (483 м), Каменные горы (556 м), Ахмасельке (420 м) и др.

В меньшей по площади восточной (Кандалакшской) группе наибольшую высоту имеет массив Иолги-тундра (784 м). Несколько уступают по высоте Кандалакшские (628 м), Колвицкие (606 м) и Плес-тундры (545 м).

Возвышенности имеют округленные, сглаженные вершины и крутые местами обрывистые склоны. Глубоко врезанные речные долины большей частью нешироки (исключая широкие низины по рр. Ене и Ниве), некоторые же, например долина р. Кюме, имеют характер ущелий. Пересеченность местности сказывается на исключительной расчлененности берегов Кандалакшской губы Белого моря. Многочисленные узкие и длинные фиордообразные заливы (например Канда губа), разделенные полуостровами и мысами, и бесчисленные скалистые островки создают тип шхерных берегов.

5. Ковдозерская низина занимает юго-западную часть Мурманской области. Западные группы Кандалакшских горных массивов резко обрываются на юг к обширной холмистой низине, центральную часть которой занимает крупное Ковд-озеро. Уступ, отделяющий горы от низин, по-видимому, тектонического происхождения. Низина, испещренная бесчисленным количеством озер и небольших болот, не превышает 100 м, но расположенные среди озер и болот отдельные холмы и гряды достигают 300—400 м абсолютной высоты. Наиболее высокая гора Тюртойва достигает 495 м. Гряды и холмы, так же как и сама низина, понижаются на запад к Белому морю.

6. Терский подрайон является прямым продолжением Южно-Кольской депрессии на востоке. Протягиваясь широкой полосой вдоль Терского берега Белого моря, этот обширный, но однообразный район в северной части достигает высоты 200—250 м и образует водораздел

р. Поноя с реками, впадающими в бассейн и горло Белого моря (рр. Варзуга, Чаваньга, Стрельна, Чалома, Пялица, Пулоньга и др.). К Белому морю равнина спускается широкими ступенями. Реки, протекая по заболоченной поверхности таких ступеней, образуют спокойные плесовые участки и слабо выраженные долины. В местах же перехода с одной ступени на другую характер течения рек совершенно меняется. Врезаясь в край ступеней, они текут в глубоких долинах и образуют многочисленные пороги и стремнины.

Среди однообразных заболоченных лесов на равнине возвышаются многочисленные ледниковые аккумулятивные образования в виде друмлинов, озов и моренных валов. Особенно крупные скопления ледникового материала наблюдаются в восточной части района вблизи морского побережья. В 20—30 км от берега Белого моря, почти на всем его протяжении, среди болот возвышается цепь гряд — Терские Кейвы. В западной части гряды сложены частично перемытыми ледниковыми отложениями, в восточной же части в их основании залегают выходы коренных пород. Цепь гряд подпрудила реки, в результате чего образовалась целая система крупных запрудных озер (Ондомозеро, Бабье и др.).

Широкие морские песчаные террасы на побережье, в районе населенных пунктов, где уничтожен естественный растительный покров, интенсивно развеваются ветрами, в результате чего образуются массивы сыпучих, подвижных песков (у с. Кузомени и др.).

Низменный намывной песчаный берег отличается исключительной прямолинейностью и отсутствием бухт.

### КЛИМАТ

Мурманская область почти полностью расположена севернее полярного круга; лишь самые южные части ее находятся несколько ниже. Прежде всего такое положение определяет продолжительность дня, длина которого севернее полярного круга колеблется от 0 до 24 час. Число суток с незаходящим солнцем на широте 70° равно 73, а на широте 67° — 32, число же суток с светлыми ночами достигает соответственно 46 и 70. Таким образом, летом в северных частях области 119 сут. бывают светлыми. В зимнее время солнце за полярным кругом не показывается из-за горизонта, однако полной темноты не бывает и около полудня наблюдаются сумерки. Таких дней, лишенных светлого времени, но с околополуденными сумерками на широте 67°, всего лишь 10, а на широте 69° — 37.

Колебание продолжительности дневного освещения оказывает существенное влияние на все природные процессы, а также и на условия работы. Неудобства, связанные с коротким светлым временем зимой в жизненно-важных районах (в промышленных центрах), могут быть устранены искусственным освещением при обилии дешевой электроэнергетики в промышленных районах.

Для высоких широт, кроме неравномерности освещения, характерно низкое положение солнца над горизонтом. Наибольшая высота солнца над горизонтом в полдень в июне для северных частей не превышает 43°, а для южных — 47°.

Косые лучи солнца дают мало тепла, однако этот недостаток компенсируется продолжительностью освещения и, в общей сложности, приток солнечного тепла в три летних месяца (май—июль) оказывается большим, чем потери на излучение.

Низкое положение солнца над горизонтом обуславливает неравномерное поступление тепла на наклонные поверхности; склоны южных экспозиций получают тепла летом значительно больше, чем горизонтальные поверхности и склоны других экспозиций. Это сказывается на распределении растительности и имеет большое значение для размещения сельскохозяйственных культур.

Если в течение трех летних месяцев количество проходящей радиации и превышает излучение с земной поверхности, то в течение остальных месяцев потери на излучение значительно превышают поступающую радиацию и в годовом балансе получается дефицит радиационной энергии. Если бы тепло не поступало из других районов с массами морских и воздушных течений, климатические условия области были бы значительно более суровыми. При существующих условиях средняя годовая температура воздуха колеблется от  $+1$  на северо-западном побережье до  $-2^{\circ}$  в центральных частях Кольского п-ова.

Огромное влияние на климат Мурманской области оказывают окружающие моря. Омывающее ее с севера Баренцево море с его струями теплого атлантического течения отдает много тепла суше, особенно зимой. Благодаря этому теплу побережье моря не замерзает, а средняя январская температура почти равна средней январской температуре Астрахани, расположенной на  $24^{\circ}$  (на 2600 км) южнее. Летом холодные по сравнению с сушей воды моря понижают температуру воздуха. Холодное Белое море, в которое не проникают теплые струи атлантических вод, оказывает меньшее смягчающее влияние. Прибрежные его части покрываются зимой сплошным ледяным покровом, а внутренние — плавающими льдами. Летом поверхностные слои беломорских вод прогреваются и хотя и оказывают охлаждающее влияние, но меньшее, чем открытое Баренцево море. Влияние морей сказывается сравнительно недалеко от берега, и удаленные внутренние части Кольского п-ова, а также материковой части области обладают более континентальным климатом.

Мурманская область находится под воздействием холодных и сухих арктических, а также более теплых и влажных полярных масс воздуха. Арктические массы воздуха, проходящие из Арктики через восточную часть Баренцова и Карского морей или со стороны Гренландского моря, создают ясную, зимой очень холодную, летом сухую, но теплую погоду. С морским полярным воздухом, поступающим из северной части Атлантического океана, связана теплая и влажная погода зимой и влажная же, но прохладная летом. Континентальный воздух, поступающий с юга и юго-востока, обуславливает ясную, морозную погоду зимой и очень сухую и теплую летом.

Погода в Мурманской области определяется непрерывно протекающей борьбой между влияниями этих различных масс воздуха. При встрече воздушных масс различного происхождения и различных физических свойств («воздушный фронт») возникают замкнутые области пониженного атмосферного давления — циклоны и связанные с ними циклонические системы ветров. В соответствии с положением «фронта», циклонические системы движутся с юго-запада на северо-восток, проходя то севернее, то южнее Мурманской области. Частая смена воздушных масс, а также перемещение фронтов и циклонов, приводит к большой неустойчивости погоды, особенно ярко проявляющейся в зимний период.

Циклоны чаще всего посещают Мурманскую область зимой и осенью, реже весной и совсем редко — летом; зимой с ними связаны частые от-

тепели. Поступление летом холодных арктических масс воздуха нередко ведет к заморозкам.

С циклонами связаны и ветры, отличающиеся крайней неустойчивостью, как по направлению, так и по силе. Несмотря на большое непостоянство ветров, в связи с преобладающим положением арктического фронта, зимой располагающегося чаще севернее нашей территории, в зимний период господствуют юго-западные ветры, в летний — северо-западные.

Наиболее сильные ветры (10—11 м/сек), часто достигающие силы шторма, имеют место на побережье и в горах; во внутренних равнинных частях ветры реже и не достигают большой силы.

При господствующих низких температурах относительная влажность воздуха очень высока и достигает в среднем 80%, только во внутренних частях в некоторые редкие дни влажность отмечалась до 15%. Большая относительная влажность, при ничтожном испарении, способствует скоплению поверхностных вод и заболачиванию.

В связи с высокой влажностью воздуха находятся также частые густые и очень устойчивые туманы. В летнее время туманы чаще всего встречаются на побережье, особенно на восточном, они заносятся издадека холодными северными и северо-восточными ветрами и создают значительные затруднения для мореплавания. В глубь страны они обычно не проникают. Зимние туманы образуются на месте во внутренних районах при штилях и сильных морозах; при появлении ветра эти туманы исчезают. Число дней с туманами на восточном побережье достигает 60—70 в году. По наблюдениям в г. Кировске за последние годы, в связи с ростом промышленного производства и увеличением в воздухе частичек пыли и дыма, число дней с туманом значительно увеличилось.

Очень велика в Мурманской области и облачность. В среднем за год 75% неба покрыто облаками. По количеству облачных и пасмурных дней район горла Белого моря стоит на первом месте в СССР (на о. Сосновец 81% неба в среднем за год покрыто облаками). Больше облачных и пасмурных дней осенью и зимой, меньше весной и летом. Безоблачных дней в году насчитывается около 20, пасмурных же более 200.

Значительная облачность оказывает большое влияние на температурный режим, так как пелена облаков, с одной стороны, задерживает солнечные лучи, уменьшая тем самым приток тепла, с другой стороны, предохраняет землю от излучения, способствуя сохранению тепла.

Годовое количество осадков в равнинных районах около 350—450 мм, в горах же количество осадков возрастает до 800—900 мм. Осадки распределяются более или менее равномерно в году и выпадают чаще в виде мелких, но продолжительных морозящих дождей или незначительных снегопадов. В горах выпадение снега отмечается во все месяцы года, на равнинах же в июле и августе снега не наблюдается. Снежный покров на равнинах устанавливается в конце октября — начале ноября, сходит же в середине мая. Максимальная толщина снежного покрова на равнинах 60—90 см, в горах — 150—200 см. Вследствие сильных зимних ветров в открытых тундровых пространствах и в горах снег сносится с возвышенностей в ущелья и понижения, где образуются мощные скопления его, большей частью не успевающие стаять в течение короткого лета. Эти «летающие» снежки играют очень большую роль в формировании рельефа. В горах, наметаясь в верхних частях склонов в виде мощных карнизов, снег часто обрушивается, образуя разрушительные снежные лавины. В связи с частыми зимними оттепелями и резкими сменами



температур, нередко наблюдаются изморозь и гололедица, а на поверхности снега к весне обычно образуется плотный наст, облегчающий передвижение, но, затрудняющий добывание подснежного корма оленям.

Значительная мощность снежного покрова и сравнительно мягкие зимы не способствуют образованию вечной мерзлоты, несмотря на северное положение района. Вечно мерзлые грунты распространены только

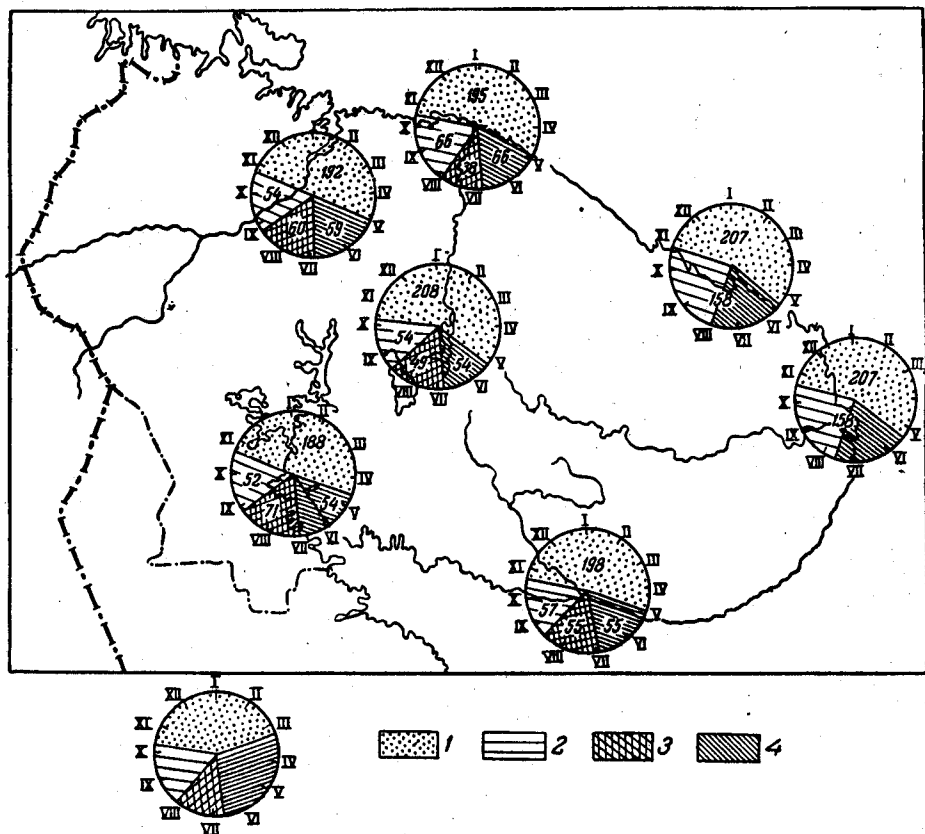


Рис. 4. Температурные сезоны (по Г. Д. Рихтеру)

1—зима (период с отрицательными среднесуточными температурами); 2—весна (период с среднесуточными температурами от 0 до 10°); 3—лето (период с среднесуточными температурами выше 10°); 4—осень (период с среднесуточными температурами от 10 до 0°). Арабские цифры в секторах—число дней (продолжительность периода)

на крайнем востоке полуострова, в центральных же и западных частях они встречаются небольшими пятнами в торфяных болотах, где сохраняются от летнего протаивания плохо нагреваемой толщей торфа.

Начиная с 1920 г., в Мурманской области, как и в других арктических районах, наблюдается потепление климата, главным образом за счет повышения зимних температур.

Общая характеристика климатических условий, приводимая ниже, дается по температурным сезонам, не вполне совпадающим с календарными. Начало и конец сезонов, а также их продолжительность, показаны на прилагаемой картодиаграмме (рис. 4).

**Зима** (период с среднесуточной отрицательной температурой). Длится от конца октября до конца апреля на западе и до середины мая на

востоке. Число дней со среднесуточными отрицательными температурами колеблется от 190—200 на северо-востоке до 175—180 на юго-западе. Раньше всего зима наступает в более континентальных центральных частях полуострова (9/X), запаздывая на побережьях.

Над юго-западной частью Баренцова моря зимой устанавливается более низкое давление, вследствие чего преобладают юго-западные, западные и южные ветры, достигающие нередко силы шторма. Во внутренних частях в это время господствуют слабые ветры или штили при сравнительно малой облачности и низких температурах; часты здесь и туманы.

Средняя январская температура у Мурманского побережья от  $-6^{\circ}$  на западе до  $-8^{\circ}$  на востоке; на побережье морозы достигали  $-25^{\circ}$ , а в центральных частях  $-43^{\circ}$ .

Как уже указывалось выше, через Мурманскую область часто проходят циклоны, вызывающие резкое потепление до оттепелей. Облачность очень велика, особенно в начале зимы, ясных же дней очень мало (в среднем 3—4 дня). Осадки выпадают преимущественно в виде снега, реже крупы или дождя.

Условия работы зимой весьма тяжелы. При значительной влажности воздуха даже небольшие морозы переносятся тяжело, частые же метели и снежные бураны, густые зимние туманы и весьма короткая продолжительность светлого времени суток затрудняют производство работ на открытом воздухе. При ветрах с моря снег обычно выпадает «зарядами», продолжительностью от нескольких минут до нескольких часов и сопровождается шквалами и метелями — «пургой».

**Весна.** Март и апрель в Мурманской области еще зимние месяцы, однако условия для работы в это время значительно улучшаются. Продолжительность светлого времени с каждым днем возрастает, облачность и осадки уменьшаются, штормы, метели и сильные ветры становятся значительно реже и условия видимости резко улучшаются. Уплотненный зимними метелями и подтаявший от солнечных лучей снег покрывается плотным настом, позволяющим быстро передвигаться на лыжах и санях в оленьей упряжке. Весенние месяцы — лучшее время для дальних экскурсий в труднодоступные летом и зимой отдаленные районы, а также для заброски экспедиционного снаряжения и продовольствия исследовательским партиям.

На Мурманском побережье эти месяцы отличаются увеличением числа пасмурных дней (до 20 в месяц), и туманов. Несмотря на значительное поступление солнечного тепла при длинном дне, весенние явления значительно задерживаются, так как все приходящее тепло тратится на снеготаяние и прогревание почвы.

Переход средней суточной температуры через  $0^{\circ}$  раньше происходит на западе (25/IV), запаздывая на востоке (17/VI).

Количество осадков увеличивается от центральных районов к побережьям. Снег в среднем исчезает около 10/V, сохраняясь в затененных участках гор, в ущельях и долинах.

Мелкие озера и реки в среднем вскрываются около 25/V, лишь вскрытие крупных озер (как Имандра или Умбозеро) запаздывает.

**Лето.** На северном и восточном побережьях устойчивый период с среднесуточной температурой выше  $10^{\circ}$  (температурный период лета) отсутствует, продолжительность же его в южных и западных районах достигает 70 дней. В западных частях области средняя среднесуточная температура в  $+10^{\circ}$  наступает около 20/VI, а в Хибинах около 1/VII.

Средняя температура июля в центральных частях достигает 13—14°, в то время как на восточном побережье она не превышает 9°. В отдельные жаркие дни в центральных частях температура может достигать 35—37°, на побережье же максимальная температура не превышает 27°.

Вследствие значительного нагревания внутренних частей полуострова и связанного с ним уменьшения атмосферного давления в летнее время преобладают ветры с моря («морянка»), однако эти ветры мало устойчивы и не достигают больших скоростей; штормы летом — редкое явление.

Облачность летом несколько понижается, но все же пасмурная погода преобладает. Пасмурность в июле резко понижается от северного побережья, где она составляет 70% и более, к юго-западу (до 55—60%). Дожди чаще выпадают к концу лета. На побережье, особенно в восточных частях, часты туманы, которые держатся нередко по несколько дней подряд.

**Осень.** Период с среднесуточной температурой от 10 до 0° наступает в центральных районах около 25/VIII. Первые осенние морозы на севере и востоке наблюдаются около 20/IX, в центре же и на западе — в первой декаде сентября. В сентябре происходит также и смена режима ветров с летнего на зимний; над охлаждающейся сушей устанавливается повышенное давление, и ветры на Мурманском побережье приобретают южное и юго-западное направление. Ясные дни на море становятся редкими, туманы, хотя и не столь частые — густыми и продолжительными. На море устанавливается штормовая погода. После неоднократного стаивания снежный покров окончательно ложится в конце октября — начале ноября.

Осень менее благоприятное время для полевых работ. Сильные ветры, частые туманы, дожди и снегопады, нередко сопровождающиеся метелями, и уже низкие температуры, при быстро убывающей продолжительности светлого времени, сильно затрудняют работы.

### ГИДРОГРАФИЯ

Кроме климатических условий, скоплению вод на поверхности способствует близкое залегание к ней водонепроницаемых кристаллических пород. Сложный тектонический рельеф с многочисленными замкнутыми впадинами и котловинами способствует формированию озер и болот. Особенно много озер в западной части Мурманской области, характеризующейся более сложным рельефом, в то время как в равнинной восточной части количество озер резко уменьшается.

**Реки.** В трудно поддающихся размыту породах молодые реки не успели еще промыть себе глубокие долины и спустить воду из котловин. Большая часть рек представляет собой перепады вод между озерными котловинами, расположенными на разных уровнях. Так, например, р. Умба около половины своего пути протекает через озера. Для таких озерных рек у местного населения отсутствует объединяющее всю речную систему название; каждый проток между озерами имеет свое собственное название, большей частью по озеру, из которого река вытекает. В восточной части реки имеют более выраженные долины. Большая часть рек для своего течения воспользовалась на отдельных участках тектоническими разломами; отдельные участки рек, переходя от разлома одного направления к другому, часто образуют резкие повороты под прямым

или даже острым углом. На продолжении таких участков наблюдаются глубокие сухие ущелья, пересекающие берега долин. Подобный характер имеют нижние течения рр. Поной, Териберки, Харловки, Иоканьги и др.

Сильная раздробленность рельефа сказывается и в том, что большая часть рек (особенно западных) имеет небольшие площади бассейнов, и только в восточной части Мурманской области, с более спокойным рельефом, встречаются реки с крупными бассейнами. Из западных рек исключение составляет р. Тулома, имеющая площадь бассейна в 22 805 км<sup>2</sup>. Второй рекой по площади бассейна (15 900 км<sup>2</sup>) является Поной — самая длинная река области (длина 355 км).

Слабая разработанность долин и малая освоенность территории молодой речной сетью сказывается на ее рисунке, извилистости и слабой выраженности водоразделов. В западной части области горные массивы не образуют водоразделов, а целиком входят в бассейн одной реки, а то время как водораздельная линия проходит по низинам.

В связи с неоднородными поднятиями и погружениями территории речная сеть испытывала перестройки. Следы таких перестроек сохранились в виде многочисленных сквозных долин, соединяющих различные бассейны. Некоторые водораздельные болота и озера, в зависимости от уровня воды, имеют сток то в один, то в другой бассейн. Все указанные особенности речной сети позволяют, пользуясь короткими волоками, пробираться на лодках из одного бассейна рек в другой. При высоком уровне весенних вод на лодках можно легко пройти из бассейна р. Поной в бассейны рр. Варзуги, Стрельны и др., а из оз. Имандры — в бассейн Колвицы и т. п. Местные жители хорошо знакомы с такими переправами.

По характеру падения (на 1 км протяжения) реки весьма разнообразны — от спокойных равнинных (например, рр. Поной, Варзуга и Стрельна в верхних их течениях) и полугорных до чисто горных с очень крутым падением (например, р. Малая Белая в Хибинах имеет уклон до 40 м на 1 км, а р. Большая Белая — от 6 до 16 м на 1 км).

В связи с сравнительно молодым поднятием всей глыбы Кольского полуострова наибольшие падения характерны для нижних участков рек по краям полуострова, где реки, врезаясь в приподнятый край массива, мчат свои бурные воды по глубоким ущельям, образуя пороги, водоскаты и водопады. Особенно большие падения отмечаются для рек Мурманского берега, наиболее приподнятого; здесь находятся известные водопады на рр. Паз, Териберке и Туломе, а также опасные и бурные пороги на рр. Вороней, Харловке, Иоканьге и др. Сосредоточенность падения на небольших участках нижнего течения рек, вблизи густо населенного морского побережья, обуславливает возможность использования их живой силы для получения дешевой электроэнергии. Гидроэнергетическому использованию рек способствует хорошая их зарегулированность естественными водохранилищами в виде многочисленных озер, через которые они протекают, а также условия рельефа (узкие каньонобразные долины) и геологическое строение (водонепроницаемые скалистые грунты для основания плотин). Затруднения в устройстве плотин создаются в долинах, выполненных крупнообломочными и фильтрующими ледниковыми наносами.

Озера, через которые протекают реки, не только регулируют сток, но и служат отстойниками, задерживающими взвешенные наносы, благодаря чему вода в реках исключительно прозрачна и чиста.

По произведенным подсчетам средняя годовая мощность всех рек Кольского полуострова оценивается в 845 тыс. *квт* с средней предельной годовой выработкой энергии 7,4 млрд. *квт/час*. Мощные электростанции построены на рр. Ниве, Туломе и в бассейне Ковдозера; они снабжают энергией промышленные центры и электрифицированную железную дорогу.

Для Мурманской области, как уже отмечалось, характерна ступенчатость рельефа. Участки рек, расположенные на широких ступенях, имеют спокойное течение и слабо выраженную долину, участки же, порезающие уступ ступени, глубоко в него врезаются и течение становится бурным и порожистым. Такое чередование спокойных (плёсовых) и бурных участков особенно типично для рек бассейна Белого моря (Варзуга, Стрельна, Чапома и др.).

Водопады и пороги на реках делают их не только несудоходными, но и труднодоступными для плавания на лодках; в некоторых местах приходится лодки и груз перетаскивать по берегу в обход бурных порогов и водопадов.

Все реки района могут быть условно разделены на три типа: горные, озерно-болотные и переходные.

Горные реки отличаются обычно хорошо выработанными (иногда каньонообразными) долинами, значительным падением, уменьшающимся от верхнего течения к нижнему, значительными сезонными колебаниями уровня (вплоть до сплошного промерзания и прекращения течения зимой), исключительной прозрачностью и слабой минерализацией воды и низкой ее температурой.

Озерно-болотные реки обладают спокойным течением, за исключением редких перепадов, слабо выраженными долинами, темной мало-прозрачной водой, равномерным в течение года наполнением и значительным прогреванием летом.

Переходные реки имеют смешанный характер; некоторые из них (например, рр. Чуна, Монче и др.) в верхнем течении имеют характер горных рек, а в нижнем — озерно-болотных; другие же (например, Поной, Варзуга, Воронья, Иоканьга и др.), наоборот, — в верхнем течении, протекая по плато, имеют все черты озерно-болотных рек, в нижнем — горных.

Средний многолетний сток рек высок: на востоке он меньше всего и составляет 9—9,5 *л/км<sup>2</sup>* в 1 сек., к западу он повышается до 10 *л/км<sup>2</sup>* в 1 сек., в горах достигает 12—12,5 *л/км<sup>2</sup>* в 1 сек. Некоторые горные реки отличаются исключительно высоким стоком, например средний многолетний сток р. Большой Белой в Хибинах 30 *л/км<sup>2</sup>* в 1 сек.

Продолжительность ледостава на реках, а также сроки вскрытия и замерзания рек колеблются в больших пределах в зависимости от скорости их течения, массы воды и степени озерности. В порожистых участках многие реки, несмотря на значительные морозы, не замерзают в течение всей зимы. Такие участки рек являются настоящими «фабриками» донного льда («шуги»). Образовавшаяся шуга, забиваясь под лед, уменьшает живое сечение реки и вызывает иногда катастрофические зимние паводки.

**Озера.** Средняя озерность Мурманской области составляет 4—5%, что почти втрое меньше озерности классической страны озер — Финляндии, озерность которой достигает 13%. Однако озера в Мурманской области распределены крайне неравномерно, в соответствии со степенью расчлененности рельефа. Наибольшее количество озер находится в запад-

ной и особенно в юго-западной части области, где и расположены наиболее крупные из них — оз. Имандра (880 км<sup>2</sup>), Умбозеро (422 км<sup>2</sup>), Ковдозеро (373 км<sup>2</sup>) и Ловозеро (255 км<sup>2</sup>). В бассейне р. Ковды площадь озер едва ли уступает площади суши, озерность же бассейна оз. Имандры достигает 15%.

Большая часть озерных котловин связана своим происхождением с тектоническими разломами, разработанными эрозией и ледниковым выпахиванием. Тектонические озера отличаются весьма неровным дном, большими глубинами и множеством островов, прихотливостью очертаний, по которым прослеживается закономерная система разломов. Самые большие озера располагаются в области наиболее крупных разломов.

Наибольшей глубины достигают Умбозеро (110 м) и оз. Имандра (67 м). Наряду с тектоническими впадинами встречаются моренные запрудные озера (например, у Терского берега), каровые озера и бесчисленное количество небольших по площади и мелких озерков-луж, частично бессточных, заполняющих неровности сглаженной ледником поверхности плато. Тысячами таких озерков пестрят тундровые равнины краевых частей прибрежного плато Мурманского побережья. У самого берега встречаются единичные реликтовые озера, отчлененные пересыпями (морские заливы). Таково происхождение широко известного реликтового оз. Могильного на о. Кильдине.

Крупные озера оказывают существенно смягчающее влияние на климат. Замерзая значительно позднее мелких озерков (оз. Имандра замерзает в середине — конце ноября) и запаздывая с вскрытием (вскрытие Имандры в начале июня), они задерживают наступление осенних и весенних явлений на побережье. Большое регулирующее влияние озера оказывают на сток рек, о чем было сказано выше.

Вода крупных и глубоких озер прозрачная (прозрачность оз. Имандра 11 м, а оз. Большой Вудъявр у г. Кировска 17 м), мало минерализованная и мягкая.

Слабо прогреваемые за короткое лето воды озер имеют сравнительно бедный животный и растительный планктон, чем и объясняется медленное размножение и темпы роста весьма ценной по качеству рыбы (сиги, озерная форель, хариузы и пр.).

Если реками Мурманской области, благодаря порогам и водоскатам, почти не пользовались для передвижения, то озера с давних пор служили основными путями сообщения. Даже по основному тракту из Кандалякши в Колу пассажиры и грузы переправлялись на лодках по озерам; грузы от озера к озеру перетаскивались по суше («тайболой»). В настоящее время на крупных озерах (Имандра, Ковдозеро) существует паромное сообщение.

Многие озера обладают значительными запасами ценных иловых отложений (сапропель, диатомит).

**Болота.** Наиболее крупные болотные массивы расположены в восточной полуостровной части области с более равнинным рельефом. В западной части болота, заполняющие межгорные понижения, встречаются часто, но не занимают больших площадей. Болота как по растительному покрову, так и по их хозяйственному значению и условиям проходимости могут быть разделены на несколько типов.

Травяные болота (преимущественно осоковые и пушицевые) широко распространены в центральной котловине Кольского полуострова, в области верхнего течения рр. Поноя и Варзуги, где они образуют крупные массивы. Наибольшие по площади травяные болота в западной части встречаются по берегам озер и рек. Травяные болота используются

под сенокосы. Летом эти болота трудно проходимы, так как переполнены водой, зимой же, благодаря глубокому промерзанию, они оказываются наиболее удобными для передвижения; обычно все «зимники» (зимние санные дороги) прокладываются именно по этим болотам.

Кустарниковые болота, близкие по характеру к травяным, кроме травянистой растительности, покрыты зарослями ив и полярной березки («ерник»). Болота эти, вместе с травяными, служат основным местом летнего выпаса оленей. Для передвижения они представляют большие трудности как летом, так и зимой.

Моховые болота распространены преимущественно на водоразделах. Больше всего торфяных болот в восточной части Кольского полуострова. Из мхов в них преобладает сфагнум или гипнум, но кроме моховой растительности встречаются многие травянистые и кустарниковые растения. Местами среди торфяных болот встречаются сплошные заросли морошки, а также голубики. Неравномерное нарастание торфяной массы, а также сохранение под торфом линз промерзших грунтов, торфа или чистого льда, приводит к образованию крупных торфяных бугров. Бугристые торфяные болота трудны для передвижения как летом, так и зимой. Летом пространства между буграми заполнены водой или торфяными топями, зимой же, благодаря неравномерному залеганию снежного покрова и связанному с этим неравномерному промерзанию, путник рискует провалиться в межбугровые понижения.

Наиболее распространенным типом болот являются комплексные грядово-мочажинные болота. Бугры и гряды из торфа, покрытые мхом, кустарниками и небольшими болотными сосенками, разделены топями, покрытыми травянистой растительностью или представляющими собой разжиженные торфяные массы и лужи. Болота этого типа наименее пригодны для передвижения и являются иногда непреодолимым препятствием в пути.

Все болота, вследствие относительной их молодости и замедленного темпа нарастания растительной массы, обладают сравнительно малой мощностью и запасами торфа.

Болота кустарниковые, травяные и гипновые, а также грядово-мочажинные после мелиорации успешно используются под луговые сельскохозяйственные угодья, моховые же болота могут использоваться для добычи торфа. Осушению болот благоприятствует положение их на различных гипсометрических уровнях. В некоторых болотах, образовавшихся путем зарастания водоемов, под торфяной покрывкой находятся залежи сапропелей и диатомитов.

### **ПОЧВЕННО-РАСТИТЕЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ**

Большая часть почв Мурманской области относится к подзолистым, подзолисто-болотным и болотным. Подзолистые почвы располагаются на хорошо дренированных склонах, на моренных супесях, озерных и речных песчаных террасах. Подзолисто-болотные почвы занимают окраины болотных массивов и распространены в тундровой части в условиях затрудненного стока вод. На вершинах гор и многих холмов и по каменистым их склонам обычно встречаются плохо развитые каменистые почвы. Очень небольшим распространением пользуются аллювиальные почвы, встречающиеся отдельными небольшими участками в долинах рек.

Территория Мурманской области расположена в пределах трех ботанико-географических зон: лесной, лесотундровой и тундровой (рис. 5).

Границы этих зон сильно смещены к северу в западной части и спускаются к югу в восточной. Значительные амплитуды высот осложняют картину широтной зональности, так как на высотах, в связи с разнообразием микроклиматических условий, проявляется еще и вертикальная поясность растительности.

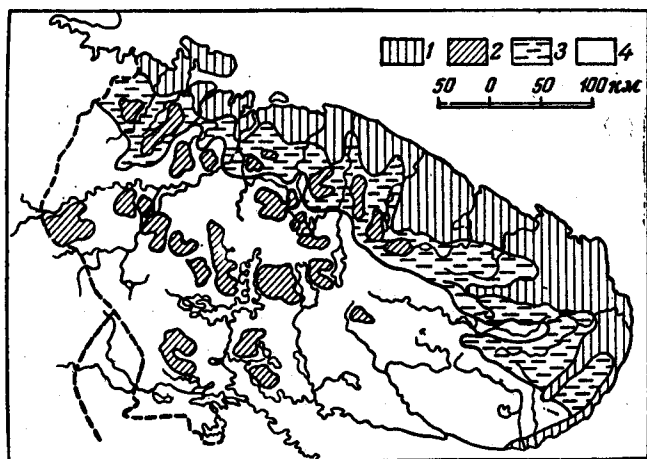


Рис. 5. Растительные зоны (по Г. Д. Рихтеру)  
1—тундра; 2—горная тундра; 3—лесотундра; 4—лесная зона

Разнообразие экологических условий, особенно в западных частях, приводит к большому разнообразию видового состава растительности; число видов цветковых растений здесь достигает 650—700. Наряду с преобладающими лесными (бореальными) формами здесь встречаются арктоальпийские и арктические элементы.

### ЛЕСНАЯ ЗОНА

Лесная зона по площади занимает господствующее положение. Наряду с преобладающими видами хвойных деревьев — елью и сосной, имеющими большое хозяйственное значение, в лесах, в виде примеси, встречаются разнообразные мелколиственные древесные породы (береза, осина, рябина, ольха, разнообразные ивы и др.) и кустарники.

Наибольшие площади занимают еловые леса, приуроченные к хорошо увлажненным склонам гор и холмов и понижениям с обеспеченным стоком избытка вод. Еловые леса представлены несколькими типами. Наибольшим распространением пользуются ельники-зеленомошники (от 50 до 80% всех еловых лесов). Эти наиболее продуктивные еловые леса приурочены к незаболоченным, хорошо дренированным участкам с богатыми питательными веществами почвами. В виде примеси в таких еловых лесах встречается сосна, береза и осина. Подлесок почти отсутствует, покров же составляют блестящие зеленые мхи и ягодные кустарнички (черника, брусника и др.). В более сухих местах зеленые мхи сменяются лишайниками, древесный покров разреживается и ели становятся более низкорослыми — такой тип лесов называется лишайниковым ельником.

По долинам ручьев с заболоченными почвами, но с проточной водой и на сильно увлажненных склонах развиваются травяные ельники с хорошо развитым вторым ярусом из лиственных пород (ольха, рябина, черемуха) и кустарниковым подлеском из смородины, шиповника и дру-



гих кустарников. Густой и высокий травяной покров имеет разнообразный состав.

Наконец, в сильно заболоченных котловинах встречаются сфагновые ельники с покровом из сфагновых мхов и травянистой растительности.

В постоянной борьбе за местообитание ель, благодаря своей большей теневыносливости, остается победительницей над сосной, почему все лучшие местообитания обычно бывают заняты еловыми лесами.

Сосновые леса сохраняются лишь в тех местах, где ель, как дерево более требовательное к почвам, не может селиться. К таким местам относятся скалистые склоны, каменные россыпи, чистые пески речных и озерных террас и торфяные болота.

Среди сосновых лесов можно выделить те же основные типы насаждений, что и среди еловых: сосновый бор — зеленомошник, занимающий лучшие по питательности и водным свойствам грунты, бор-беломошник (лишайниковый), встречающийся на отмытых чистых песках или скалах, и сфагновые сосняки на глубоких торфяниках. Наиболее распространены малоценные боры-беломошники, составляющие от 50 до 55% всех сосновых насаждений. Наиболее продуктивные и ценные боры-зеленомошники составляют 30—40% сосновых насаждений.

Площади, занятые под лесами, для всей Мурманской области составляют в среднем 25%, причем в западных районах под лесом находится около 50% площади, в то время как на востоке лесистость не превышает 15%. Вследствие сильной заболоченности леса восточных районов малопродуктивны, главное промышленное значение имеют леса западной части области.

Леса в западных районах занимают все пониженные пространства, холмы и склоны возвышенностей, не превышающие 400—450 м абсолютной высоты. Выше леса сменяются зарослями кривых полукустарниковых субальпийских березняков, которые, в свою очередь, на высоте 550—600 м сменяются горно-тундровой растительностью. Зная высоты верхних границ вертикальных поясов, по характеру растительности можно определять, в первом приближении, абсолютные высоты гор и холмов.

Для лесной зоны характерно широкое развитие разнообразных болот. Лугов в Мурманской области очень мало. Ценные в кормовом отношении луга, состоящие из канареечника, пырея, мятлика и других трав, занимают небольшие участки по долинам рек.

Яркими зелеными пятнами среди лесов и болот выделяются небольшие луговые участки, развивающиеся на месте бывших поселений — «кентища».

Культурная, а также сорная растительность занимает пока еще небольшие площади вдоль железнодорожной линии и в окрестностях промышленных центров; развивается огородничество.

### ЛЕСОТУНДРА

По направлению к северу леса разрежаются и становятся более мелкорослыми. Преобладание получает береза, ель же и сосна остаются в виде примеси. Такое березовое редколесье следует относить уже к зоне лесотундры — переходной между лесной и тундровой. Лесные участки прерываются безлесными болотами, а севернее тундровыми пространствами, увеличивающимися по площади по мере приближения к зоне тундр. Местами лесотундра представлена зарослями крупнокустарниковой березы с корявыми, причудливо изогнутыми стволами и ветвями — это березовое криволесье. На сухих местах встречается березовое криволесье с белым

ковром лишайника — ягеля, отдельными ветвистыми деревцами можжевельника и зарослями карликовой полярной березки, стелющихся ив и ягодных кустарничков (брусника, черника, вороника, голубика). В более увлажненных местах лишайниковый покров сменяется моховым, кустарнички же травянистой растительностью; наконец, по долинам ручьев и речек узкими полосками протягиваются травяные березяки с густыми зарослями «ерника» — низкорослых кустарниковых ив и полярной березки.

Лесотундра представляет большую ценность для оленеводства, так как олени там находят разнообразные корма (ягель, траву, молодые побеги кустарников), оленеводы — достаточное количество топлива. Однако в летнее время стада долго не задерживаются в лесотундре, а переходят в открытые тундровые пространства, ближе к морским берегам, где находят относительный покой от бича лесотундры и северных лесов — комаров и других кровососущих насекомых.

### ТУНДРА

По мере движения к северу безлесные тундровые участки на водоразделах увеличиваются по площади, кустарниковые же заросли сохраняются только по долинам рек, ручьев и в понижениях рельефа. Форпосты древесной и кустарниковой растительности узкими ленточками вдоль долин проникают до морского побережья. Типичная тундра в Мурманской области имеет ограниченное распространение на крайнем северо-востоке, значительные же площади тундровых пространств представляют собой вертикальный растительный пояс, обусловленный приподнятостью плато Кольского полуострова над уровнем моря.

На возвышенных сухих местах располагается лишайниковая (ягельная) тундра с ягодными кустарничками, отдельными кустиками злаков и подушками мхов. В понижениях, имеющих достаточный дренаж, развивается кустарничковая тундра с густыми зарослями приземистых кустарников полярной березки и ив и разнообразными ягодными кустарничками. Замкнутые котловины с застойными водами заняты моховой заболоченной тундрой и тундровыми болотами.

На коренных выходах, склонах, покрытых россыпями, и скалах развивается тип скалистой тундры с разреженным, не сплошным растительным покровом и преобладанием арктических видов, а на более мелководных грунтах — пятнистая тундра, где преобладают лишайники растительности округлые пятна из песчано-глинистого материала, растительность же образует венчики вокруг пятен и заполняет промежутки между ними.

Тундра является основным местом летнего выпаса оленей.

### ПИЩЕВЫЕ РАСТЕНИЯ

Проблема витаминов для севера имеет особое значение, почему и поиски дикорастущих витаминных растений представляют большой интерес.

В качестве противоцинготных средств с давних пор обращали на себя внимание дикий лук и ложечная трава, широко распространенные на побережье и по долинам многих рек.

Главным источником витаминов являются разнообразные ягоды, в изобилии встречающиеся в лесах и тундрах области. В лесной зоне повсеместно встречаются брусника, черника, голубика, костяника, мамура,

реже встречаются малина, красная и черная смородина, земляника, черемуха и рябина.

На торфяниках как в лесной, так и в тундровой зонах в изобилии растет морошка и в меньшем количестве мелкоплодная клюква. Местное население охотно употребляет в пищу ягоды вероники.

Большое питательное значение имеют грибы. Ягодами в лесах и тундре можно питаться в течение всего лета с момента освобождения почвы от снега до нового снежного покрова, так как многие ягоды (например, брусника) сохраняются под снегом. Перезимовавшие под снегом ягоды сохраняются до момента поспевания первой ягоды — морошки.

### ГЛАВНЕЙШИЕ ПРОМЫСЛОВЫЕ ЖИВОТНЫЕ

Леса Мурманской области богаты промысловыми зверями и птицей. Из копытных широко распространен лось, а местами сохранился дикий северный олень. В лесах часто встречается бурый медведь, лиса, реже россомаха и еще реже рысь. Из мелких хищников часто встречается куница, горностай и ласка. По берегам ручьев, рек и озер обитает выдра. Повсеместно распространен заяц, волки встречаются редко. В лесах водится много боровой дичи (глухарей, рябчиков, тетеревов), в болотах — болотная и белая куропатки, кроншнепы, турухтаны и др., а в лесных озерах — утки, гагары и, реже, лебеди.

В тундровой зоне довольно много песца, тундряной и белой куропаток, а в озерах много водоплавающей птицы.

Особенно богато птицами морское побережье. На труднодоступных скалистых обрывах располагаются огромные колонии морских птиц — кайр, чаек, моевок, чистиков и других, образующих так называемые птичьи базары.

Всего на территории Мурманской области насчитывается около 16 видов промысловых зверей и 24 вида промысловой птицы.

За последние годы проводится работа по разведению истребленных бобров, охране истребляемых диких северных оленей и лосей и акклиматизации некоторых новых видов, например ондатры, енотовидной собаки и др.

### ОСНОВНЫЕ ЭКОНОМИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ

Мурманская область до Великой Октябрьской революции представляла собой очень слабо заселенную, заброшенную окраину с примитивным рыболовством и оленеводством. В небольших масштабах по берегам озер и некоторых рек производилась хищническая эксплуатация лесных богатств. Единственный город Кола ничем не отличался от средней северной деревни. В 1916 г. в военных целях была построена весьма несовершенная железнодорожная линия, связывающая Петроград с незамерзающим Кольским заливом, и начато строительство северного порта (впоследствии г. Мурманск). Первые годы существования железной дороги не оказали никакого влияния на развитие хозяйства края; задерживала также развитие и интервенция севера (1918—1920 гг.) Лишь в годы первой пятилетки начался бурный рост производительных сил и интенсивное освоение края. После освобождения севера от интервентов Александровский уезд был превращен в Мурманскую губернию; позже в Мурманский округ Ленинградской области, а в 1938 г. — в Мурманскую область.

В небывало короткие сроки Мурманская область превратилась в один из крупных индустриальных районов Советского Союза.

Полностью реконструированная и оснащенная специальным флотом рыбная промышленность быстро заняла одно из первых мест в Советском Союзе. Второе место по продукции заняла горно-химическая промышленность, развивавшаяся на разнообразных и богатейших сырьевых минеральных ресурсах Хибинского горного массива. Развитие хибинской горно-химической промышленности вызвало интенсивное исследование богатств недр, открытие новых видов сырья (медь, никель, кианит, редкие металлы и земли и пр.) и новых промышленных районов (Монче-тундра, Кейвы и др.). Возникли новые крупные промышленные центры и благоустроенные города (Мурманск, Кировск, Мончегорск и др.).

Быстрый рост населения обусловил развитие социалистического полярного земледелия, оленеводства и мясо-молочного животноводства.

Потребности промышленности в электроэнергии удовлетворяются построенными на рр. Ниве и Туломе мощными гидроэлектростанциями.

Общее развитие края сопровождалось крупным строительством железных и шоссейных дорог. Основная железнодорожная магистраль полностью реконструирована и электрифицирована на значительном протяжении, построено несколько веток, соединяющих новые промышленные центры, и новые железные дороги Кандалакша—Куолаярви, Пинозеро—Ковдор, ст. Оленья—г. Мончегорск, ст. Кола—г. Печенга и ряд автомагистралей.

В настоящее время на территории Мурманской области намечаются следующие экономические районы.

1. Наиболее развитый горно- и химико-промышленный район, охватывающий Кировский, Ловозерский, Мончегорский, Кандалакшский административные районы, а также Печенгский район. В ближайшие годы к ним должны присоединиться районы бассейна р. Ионы и Кейв. По мере дальнейшего изучения горных богатств, проведения ряда новых железных дорог и освоения края данный район распространится на всю западную горную часть области. Этот экономический район характеризуется крупными запасами разнообразнейших полезных ископаемых, широким использованием гидроэнергетических ресурсов, быстро развивающейся горно-химической промышленностью и крупными промышленными центрами, а также широким развитием подсобных хозяйств.

В ближайшем будущем предстоит промышленное освоение Кейв и связанное с этим строительство гидроэлектростанций на р. Поное и мелких реках Мурманского побережья. Заселение этих территорий повлечет за собой развитие сельского хозяйства в центральных частях полуострова.

2. Мурманский прибрежный район портостроительства и судостроения, а также рыбных и зверобойных морских промыслов всесоюзного значения с переработкой продуктов промысла на месте.

3. Южный и юго-западный лесной район с крупной лесной промышленностью.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

---

### РАСПРОСТРАНЕНИЕ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Геологические образования Мурманской области представлены четырьмя большими разновозрастными группами пород: архейской, протерозойской, палеозойской и кайнозойской (отложения четвертичной системы).

Архейская группа пород характеризуется широким площадным распространением и является основанием (фундаментом) для всех более молодых геологических образований. Она представлена сильно метаморфизованными, складчатыми парагнейсами, различными амфиболитами и прорывающими их комплексами интрузивных пород от ультраосновных до кислых.

Из интрузивных пород, относящихся к архею, господствующим распространением пользуются граниты и гранодиориты. Подчиненное распространение имеют ультраосновные и основные интрузии, представленные перидотитами, пироксенитами, габбро-амфиболитами и гиперстеновыми диоритами. Архейские граниты и гранодиориты принято разделять на две группы, отличающиеся по составу и возрасту.

В первую группу выделяются гнейсо-граниты, граниты и гранодиориты, преимущественно содержащие олигоклаз (гранит I группы). Во вторую, более молодую, группу выделяются гранодиориты, гнейсо-граниты и граниты, в которых полевошпат представлен, главным образом, микроклином (гранит II группы). Граниты обеих групп в контакте с гнейсами дают обширные зоны мигматитов. Последние нередко занимают площади, значительно превышающие по размерам площади самих гранитов.

В пределах Мурманской области архейские толщи неоднородны как по составу, так и по условиям залегания и отличаются рядом особенностей.

Кольский район характеризуется широким распространением комплексов биотито-гранатовых и, отчасти, силлиманитовых гнейсов и слюдяных гнейсов; с комплексом слюдяных гнейсов пространственно связана, по-видимому, более молодая толща железорудных сланцев, залегающих в ядрах сложных синклиналий, образованных слюдяными гнейсами. В составе гнейсовой толщи вероятно наличие основных и кислых эффузивов.

Интрузивные породы представлены в северо-западной части района метаморфизованными габбро, гиперстеновыми диоритами и гранитами. В северной прибрежной полосе между Мурманском и Иокангой архейские породы изучены еще недостаточно и поэтому дать сколько-нибудь

правильное представление о геологическом строении этой большой территории пока не представляется возможным.

По данным главным образом маршрутных исследований, здесь господствуют микроклязовые граниты и гнейсо-граниты, слагающие площади в десятки тысяч квадратных километров. Среди гранитного поля заключены многочисленные ксенолиты и отдельные обширные зоны гнейсов, амфиболитов и других пород, свойственных архею северо-западной части области. Граниты условно относятся к верхнему архею, хотя несомненно, что среди опромного поля гранитов имеют место как более древние (нижнеархейские), так и более молодые (протерозойские).

Интрузивные породы архейского возраста в Кольском районе представлены основными разностями (частью амфиболитами), гиперстеновыми диоритами, олигоклязовыми гранодиоритами (I группа гранитов), норитами и гиперстеновыми диоритами гранулитовой формации, микроклиновыми гранитами (II группа гранитов). Гнейсовые комплексы мигматизированы и гранитизированы настолько, что практически в ряде случаев не представляется возможным отделить гнейсы от гранитов. Последние иногда картируются как обособленные тела, большей частью согласно залегающие в антиклинальных частях складчатых структур гнейсовой толщи.

Гнейсовые комплексы Кольского района, в том числе и железорудные сланцы, А. А. Полканов (1935а, 1936а, 1939а) считает наиболее древними из всех известных образований. Такое заключение основано на том факте, что гнейсовые комплексы пересекаются в данном районе всеми основными и кислыми интрузивными породами и в том числе наиболее древними олигоклязовыми гнейсо-гранитами.

Среди гнейсов Кольского района А. А. Полканов (1935а) выделял два комплекса: комплекс гранатовых гнейсов и комплекс слюдяных гнейсов с железными рудами. Так как оба комплекса, по его данным, прорываются древнейшими олигоклязовыми гранитами, то он, по аналогии со шведским археем, относил их к нижнему архею, выделяя в качестве свионийских образований.

Между тем на простирании этих гнейсовых комплексов на территории Полярной Норвегии, близ границы с СССР, в Сюдварангере в основании толщи железорудных сланцев известны конгломераты с галькой древнейшего олигоклязового гранита (Hausen, 1926; Sederholm, 1932). На этом основании железорудные сланцы Сюдварангера и аналогичные им сланцы Кольского полуострова Седерхольм (1932) выделил в качестве верхнеархейских (лопарских) образований. А. А. Полканов, опираясь на факты тесного переслаивания железорудных сланцев Кольского полуострова с слюдяными гнейсами, которые пересекаются по его данным древнейшим олигоклязовым гранитом, считал железорудные сланцы более древними, чем подобные породы Сюдварангера и продолжал относить их к нижнему архею (Полканов, 1935а).

Позднее в аналогичных железорудных сланцах, открытых в Западной Карелии в 1946 г. в районе с. Гимолы, были обнаружены конгломераты, аналогичные Сюдварангеру, также содержащие гальку древнего олигоклязового гранита.

Учитывая факты по Сюдварангеру и Западной Карелии и считая, что регионально распространенные железорудные толщи Кольского полуострова, Норвегии, Швеции, Северной Финляндии и Карелии, являющиеся, генетически однотипными породами, представленными совершенно специфической и устойчивой фацией, вероятнее всего одновозрастны,

в настоящем труде они выделены из гнейсовых толщ в качестве условно верхнеархейских образований.

Поскольку железорудные толщи прорываются микроклиновыми гранитами II группы, последние пока всеми исследователями относятся к верхнему архею. Эта трактовка возраста микроклиновых гранитов II группы принята и в данном труде.

Архейские образования Беломорского района являются естественным северо-западным продолжением так называемой беломорской толщи гнейсов и мигматитов, широко распространенной по западному побережью Белого моря. Здесь широко развиты породы беломорской толщи, в основном представленные биотитовыми гнейсами, с подчиненными им гранатовыми, кианитовыми и др. гнейсами, а также амфиболитами. Гнейсы интенсивно мигматизированы олигоклазовым и, в еще большей степени, микроклиновым гранитом. Последний по времени образования отделяется от олигоклазовых гранитов интрузиями основных пород (габбро с друзитовой структурой) и на этом основании выделяется в качестве верхнеархейского гранита II группы. Основные породы, участвовавшие в складчатости, блокированы на небольшие разобщенные тела — «будины».

В северо-восточной части Беломорского района архейские породы обнажаются в полосе между прибрежными терскими песчаниками, относимыми к палеозою, для которых они являются основанием, и между осадочно-вулканическими породами свиты имандра-варзуга и свиты кейв, относимыми к протерозою. Предполагается, что основанием свиты имандра-варзуга также является комплекс архейских пород, но их нормальный стратиграфический контакт нигде не установлен.

Несмотря на сравнительную детальность проведенных исследований архея, плохая обнаженность не позволяет дать более или менее полное представление о геологическом строении этого участка. По составу древнейшие толщи здесь имеют большое сходство с археем северо-западной части Кольского района. Амфибол-магнетитовые сланцы близ устья р. Колмак (П. В. Соколов, 1934 г.) и к югу от Хибинского массива, в районе озер Соленого и Верхнего Полисарского (Б. В. Губачев, 1949 г.), пока еще детально не изучены и стратиграфическое положение их неизвестно. Условно они считаются аналогичными железорудным породам Заимандровского района.

В описываемом районе широким развитием пользуются микроклино-содержащие олигоклазовые граниты, гнаодиориты, кварцевые диориты. Среди них всюду встречаются участки гнейсов и амфиболитов, в качестве реликтов сохранившихся при гранитизации.

Для Беломорского района характерно: а) почти полное отсутствие железорудных сланцев, стоя типичных для Кольского района; б) почти полное отсутствие осадочных и вулканических протерозойских пород; в) значительно более интенсивная, чем для других районов, мигматизация и гранитизация гнейсового комплекса особенно микроклиновым гранитом, дающим многочисленные пегматиты с крупными месторождениями слюды — мусковита.

Согласно господствующим в настоящее время представлениям, комплекс гнейсов данного района относится к нижнему архею.

Необходимо отметить, что в период составления первой миллионной карты Карельской АССР и юго-западной части Мурманской области (В. М. Тимофеев, 1935) выявилась необходимость выделения беломорских гнейсов в особую геологическую формацию, отличающуюся от

архейских гнейсов Кольского п-ова. В. М. Тимофеевым беломорские гнейсы рассматривались как образования верхнего архея. Эта точка зрения при последующих исследованиях Н. Г. Судовникова (1939) была отвергнута, и весь комплекс гнейсов Беломорского района был отнесен к нижнему архею. Вместе с тем, здесь выделяются три толщи гнейсов, составляющие стратиграфические горизонты.

В настоящем томе сохранено представление об одинаковом стратиграфическом положении гнейсовых комплексов Кольского и Беломорского районов, прорываемых древнейшим гранитом.

К магматическим породам нижнего архея в Беломорском районе относятся древнейшие амфиболиты, согласно залегающие в толще гнейсов и представленные различными петрографическими типами. Для большинства из них не представляется возможным установить, являются ли они метаморфизованными эффузивными или интрузивными породами. Только в отдельных случаях, по наличию остатков структуры магматической породы, можно предполагать в качестве исходной изверженную породу. В большинстве же случаев исследователь затрудняется определить, образовались ли эти амфиболиты путем метаморфизма основных изверженных пород (ортоамфиболиты) или возникли путем метаморфизма карбонатно-мергелистых осадочных пород (параамфиболиты).

К кислым изверженным породам нижнего архея относятся гнейсограниты с преобладающим в их составе плагиоклазом (граниты I группы). Эти породы редко занимают значительные площади. Большой частью они имеют характер инъекции в гнейсовых комплексах и трудно отличимы от господствующих в районе плагиобиотитовых гнейсов. Их более древний возраст по сравнению с более широко развитым существенно микроклиновым гранитом (гранит II группы) доказывается тем, что гнейсы, инъецированные гранитом I группы, прорываются пластовыми интрузиями и дайками габбро-норитов, которые, в свою очередь, прорываются гранитами II группы (Судовиков 1939).

К верхнеархейским основным породам в описываемом районе относятся вышеупомянутые габбро-нориты, перидотиты и анортозиты. Габбро-нориты обладают своеобразной венчиковой (друзитовой) структурой, вследствие чего получили название друзитов. Большой частью породы друзитовой серии слагают тела яйцевидной формы и их можно рассматривать как части пластовых интрузий, участвовавших в складчатости и сохранившихся в ядрах синклиналей. В отдельных случаях такая форма тел друзитов объясняется явлениями тектонического расчленения интрузивных тел на отдельные мелкие блоки-будины (явления будинажа), возникающие в процессе складчатости разнородных более пластичных вмещающих гнейсов и менее пластичных «жестких» тел основных пород. Эти явления описаны подробно Н. Г. Судовиковым (1939) под названием структур будинажа.

Реже встречаются дайки габбро-норитов. Удалось установить, что они пересекают мигматизированные гнейсы и, следовательно, интрузии основных пород моложе как гнейсов, так и мигматизирующих их гранитов.

Для большинства тел друзитов характерна амфиболитизация пород в краевых частях под влиянием более молодого гранита II группы. Иногда мелкие тела габбро-норитов амфиболитизованы полностью.

К верхнему архею в Беломорском районе условно относится массив гранулитов тундр Сальных-Туадаш, Ниванккольских и других, а так-



же метаморфизованные основные породы Колвицких и Кандалакшских тундр.

Массив гранулитов располагается в северо-западной части Беломорского района и прослеживается за пределы СССР в Финляндию и северную Норвегию, где он имеет близкое к меридиональному простирание. От государственной границы на территории СССР он протягивается почти в широтном направлении, коленообразно изгибаясь, до восточного окончания Сальных тундр. К юго-востоку от последних породы этого комплекса были обнаружены на Нявка-тундре.

В западной части массива преобладают гранато-полевошпато-кварцевые породы (кислые гранулиты) и гиперстеновые диориты. В восточной части (тундры Туадаш — Сальные) развиты почти исключительно полосчатые, сильно метаморфизованные и тектонизированные основные породы (тектониты) состава габбро-норитов, диоритов и габбро-анортозитов (основные гранулиты). Породами, вмещающими гранулиты, являются архейский комплекс гнейсов, мигматитов и гнейсо-гранитов. Только в западной части с юга к ним примыкают предположительно протерозойские гнейсы и сланцы тундр Корва и сланцеватые амфиболиты тундр Терма, Карека, Норта.

После большого перерыва, от Нявки-тундры почти до Кандалакши комплекс гранатово-гиперстеновых габбро-норитов, диоритов и габбро-анортозитов (основные гранулиты) широко развит среди гнейсов архея на Колвицких и Кандалакшских тундрах. Эти породы по своему составу и условиям залегания совершенно аналогичны породам гранулитового массива и рассматриваются в настоящем труде как разновозрастные с ними и условно относятся также к верхнему архею.

Вопрос о генезисе гранулитов не совсем ясен. Если более или менее определенно можно говорить о том, что основные гранулиты являются сильно метаморфизованными основными интрузивными породами, то в отношении генезиса кислых гранулитов мнения расходятся. Существует предположение о происхождении их в связи с воздействием на основные гранулиты более молодых гранитов. Однако не исключается возможность образования кислых гранулитов за счет метаморфизма осадочных пород.

Основные гранулиты характеризуются полосчатым слоистым сложением, обусловленным кристаллизацией интрузивных масс в процессе движения. Более поздние деформации этих пород особенно сильно выражены в явлениях милонитизации в краевых частях массива, на границе его с вмещающими породами.

В пределах хребта Сальных тундр, в зоне контакта гранулитов с вмещающими породами, расположены интрузивные тела габбро-норитов, перидотитов и пироксенитов. По данным А. М. Шукевича (1935 г.), эти интрузии являются более молодыми, чем породы гранулитовой формации.

Верхнеархейские существенно микроклиновые граниты II группы в Беломорском районе развиты главным образом в форме инъекций и малых тел. Широкого площадного распространения этих гранитов, подобно Кольскому району, здесь не наблюдается. Существует представление, развиваемое Н. Г. Судовиковым (1948 г.), о происхождении этих гранитов метасоматическим путем за счет гнейсов.

Особенно большое значение в Беломорском районе имеют пегматиты. Генетически они связываются с гранитами II группы. Они имеют повсеместное распространение, но промышленно интересные приурочены,

главным образом, к слабо- и среднемигматизированным гнейсам. Пегматиты этого района с давних времен пользуются заслуженной известностью как источник высококачественной слюды — мусковита, полевого шпата и кварца.

Возраст существенно микроклиновых гранитов данного района определяется тем, что они пересекают и метаморфизуют основные породы друзитовой серии и, следовательно, моложе их. Условно их можно отнести к образованиям верхнеархейской эпохи диастрофизма. Эта условность вызвана тем, что верхняя стратиграфическая граница рассматриваемых гранитов точно неизвестна, так как нормальный стратиграфический контакт их с образованиями протерозоя в этом районе нигде пока не наблюдался.

Геологические образования, относимые к протерозойской группе (гуронские или карельские), на территории Мурманской области имеют подчиненное, по сравнению с архейскими породами, распространение.

На территории Кольского района протерозойские породы залегают в виде сравнительно узких вытянутых преимущественно в северо-западном направлении полос — зон: 1) Печенгско-Варзугской и 2) Кольско-Кейвской.

Первая зона образована осадочными, вулканическими и интрузивными породами, развитыми в Печенгском районе, в районе гряды тундр Кеулик—Кингерем, Главного хребта Волчьих, Монче- и Чуна-тундр и, наконец, породами, слагающими широкую полосу, протягивающуюся от оз. Имандры на восток до оз. Бабьего. К этой же зоне относятся породы, развитые в устье р. Снежница.

Вторая зона объединяет породы протерозоя, развитые на Вороньих тундрах (Охмыльк, Лешая, Полмос), в пределах Кейвской гряды центрального водораздела Кольского п-ова и в районе устьев рр. Поноя и Качковки.

На территории Беломорского района к протерозойским породам относятся кристаллические сланцы и гнейсы тундр Терма, Карека и др. Эти незначительные по площади распространения участки пород протерозоя в структурном отношении являются ответвлениями Восточно-Финляндской зоны протерозоя. Кроме того, на территории Мурманской области, на границе ее с Карельской АССР, в районе оз. Тикшозера находится небольшой участок пород протерозоя, являющийся частью широтной ветви, соединяющей на территории Карельской АССР Восточно-Финляндскую и Восточно-Карельскую зоны протерозоя.

Стратиграфическая граница между архейскими (в частности, верхнеархейскими железорудными толщами) и протерозойскими породами пока не установлена, и это является одним из наиболее трудных и сложных вопросов геологии Кольского п-ова и сопредельной территории Карельской АССР. Ранее в Карельской АССР граница между археем и протерозоем устанавливалась по крупному несогласию и базальным конгломератам, а на Кольском полуострове по базальным конгломератам и, вероятно, также по угловому несогласию, точно пока невыявленному. Эти конгломераты рассматривались как образования, лежащие в основании протерозоя.

Детальные геологические съемки, проведенные за последние 10—15 лет, показали, однако, что толщи пород, причисляемые ранее к протерозою, неоднородны, и что «базальный» конгломерат и несогласие находятся не в основании, а внутри протерозойских образований и разделяют последние на две разновозрастные группы. В результате протерозоя

розою стали делить на два отдела (нижний и верхний), граница между которыми определялась наличием базальных конгломератов.

После находки Н. А. Курылевой (1946 г.) нижнепалеозойской фауны в породах, относимых ранее в Печенгском районе к верхнему отделу протерозоя, часть пород этого района теперь, по-видимому, следует относить к нижнему палеозою (свита печенга-кучин), а другую часть — к нижнему протерозою<sup>1</sup>.

В другом районе (бассейны оз. Имандры, рр. Варзуги, Паны и Стрельны), в котором породы объединены в свиту имандра-варзуга, пока нет данных для отнесения к нижнему палеозою верхнего отдела; здесь сохранено разделение протерозойских образований на нижний и верхний отделы.

В Печенгском районе к нижнему протерозою относятся сланцеватые амфиболиты, переслаивающиеся с кристаллическими сланцами и гнейсами. Они развиты, главным образом, по южной и частью северной границе площади распространения пород свиты печенга-кучин, а также в пределах гряды тундр Кеулик — Кингерем. Ясной границы между нижнепротерозойскими породами и архейскими гнейсами здесь не установлено.

В пределах площади распространения пород свиты имандра-варзуга к нижнему протерозою относятся сланцеватые амфиболиты, метадиабазы, метаморфизованные кварцевые порфиры и подчиненные им гнейсы, кристаллические сланцы и частью карбонатные породы Мончегорского участка и, вероятно, частично Центрального участка.

Отнесение перечисленных образований к нижнему протерозою несколько условно, так как пока неясны вопросы о составе и объеме верхнеархейских толщ и неизвестна стратиграфическая граница их с образованиями нижнего протерозоя. Не исключено, что относимые к нижнему протерозою толщи могут в действительности оказаться верхнеархейскими и, наоборот, толщи, относимые к верхнему архею, нижнепротерозойскими.

В Кейвской зоне, располагающейся севернее площади распространения свиты имандра-варзуга, относящиеся к нижнему протерозою гнейсы и сланцы свиты кейв слагают гряду возвышенностей с абсолютной высотой до 400 м, прослеживающуюся в северо-западном направлении на протяжении свыше 200 км. Эта гряда является центральным водоразделом между реками Баренцова и Белого морей.

В составе свиты кейв широким распространением пользуются биотито-гранатовые гнейсы, высокоглиноземистые кианитовые, гранатовые, ставролитовые, кварцево-мусковитовые сланцы и известковистые кварциты.

Толща гнейсов и сланцев пронизана пластовыми интрузиями и секущими дайками габбро-амфиболитов, телами предположительно палеозойских щелочных гранитов, а на северной тектонической границе с микроклиновыми гранитами архея — интрузиями габбро-анортозитов. С щелочными (эгириновыми и арфведсонит-рибекитовыми) гранитами связано возникновение широких ареалов гнейсов — метасоматитов щелочного состава.

Со свитой кейв генетически связаны крупнейшие месторождения высокоглиноземистого сырья — кианита и абразивного — граната. Тер-

<sup>1</sup> Вопрос о возрасте свиты печенга-кучин, в связи с плохой сохранностью фауны, не является окончательно решенным.

риториально к ней приурочено большое количество жил мономинерального кварца, пригодного в качестве оптического сырья.

С щелочными гранитами, по мнению Л. Я. Харитонова, генетически связаны пегматиты с месторождениями слюды, амациона и др.

Как уже было отмечено выше, свита кейв предположительно относится к нижнему протерозою. Попытка уточнения стратиграфического положения ее путем определения абсолютного возраста пока не привела к определенным результатам в связи с недопустимым расхождением в получаемых цифрах.

В последние годы при картировании южной окраины гнейсов свиты кейв Н. А. Островской (1953 г.) в районе Патчерв-тундры была обнаружена толща сланцеватых амфиболитов, литологически сходных с сланцеватыми амфиболитами нижнего протерозоя участка рр. Поноя и Качковки и Печенгско-Варзугской зоны. Кроме того, ею также установлено наличие переслаивания гнейсов свиты кейв с сланцеватыми амфиболитами. Эти данные позволяют с некоторым основанием считать породы свиты кейв нижнепротерозойскими, но занимающими относительно сланцеватых амфиболитов более высокое стратиграфическое положение.

Комплекс пород, развитый вблизи устьев рр. Поноя и Качковки, в основном представлен сланцеватыми амфиболитами и метаморфизованными диабазами, прорванными микроклиновыми гранитами. Этот комплекс может быть сопоставлен с нижнепротерозойскими образованиями свиты имандра-варзуга, а также с сланцеватыми амфиболитами, подстилающими гнейсы свиты кейв на Патчерв-тундре.

В Кейвской зоне, помимо геологических образований, перечисленных выше, предположительно к нижнему протерозою относится свита сланцев и гнейсов р. Воронья — оз. Поросозеро, располагающаяся по северной границе гряды Кейв.

В сланцеватых амфиболитах Вороньих тундр (Охмыльк, Лешая, Полмос) встречаются мелкие тела перидотитов и своеобразные пегматитоподобные турмалиновые граниты, а также редкометалльные пегматиты.

Верхнепротерозойские образования в Печенгско-Варзугской зоне условно пока могут быть выделены только на площади, занимаемой свитой имандра-варзуга. В Мончегорском участке на площади распространения этой свиты в Щучьей губе оз. Имандры имеются конгломераты, разделяющие комплекс пород протерозоя на две подгруппы. К верхнему протерозою здесь относятся надконгломератовые толщи кварцитов, сланцев и диабазовых эффузивов. В пределах остальной части площади развития свиты имандра-варзуга и особенно в ее центральной части господствующим распространением, по-видимому, пользуются верхнепротерозойские образования, среди которых, вероятно, имеются, также в большем количестве, чем это выделено на прилагаемой геологической карте, нижнепротерозойские образования. Условно к верхнему протерозою здесь могут быть отнесены кварциты, сланцы и доломиты с остатками водорослей *Collenta* и широко развитые диабазовые эффузивы, туфы, агломераты и брекчии.

В пределах Кейвского участка верхнепротерозойские образования более или менее достоверно могут быть выделены на небольших площадях в устье рр. Поноя и Качковки, где они представлены базальными конгломератами, кварцито-песчаниками и диабазами. Возможно, что к верхнему протерозою следует относить недавно обнаруженные к северо-западу от площади развития свиты кейв диабазовые эффузивы Конт-

озера (Кириченко и Мишина, 1953 г.), хотя не исключен и их более молодой возраст. Что касается Беломорского района, то здесь верхнепротерозойские породы пока не установлены.

Верхняя стратиграфическая граница верхнепротерозойских образований в свите имандра-варзуга и на участке рр. Поной — Качковка, строго говоря, неизвестна и определяется пока на том основании, что на простираии этих складчатых пород в районе рч. Губного (близ устья р. Поной) песчаники, условно относимые к девону и лежащие горизонтально, несомненно моложе дислоцированных кварцитов и диабазов верхнего протерозоя.

Если для целей корреляции пользоваться находками остатков водорослей *Collenia* в доломитах на р. Варзуге (Соколов, 1936 г.), то эти отложения верхнего протерозоя сопоставимы с доломитами, широко развитыми в районе Онежского озера и также содержащими водоросли из группы строматолитов (*Collenia*), установленные В. Н. Рябининым (1938 г.). Доломиты Онежского озера несомненно старше иотнийских отложений Южной Карелии и, как показало бурение скважины в Подпорожье, старше залегающих на иотнийских песчаниках метаморфизованных песчано-глинистых пород и вышележащих ламинаритовых и синих глин нижнего кембрия.

К нижнему протерозою в пределах Кольского района относятся основные породы Главного хребта Волчьих, Монче- и Чуна-тундр и прилегающих к нему массивов, основные и ультраосновные породы, прорывающие нижнепротерозойские породы, развитые в Печенгско-Варзугской и отчасти Кейвской зонах. К кислым интрузиям протерозоя относятся гнейсо-граниты и граниты, развитые в бассейнах рр. Западной Лицы, в устье Поной, и ряд других более мелких массивов (граниты III группы).

В северо-западной части Кольского района нижнепротерозойские основные и ультраосновные породы, в отличие от верхнепротерозойских и нижнепалеозойских пород того же состава, прорываются микроклиновыми гранитами.

В восточной части Кольского района к нижнему протерозою относятся перидотиты и пироксениты Вороньих тундр, габбро и габбро-анортозиты, развитые по северной границе площади распространения свиты кейв, в районе р. Цаги, и ряд других.

В Беломорском районе к нижнепротерозойским интрузиям относятся небольшие массивы анортозитов, габбро, пироксенитов и перидотитов, приуроченные к краевым частям гранулитового массива и к сланцеватым амфиболитам тундр Термы и Кареки, а также к породам свиты корва. Некоторые массивы основных пород, встречающиеся в районе Кандалакшских и Колвицких тундр, условно также относятся к нижнему протерозою. Кислые интрузии протерозоя в Беломорском районе установлены в районе Умбы и Кузреки. Вероятно, к ним следует отнести некоторые интрузии микроклиновых гранитов, известные в пределах гранулитовой формации, и, в частности, граниты бассейна р. Явры.

Возможно, нижнепротерозойскими следует считать некоторые ультраосновные интрузии, известные среди пород свиты имандра-варзуга, но точно их возраст не установлен.

Перечисленные выше основные породы относятся к ранней (первой) фазе карельской складчатости.

Стратиграфическое положение гранитоидов точно не установлено. Во всяком случае, они моложе нижнепротерозойских основных интрузий.

К верхнепротерозойским интрузиям в Кольском районе относятся развитые в пределах свиты имандра-варзуга межпластовые интрузии габбро-диабазов и диабазов, Мончегорская интрузия пироксенитов, габбро-норитов и перидотитов, габбро-нориты Большой вараки, Федоровой и Панских тундр и ряд других, более мелких габбро-норитовых тел, известных на Волчьих и Чуна-тундрах.

В Беломорском районе к верхнему протерозою условно относятся перидотиты горы Застейд, габбро-нориты оз. Ловно, пироксениты и дуниты Подас-тундры, перидотиты Ханлаут-вараки и Чапес-вараки и ряд других. Эти интрузии приурочены к периферической части гранулитового массива и рассматриваются как интрузии, образовавшиеся по разломам.

Кислые интрузии верхнего протерозоя на Кольском п-ове точно не установлены. Возможно, что к ним следует относить порфириовидные граниты, известные в северо-западной части Кольского района на тундре Поррьяс-пахта и в районе фиорда Ара. Эти граниты А. А. Полканов выделил в качестве гранитов III-а группы.

Во всяком случае факты прорывания гранитами перечисленных выше основных и ультраосновных пород, относимых к верхнему протерозою, пока неизвестны.

Большинство исследователей рассматривает интрузии основной и ультраосновной магмы как образования, связанные со второй (поздней) фазой карельской складчатости.

Палеозойские и условно к ним относимые геологические образования на территории области имеют сравнительно небольшое площадное распространение. К ним относятся эокембрийские отложения полуостровов Рыбачьего и Среднего, о. Кильдина, возможно, ниже- или эокембрийские отложения и изверженные породы Турьего мыса и о. Телячьего в Кандалакшском заливе, осадочные и вулканические отложения предположительно ордовикского возраста и никеленосные ультраосновные породы свиты печенга-кучин, предположительно девонские песчаники Терского берега и других прибрежных частей Кольского п-ова и, наконец, верхнедевонские отложения, развитые в кровле Ловозерского массива нефелиновых сиенитов, и прорывающие их интрузии Хибинского и Ловозерского массивов нефелиновых сиенитов. Предположительно к палеозою относятся довольно многочисленные интрузии ультраосновных и щелочных пород, щелочные граниты и дайки диабазов и порфиритов.

Среди палеозойских образований особое место в геологической структуре Мурманской области занимают метаморфизованные осадочные эокембрийские отложения полуостровов Среднего и Рыбачьего и о. Кильдина. К северо-западу от Рыбачьего п-ова толща аналогичных осадочных пород широко развита на норвежской территории, в пределах полуострова Варангер. В структурном отношении эта зона относится к восточной ветви каледонской складчатой цепи.

По новейшим данным Т. П. Вронко (1949 г.) и Д. Ф. Агапьева (1949 г.), на полуострове Среднем породы древнего архейского основания трансгрессивно перекрываются мощной (до 1800 м) свитой различных окрашенных, частично глауконитовых песчаников с глинистыми сланцами и прослоями и линзами доломитов. Стратиграфически выше располагается мощная (до 3600 м) осадочная серия п-ова Рыбачьего, представленная песчаниками с прослоями песчано-глинистых и глинистых сланцев и конгломератов. Залегающий в основании ее мощный горизонт конгломератов, по Т. П. Вронко, является внутриформационным.

Согласно более ранней точке зрения А. А. Полканова, свита п-ова Рыбачьего представляет собой надвинутую глыбу (аллохтон) и стратиграфически является более древней, чем свита Среднего п-ова. По представлениям того же исследователя нижний контакт свиты Среднего п-ова с археем является не трансгрессивным, а тектоническим. В настоящее время такая трактовка не может быть принята, так как она опровергается новыми исследованиями.

Осадочные породы о. Кильдина (по П. А. Гурвичу) снизу вверх представлены:

- 1) песчаниками и сланцами;
- 2) доломито-глинистой (с глауконитом) толщей;
- 3) пластами конгломератов, доломитов и известняков с *Collenia*, сферолито-оолитовых доломитов;
- 4) красноцветной глинисто-сланцевой толщей с пластами известняка с *Collenia*;
- 5) мощной песчано-глинистой толщей.

Общая мощность осадочных пород свиты о. Кильдина оценивается в 1500 м.

Согласно А. А. Полканову, свита о. Кильдина или соответствует свите Среднего полуострова, или стратиграфически залегает несколько выше нее.

Геологический возраст отложений полуостровов Рыбачьего и Среднего, а также о. Кильдина точно не установлен. Находки строматолитов на о. Кильдине позволили П. В. Виттенбургу и Н. Н. Яковлеву (1922) отнести ее к нижнему силуру. По норвежским данным (Хольтедаль, 1932), свита эта более молодая, чем иотнийские отложения верхнего протерозоя, но залегает ниже нижнекембрийских отложений. Этому же взгляду придерживается и А. А. Полканов, рассматривающий данную толщу как эокембрийскую.

В данном труде эти отложения рассматриваются целиком как эокембрийские.

Нижнепалеозойский возраст установлен недавно для свиты печенга-кучин, представленной базальными конгломератами, мощными покровами диабазовых эффузивов, органогенными известняками (с фауной, близкой к мшанкам, кораллам и криноидеям), кварцитами с прослоями глинистых сланцев и песчаниками<sup>1</sup>.

В верхней части свиты из осадочных пород широко развиты алеврито-пелитовые и глинистые сланцы — филлиты, среди которых залегают габбро-пироксенито-перидотитовые интрузии, несущие сульфидное медно-никелевое оруденение.

В последние годы при детальной съемке в юго-восточной части площади распространения свиты печенга-кучин были обнаружены своеобразные конгломераты, залегающие между толщей филлитов и толщей переслаивающихся авгитовых диабазов, глинистых и туфогенных сланцев. В составе этих конгломератов присутствует галька серого гранита и серого доломита.

Этот новый, несомненно интересный факт дает возможность предполагать наличие перерыва (а возможно и углового несогласия?) внутри свиты печенга-кучин и требует дальнейшего углубленного изучения этой свиты.

<sup>1</sup> См. примечание на стр. 48.

Отложения, условно относимые к девону, распространены также на южной и юго-восточной окраинах Кольского полуострова, в пределах узкой прибрежной полосы Терского берега, где они представлены красными кварц-полевошпатовыми песчаниками. Выходы сходных пород обнаружены в последнее время близ р. Иоканьги в долине рч. Головного, близ устья р. Поноя (рч. Губной) и в других местах. Песчаники трансгрессивно, почти горизонтально залегают на архейских кристаллических породах. Геологический возраст их точно не определен.

В районе Турьего мыса конгломераты и песчаники прорываются ийолит-уртитамы, турьяитами, нефелиновыми сиенитами и дайками щелочных базальтов и в то же время прослой конгломерата содержат гальку щелочного порфирита. Этот факт свидетельствует как о многофазности интрузий щелочных пород, так и о палеозойском возрасте песчаников, если только щелочной комплекс Турьего мыса по аналогии с интрузиями Ковдорского массива и массивов Африканда, Лесной и Озерной варак, является палеозойским.

Аналогичные взаимоотношения устанавливаются для конгломератов о. Телячьего в Кандалакшском заливе.

Щелочные базальты о. Телячьего и Турьего мыса, образовавшиеся одновременно с отложением развитых здесь же конгломератов и песчаников, по химическому составу почти аналогичны туфам щелочных базальтов, найденным в с. Нёноксе на Онежском полуострове Белого моря (Альбов, 1939). В последнее время (Зоричева, 1952 г.) установлен нижнекембрийский возраст глин и алевроитов р. Нижней Тоймы, залегающих выше камнеподобных глин района с. Нёноксы. Прослой подобных глин встречаются в туфах щелочных базальтов в районе с. Нёноксы. Поэтому можно предполагать, что конгломераты и песчаники Турьего мыса и о. Телячьего и одновременно с ними образовавшиеся щелочные породы также имеют нижнекембрийский или эокембрийский возраст.

Что касается красных, почти не дислоцированных песчаников Терского берега и других мест восточного и северо-восточного побережья Кольского п-ова, то возраст их пока не установлен. Возможно, что их следует сопоставлять с песчаниками девона, известными на полуострове Канине (Люткевич, 1948 г.). Песчаники Терского берега содержат мелкие флюорито-баритовые прожилки, не имеющие, однако, практического значения.

К несомненно доказанным верхнедевонским отложениям относятся глинистые и туфогенные сланцы и эффузивы, обнаруженные в виде ксенолитов в кровле Ловозерского массива щелочных пород.

Почти не дислоцированные красноцветные песчаники Терского берега и палеонтологически документированные верхнедевонские отложения Ловозерских тундр являются единственными седиментогенными остатками наиболее молодых дочетвертичных пород Кольского п-ова.

К интрузивным породам нижнего и среднего палеозоя относятся:

- а) формация даек и штокообразных тел основных пород, встречающихся главным образом по северному побережью Кольского п-ова;
- б) комплекс ультраосновных, щелочных и карбонатных пород, образующих ряд интрузий с автономной тектоникой.

В пределах второй группы по петрографическим ассоциациям, характеру металлогении и, по-видимому, возрасту намечается несколько подгрупп. Вероятно, более древним является комплекс ультраосновных бесполевошпатовых, щелочных и карбонатных пород (массивы Ковдорский, Африканда, Лесной и Озерной варак, Салмогорский и Песочный, ком-



плекс даек Турьего мыса). Судя по определениям абсолютного возраста аргоновым методом, дающим цифры 360—370 млн. лет (Герлинг, 1951 г.), это каледонские интрузии. Если правильно сопоставление щелочных базальтов Турьего мыса и о. Телячьего с туфами с. Нёноксы (Онежский п-ов), то можно говорить о кембрийском возрасте этого интрузивного комплекса. С данным комплексом генетически связаны месторождения перовскита, титано-магнетита, редких земель и крупнейшее на Кольском п-ове железорудное месторождение (Ена-Ковдорское).

Более молодыми являются щелочные интрузии Хибинских и Ловозерских тундр, а также жильные тела районов Кандалакши и Вадозера. Наличие осадочных пород с флорой верхнего девона, в кровле Ловозерского массива, позволяет относить эту группу пород к послевержнедевонским интрузиям. С ними связаны месторождения апатита и нефелина.

Несколько обособленное положение занимает массив Гремяха-Вырмес, сложенный ультраосновными породами, щелочными гранитами и нефелиновыми сиенитами. Хотя по характеру металлогении (титаномагнетитовое оруденение) он приближается к каледонским интрузиям, описанным выше, присутствие нефелиновых сиенитов и в особенности щелочных гранитов не позволяет безоговорочно отнести его в данную группу. Пока стратиграфическое положение его в комплексе палеозойских интрузий области точно не установлено.

Нельзя считать установленным также и возраст щелочных гранитов центрального водораздела Кольского полуострова и других мест в Беломорском и Кольском районах. Щелочные граниты, несомненно, моложе пород свиты кейв, нижнего протерозоя свиты имандра-варзуга, пород Главного хребта Монче-тундры и гранулитовой формации. Они, несомненно, старше тех основных пород и натролитовых сиенитов, которые их пересекают. Учитывая, что щелочные граниты тундры Гремяха генетически связаны с комплексом щелочных и ультраосновных пород, относимых условно к нижнему палеозою, в настоящем труде также условно принят и возраст щелочных гранитов как нижнепалеозойский. В действительности они могут оказаться и более древними.

Среди формации даек по петрографическому признаку выделяются две подгруппы: а) дайки диабазов и б) дайки авгитовых порфиритов, щелочных пироксенитов и эссекситовых диабазов. Весь этот комплекс пересекает породы архейского основания, кристаллические сланцы свиты кейв, щелочные граниты и основные никеленосные интрузии. Верхний возрастной предел данной группы точно не установлен. Некоторые члены ее пересекают осадочные отложения Рыбачьего полуострова и свиты печенга-кучин.

Для субщелочных членов данного жильного комплекса вполне возможна генетическая связь с каледонскими интрузиями ультраосновных и щелочных пород.

При всем этом следует сказать, что обширная группа даек северного побережья Кольского п-ова и некоторых районов центральной его части разновозрастна. Среди них, вероятно, должно различаться по крайней мере несколько возрастных генераций, поскольку дайки следует рассматривать как каналы, по которым поднималась основная и щелочная магма в разные этапы проявления вулканизма на Кольском полуострове. По-видимому, среди большой группы даек следует различать верхнеархейские, ниже- и верхнепротерозойские и, наконец, палеозойские дайки. Попытка выделения нескольких генераций даек для Кольского фиорда была сделана А. А. Полкановым (1935а). Дальнейшее изучение

даек с целью выделения среди них разновозрастных образований, генетически связанных с разными этапами проявления вулканизма, является важной задачей.

Наиболее молодые геологические образования Кольского п-ова представлены ледниковыми отложениями и отложениями морских трансгрессий четвертичного времени, обусловленных эпейрогеническими движениями.

## ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Мурманская область является частью обширной территории распространения кристаллических, главным образом, докембрийских пород, слагающих так называемый Балтийский щит, или Фенноскандию, входящую в состав Русской платформы.

Территория Мурманской области и Карельской АССР занимает наиболее восточную часть Балтийского щита. Западнее кристаллические породы докембрия широко распространены на площади Финляндии, Швеции и, отчасти, Норвегии, где они граничат со складчатой цепью Скандинавских гор, сложенных преимущественно палеозойскими отложениями (каледониды). Основная ветвь норвежских каледонид, обрамляющая докембрий с запада и северо-запада, прослеживается до берегов Ледовитого океана, продолжаясь далее на Шпицбергене. Восточная ветвь каледонид, представленная эокембрийскими отложениями полуострова Варангер в Норвегии, прослеживается по самой северной окраине Кольского п-ова (Рыбачий п-ов, о. Кильдин). Подобные отложения известны также на полуострове Канине.

С востока и юго-востока (п-ов Канин, Зимний берег Белого моря, Онежский п-ов Архангельской области) распространены палеозойские отложения Русской платформы. Эти отложения прослеживаются в юго-западном направлении в районе южной части Онежского озера, ограничивая выходы докембрийских кристаллических пород с юга.

Таким образом, область преимущественного распространения докембрийских кристаллических пород с запада и севера ограничена складчатыми палеозойскими и эокембрийскими толщами каледонид, а с востока и юго-востока — недислоцированными породами палеозоя Русской платформы (рис. 6).

На юге Мурманская область граничит с Карельской АССР. Комплекс так называемых беломорских гнейсов и мигматитов Беломорского района прослеживается на территории Карельской АССР в районе западного побережья Белого моря, связывая в одно геологическое целое две разных по административному делению территорий.

Располагающаяся в переходной области между каледонидами на северо-западе Европы и недислоцированными палеозойскими отложениями Русской платформы на востоке и юге территория Мурманской области и Карельской АССР, где господствующим распространением пользуются докембрийские кристаллические породы, не может рассматриваться как устойчивый со времени протерозоя «щит» и здесь естественно ожидать проявления движений, относящихся как к каледонской складчатости, так и к более молодым эпохам.

На территории Мурманской области и Карельской АССР, исходя из особенностей геологического строения, можно выделить по крайней мере три геотектонических района: Кольский, Беломорский и Карельский.

Кольский геотектонический район в своих границах почти совпадает с границами Кольского п-ова. Только юго-западная и южная части Мур-

манской области в геотектоническом отношении принадлежат к Беломорскому району. Последний охватывает, кроме указанной части Мурманской области, значительную часть территории Карельской АССР, а именно широкую полосу, прилегающую к западному и юго-западному берегам Белого моря.

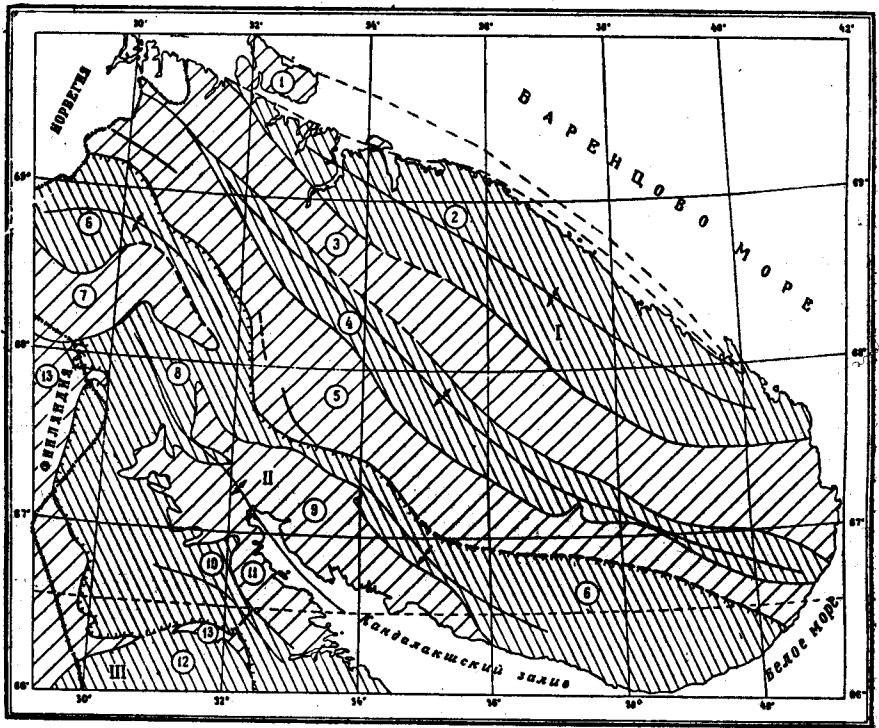


Рис. 6. Схема геотектонического районирования

*a* — синклиний, *b* — антиклиний, *v* — региональные разломы, *г* — оси антиклинорий; *д* — границы тектонических районов — структур высшего порядка.

Структуры 1 порядка: Синклинии: 1 — северный, 3 — Кольско-Кейвский; 5 — Печенгско-Варзугский, 7 — Салютундровский, 9 — Колвицкий; 11 — Енско-Лоухский; 13 — Восточно-Карельский. Антиклинии: 2 — Мурманский; 4 — Центрально-Кольский; 6 — Терско-Нотозерский, 8 — Кандалакшский; 10 — Ковдозерский; 12 — Западно-Карельский.

Римскими цифрами обозначены районы.

I — Кольский, II — Беломорский, III — Карельский

Вся остальная территория Карельской АССР объединяется в Карельский геотектонический район. Западная граница Карельского района проходит по территории Восточной Финляндии.

В пределах Кольского района можно наметить следующие главные геотектонические элементы — синклинии и антиклинии, определяющие основные черты тектонического строения данного района. В осевой части Кольского п-ова развиты верхнеархейские, протерозойские и частью нижнепалеозойские (?) породы, образующие две зоны, северо-западного, субмеридионального и субширотного простирания: 1) Печенгско-Варзугскую, 2) Кольско-Кейвскую. Эти зоны представляют собой синклинии,

разделенные сравнительно узкой полосой пород архея — Центрально-Кольским антиклинорием. Широкая полоса развития пород архея, находящаяся к северу от Кольско-Кейвской зоны и ограниченная с севера берегом Баренцова моря, может рассматриваться как область Мурманского антиклинория.

Особое место в тектонической структуре Кольского района принадлежит геологическим образованиям эокембрия, развитым по северному склону Мурманского антиклинория на полуостровах Среднем и Рыбачьем и на о. Кильдине. Эокембрийские отложения принадлежат к восточной ветви норвежских каледонид и выделяются в качестве северной зоны.

Перечисленные главные структурные элементы Кольского геотектонического района и в особенности зоны синклиналиев, в свою очередь, распадаются на ряд более мелких тектонических элементов, описание которых приводится в разделе «Тектоника».

Беломорский геотектонический район, как сказано было выше, только частью располагается в пределах Мурманской области. Здесь может быть выделено несколько главных тектонических элементов. Среди последних следует выделить Сальютундро-Колвицкий синклиналий, образованный породами, слагающими гранулитовый массив, Колвицкий и Кандалакшский массивы основных пород, и гнейсами беломорской формации.

Юго-западнее этого синклиналия отчетливо выделяется Енско-Лоухский синклиналий, образованный верхними толщами беломорской формации. На площади, отделяющей данный синклиналий от Сальютундро-Колвицкого синклиналия, развиты главным образом сильно мигматизированные породы нижнего горизонта беломорской толщи гнейсов. Эта площадь рассматривается как антиклинорная структура (Кандалакшский антиклинорий). Площадь развития мигматитов и гранитов архея, ограниченная на востоке и северо-востоке Енско-Лоухским синклиналием, а на юге и западе Восточно-Карельской синклиналией зоной Карельского геотектонического района, является антиклинорной структурой и условно названа Ковдозерским антиклинорием (см. рис. 6).

Севернее Сальютундро-Колвицкого синклиналия, в северо-западной части Беломорского района, гнейсовые комплексы архея и в районе Нотозера и к югу от площади развития пород свит печенга-кучин и имандраварзуги, слагают Терско-Нотозерский антиклинорий.

Таковы главные тектонические элементы Беломорского геотектонического района.

Нужно отметить, что на территорию Мурманской области, близ ее границы с Карельской АССР, попадают отдельные участки структур Карельского геотектонического района. Речь идет о небольшом участке протерозойских образований Восточно-Карельской синклиналией зоны, попадающем между Тикшозером и Нотозером (Карельским) на территорию Мурманской области, а также породах протерозоя, развитых в пределах тундр Терма, Карека и Корва и обрамляющих с юга гранулитовый массив. Эти породы в структурном отношении принадлежат к Восточно-Финляндской синклиналией зоне.

## ВРЕМЯ ПРОЯВЛЕНИЯ ОСНОВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И МАГМАТИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

В настоящее время можно говорить о проявлении на территории Мурманской области как каледонской складчатости и связанной с ней

магматической деятельности, так и платформенных герцинских движений, во время которых внедрялись основные и щелочные магмы, образовавшие уникальные массивы ультраосновных, основных и щелочных пород.

О существовании более молодых дислокаций можно судить лишь по наличию разломов, раздробивших кристаллический фундамент на ряд блоков и создавших сложную картину тектонических очертаний современного побережья Кольского п-ова и многих речных долин, а также по ряду других геоморфологических признаков.

Тектонические движения четвертичного периода в послеледниковое время отчетливо документируются отложениями морских трансгрессий, распространенных по берегам Кольского п-ова и в устьях больших рек. О наличии самых молодых дислокаций свидетельствуют явления современной сейсмичности и общее поднятие территории, отмечаемые как для Кольского п-ова, так и для Скандинавии.

Вследствие недостаточного фактического материала допалеозойские дислокации труднее поддаются анализу, и здесь часто приходится ограничиваться предположениями и догадками.

Как известно, при изучении палеонтологически немых формаций основным критерием для разделения тектонических процессов во времени являются стратиграфические и угловые несогласия. На территории же Мурманской области этот критерий далеко не везде может быть использован вследствие небольшого количества наблюдавшихся до сих пор несогласий.

Однако несогласия, документированные межформационными конгломератами, намеченные, но пока еще недостаточно обоснованные в Печенгско-Варзугской складчатой зоне развития нижнепротерозойских, верхнепротерозойских и нижнепалеозойских отложений, все же позволяют говорить о наличии на территории Кольского п-ова тектонических движений доверхнепротерозойского, донижнепалеозойского (карельского) и додевонского (каледонского) времени.

Как уже было отмечено выше, нижнепалеозойская свита печенга-кучин<sup>1</sup> начинается толщей базальных конгломератов. Вышележащие толщи диабазовых эффузивов и осадочных пород дислоцированы, возможно, в течение двух фаз каледонской складчатости, так как внутри свиты печенга-кучин, на границе между толщей филлитов и вышележащей толщей переслаивающихся диабазов, туфов и сланцев, встречен полимиктовый конгломерат с галькой не только нижележащих пород свиты, но и архейских гранитов. Этот конгломерат указывает, по-видимому, на размыв нижележащей складчатой толщи свиты. Вулканическая и интрузивная деятельность проявлялась в обе фазы каледонских движений в мощном многократном излиянии диабазовых лав, в образовании межпластовых интрузий габбро-диабазов и внедрении офиолитовых интрузий габбро-пироксенитов-перидотитов, являющихся материнскими породами месторождений медно-никелевых сульфидных руд.

В период доверхнепротерозойской складчатости (ранней фазы Карельской складчатости) вулканическая и интрузивная деятельность проявилась в мощном излиянии основных лав типа спилитов и, отчасти, альбитофиров, а также образовании небольших интрузий ряда габбро-перидотит-пироксенит. Основываясь на наличии конгломератов в Чуна-тундре, содержащих гальку метаморфизованных основных пород, воз-

<sup>1</sup> См. примечание на стр. 49.

можно, по возрасту соответствующих вышеуказанным базальным конгломератам верхней части свиты имандра-варзуга (верхний протерозой), можно предполагать образование в нижнем протерозое мощных дифференцированных интрузий габбро, габбро-норитов и габбро-анортозитов Главного хребта Волчьих, Монче- и Чуна-тундр.

По-видимому, с эпохой доверхнепротерозойской складчатости связано также появление крупных гранитных интрузий, пересекающих и инъецирующих как осадочно-вулканические толщи, так и, отчасти, основные интрузии нижнего протерозоя. Сюда относятся микроклиновые граниты массива р. Западной Лицы и р. Лебяжьей, устья р. Поной, р. Умбы, района Тикшозера и ряд других более мелких тел.

Предположительно к протерозою относятся микроклиновые граниты, образующие малые тела в породах гранулитовой формации. Верхняя возрастная граница этих интрузий не установлена.

В настоящее время нет вполне определенных данных о возрасте пород свиты кейв и об ее соотношениях с породами свиты имандра-варзуга. Поэтому окончательно вопрос о времени складчатости их не может пока считаться решенным. Условно это время может быть определено как доверхнепротерозойское.

Интрузивная деятельность в Кейвах проявилась в образовании многочисленных пластовых, частью секущих тел амфиболитов, габбро-анортозитов, крупной интрузии щелочных гранитов, возраст которой условно считается нижнепалеозойским.

С еще большими затруднениями приходится встречаться при определении времени складчатости архейских образований. Ясной границы последних с породами протерозоя пока не установлено, так как первичные соотношения между ними замаскированы посткарельскими интрузиями гранитов и основных пород или же тектоническими контактами.

Базируясь на определениях абсолютного возраста прорывающих беломорский комплекс пегматитов, для которых получены цифры от 1500 до 1850 млн. лет, а также на основании того, что гнейсы прорываются всеми известными интрузивными породами, гнейсовые комплексы архея всех трех районов можно считать пока самыми древними образованиями.

Складчатость, в результате которой гнейсовые комплексы были собраны в серии изоклинальных складок, образующих сложные антиклинории и синклинории, определяется как архейская или саамская (термин, введенный А. А. Полкановым по имени древнего народа саами, населяющего Кольский п-ов). С этой складчатостью связано появление целого комплекса интрузий от ультраосновных пород, габбро-амфиболитов, гиперстеновых диоритов до кислых-олигоклазовых гранитов.

Что касается складчатости пород железорудной толщи сланцев, то вопрос о времени ее проявления, так же как и о возрасте этих толщ, решается пока условно. Если правильно отнесение железорудной толщи к верхнему архею, то можно, следовательно, говорить о наличии верхнеархейской фазы складчатости. Магматическая деятельность в верхнем архее проявлялась в излиянии основных лав, а также образовании крупных интрузивных массивов основных пород гранулитовой формации и друзитов Беломорского района. Кислые интрузии верхнего архея представлены крупными массивами микроклиновых гранитов в Кольском районе и малыми телами и инъециями этих гранитов в Беломорском районе.

В заключение общего обзора основных черт геологического строения Мурманской области ниже приводится сводная стратиграфическая схема геологических образований, принятая в настоящем труде.

Таблица 1

Средний палеозой	Верхний девон	Интрузивные породы		Нефелиновые сиениты Хибин и Ловозера
		Осадочные и вулканические образования	Ловозерская свита	Авгит-порфиры, кварциты, песчаники, сланцы, роговики с флорой
Нижний палеозой (?)	Предположительно ордовик (?)	Интрузивные породы		Дайковая формация габбро-диабазов и порфиритов Габбро, габбро-пироксениты и перидотиты (серпентиниты) Печенги
		Осадочные и вулканические образования	Свита печенга-кучин	Плагипорфиры (метаандезиты). Серия покровов авгитовых диабазов, переслаивающихся с глинистыми и туфогенными сланцами. Конгломераты. Филлиты, с подчиненными углистыми филлитами, туффиты и туфосланцы. Метадиабазы и метапорфиры, агломератовые туфы и туфосланцы. Доломиты, переслаивающиеся с кварцитами и сланцами. Метадиабазы, метапорфиры, альбитофиры, кератофиры. Конгломераты, красные аркозовые песчаники, кварциты, известковые кварциты и доломиты с остатками фауны. Диабазовые и порфириновые зеленокаменные породы. Базальные конгломераты и аркозы
Нижний палеозой	Ближе не определенные	Интрузивные породы		Комплекс щелочных гранитов и сиенитов щелочных пироксенитов, габбро-сиенитов и ийолит-уртитов. Дайковая формация щелочных базальтов (щелочные граниты Кейв и др. основные и ультраосновные интрузии Африканды, Хабозера, Ковдоры, Озерной и Лесной вараки. Салма горы, Турьего мыса и Кандалакши)
		Осадочно-вулканические образования	Терская свита	Конгломераты, красноцветные песчаники и глинистые сланцы
	Эокембрий	Осадочные породы	Свита Рыбачьего п-ова	Конгломераты и кварцито-песчаники Телячьего острова и Турьего мыса
			Свита о. Кильдина и Среднего п-ова	Глинистые и песчано-глинистые сланцы песчаники, конгломераты. Глинистые сланцы и доломиты с <i>Collenia</i> песчаники и глинистые сланцы. Глауконитовые песчаники

Продолжение

Протерозой	Верхний протерозой		Интрузивные породы	Основные и ультраосновные породы	Дайковый комплекс диабазов, лампрофиров, порфиритов и кварцевых порфироров. Ультраосновные и основные породы (Мончегорская интрузия, габбро-нориты Волчьих и Чунатундр, горы Застейд, оз. Ловно и др.)
	Нерасчлененный протерозой		Осадочные и вулканические образования	Свита имандраварзуга	Кварцевые порфиры и кератофиры. Нерасчлененный комплекс эффузивных диабазов, их туфов и агломератов, интрузивных диабазов. Карбонато-хлоритовые, серицит-карбонатные, графитистые сланцы, кварцево-серицитовые сланцы и филлиты. Доломитизированные известняки и доломиты. Кварциты и кварцитовые сланцы. Базальные конгломераты. Биотитовые, биотито-кварцевые и кварцево-биотитовые сланцы с прослоями кварцитов (роуксинские сланцы).
	Нижний протерозой		Интрузивные породы	Кислые	Аплиты и пегматиты Монче- и Чуна-тундр. Порфириовидные граниты Кейв. Массивы Ара-Поррьяс, рр. Умбы и Кузрки. Турмалиновые пегматиты Вороньих тундр. Микроклиновые граниты рр. Явры, Западной Лицы, Лебяжьей, Поноя и др. (частью граниты этой группы более молодые)
				Основные	Пироксениты, перидотиты и габбро Сальных тундр, Колвидного массива, хребта Кеулик-Кингерем и др. Габбро, габбро-нориты и лабрадориты Главного хребта Волчьих, Чуна-, Монче-тундр. Габбро-анортозиты и ортоамфиболиты Кейв, р. Цаги и др.
				Свита кейв	Ставролито-слюдяные сланцы. Кварциты и резко подчиненные им карбонатные породы. Кианитовые и кианито-ставролитовые сланцы. Биотито-гранатовые и подчиненные им амфиболовые гнейсы.
				Тундровая свита	Сланцеватые амфиболиты с подчиненными им биотитовыми гнейсами и сланцами тундр Тольпвйд, Кеулик, Терма, Карека, Охмыльк, Полмос, районов устьев рек Поной, Качковка и др. Биотитовые гранато-кианито-ставролито-биотитовые гнейсы и сланцы тундр Вороньих, Корва, Талья, Тикщ-озера, Кислой губы, горы Арваренч и др.
	Архей	Верхний архей		Интрузивные породы	Существенно микроклиновые граниты с подчиненными гранодиоритами, граносиенитами и мигматиты. Существенно плагноклазовые граниты и гранодиориты и мигматиты. Габбро-нориты с подчиненными анортозитами и перидотитами и друзиты Беломорского района. Основные породы (габбро-нориты, габбро-анортозиты, и лабрадориты Сальных тундр, Колвицких озер)



Продолжение

Верхний архей			Комплекс гранулитов	Основные гранулиты (гнейсо-нориты и гиперстеновые гнейсо-диориты). Гранато-полевошпатовые амфиболиты. Кислые гранулиты (гранато-кварцево-полевошпатовые породы)
	Метаморфизованные осадочные породы		Железорудная свита	Железорудные сланцы (кварцево-магнетитовые, амфиболо-магнетитовые, пироксено-магнетитовые)
А р х е й Нижний архей		Интрузивные породы		Существенно олигоклазовые гнейсо-граниты, гранодиориты и мигматиты. Гиперстеновые диориты с подчиненными им основными и ультраосновными породами, чарнокитами, амфиболитами и пироксен-магнетитовыми сланцами. Габбро-амфиболиты.
			Свита кольских гнейсов	Нерасчлененный комплекс слюдяных гнейсов и мигматитов по ним. Нерасчлененный комплекс гранато-биотитовых и биотитовых гнейсов с подчиненными пироксеновыми и амфиболовыми разновидностями и мигматиты по ним.
	Метаморфизованные осадочные и частично изверженные породы		Свита беломорских гнейсов	Гранато-биотитовые гнейсы с подчиненными кианитовыми, амфиболовыми и другими разновидностями. Амфиболовые гранато-амфиболовые, биотито-амфиболовые гнейсы с подчиненными биотитовыми и гранато-биотитовыми разновидностями и амфиболитами. Биотитовые гнейсы с подчиненными гранато-биотитовыми амфиболовыми и другими разновидностями.

*Глава четвертая*  
**СТРАТИГРАФИЯ, МАГМАТИЗМ И ЯВЛЕНИЯ  
МЕТАМОРФИЗМА**

---

**АРХЕЙ**

**ВВЕДЕНИЕ**

Несмотря на то, что за сравнительно короткий послереволюционный период в результате геологических исследований Кольского п-ова накоплен громадный фактический материал, геологическое строение этого сложнейшего региона изучено еще недостаточно. В представлениях о геологии и стратиграфии данной области пока еще имеется ряд нерешенных спорных вопросов. Это справедливо как в отношении протерозойских, так и в особенности древнейших архейских образований. Между тем необходимость составления настоящего тома ставит перед авторами его сложную задачу критического пересмотра всего накопившегося материала и принятия рациональной стратиграфической схемы, отвечающей современному уровню знания геологии этой территории.

Так как изучение Мурманской области еще далеко не закончено, естественно, что данная схема не будет ни исчерпывающей, ни неизменной. Ее следует рассматривать как рабочую схему, которая должна дополняться и частично изменяться в результате последующих детальных исследований.

Первые попытки составления стратиграфической схемы Мурманской области (Полканов, 1924, Кассин, 1923), базировавшиеся на весьма ограниченных материалах маршрутных исследований, в основном сводились к применению к этой территории стратиграфических схем, разработанных для Швеции и Финляндии.

Более поздние стратиграфические схемы А. А. Полканова (1933) и Б. М. Куплетского (1932и), обобщивших как свои личные наблюдения, так и исследования ряда других геологов (П. В. Соколов, А. М. Шукевич, В. С. Сверчков и др.), приведены в табл. 2. Как видно из приведенных данных, в первой стратиграфической схеме Б. М. Куплетский (1932и) относит к архею наряду с несомненно архейскими образованиями (плагиограниты, друзиты и др.) также более молодые породы (рапакивиобразные граниты района р. Умлы, метаморфизованные габбро Волчьих, Монче-, Чуна-тундр и Порьей губы), которые в настоящее время рассматриваются как протерозойские.

Более совершенной является стратиграфическая схема А. А. Полканова (1935), в значительной степени сохраняющая свое значение до сих пор. В этой схеме А. А. Полканов принимает деление архея на два отдела: нижний, представленный комплексами гранатовых и слюдяных гнейсов с железными рудами, и верхний, представленный свитой гнейсов и сланцев с железными рудами Сюдварангера Норвегии. К верхнему отделу предположительно были отнесены также сланцеватые амфиболиты тундр Толпвыд-Кеулик. Оба отдела разделены олигоклазовыми гнейсо-

Сравнительная таблица схем страти

		Схема А. А. Полканова 1935 г.	Схема Б. М. Куплетского 1932 г.
Архея	Верхний	<p>Интрузии пост-ботнигской свекофенской эпохи диастрофизма</p> <p>Микроклиновые граниты. • Метаморфизованные основные породы гранулитовой формации и др. Основные породы</p>	<p>Изверженные породы</p> <p>Граниты рапакиви Канда- лакши и Ара-губы. Микроклиновые граниты Плагиоклазовые граниты. Эффузивы устья р. Пооя. Метаморфизованное габбро Волчьих, Монче- и Чуна- тундр, Порьей губы. Габбро-пироксениты и дру- зиты Кандалакшского района</p>
	Ботнигские обра- зования	<p>В Норвегии свита Сюдваран- гера. В Мурманской области досто- верные осадки не установ- лены. Предположительно от- носится комплекс сланцев и амфиболитов тундр Толпь- выд-Кеулик</p>	
	Нижний	<p>Интрузии саамской эпохи диа- строфизма</p> <p>Олигоклазовые граниты. Гиперстеновые диориты. Габбро-амфиболиты</p>	<p>Осадочные породы</p> <p>Слюдяные сланцы и гнейсы с комплексом железных руд. Гранатовые слюдяные гней- сы. Амфиболовые гнейсы. Амфиболиты</p> <p>Эклогиты и метабазиты. Мусковит-гранатовые гней- сы и сланцы западной части полуострова</p>
Свионий- ские обра- зования	<p>Комплекс слюдяных гнейсов с железными рудами. Комплекс гранатовых гнейсов. Основание неизвестно</p>		

гранитами, гиперстеновыми диоритами и габбро-амфиболитами. К интрузиям верхнего отдела относились им микроклиновые граниты и породы гранулитовой формации.

В более поздней схеме 1936 г. А. А. Полканов переносит сланцеватые амфиболиты тундр Толпьвыд-Кеулик в протерозой. В остальном его представления о стратиграфической последовательности различных образований остаются прежними.

Наконец, Б. М. Куплетский в своей последней схеме (1939 г.) принимает так же, как и А. А. Полканов, деление архея на две подгруппы относя к верхней из них только интрузивные породы (микроклиновые гра-

Таблица 2

графических подразделений архея

Схема А. А. Полканова (1936 г.) и Б. М. Куплетского (1939 г.)		Схема, принятая в томе	
		Беломорский район	Кольский район
Микроклиновый гранит III группы. Габбро-нориты (друзиты) южной части Кольского п-ова. Комплекс гранулитов. Комплекс гранато-кварцевых габбро-норитов Анис-тундры. Дайки диабазов	Интрузии свекофенской складчатости (?)	Микроклиновые граниты Габбро-нориты, перидотиты, анортозиты (друзиты)	Микроклиновые граниты Гиперстеновые диориты, нориты, габбро-анортозиты. (Комплекс гранулитов)
На территории Мурманской области неизвестны; в Норвегии—лопарская свита Сюдварангера	Верхний архей (?)	Пока не установлен	Железородные магнетит-амфиболовые сланцы и магнетитовые кварциты
Олигоклазовые граниты (I гр.). Гиперстеновые диориты. Габбро-амфиболиты. Комплекс слюдяных гнейсов с железными рудами Комплекс гранатовых гнейсов. Основание неизвестно	Интрузии саамской складчатости	Олигоклазовые гнейсо-граниты. Амфиболиты	Олигоклазовые гнейсо-граниты. Гиперстеновые диориты (?) Габбро-амфиболиты
	Нижний архей	Комплекс беломорских гнейсов, амфиболитов, мигматитов: а) гранато-кианитовые гнейсы; л) амфиболовые гнейсы; в) плагиобиотитовые гнейсы	Комплекс слюдяных и гранатовых гнейсов и мигматитов

ниты, габбро-нориты южной части Кольского полуострова, комплекс гранулитов, кварцевых габбро-норитов Анис-тундры).

Наиболее близкой к современным представлениям является стратиграфическая схема А. А. Полканова 1936 года, однако и она оставляет нерешенными ряд кардинальных вопросов, как-то:

1) вопрос о стратиграфическом расчленении комплекса архейских гнейсов и выделении в качестве самостоятельной толщи железорудной формации;

2) вопрос о принципах возрастного расчленения гранитов и возможности разделения их по петрографическому составу;

3) вопрос о возрасте пород гранулитовой формации.

Как видно из приведенной таблицы, в обеих схемах А. А. Полканова к низам архея относятся комплексы гнейсов, в основном представленные слюдяными и слюдяно-гранатовыми разновидностями.

Гнейсы, развитые в западной и юго-западной части Мурманской области (Беломорский геологический район), в направлении к югу переходят на территорию Карельской АССР, где эти породы, распространенные преимущественно по побережью Белого моря, известны под названием беломорской толщи. Согласно представлениям В. М. Тимофеева (1935) и ранним взглядам Н. Г. Судовикова, эта толща рассматривалась как более молодая, чем западно-карельские и северо-мурманские комплексы гнейсов нижнего архея, и предположительно относилась к верхнему архею. В дальнейшем Н. Г. Судовиков (1937) отказался от представления о верхнеархейском возрасте беломорской гнейсовой толщи и отнес ее к низам архея.

Необходимо отметить, что данные определения по радиоактивному распаду возраста микроклиновых пегматитов, прорывающих комплексы гнейсов беломорской толщи, по-видимому, подтверждают архейский возраст этих гранитов и прорываемых ими гнейсов. Так, К. И. Ненадкевичем (1926) для пегматитов вараки Синяя пала (Карельская АССР) свинцовым методом был получен возраст 1850 млн. лет. Эта цифра была позднее подтверждена работами Радиевого института. Более поздние определения, произведенные для пегматитов Беломорья аргоновым методом (Герлинг, 1951 г.), дают цифры порядка 1500 млн. лет. Несмотря на значительные расхождения, обе цифры датируют гнейсы беломорской толщи, прорываемые этими пегматитами, как архейские образования.

Многочисленные исследования, произведенные рядом советских геологов, подтверждают древнейший возраст комплекса гнейсов, образующих складчатые толщи, последовательно интродуцированные олигоклазовыми гранитами, основными породами (друзитами), микроклиновыми гранитами и более молодыми интрузивными породами протерозойского и палеозойского возраста.

Наряду с этим, для сопредельных территорий Карельской АССР и Норвегии известен ряд геологических фактов, позволяющих ставить вопрос о возможности расчленения гнейсовой толщи, по крайней мере, на два разновозрастных комплекса (системы). Так, в 1949 г. В. И. Намоюшко и А. С. Михеичевым при изучении Гимольского района в западной части Карельской АССР были обнаружены конгломераты с валунами и галькой олигоклазового гранита, гнейсо-гранита, гранит-аплита, редко кварцита и порфиروبластического сланца, переслаивающиеся и выше по разрезу постепенно переходящие в слюдяные сланцы, вмещающие железорудные месторождения. Согласно данным В. И. Намоюшко, в пределах Гимольского района не установлено воздействия олигоклазовых гранитов на железорудные сланцы.

Как уже указывалось в общем очерке, аналогичные конгломераты известны в районе Сюдвангантера (Северная Норвегия), где они залегают в основании толщи железорудных сланцев.

В свете приведенного материала уже сейчас можно говорить о двух разновозрастных гнейсовых толщах (комплексах): нижней, образовавшейся до интрузии олигоклазовых гнейсо-гранитов, и верхней, сформировавшейся после внедрения этих пород. Несмотря на то, что на территории Кольского полуострова подобные факты не установлены и сланцы железорудной толщи еще не оконтурены (на карте их контуры даются по

аэромагнитной съемке), все же, считая железорудные комплексы сланцев Карелии, Кольского п-ова, Норвегии и Северной Финляндии одновозрастными, на основе имеющихся фактов по Сюдварангеру и Гимолам, в настоящем труде железорудная толща выделяется в более молодую формацию. Расчленение гнейсовой толщи и точное оконтуривание железорудной толщи является задачей будущих исследований. Это имеет большое практическое и теоретическое значение как в отношении понимания закономерностей образования и распространения железорудных месторождений типа железистых кварцитов, так и для выяснения истории геологического развития кольского региона.

Если для толщи гнейсов геологические соотношения с олигоклазовыми гранитами, основными породами и т. д. более или менее определенно говорят о еще более древнем, чем эти граниты, архейском возрасте, то для толщи сланцев с железными рудами, более молодой, чем эти древние граниты, принадлежность к архейским образованиям не может считаться вполне доказанной. Действительно, железорудная формация западной части Карельской АССР по характеру вмещающих пород, соотношениям с гранитами и складчатой структуре близка к так называемым докарельским сланцам, относимым Л. Я. Харитоновым, К. О. Кратц и др. к нижнему протерозою, а М. А. Гиляровой — к верхнему архею.

Если последующие детальные исследования подтвердят возможность отнесения железорудной толщи к нижнему протерозою, то будет решен вопрос о границе между археем и протерозоем, так как тогда конгломераты, лежащие в основании железорудной толщи в Карелии и Норвегии, можно будет рассматривать как базальные образования нижнего протерозоя.

Вместе с тем, как на Кольском п-ове, так и в Карелии большинство исследователей выделяет в архее существенно микроклиновые граниты и относит их к верхнему архею. Эти граниты не содержатся в гальках конгломератов Сюдварангера и Гимол, но в обоих пунктах прорывают их.

Поскольку существование верхнеархейских гранитов еще не опровергается, в настоящее время целесообразно железорудную толщу рассматривать условно как верхнеархейскую<sup>1</sup>.

Большое затруднение представляет расчленение по возрасту широко развитых в Мурманской области гранитоидов. Среди последних, учитывая данные по Сюдварангеру и особенности минералогического состава, в Кольском районе можно выделить две возрастных группы:

1. Олигоклазовые граниты, гнейсо-граниты и подчиненные им гранодиориты и кварцевые диориты. Характерной особенностью данной группы является незначительное содержание, а часто и полное отсутствие калиевого полевого шпата и преобладание гнейсовой структурной фации.

2. Микроклиновые (вернее, плагиомикроклиновые) граниты и гнейсо-граниты, характеризующиеся примерно равным количеством калиевого и известково-натрового полевого шпата и относительно широким распространением гранитной структурной фации.

Согласно господствующим до сих пор представлениям, олигоклазовые граниты связаны с первой — саамской эпохой архейской складчатости (граниты I группы), а микроклиновые граниты со второй — свекофенской эпохой архейской складчатости (граниты II группы). Между тем ряд

<sup>1</sup> Необходимо отметить, что на Кольском полуострове железорудные сланцы тесно связаны с древнейшими (нижнеархейскими) гнейсами и не могут быть пока от них отделены, даже при весьма детальном картировании.

исследователей (Судовиков, 1939; Сотникова, 1948 г. Иванова, 1948 г. и др.) отмечает наличие гранитов микроклиновых, как фации гранитов олигоклазовых и, наоборот, гранитов олигоклазовых как фации гранитов микроклиновых. Естественно, что наличие фациальных разновидностей гранитов сильно затрудняет определение стратиграфических соотношений вмещающих пород и возраста самих гранитов по их петрографическому составу.

В то же время, теми же и многими другими исследователями установлены многочисленные факты пересечения олигоклазовых гранитов микроклиновыми гранитами и связанными с ними пегматитами и аплитами при отсутствии обратных явлений.

Основанием для возрастного разделения гранитов Беломорского района являются своеобразные интрузии пород так называемой друзитовой серии. Согласно данным П. К. Григорьева (1936) и Н. Г. Судовикова (1937, 1939), друзиты рвут существенно олигоклазовые граниты, связанные с первой эпохой архейской складчатости и в свою очередь прорываются существенно микроклиновыми гранитами — гранитами второй эпохи архейской складчатости.

В доказательство этого положения Н. Г. Судовиков приводит описание обнажения на о. Крестовом (Княжая губа) в Кандалакшском заливе Белого моря, где гнейсы с прослоями кварц-полевошпатового материала, по его мнению, генетически связанного с олигоклазовыми гранитами I группы, образуют ксенолиты в жильном габбро-норите, в свою очередь рассеянном жилами микроклинового пегматита.

Последовательность геологических процессов, имевших место в Беломорском районе, дается Н. Г. Судовиковым в следующем виде:

1) накопление осадков глинистого, известковистого и, вероятно, песчаного состава;

2) одновременные или несколько более поздние интрузии, а возможно и эффузии основных пород;

3) последующая складчатость основного северо-восточного направления, частью предшествовавшая, а частью одновременная с процессами мигматизации и гранитизации осадков;

4) полная консолидация толщи и внедрение по трещинам основных пород друзитовой серии;

5) вторая архейская эпоха гранитизации, сопровождающаяся метаморфизмом основных пород, блокировкой и деформациями дайкообразных тел их и пластическими деформациями вмещающего гнейсово-мигматитового субстрата.

В схеме Н. Г. Судовикова наиболее слабым местом является представление о двух последовательно налагающихся эпохах складчатости и гранитизации, разделенных во времени только расколами с интрузиями основных пород по ним без соответствующего комплекса осадочных толщ, накопление которых должно было обязательно предшествовать второй эпохе складчатости.

Действительно, факты пересечения одних интрузивных пород другими, вполне убедительные для установления последовательности образования их, в то же время совершенно недостаточны для документации двух эпох складкообразования в архее. Быть может, при будущих исследованиях беломорского комплекса гнейсов удастся найти доказательства разделения его на образования двух разновременных периодов осадко-накопления.

Как уже было отмечено выше, одним из нерешенных вопросов геологии Мурманской области является вопрос о возрасте гранулитовой формации. В стратиграфических схемах А. А. Полканова (1936а, 1939а) и Б. М. Куплетского (1939) она относилась к верхнему архею. Эта последняя трактовка пока условно принята в настоящей работе, так как новых данных в пользу иного представления о ее возрасте нет<sup>1</sup>.

Как видно из изложенного, многие важные вопросы стратиграфии архея Мурманской области остаются неразрешенными и пути их решения лишь намечаются. Вместе с тем, практика геолого-разведочных работ на этой территории и, прежде всего, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых, связанных с архейскими комплексами, ставят задачу неотложного обобщения уже накопленного громадного фактического материала и разработки в будущем новой стратиграфической схемы, более правильно отражающей геологическую историю и способную удовлетворить возросшие запросы практической геологии. В этом состоит важнейшая задача будущих исследований.

Принятая здесь стратиграфическая схема в основном повторяет схему, разработанную А. А. Полкановым (1936а), которая исправлена и дополнена нами на основании всех более поздних исследований. Наиболее существенным изменением в указанной схеме является то, что железорудная толща сланцев Кольского полуострова сопоставляется с подобными же толщами Сюдварангера и Карелии и выделяется на основании имеющихся для двух последних районов фактических данных в более молодую, условно верхнеархейскую группу пород.

### СТРАТИГРАФИЯ

Породами архейского возраста сложено не менее 70% площади Мурманской области. Глубокометаморфизованные образования архея представлены здесь различными по составу и происхождению гнейсами и сланцами, гнейсогранитами, гранодиоритами, диоритами и метаморфизованными основными породами типа амфиболитов, габбро-амфиболитов и связанных с ними пород.

Древнейшими породами, по представлениям всех исследователей этого комплекса, являются гранатовые и слюдяные гнейсы, широко развитые в Мурманской области. В пределах области основание гнейсовой толщи неизвестно.

Наиболее низкое стратиграфическое положение гнейсов в разрезе архея Мурманской области доказывается тем, что они прорываются архейскими и более молодого возраста вулканическими породами или содержатся в них в виде ксенолитов, ориентировка и залегание которых не всегда могут быть установлены.

По данным ряда исследователей, ксенолиты древнейших гнейсов в более молодых олигоклазовых и микроклиновых гнейсо-гранитах залегают в большинстве случаев согласно со структурой вмещающих пород, однако известны случаи, когда в тех же гранитах гнейсы образуют участки брекчий с нарушенным залеганием.

<sup>1</sup> Необходимо отметить большое сходство основных пород гранулитовой формации с таковыми же породами Главного хребта Вольчих и Монче-тундр, относимых исследователями к протерозою. Будущие исследования должны решить вопрос о том, не являются ли эти основные породы одновозрастными и не следует ли гранулиты относить к протерозою.



По возрасту гнейсы относятся к образованиям нижнеархейского периода и дислоцированы в эпоху наиболее древнего саамского диастрофизма. С этой же эпохой диастрофизма на Кольском п-ове связаны интрузивные породы, представленные небольшими телами габбро-амфиболитов (на геологической карте они не выделяются) и существенно олигоклазовых гнейсо-гранитов. Это граниты I группы. Железородные толщи сланцев, имеющие подчиненное по сравнению с древними гнейсами распространение, точно еще не оконтуренные и не везде выделенные из состава гнейсового комплекса, как сказано выше, по возрасту относятся условно к верхнему архею.

Со второй эпохой диастрофизма связано образование целого комплекса основных пород гранулитовой формации, гиперстеновых диоритов, габбро-норитов, перидотитов и др. Микроклиновые граниты и гнейсо-граниты завершают интрузивный цикл верхнего архея. Они обычно относятся к гранитам II группы.

Ниже рассматриваются основные черты стратиграфии, магматизма и метаморфизма архейских пород Мурманской области, начиная с древнейших образований.

### НИЖНИЙ АРХЕЙ

Уже первые русские исследователи Кольского п-ова (Мельников, 1891, 1893а) отмечали широкое распространение гнейсов в западном и северо-западном районах области и их большое значение в геологическом строении этого региона.

Однако до 1917 г. геологические исследования Мурманской области носили случайный, эпизодический характер и сохранившиеся о них сведения во многом имеют лишь исторический интерес. Положение гнейсов в стратиграфической схеме и их практическое значение, благодаря наличию среди них различных полезных ископаемых, впервые было установлено А. А. Полкановым (1924—1927). Последний, в результате своих многолетних исследований северо-западной части Кольского района доказал широкое распространение здесь гнейсов и преобладание в их составе двух главных групп — гранатовых и слюдяных разновидностей. Эти группы А. А. Полканов назвал комплексами, подчеркивая таким образом их геологическую самостоятельность, широкое геологическое распространение и особенности минералогического состава. В дальнейшем изложении термин «комплекс» будет использован не только по отношению к гнейсам, но и по отношению к различным интрузивным породам, обнаруживающим родство между собой и принадлежность к одной ветви магматической дифференциации.

Ниже дается порайонный обзор распространения и состава гнейсовых комплексов на территории Мурманской области.

### *Кольский район*

В Кольском районе комплекс гранатовых гнейсов слагает широкую полосу, вытянутую в юго-восточном направлении от границы с Норвегией до Ловозерских тундр и несколько южнее их. Кроме этой основной полосы, юго-западнее ее, имеется ряд параллельных ей меньших по размерам полос гнейсов, протягивающихся между Урдозером и ст. Тайболой, между с. Мурмаши и ст. Лапландия и, наконец, на участке между р. Туломой (выше с. Падун) и оз. Монче. Последняя полоса, имея на

указанном участке северо-западное простирание, севернее р. Туломы изменяет простирание на широтное и, по-видимому, соединяется с полосой гранатовых гнейсов, развитых южнее гряды тундр Кеулик-Кингерем. Небольшие участки гранатовых гнейсов имеются также к юго-востоку и северо-востоку от Кейвской гряды гнейсов в бассейне нижнего течения р. Поноя.

Комплекс слюдяных гнейсов в своем распространении тесно связан с гранатовыми гнейсами. Северная его полоса, начиная от Долгой губы Варангер-фиорда на северо-западе прослеживается через Кольский фиорд в пределы возвышенности Вызнепахк на юго-востоке.

Юго-восточнее указанной возвышенности слюдяные гнейсы отмечаются в виде двух параллельных полос, разделенных гранитами. Слюдяные гнейсы, имея северо-западное простирание, прослеживаются между озерами Пинкельярв и Сейярв и между озерами Репьявр и Иглярв. Значительное площадное развитие гнейсов этого комплекса отмечается на участке к югу от Печенгских тундр и в бассейне среднего течения р. Титовки. К юго-востоку эта гнейсовая площадь резко сужается и далее на юго-восток от оз. Няльярв прослеживается в виде полосы того же простирания.

Сравнительно небольшая площадь слюдяных гнейсов известна также в районе севернее оз. Совняярв.

Весьма значительную площадь занимает комплекс слюдяных гнейсов между р. Туломой (близ с. Юркино) на северо-западе и северо-западным склоном Хибинских тундр. Эта площадь, очень узкая у р. Туломы, на юго-востоке значительно расширяется, достигая несколько северо-западнее Хибинских тундр ширины более 35 км.

Юго-восточнее Хибинского массива и прихибинского участка площади развития протерозойских пород свиты имандра-варзуга располагается полоса архейских гнейсов между р. Индель и Нижним Ондомозером. Далее к востоку значительные площади гнейсов архея имеются в бассейне рр. Стрельны, Большой Кумжевой и Пялицы. Если для гнейсов, развитых на площади между р. Индель и Нижним Ондомозером, характерно северо-западное простирание, то в других пунктах простирание их северо-восточное.

В северо-восточной части Кольского района гнейсы обоих комплексов имеют весьма ограниченное распространение (Рыцк, 1932 г.; Никольская, 1934 г.; Моисеев, 1934 г. и др.). Здесь встречаются преимущественно ксенолиты гнейсов среди широкого поля, главным образом, микроклиновых гранитов. Более крупные поля гнейсов встречены, например, в бассейне рч. Травяного и р. Колмак к северо-западу от устья р. Поноя и в бассейне нижнего течения р. Пурнач.

Приведенные выше данные по распространению слюдяных и гранатовых гнейсов являются ориентировочными. Во-первых, потому что в силу плохой обнаженности и отсутствия крупномасштабных съемок на большей части территории границы действительного их распространения нельзя еще считать установленными. Во-вторых, ввиду наличия процессов мигматизации и гранитизации обоих комплексов и взаимных постепенных переходов одних гнейсов в другие эти границы вообще трудно устанавливаются даже при очень детальных исследованиях.

В результате более поздних исследований (1930—1940 гг.) ряд геологов (Н. Г. Судовиков, П. К. Григорьев, Ю. С. Неуструев и др.) в Беломорском районе гнейсовую формацию расчленили на три главные толщи: 1) плагиобиотитовые гнейсы, имеющие господствующее распро-

странение и трудноотличимые от гнейсо-гранитов, 2) амфиболовые гнейсы и 3) биотито-гранато-кианитовые гнейсы, имеющие в сравнении с первой толщей резко подчиненное распространение. Некоторые исследователи (Н. Г. Судовиков), подчеркивая большую роль явлений метаморфизма, обусловивших, по их мнению, различный состав гнейсовых толщ, все же определенно высказывались в том направлении, что названные три толщи залегают в стратиграфической последовательности в следующем порядке (снизу вверх): 1) плагиобиотитовые гнейсы, 2) амфиболовые гнейсы и амфиболиты, 3) гранато-кианитовые гнейсы.

Работы последних лет (1945—1953) большого коллектива геологов Северо-Западного геологического управления и Ленгеолслюды не только подтвердили правильность такого подразделения гнейсов, по крайней мере для Беломорского района, но и позволили для ряда участков района при детальной съемке выделить на карте эти толщи. Еще в ранний период изучения гнейсов все исследователи указывали на необычайно пестрый комплексный состав гнейсовых толщ, выражающийся в послонном чередовании петрографически близких, но все же отличающихся друг от друга горизонтов и слоев.

В настоящее время в Беломорском районе делаются попытки болеедробного расчленения трех основных вышеназванных толщ.

Что касается гнейсовых толщ Кольского района, выделенных А. А. Полкановым в качестве самостоятельных комплексов гранатовых и слюдяных гнейсов, то в настоящее время еще нет вполне однозначных данных для установления ни границ их распространения, ни стратиграфических соотношений.

Вначале А. А. Полканов (1935а), основываясь на том, что в районе Кольского фиорда гранатовые гнейсы, падая к югу, подстилаются слюдяными гнейсами, принимал для первых более высокое стратиграфическое положение, чем для вторых. Позднее он склоняется к представлению об обратных стратиграфических соотношениях этих двух комплексов гнейсов, в силу того, что встречающиеся среди слюдяных гнейсов железорудные сланцы переслаиваются с ними и залегают, по его мнению, в ядрах синклиорийев.

По-видимому, до детального картирования этот вопрос не может быть решен однозначно. В результате детальных исследований должны быть не только выяснены стратиграфически соотношения обоих комплексов гнейсов, но и определены действительные контуры железорудной толщи, выделены из площади развития слюдяных гнейсов железорудные сланцы, а также переслаивающиеся и следовательно генетически тесно связанные с ними, гнейсы, сланцы и амфиболиты.

В силу сказанного, приходится в настоящее время на геологической карте, прилагаемой к данной работе, наметить, пока только по данным аэромагнитной съемки, условные контуры распространения собственно магнетитовых сланцев железорудной толщи, а комплекс слюдяных гнейсов считать нерасчлененным и только условно относить, согласно последней точке зрения А. А. Полканова (1939), к более молодым породам, чем комплекс гранатовых гнейсов.

Естественно, поэтому, что комплекс слюдяных гнейсов Кольского района пока нельзя сопоставлять с гнейсами сходного состава Беломорского района.

Тектоника гнейсовых комплексов исключительно сложна и характеризуется развитием изоклинальных складок и сложных синклиорийев и антиклиорийев.

Среди комплексов гранатовых и слюдяных гнейсов выделяется ряд разновидностей, тесно между собой связанных как пространственно, так и, вероятно, генетически.

Комплекс гранатовых гнейсов включает: 1) гранато-биотитовые гнейсы и примыкающие к ним мигматиты гранатовых гнейсов, 2) биотитовые гнейсы и их мигматиты, 3) пироксеновые гнейсы и сланцы, 4) амфиболиты и мигматиты. Главными, определяющими породами комплекса являются гранатовые гнейсы, характеризующиеся постоянным присутствием граната, ассоциирующего с силлиманитом, андалузитом, кианитом, ставролитом, кордиеритом. Эта группа высокоглиноземистых и магнезиальных минералов свойственна также и гнейсовым горизонтам без граната.

Химизм и минералогический состав этих пород свидетельствуют о значительном обогащении их глиноземом; характерно преобладание  $K_2O$  над  $Na_2O$  и  $MgO$  над  $CaO$ , что является типичным признаком осадочных глинистых пород (парагнейсы). Амфиболовые породы разнообразного состава и различных структур могли возникнуть частью за счет первоначально изверженных, частью же за счет мергелистых осадочных пород, а также в результате гранитизации и мигматизации, довольно широко развитых среди пород комплекса (образование амфиболовых гнейсов за счет амфиболитов).

Гнейсы, распространенные к востоку от Кировской железной дороги, севернее щелочных массивов Хибин и Ловозера, до р. Вороньей, по данным А. Д. Михайлова (1932 г.), М. Д. Кадыровой (1936 г.), В. И. Намоюшко и В. С. Сверчкова (1936 г.), С. Д. Покровского (1937 г.), Т. Л. Гольдбурт (1948 г.) и др., представлены как гранатовыми, так и слюдяными разновидностями. Особо следует отметить местами очень значительное, до промышленного, обогащение гнейсов силлиманитом. Так, например, в районе северных контактов Ловозерского массива С. Д. Покровским разведано силлиманитовое месторождение (гора Карнасурт), залегающее в архейских гнейсах, в котором содержание силлиманита достигает 33%.

Комплекс слюдяных гнейсов и сланцев в основном складывается: 1) биотитовыми гнейсами, состав которых аналогичен биотитовым гнейсам из комплекса гранатовых гнейсов; 2) мигматитами биотитовых гнейсов; 3) амфиболитами и амфиболовыми сланцами, с которыми часто связаны магнетитовые сланцы.

Основной особенностью минералогического состава биотитовых гнейсов является почти полное отсутствие существенно калиевого полевого шпата и наличие плагиоклаза средней основности.

Биотитовые гнейсы обычно обладают отчетливой сланцеватостью. Главными минералами являются: кварц, биотит, плагиоклаз ряда олигоклаз-андезина и мусковит (в небольшом количестве). Второстепенные минералы представлены турмалином, апатитом, цирконом, рудным минералом, хлоритом. На отдельных участках биотитовые гнейсы содержат гранат. Структура их обычно кристаллобластическая.

Биотитовые гнейсы, по мнению А. А. Полканова, возникли двояким путем. Часть из них, несомненно, представляет собой метаморфизованные песчано-глинистые осадки, часть же образовалась за счет гранатовых гнейсов при пропитывании последних щелочными растворами (гранитизация). При этих процессах в гнейсах гранат замещался биотитом.

Процесс биотитизации характерен также для амфиболитов, заключенных в гнейсовой толще.

Мигматиты в комплексе слюдяных сланцев имеют широкое развитие и представлены различными морфологическими типами, связанными с олигоклазовыми и, реже, микроклиновыми гнейсо-гранитами. Мигматиты постепенно переходят в биотитовые гнейсы.

В мигматитах биотитовых гнейсов основным минералом является плагиоклаз ряда олигоклаза, содержащий включения кварца. В обнажениях мигматитов хорошо заметно, что плагиоклаз образует полосы или равномерно рассеян по всей породе. Кроме плагиоклаза, в состав мигматитов входят кварц, биотит, облекающий плагиоклаз, и кварц, реже мусковит и весьма редко микроклин. Второстепенные минералы — апатит, циркон, эпидот, хлорит, развивающийся по биотиту, магнетит.

Встречающиеся среди микроклиновых и плагиоклазовых гранитов ксенолиты гнейсов в северо-восточной части Кольского района, возможно, являются остатками гнейсовой кровли (покровные образования гранитов) и свидетельствуют о том, что в нижнем архее осадки, представленные в настоящее время гнейсами, слагали обширные площади Кольского полуострова.

В этом отношении заслуживает внимания факт наличия большого количества ксенолитов гнейсов в огромном массиве микроклиновых гранитов, расположенном вдоль побережья Баренцова моря (1934 г.).

Амфиболовые породы комплекса слюдяных гнейсов и сланцев разделяются на амфиболиты и амфиболовые сланцы. Последние состоят из обыкновенной роговой обманки, актинолита, куммингтонита и грюнерита с небольшим количеством кварца, либо из куммингтонита, грюнерита и магнетита.

Амфиболиты представлены, главным образом, полевошпатовыми разновидностями, в которых существенную роль играют обыкновенная (реже актинолитовая) роговая обманка и плагиоклаз ряда андезина. Подчиненную роль играют грюнеритовые и куммингтонитовые амфиболиты, характерные для железорудной толщи.

Генезис амфиболовых пород сложный. Вероятно среди них имеются породы, обязанные своим возникновением метаморфизации как осадочных, так и изверженных пород.

Основные закономерности минералогического состава, структура и текстура комплексов гранатовых и слюдяных гнейсов, установленные А. А. Полкановым на материале северо-западной части Кольского района, как показали дальнейшие многочисленные исследования, оказались общими и для остальных районов развития гнейсовых толщ в Мурманской области.

В настоящее время наши знания о распространении гнейсовых комплексов на территории Кольского п-ова значительно расширились в связи с окончанием миллионной и более детальной геологической съемки, а также в связи с промышленным освоением железорудных, сульфидных и слюдяных месторождений.

### **Беломорский район**

В Беломорском районе широким распространением пользуются плагиобиотитовые гнейсы, мигматизированные гранитами. В наиболее северо-западной части этого района на так называемом Нотозерском участке между гранулитовым массивом и Печенгскими тундрами наибольшим распространением пользуются биотитовые гнейсы и гнейсо-граниты.

Необходимо отметить наличие в районе Нотозера комплекса биотито-амфиболовых и амфиболовых гнейсов и амфиболитов, сильно мигматизированных плагиоклазовым и микроклиновым гранитами. Район этот очень плохо обнажен и плохо изучен. При первых, наиболее ранних исследованиях А. А. Полканов считал, что здесь развиты амфиболиты и габбро-амфиболиты (а также амфиболовые гнейсы), образующие огромный Нотозерский массив древнейших основных пород. Более поздние исследования Т. Л. Гольдбурт (1949 г.) показали, что в указанном районе распространены сильно мигматизированные биотито-амфиболовые гнейсы и амфиболиты, природа которых еще не может считаться точно установленной. Возможно, что эти гнейсы отчасти являются метаморфизованными осадочными породами.

Совершенно подчиненное распространение в районе Нотозера имеют гранатые гнейсы, развитые в виде узкой полосы широтного простирания к югу от гряды тундр Кеулик—Кингерем и к западу от Главного хребта Волчьих, Чуна- и Монче-тундр, где гранатые гнейсы имеют уже меридиональное простирание и геологически тесно связаны с полосой гранатых гнейсов, лежащих к востоку от этого хребта.

Наибольшее развитие гнейсовые комплексы и образовавшиеся по ним мигматиты имеют по берегам Кандалакшской губы и к северо-западу от г. Кандалакши в районе тундры Риколатвы, Нямозера, юго-западного побережья оз. Бабинская Имандра и в бассейне р. Ены. К югу от гранулитового массива в верховьях р. Ноты и Гирвас озера, а также южнее последнего большим распространением пользуются мигматиты гранитов по гнейсам.

Развитые на указанных выше площадях в пределах Кандалакшского участка комплексы гнейсов изучены наиболее детально в связи с проводившимися здесь поисковыми работами на слюдяные пегматиты.

По данным работ многочисленных геологов, принимавших участие в изучении этого участка (Б. М. Куплетский, А. М. Шукевич, Н. Г. Судовиков, К. М. Кошиц, Ю. С. Неуструев, Е. Н. Володин, В. Д. Козырев, А. Е. Алешунина, В. А. Масленников, С. А. Дюков и др.), он сложен, в основном, гнейсовыми комплексами. Преимущественное распространение имеют биотитовые гнейсы, биотито-роговообманковые, кианит-гранатые (иногда с кордиеритом), амфиболовые гнейсы и амфиболиты, тесно связанные с гнейсовой толщей и образующие в ней пластовые тела (параамфиболиты) и согласные интрузии (?).

Несмотря на большое разнообразие петрографических типов гнейсов на рассматриваемом участке, они могут быть объединены в три главных толщи, занимающих определенные места как в стратиграфическом разрезе, так и в тектонической структуре района.

Наиболее широко распространен комплекс биотито-плагиоклазовых гнейсов и мигматитов. Он составляет нижнюю толщу. Комплекс амфиболовых гнейсов и амфиболитов представляет собой среднюю толщу. Наконец, наиболее пестрая по составу и менее гранитизированная верхняя толща выделяется под наименованием комплекса биотито-гранато-кианитовых гнейсов.

Большинство исследователей подчеркивает, что для описываемой территории характерна интенсивная мигматизация пород под влиянием интрузий олигоклазового и, главным образом, микроклинового гранита. Процессы гранитизации, проявляющиеся неравномерно, привели к образованию ряда амфиболовых и биотитовых пород, несомненно, за счет пара- и ортоамфиболитов и частью за счет кианито-гранатых гнейсов

(исследования Н. Г. Судовикова, 1934, для района Кандалакши; Ю. С. Неуструева, 1940 г. для района Ковд-озера; Е. Н. Володина, 1940 г. и А. М. Шукевича, 1936 г. для района к югу от Сальных тундр).

Следующей характерной чертой описываемого участка является отсутствие среди гнейсов железистых кварцитов и сланцев (грюнерит-куммингтонитовых, амфиболовых) и связанных с ними магнетитовых месторождений.

Обращает на себя внимание также тот факт, что при метаморфизме первичных осадков, которые безусловно были обогащены глиноземом и магниезией (песчано-глинистые фации), образовалась серия богатых глиноземом минералов, среди которых главная роль принадлежит кианиту при почти полном отсутствии или резко подчиненном значении силлиманита и андалузита. Следует отметить, что некоторые исследователи указывают на то, что в большинстве случаев кианито-гранатовые гнейсы развиты в областях слабой или средней интенсивности гранитизации (Н. Г. Судовиков, Ю. С. Неуструев, А. Е. Алешунина).

Кроме указанных особенностей состава гнейсовых комплексов Беломорского района, необходимо подчеркнуть еще два обстоятельства, свидетельствующих об отличных условиях отложения и последующего преобразования слагающих его горных пород по сравнению с Кольским районом. В этом смысле важны находки кварцитовых пород, отражающих состав первичных осадков района.

Так, В. Д. Козыревым (1941 г.) вблизи впадения р. Ковдоры в р. Ену обнаружен пласт кварцитов, залегающих почти вертикально на контакте амфиболита и слабо гранитизированного биотитового гнейса. Мощность пласта 30—40 м, прослеженная длина по простиранию 750 м.

Ю. С. Неуструев (1940 г.) для района, прилегающего к Ковдозеру, отмечает переслаивание кварцитовых пород с ржавыми (характерный признак) гранитовыми гнейсами и тонкими в 5—6 см прослоями амфиболитов (сульфиды отсутствуют, окраска вызвана, главным образом, разложением граната).

Е. В. Тавастшерн (1946 г.) указывает на нахождение среди древнейших гнейсо-гранитов линзовидных тел эпидото-цоизитовых гнейсов, по-видимому, представляющих метаморфизованные известковистые осадки.

Н. Г. Судовиков (1934, 1939) описывает цоизитовые гнейсы и сланцы, обнаруженные им на островах у с. Пролывы в Кандалакшском районе, где они переслаиваются с биотитовыми гнейсами, а также цоизитовые гнейсы и амфиболиты с тундр Малая Гремяха и Скалистая. В последнем случае породы содержат до 80% цоизита и клиноцоизита.

Н. Г. Судовиков высказывает обоснованное предположение о том, что исключительное богатство указанных пород эпидотовыми и цоизитовыми минералами и тесная их связь с гнейсами свидетельствуют об их образовании за счет известковистых осадков. Современный облик и структуры этих пород обусловлены метаморфическими процессами при особой роли кварцевого метасоматоза.

Тектоническая структура гнейсовых толщ Беломорского района сложная. В связи с наличием среди гнейсов большого количества амфиболитовых тел, реагировавших на складкообразовательные процессы, как более или менее жесткие тела, значительно менее пластичные, чем гнейсы, возникли структуры разлинзования, блокировки (будинажа) этих тел, сопровождающиеся дроблением и растягиванием в процессе дифференциальных движений, усиливающиеся гранитизацией. Эти яв-

ления имеют довольно широкое развитие и определяют во многом облик структур Беломорского района.

Полезные ископаемые, связанные с гнейсовыми комплексами, представлены здесь главным образом слюдоносными пегматитами.

Гнейсы, слагающие полосу, тянущуюся вдоль северного берега Кандалакшской губы, представлены главным образом биотито-гранатовыми, биотитовыми и силлиманито-биотито-гранатовыми разновидностями и, по данным И. С. Ожинского и И. В. Моисеева (1936 г.), в своем развитии связаны с амфиболитами, подвергавшимися гранитизации под влиянием интрузий микроклиновых и олигоклазовых гранитов.

По данным тех же исследователей, в этой толще гнейсов встречаются (правда, очень редко) пластообразные и линзовидные тела песчаных пород, перешедших в кварциты, а также линзы известняков и известковистых пород, превращенных в пироксено-гранатовые скарны. Эти находки первично осадочных пород (район к северу и востоку от Порьей губы и по р. Стрельне — Леонтьева, 1949 г.) позволяют с большей уверенностью судить о происхождении гранатовых и биотитовых гнейсов. Очевидно, они образовались, в основном, за счет песчано-глинистых и мергелистых осадков в эпоху древнейшего архейского диастрофизма.

Силлиманито-биотито-гранатовые гнейсы (отчасти с кианитом) встречаются в этой полосе чаще всего в связи с ареалами гранитизации, т. е. в районах, где интенсивно проявляется мигматизация гнейсов более молодыми гранитами.

В бассейне нижнего течения р. Умбы П. В. Соколов (1934 г.) отмечает наличие силлиманитовых, андалузитовых, кианитовых и кордиеритовых разновидностей гнейсов, появление которых он связывает с контактным влиянием умбинских порфиридных гранитов. Им же в среднем течении р. Варзуги (к востоку и западу от нее) было установлено широкое развитие биотитовых и биотито-гранатовых гнейсов, простирающихся в северо-северо-западном направлении. В этой толще гнейсов довольно часто встречались пластовые тела плагноклазовых и гранатовых амфиболитов.

Этим же исследователем отмечалось проявление процессов гранитизации, местами весьма интенсивных, в результате которых породы обогащались кварцем, мусковитом, турмалином и микроклином, причем активная роль кварца подчеркивалась разъемлением им граната.

В последующие годы закартированная на р. Варзуге П. В. Соколовым толща гнейсов была им же, а также А. М. Шукевичем (1934 г.), Е. Н. Володиным (1938 г.), Н. А. Волотовской (1939 г.) и др. прослежена на восток (Бабозеро, среднее течение и устье рр. Пялицы и Большой Кумжевой и верховье р. Стрельны). Эти исследователи указывали, что восточное окончание гнейсовой полосы характеризуется постепенным усилением явлений гранитизации под влиянием интрузий гранитов до почти полного исчезновения гнейсов, которые наблюдаются здесь в виде мелких, либо огромных (в верховьях р. Стрельны и низовьях р. Пялицы) ксенолитов (?) в гранитах. Среди ксенолитов преобладают биотитовые и двуслюдяные гнейсы, мусковитовые сланцы, биотито-амфиболовые, амфиболовые, реже гранато-биотитовые гнейсы. Биотитовые гнейсы залегают в виде крупных пачек, вытянутых в северо-восточном направлении. Среди них много пропластков и линз амфиболовых и биотито-амфиболовых гнейсов. Мощность прослоев и пачек колеблется от 10—15 см до 100—200 м (Волотовская, 1939 г.).



По мере движения с востока на запад (по побережью Кандалакшской губы до Кировской железной дороги) в гнейсовой толще все больше появляется согласно залегающих амфиболовых пород (амфиболиты и гнейсы). Кроме того, некоторые исследователи (Судовиков, 1934 г.) подчеркивают, что среди высокоглиноземистых минералов, появляющихся в толще гнейсов, начинает преобладать кианит, в то время как силлиманит становится значительно более редким или совершенно исчезает.

В заключение сравнительного обзора распространения и состава гнейсовых толщ Кольского п-ова отметим основные особенности двух описанных районов.

Кольский район характеризуется развитием гранатовых и слюдяных гнейсов, кианито-силлиманитовых гнейсов и других высокоглиноземистых пород. Среди гнейсов встречаются толщи более молодых железорудных сланцев. Степень мигматизации гнейсов средняя, до значительной в отдельных участках. Тектонические структуры представлены серией изоклиналильных антиклинориев и синклинориев северо-западного простирания, опрокинутых на северо-восток.

На северо-восточном побережье Кольского п-ова, очевидно в связи с воздыманием осей крупных структур, гнейсовые комплексы отсутствуют. Их место занимают огромные массивы гранитов, в которых гнейсы встречаются лишь в виде отдельных глыб, относительно ориентировки которых нет достаточно достоверных данных.

Беломорский район является областью преимущественного развития комплекса биотитовых гнейсов и подчиненных им амфиболовых и кианит-гранатовых гнейсов. Среди них практически отсутствует более молодая свита железорудных сланцев и почти нет силлиманитовых гнейсов. Большую роль приобретают амфиболиты и связанные с ними гнейсы. Степень мигматизации весьма значительна, вплоть до полной переработки пород субстрата. Известны относительно широко распространенные реликты первичных осадков (кварциты, цоизито-эпидотовые сланцы).

В районе Порьей губы встречаются скарновые (известковистые) породы и прослои мраморов. Степень мигматизации гнейсовых толщ здесь средняя до значительной.

В тектоническом отношении весь район представляет собой область чередования синклинорных и антиклинорных структур, построенных из серии изоклиналильных синклинальных и антиклинальных складок. Весьма характерна блокировка (будинаж) амфиболитовых тел.

\* \* \*

Определение стратиграфического положения формации гнейсов в целом и установление возрастных границ между отдельными ее толщами и комплексами и взаимоотношений внутри каждого комплекса гнейсов (между отдельными его разновидностями) представляет исключительно сложную задачу, что обусловлено несколькими причинами.

Прежде всего необходимо отметить очень слабую обнаженность гнейсов почти на всей территории Мурманской области, занимающих, как правило, пониженные участки в рельефе (болотные, озерные и речные депрессии). Покров четвертичных отложений для большинства районов (исключая побережье Баренцова моря) составляет не менее 90% от всей площади распространения гнейсов.

Внутри гнейсовых комплексов Мурманской области пока не установлены такие надежные критерии для определения относительного

возраста пород, как базальные межформационные конгломераты или угловые несогласия между отдельными свитами. Кроме того, среди гнейсов почти нет выдержанных маркирующих горизонтов, которые можно было бы непрерывно проследить на сколько-нибудь значительном расстоянии. Какие-либо палеонтологические остатки также отсутствуют.

Очень усложняет общую геологическую картину интенсивная гранитизация гнейсов, в результате которой образовались новые минеральные ассоциации и, отчасти, структуры, маскирующие первичные соотношения пород, что создает дополнительные трудности в определении стратиграфической последовательности осадочных и эффузивных образований.

После этих предварительных замечаний перейдем к рассмотрению стратиграфического положения и соотношений гнейсовых комплексов в каждом из выделенных районов.

Исследованиями А. А. Полканова (1923—1939), Д. В. Шифрина (1833 г.), Ю. С. Желубовского (1932 г.), Л. Я. Харитоновой (1932 г.), Т. Л. Гольдбург (1948 г.), Г. Д. Белякова и Ю. С. Бушканец (1949 г.), Д. Ф. Агапьева (1949 г.), Т. П. Вронко (1949 г.), М. Д. Кадыровой и О. Н. Анищенковой (1949 г.) и др., как уже отмечалось выше, установлено, что выделенные в Кольском районе два комплекса гнейсов — гранатовые и слюдяные гнейсы — представляют собой единое целое; оба комплекса связаны постепенными переходами. Во многих местах установлено переслаивание тех и других гнейсов. Стратиграфическое положение гнейсов в целом определяется на основании следующих соотношений:

- 1) гранатовые и слюдяные гнейсы прорываются олигоклазовыми гнейсо-гранитами;
- 2) гранатовые и слюдяные гнейсы почти повсеместно прорываются микроклиновыми гранитами и связанными с ними жильными образованиями.

Соотношения с олигоклазовым гранитом хорошо устанавливаются в разрезах тундры Виромуай, в верховьях р. Ваенги, на западном берегу фиорда Западная Лица и в других местах. Здесь наблюдается пластовая послонная инъекция или пропитывание гранатовых и слюдяных гнейсов олигоклазовыми гнейсо-гранитами, при этом образуются мигматиты различных морфологических типов.

Ю. С. Желубовский (1932 г.) для гнейсов и залегающих среди них мигматитовых сланцев Кольского фиорда отмечает, что они в той или иной степени подверглись воздействию интрузий олигоклазовых и микроклиновых гранитов, в результате чего возникли мигматиты.

Б. М. Куплетский (1931а, г) и О. А. Воробьева (1931а) отмечают, что биотито-гранатовые гнейсы Чуна- и Волчьих тундр также являются по существу мигматитами.

По данным А. А. Полканова (1935а), Д. Ф. Агапьева (1949 г.), Т. П. Вронко (1949 г.), Т. Л. Гольдбург (1949 г.), на крайнем северо-западе Кольского полуострова вся прибрежная часть Баренцова моря сложена сильно гранитизированными гранатовыми и слюдяными гнейсами. Распространенные на побережье моря и к северу от Печенгских тундр олигоклазовые и микроклиновые гнейсо-граниты прорывают эти гнейсы. То же можно сказать и о породах габбро-амфиболитового комплекса, а также гиперстеновых диоритов, которые, несомненно, моложе свиты гнейсов, так как содержат ксенолиты и глыбы последних.

Таким образом, комплексы гранатовых и слюдяных гнейсов Кольского района, подстилающие породы для которых пока не известны, прорываются всеми более молодыми магматическими породами и относятся к древнейшей эпохе осадкообразования в этом районе.

Что касается стратиграфического взаимоотношения комплекса собственно гранатовых гнейсов и комплекса слюдяных гнейсов, то имеющийся в настоящее время материал по району не дает четкого ответа на этот вопрос. Условно принята последняя точка зрения А. А. Полканова (1939), что слюдяные гнейсы моложе гранатовых.

Природа амфиболитов, во многих местах залегающих (часто в сопровождении амфиболовых гнейсов) среди гнейсов в виде пластовых тел и линз, не может быть расшифрована достаточно ясно. Если судить по их минералогическому составу, взаимоотношениям с вмещающими породами и внутренней структуре, полностью отражающей структуру гнейсов, то большинство из них, очевидно, представляет собой сингенетичные со свитой парагнейсов метаморфизованные прослои известковистых и мергелистых пород. Однако не исключена возможность первично эффузивного происхождения части амфиболитов (покровы основных пород).

Для Беломорского района всеми исследователями отмечается повсеместная инъекция гнейсов плагиоклазовым и микроклиновым гранитом. Большинство исследователей считает, что гнейсовые толщи здесь древнее двух разновозрастных гранитов. Н. Г. Судовиков (1939) отмечает, что выделенные в Беломорском районе два разновозрастных гранита часто не могут быть подразделены по петрографическим признакам, так как они имеют одинаковый или близкий минералогический состав.

Занимаясь детальным изучением гнейсовых толщ района, многие геологи пришли к заключению, что обычно трудно поддающаяся стратификации свита гнейсов местами здесь может быть расчленена не только по составу, но и по возрасту.

Так, например, Н. Г. Судовиков (1934 г.), изучая гнейсы Кандалакшского района, пришел к выводу, что более древними являются существенно плагиоклазовые биотитовые гнейсы, а более молодыми — гранатовые и кианитовые гнейсы. Ему у горы Седловатой удалось наблюдать, как на плагиобиотитовые гнейсы налегают гранато-биотитовые гнейсы с красновато-оранжевым биотитом, содержащие тонкие прослои кианитовых гнейсов и сланцев. В прослоях присутствовал мелкозернистый, почти не различимый простым глазом кварц. Выше залежали кианитовые гнейсы с большим количеством плагиоклаза и с послойным распределением кианита.

В разрезе горы Гремяхи в низких горизонтах преобладают сильно гранитизированные гнейсы, среди которых гранатовые и мусковитовые разности встречаются только в отдельных пластах. В верхах разреза (в наиболее высоких местах) преобладают биотито-гранатовые и кианитовые гнейсы, а мигматиты отсутствуют. В тех случаях, когда возможна реставрация тектонических структур, устанавливается, что кианитовые гнейсы залегают в ядрах синклиналей.

В Енском районе К. М. Кошиц (1934 г.) наблюдал подобные соотношения для разновидностей гнейсов западного склона тундры Руми-Муриста. У подножья тундры, в нижней части разреза гнейсовой толщи, простираясь в меридиональном направлении и падая на восток под углом 30—35°, залегают плагиобиотитовые гнейсы, которые выше по раз-

резу (и гипсометрически) сменяются гранато-биотитовыми гнейсами; стратиграфически еще выше появляется узкая полоса амфиболовых гнейсов, сменяющихся по вертикали кианитовыми гнейсами. Падение последних согласное с нижележащими породами. Обращает на себя внимание, что в большинстве случаев вершины сложены довольно крупнозернистыми кианитовыми гнейсами.

На побережье Кандалакшского залива (Порья губа) И. С. Ожинский и И. В. Моисеев (1936 г.) наблюдали отчетливо выраженное воздействие микроклиновых гранитов на свиту гранатовых и биотито-гранатовых гнейсов. Гиперстеновые гнейсо-диориты этого побережья также моложе гнейсов, так как с ними связано образование гиперстена в узких контактных зонах. Ксенолиты гнейсов обнаружены указанными авторами в более молодых интрузиях основных пород — габбро-норитах и амфиболитах.

Взаимоотношения гнейсов хорошо видны в осевой части большой синклинальной складки в районе мыса Шомбач и на площади между Пильской и Лёв губами. Здесь развиты лейкократовые гранулитоподобные биотито-гранатовые гнейсы, среди которых встречаются пластообразные тела силлиманито-биотито-гранатовых гнейсов. Местами эти гнейсы, тесно переслаиваясь, образуют полосчатые разности с чередованием лейкократовых и более темных обогащенных биотитом и силлиманитом полос. Характерно, что к осевой части синклинала приурочено наиболее широкое развитие мигматитов. Отличительной особенностью пород мигматитовой зоны, а также тесно с ними связанных силлиманито-биотито-гранатовых гнейсов является их ржавый облик, обусловленный присутствием большого количества водных окислов железа. Интересно отметить, что так называемые ржавые гнейсы выделяются многими геологами в Беломорском районе, где гнейсы имеют приблизительно тот же состав и характерный облик.

Таким образом, распространенные здесь гнейсы находятся в тех же взаимоотношениях с олигоклазовыми и микроклиновыми гранитами, амфиболитами и породами комплекса основных интрузий, какие были установлены для остальной части района. В нижнем течении р. Умбы П. В. Соколов (1931 г.) наблюдал результаты воздействия порфировидных микроклиновых гранитов на свиту гнейсов, выразившегося в образовании в последних граната, силлиманита, андалузита, кордиерита, а также пластовые апофизы гранита в гнейсах.

У Вялозера гнейсы мигматизируются микроклиновым гнейсогранитом, причем отчетливо наблюдается вторичное окварцевание пород.

В северо-восточной части Беломорского района (участок между площадью распространения свиты имандра-варзуга и Терским берегом), значительно менее детально изученной, нет данных для расчленения гнейсов на комплексы как на геологической карте, так и в стратиграфической колонке. Стратиграфическое положение гнейсов этой части района определяется их взаимоотношениями с гранитами. Ряд фактов позволяет заключить, что развитые здесь гнейсы несомненно старше гранитов. Так, например, на р. Пялке П. В. Соколов обнаружил ксенолиты биотитовых гнейсов в плагиомикроклиновом граните. А. М. Шукевич (1934 г.) указывает, что в районе р. Стрельны слюдяные и гранатовые гнейсы мигматизированы олигоклазовым гранитом и содержатся в нем в виде ксенолитов.

Многочисленные тела амфиболитов в большинстве своем одновозрастны со свитой гнейсов и с нею переслаиваются. В состав амфиболи-

тов входят обыкновенная, реже глаукофановая роговая обманка, плагиоклаз — от олигоклаза до андезина, иногда кварц. В незначительных количествах присутствуют микроклин, биотит, сфен, гранат, эпидот, хлорит. Микроклин всегда развивается в промежутках между зернами.

Е. Н. Володин (1938 г.) считает, что порфириовидные микроклиновые мигматиты верховьев р. Стрельны образовались по гнейсам.

В районе р. Пялицы среди биотитовых гнейсов Н. А. Волотовская (1939 г.) наблюдала пропластки и линзообразные тела амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов, а также пластовые тела массивного амфиболита. Гнейсы инъецируются мелкими жилками грязно-белого плагиопегматита и аплита и дают все переходы в мигматиты и плагиограниты. Наиболее древними гнейсами она считает биотитовые. Из приведенных данных видно, что гнейсы этого участка несомненно древнее как плагиоклазового, так и микроклинового гранитов.

Более поздние исследователи бассейна рр. Варзуги и Стрельны (С. А. Дюков, М. А. Сотникова, Л. И. Иванова, Н. Б. Ханькова и О. П. Леонтьева) указывают на широкое развитие в этом районе процессов мигматизации гнейсового комплекса плагио-микроклиновым и пегматоидным гранитами, которые они склонны рассматривать как единое целое<sup>1</sup>.

После опубликования в 1939 г. работы Н. Г. Судовикова по гранитизации пород Беломорья идеи метаморфической дифференциации и ультраметаморфизма отразились в работах геологов, занимавшихся геологической съемкой в Беломорском районе. То, что несколько лет назад принималось только за стратиграфическую последовательность, получило новую, хотя и несколько одностороннюю, трактовку.

В. Д. Козырев (1940 г.), производивший работы под руководством Ю. С. Неуструева в районе Кохозера, во многих местах наблюдал следующие соотношения. На гранитизированных биотитовых и биотито-амфиболовых гнейсах лежат амфиболиты, нижняя часть которых обогащена пироксеном, а верхняя гранатом и плагиоклазом; самый верхний горизонт комплекса гнейсов представлен кианит-гранатовыми гнейсами. Переходы между различными разновидностями постепенные. Кианит-гранатовые и биотит-гранатовые гнейсы встречаются в больших массах только на вершинах возвышенностей. Эти гнейсы содержат слойные аплитовые выделения, к которым приурочены крупные кристаллы голубого кианита.

А. Е. Алешунина (1940 г.) для района Лейвойвы отмечает, что кианитовые гнейсы подстилаются гранитизированными биотитовыми гнейсами или залегают среди последних в виде пластов и линз мощностью в 200—800 м. Она считает кианит-гранатовые гнейсы за исходные члены ряда, которые в результате последовательной трансформации под влиянием процессов гранитизации переходят сначала в биотит-гранатовые, а затем в биотитовые гнейсы. Часть биотитовых гнейсов возникла, по ее мнению, в результате гранитизации амфиболовых гнейсов, которые, в свою очередь, образовались в условиях этого же процесса за счет амфиболитов. Подобные соотношения биотито-рого-

<sup>1</sup> Заслуживает упоминания описываемое П. В. Соколовым (1936 г.) пологое и почти горизонтальное несогласное залегание гнейсов на мигматитах олигоклазового гранита (у падуна на р. Варзуге). В связи с тем, что гнейсы здесь милонитизированы, П. В. Соколов истолковывает это несогласие как образовавшееся при надвиге. Гнейсы он все же считает древнее олигоклазовых гранитов. (Прим. ред.).

вообманковых гнейсов с амфиболитами отчетливо наблюдал и подробно описал Е. Н. Володин (1940 г.) для района Сальных тундр.

Н. Г. Судовиков (1939) считает, что распространение дистеновых и гранатовых гнейсов в виде «островов» и реликтовых глыб позволяет сделать заключение о том, что эти породы составляют периферические зоны ареалов гранитизации, в которых широкое развитие приобретают процессы кварцевого метасоматоза, отмечающие самые краевые части указанных ареалов. В более глубинных горизонтах дистеновые и гранатовые гнейсы перемежаются с гнейсами, несущими следы полевошпатового метасоматоза.

Разделяя точку зрения Н. Г. Судовикова, нельзя, однако, оставить без внимания тот совершенно бесспорный факт, что гранатовые и кианитовые гнейсы всегда залегают выше других пород в разрезе; объяснить это можно только признав первичную неоднородность свиты гнейсов и более высокое положение гранатовых и кианитовых гнейсов в стратиграфическом разрезе.

Детальные съемки последних лет подтверждают возможность стратиграфического расчленения гнейсов Беломорского района. Большинство исследователей выделяет здесь три толщи, являющиеся стратиграфическими горизонтами. Толща биотитовых плаггиогнейсов, обычно наиболее сильно мигматизированных, является нижним и, вероятно, наиболее мощным горизонтом. Выше залегает мощная толща амфиболовых гнейсов и амфиболитов, содержащих иногда карбонатные породы. Наиболее верхнее положение в разрезе занимает толща биотито-гранатоквианитовых гнейсов, наименее мигматизированных.

В последнее время делается попытка более подробного деления гнейсовой толщи на целый ряд горизонтов<sup>1</sup>.

Таким образом, исследования последних лет позволяют сделать вывод, что современный облик и строение гнейсовых комплексов Беломорского района являются результатом как последовательности наслоения различного типа осадков (первичная неоднородность и смена фаций), претерпевших впоследствии глубинный метаморфизм, так, отчасти, и дифференциального проявления более молодой гранитизации, сопряженной со складчатостью.

В процессе гранитизации менее всего изменены породы стратиграфически верхней толщи, оказавшиеся в зоне кварцевого метасоматоза (верхи и края ареалов гранитизации); породы нижней части той же толщи, попавшие в зону полевошпатового метасоматоза (зона мигматизации), претерпели глубокие изменения. В частности, гранат, амфибол, а также частью кианит в них замещены устойчивым в этих условиях биотитом.

Таким образом, некоторые биотитовые гнейсы являются не стратиграфическими горизонтами, а глубоко измененными породами, возникшими в процессе щелочного и кварцевого метасоматоза.

В заключение необходимо остановиться на основных особенностях геологического строения и стратиграфии гнейсовых комплексов Беломорского района. Здесь следует указать, что, судя по ряду признаков и,

<sup>1</sup> В свете рассматриваемого вопроса нельзя не отметить описанного Н. Г. Судовиковым (1939) факта несогласного залегания биотитового гнейса на амфиболовых гнейсах на о. Кереть в Белом море. Н. Г. Судовиков считает, что явления интенсивной гранитизации не дают основания определенно интерпретировать этот факт как стратиграфическое или тектоническое несогласие. Будущие детальные исследования Беломорья должны внести ясность в трактовку указанного факта (*Прим. ред.*).

прежде всего, по широкому развитию мигматитов и почти полному отсутствию крупных массивов однородных ювенильных гранитов, район может быть охарактеризован как область, где вскрыты эрозией наиболее глубинные и самые древние горизонты архея. Древний архейский возраст гнейсовых толщ подтверждается данными определения возраста микроклиновых гранитов по радиоактивному распаду (свыше 1500 млн. лет).

В отличие от Кольского района для Беломорского района характерно преобладание в существенно глиноземистых гнейсах кианита. Это обстоятельство, свидетельствующее о более низкой степени метаморфизма гнейсов по сравнению с гнейсами Кольского района, в которых преимущественно развивается силлиманит, не находит пока удовлетворительного объяснения. Можно лишь высказать предположение, что возникновение и преобладание силлиманита в гнейсах Кольского района связано отчасти с изменением кианита в силлиманит под влиянием крупных гранитных масс (пояса ороговикования в верхних частях интрузий), отсутствующих (или уничтоженных эрозией) в Беломорском районе, сопряженных или предварявшихся вертикальными движениями земной коры.

Анализ стратиграфических взаимоотношений гнейсовых комплексов с другими породами и внутри комплексов по двум основным районам Мурманской области позволяет сделать следующие выводы:

1. Гнейсовые комплексы в обоих районах являются более древними, чем микроклиновые и олигоклазовые гнейсо-граниты, гиперстенновые диориты и габбро-амфиболиты, и принадлежат к архейской эпохе осадкообразования.

2. Внутри гнейсовых комплексов намечается стратификация, обусловленная первичной неоднородностью осадков и процессами региональной гранитизации.

3. К наиболее древним комплексам следует отнести плагиобиотитовые гнейсы, амфиболовые гнейсы и амфиболиты, а также гранатовые и гранато-кианитовые (с амфиболитами) гнейсы Беломорского района. Наиболее высокое положение занимают кианитовые и кианито-гранатовые гнейсы, аналогом которых, возможно, являются гранато-силлиманито-кианитовые гнейсы Кольского района. Относительно стратиграфического положения комплекса слюдяных гнейсов Кольского района определенных данных нет. Вероятно, этот комплекс содержит разновозрастные толщи.

4. Гнейсовые комплексы содержат местами многочисленные пластовые и линзообразные тела амфиболитов, часть которых, несомненно, представляет собой метаморфизованные осадочные породы. В связи с ними и за счет них в условиях гранитизации возникали амфиболовые и биотито-амфиболовые гнейсы, которые, подобно биотитовым гнейсам Беломорского района, не связаны с определенным стратиграфическим горизонтом, а образовывались там, где имела место интенсивная гранитизация амфиболитов.

5. По составу гнейсы являются преимущественно метаморфизованными осадочными породами, среди которых существенную роль играли терригенные песчаные, а также глинистые фации (гиперглиноземистые осадки). Значительно меньшее значение имели эффузивные образования кислой и основной магм.

6. С комплексом гнейсов связаны важнейшие полезные ископаемые и, в первую очередь, многочисленные слюдяные и кварцево-полевошпато-

вые пегматитовые жилы и месторождения высокоглиноземистых и абразивных минералов (кианита и граната).

Поскольку среди слюдяных гнейсов Кольского района известны железорудные толщи, точно еще не выделенные из остальной части гнейсовой толщи и не оконтуренные, расчленение и изучение последней представляет особую важность.

### ВЕРХНИЙ АРХЕЙ

Верхнеархейские образования в Мурманской области, как уже отмечалось, выделяются условно. К этой группе пород пока относится железорудная толща сланцев, распространение которой ограничивается Кольским районом. Относительно того, были ли развиты сланцы железорудной толщи в пределах Беломорского района, в настоящее время определенно сказать трудно.

Железорудные гнейсы и сланцы на Кольском п-ове приурочены как к структурам синклинориев, образованных гнейсовыми комплексами нижнего архея, так и, отчасти, — к районам распространения гиперстеновых диоритов. Проведенные в последнее время аэромагнитные съемки позволили весьма отчетливо оконтурить площади ранее известных месторождений и рудопроявлений и выявить ряд новых.

Наиболее широкое распространение железорудная толща имеет в Заимандровском районе, где она образует так называемую южную полосу рудоносных пород, собранных в синклинальные складки в сложном Заимандровском синклинории. На юго-восток железорудные породы этой полосы протягиваются с перерывами почти до Хибинского массива и затем обнаруживаются в районе Полисарских озер (Губачев, 1949 г.). Северо-западным продолжением Заимандровских железорудных месторождений «южной» полосы, по-видимому, являются выходы гнейсов и амфиболовых сланцев с железными рудами среди амфиболитов тундры Толпывид, близ северо-восточного подножия тундры Кучин (Михайлюк, 1953 г.). Наконец, уже за пределами СССР, на территории Полярной Норвегии, железорудные месторождения Сюдварангера служат крайним северо-западным продолжением этой железорудной полосы.

Меньшим распространением и меньшими размерами месторождений отличаются магнетитовые сланцы «северной» полосы, пересекающей Кольский фиорд и прослеживающейся с перерывами на северо-запад до берегов Баренцова моря близ Долгой губы в Варангер-фиорде. Юго-восточное продолжение северной полосы отмечается данными аэромагнитной съемки в бассейне р. Уймы (правый приток р. Вороньей) и значительно восточнее.

Третья, Шонгуй-Лопарская или так называемая средняя, полоса магнетитовых сланцев прослеживается аэромагнитной съемкой в виде двух аномальных зон в бассейне оз. Чудзьярв, в районе горы Половиной и еще далее к юго-востоку в бассейне р. Курги и оз. Сейярв.

Железорудные магнетитовые сланцы и кварциты в своем распространении тесно связаны с комплексом слюдяных гнейсов, описанных выше. Однако, как уже отмечалось, они должны быть выделены в самостоятельную, более молодую, свиту. Каков объем и границы этой свиты, пока сказать нельзя. Поэтому на прилагаемой геологической карте местоположение свиты определяется в основном данными аэромагнитной съемки, подтвержденными во многих случаях наземными исследованиями. Поскольку железорудные толщи залегают в ядрах синклинориев,



образованных слюдяными гнейсами, вероятно, часть последних при будущих исследованиях удастся отнести к железорудной толще.

Крупные промышленные железорудные месторождения на Кольском п-ове находятся в Заимандровском районе, где они залегают в ядрах сложной синклинойной структуры, образуемой вмещающими слюдяными гнейсами. Детали тектонической структуры и состава железорудных толщ (железистые кварциты) «южной» полосы отчетливо выявляются при изучении Оленегорского и Кировогорского месторождений (Гурвич, 1949 г.; Гедовиус, 1951 г.).

В Заимандровском районе железорудная толща «южной» полосы распространена в виде двух мощных пачек сланцев, имеющих северо-западное простирание и прерывающихся по простиранию. Пачки рудоносных пород разведены толщей слюдяных гнейсов. К северо-восточной пачке приурочено Оленегорское, а к юго-западной — Кировогорское месторождения.

Разведочные работы крупного масштаба, проведенные на этих месторождениях, позволили установить основные закономерности залегания рудных тел не только на поверхности, но и на значительной глубине (по скважинам), выявить специфические черты внутренней тектоники их, состав руд и взаимоотношения с рудовмещающими породами. Наиболее детально изучено в этом отношении Кировогорское месторождение, по которому получены новые данные, имеющие значение для понимания происхождения, метаморфизма и тектоники гнейсовых толщ северо-западной части Мурманской области.

Менее крупные месторождения «южной» и «северной» полос изучены еще недостаточно.

Оленегорское и Кировогорское железорудные месторождения принадлежат к одной и той же геологической формации железорудных гнейсов и сланцев, тесно связанной в своем распространении с мощной толщей древних слюдяных гнейсов.

Оленегорское месторождение находится в 5 км на северо-запад от ст. Оленья Кировской железной дороги. Рудоносные породы, представленные магнетитовыми и гематито-магнетитовыми (с незначительной примесью амфибола) сланцами и кварцитами, заключены в слюдяные и слюдяно-роговообманковые гнейсы, являющиеся наиболее распространенными породами в районе Оленьей горы. Резкой границы между рудой и вмещающей породой не наблюдается. Слюдяные гнейсы, залегающие как в висячем, так и в лежащем боках месторождения, мигматизированы микроклиновым гранитом. Отдельные пачки гнейсов, мощностью от нескольких метров до 20 м, обнаружены среди железистых кварцитов. Гнейсы слагают пластообразные тела и залегают совершенно согласно с железистыми кварцитами. Гнейсовая текстура гнейсов и ленточная слоистость (полосчатость) железистых кварцитов — параллельны. Простирание гнейсов преимущественно северо-западное при падении на юго-запад под углами в 60—80°.

Железистые кварциты характеризуются ясно выраженной слоистостью, обусловленной чередованием очень тонких прослоев преимущественно кварцевых (с примесью цветных и рудных минералов) с прослоями, сложенными рудными минералами. Мощность этих прослоев исчисляется миллиметрами. Указанная микрослоистость в разрезе представляется в виде характерной тонкой полосчатости.

Среди железистых кварцитов наиболее распространены роговообманково-магнетитовые разности. Главным минералом этих пород является

кварц. Затем следуют роговые обманки типа актинолита, тремолита, куммингтонита и обыкновенной роговой обманки. Пироксен представлен диопсид-геденбергитом. Почти постоянно присутствуют гранат, слюды, эпидот, карбонаты. Весьма редки полевые шпаты. Основные рудные минералы—магнетит и гематит; сульфиды железа и меди имеют подчиненное значение.

П. А. Гурвич (1949 г.) считает, что отличительной чертой взаимоотношений гнейсов и рудных кварцитов на Оленегорском месторождении является отсутствие между ними четких контактов, с чем связан расплывчатый характер контура рудной залежи.

Для иллюстрации характера контактов залежи и тесной пространственной и генетической связи рудных кварцитов с вмещающими их гнейсами приведем два разреза по скважинам висячего и лежащего боков месторождений.

Висячий бок Профиль 26, скважина № 29	Глубина залегания в м
Морена	0,00— 5,00
Гнейс биотитовый и амфиболовый	5,00— 72,97
Кварцит магнетитовый	72,97— 73,75
Гнейс биотитовый с жилами пегматита	73,75— 79,79
Кварцит магнетитовый	79,79— 81,02
Гнейс биотитовый	81,02— 82,27
Кварцит магнетитовый	82,27— 82,87
Гнейс биотитовый мелкозернистый	82,87— 84,17
Кварцит магнетитовый	84,17— 86,67
Гнейс биотитовый и амфиболовый с прослоями гранато-эпидото-кальцито-кварцевой породы и магнетитового кварцита	86,67— 94,06
Кварцит магнетитовый с прослоями сланца	94,06— 96,36
Гранит темно-розовый	96,36—106,40
Кварцит магнетитовый	106,40—109,51
Гнейс биотитовый	109,51—111,82
Кварцит магнетитовый с прослоями гнейса	111,82—116,03
Пегматит с жилками кварца	116,03—124,15
Гнейс биотито-амфиболовый	124,15—133,63
Кварцит магнетитовый	133,63—142,96
Пегматит	142,96—143,56
Кварцит магнетитовый	143,56—147,19
Гранит-мигматит	147,19—153,56
Кварцит магнетитовый и гематито-магнетитовый	153,56—164,54
Пегматит с прослоями сланца	164,54—167,65
Кварцит гематито-магнетитовый с прослоями сланца и кварца	167,65—182,35
Жильный кварц	182,35—183,25
Кварцит гематито-магнетитовый с прослоями магнетитового	183,25—209,89
Метадиабаз	209,89—215,28
Кварцит магнетитовый	215,28—215,78
Чередование прослоев пегматита, метадиабазы и кварцита	215,78—217,88
Диабаз	217,88—226,32

Лежащий бок (замок наклонной складки)  
Профиль 44, скважина № 68

Морена	0,00— 5,12
Гнейс биотитовый с тонкими жилками кварца	5,12— 46,15
Кварцит гематито-магнетитовый и магнетитовый	46,15—116,25
Гнейс биотитовый и местами амфиболовый	116,25—137,80
Кварцит гематито-магнетитовый с прослоями магнетитового	137,80—152,19
Гнейс амфиболо-биотитовый	152,19—166,83

Как видно из приведенных данных, гнейсы, рудные кварциты и сланцы переслаиваются в разрезах. В висячем боку рудная залежь прорывается интрузией пегматоидных гранитов, что вызывает появление

в толще гнейсов и железистых кварцитов многочисленных пегматитовых жил. На поверхности рудная залежь прослежена на 2,7 км и, имея пластовый характер, выклинивается в северо-западном и юго-восточном направлениях. Максимальная видимая мощность ее составляет 315 м.

Сложный характер имеет толща метаморфических пород, развитая в районе месторождения и слагающая рудную залежь. Она образована гнейсами, мигматитами, метасоматическими породами, железистыми кварцитами (роговообманково-железистыми, пироксено-железистыми, эпидото-роговообманково-железистыми и слюдисто-железистыми) и кристаллическими сланцами (альбито-эпидото-роговообманковыми, мусковито-актинолитовыми, магнетито-амфиболо-альбитовыми и другими). Последние залегают в свите гнейсов и переслаиваются с железистыми кварцитами. Вся толща в целом рассматривается, как образовавшаяся за счет метаморфизации древних осадочных пород, обогащенных железом.

Форма рудной залежи установлена до глубины 170—220 м, так как часть скважин была остановлена в руде. В связи с этим характер нижней границы залежи остался невыясненным.

Анализируя форму залежи по отдельным разведочным профилям, П. А. Гурвич пришел к выводу о ее пластообразном характере. Падение залежи определяется как юго-западное под углом около 80°. Вместе с тем изучение отдельных сечений залежи показывает, что на глубине наблюдается усложнение ее структуры. Так, например, на профиле (см. рис. 42), вдоль которого залежь хорошо разведана скважинами, в том числе одной структурной, структура залежи рисуется как опрокинутая на северо-восток лежащая синклиальная складка с усложненным северо-восточным крылом.

Микротектоника рудных кварцитов проявляется в образовании микроскладок, отражая некоторые особенности формирования залежи. Размеры микроскладок определяются сантиметрами. Анализ микроскладчатости показывает, что простирание микроскладок в общем отвечает простиранию залежи, и оси их полого погружаются на юго-восток. Последнее обстоятельство дает некоторое основание считать, что в юго-восточном направлении вскрываются стратиграфически более высокие, а в северо-западном направлении более низкие горизонты месторождения.

В целом Оленегорское месторождение может рассматриваться как сильно сжатая сложная и, видимо, опрокинутая к северо-востоку антиклинальная складка. Большая видимая мощность рудных кварцитов месторождения обусловлена современным эрозионным срезом, обнажающим одну и ту же собранную в крутые складки и неоднократно перемещающую толщу.

Интрузивные породы в районе Оленегорского месторождения представлены гнейсо-гранитами, пегматоидными гранитами, пегматитами и аплитами. Редко встречаются габбро-нориты. Последние вскрыты на глубине в лежащем боку залежи.

Вдоль всякого бока прослеживаются мощные жилы пегматоидных гранитов. В кварциты они дают лишь апофизы небольшой мощности. Жилы пегматоидных гранитов на глубине выклиниваются, но вместе с тем появляются слепые тела их.

Гнейсо-граниты образованы, главным образом, микроклиновыми гранитами II группы, сопровождающимися полями мигматитов. Эти граниты, безусловно, моложе гнейсов, сланцев и рудных кварцитов, которые они инъецируют. Олигоклазовые граниты I группы встречаются редко

и на ограниченных площадях. В районе месторождения наблюдаются, главным образом, мигматиты этого гранита по гнейсам. Вопрос о взаимоотношениях рудных кварцитов с олигоклазовыми гранитами не выяснен. По мнению П. А. Гурвича (1949 г.), древнейшие граниты не оказывают воздействия на железорудные сланцы, хотя пропластки плаггиогнейсогранитов в сланцах и гнейсах им отмечаются в ряде скважин.

Кировогорское месторождение приурочено к юго-западной пачке железорудных пород Заимандровского района.

В геологическом строении месторождения принимают участие следующие породы (от более древних к молодым): а) комплекс гнейсов и амфиболитов; б) железорудная толща; в) олигоклазовые и микроклиновые граниты. Все эти породы относятся к архею. Наиболее молодыми являются диабазовые дайки, относящиеся к протерозою или даже к палеозою.

По данным Е. А. Гедовиуса (1951 г.), железорудная толща месторождения и вмещающие ее гнейсы образуют небольшой антиклинорий, ось которого, погружающаяся на юго-восток под углом 32—48°, испытывает отдельные местные перегибы.

Детальные исследования структуры Кировогорского месторождения позволили Е. А. Гедовиусу доказать существование в пределах месторождения не отдельных разрозненных рудных линз (по старым представлениям линзы А, Б и В), а единой рудной толщи магнетитовых кварцитов, слагающей сложный, опрокинутый на северо-восток антиклинорий, крутопогружающийся в юго-восточном направлении. Структура рудной толщи на современной поверхности во многом зависит от условий эрозийного среза, вскрывшего сводовую часть складки.

Е. А. Гедовиусом на основании изучения гранулометрического состава железистых кварцитов и характера распределения рудного минерала и железистых силикатов высказано предположение о фациальном выклинивании продуктивной толщи в юго-западной части месторождения, где отмечается более мелкозернистое сложение кварцитов и обеднение их железом как рудным, так и силикатным (увеличение глубины бассейна?).

Среди пород, вмещающих месторождение, наибольшим распространением пользуются гнейсы, представленные биотитовыми, амфилобиотитовыми, силлиманито-биотитовыми и гранато-биотитовыми разновидностями. Характерной особенностью их является наличие частой перемежаемости слоев различного состава при постепенных переходах от одной разновидности к другой. Гнейсы вмещают маломощные тела параамфиболитов.

Среди железистых кварцитов Кировогорского месторождения выделяются наиболее распространенные амфило-железистые их разновидности, а также пироксено-железистые, амфило-пироксено-железистые и бедные неполосчатые массивные кварциты. Железистые кварциты, как правило, обладают четко выраженной тонкополосчатой до грубополосчатой текстурой, совершенно аналогичной текстуре руд Оленегорского месторождения. Вместе с тем, на Кировогорском месторождении установлено наличие почти массивных, неполосчатых кварцитов со слабым оруденением. Эти кварциты имеют ограниченное распространение и приурочены к лежащему боку юго-западного крыла залежи.

Главный рудный минерал кварцитов — магнетит, незначительная роль принадлежит мартиту и совершенно подчиненное значение имеют сульфиды.

Многочисленные жилы микроклиновых пегматитов в железистых кварцитах вызвали образование мигматитов, связанное с появлением розового микроклина и вторичного кварца, то образующих не вполне отчетливые полосы, то равномерно пропитывающих породы. Кислые интрузивные породы на месторождении представлены плагиоклазовыми и микроклиновыми гранитами, а также жильной серией пород пегматит-аплитового типа. Эти последние, образуя ветвящиеся пластовые жилы, отчетливо пересекают весь комплекс пород месторождения; за исключением более молодых диабазов. Характерной чертой всех кислых интрузивных пород Кировой горы является их интенсивная катаклазированность.

Что касается возраста железорудных образований как Оленегорского, так и Кировогорского месторождений, а также всей железорудной толщи Мурманской области, то прямых геологических данных для решения этого вопроса нет. Как и при определении стратиграфического положения гнейсов, являющихся вмещающей толщей для железистых кварцитов, приходится, с одной стороны, обращаться к взаимоотношениям гнейсов с гранитами архея и, с другой стороны, к фактам, установленным в соседних районах.

Так как железорудная толща А. А. Полкановым рассматривалась как составная часть комплекса слюдяных гнейсов, то, основываясь на фактах прорывания этого комплекса гранитами обеих групп, она вместе с гнейсами относилась к нижнему архею (Полканов, 1935а, 1936а, 1939а).

Несмотря на столь определенные данные А. А. Полканова о стратиграфическом положении гнейсовых комплексов Кольского п-ова, как пород несомненно более древних, чем существенно олигоклазовый (более ранний) и существенно микроклиновый (более поздний) граниты, все же этот вопрос не может считаться решенным. Дело в том, что на соседней территории Норвегии, в Сюдварангере, в лежащем боку рудной залежи магнетитовых кварцитов (Marstrander, 1918) имеется конгломерат, содержащий гальку олигоклазовых гранитов, роговообманковых сланцев (Hausen, 1926; Séderholm, 1931) и гранатсодержащего гнейса (Полканов, 1924). Олигоклазовые гнейсо-граниты слагают обширные площади морского побережья, образуя с гнейсами мигматиты (Хаузен, 1926). Олигоклазовые граниты прослеживаются непрерывно и на территории Мурманской области (Агапьев, 1949 г.; Курылева, 1946 г. и др.).

Как олигоклазовые граниты, так и железные руды в Сюдварангере пересекаются жилами микроклинового гранита и пегматита. С другой стороны, на Кольском п-ове, как было уже указано, олигоклазовые граниты рвут не только гранатовые гнейсы, но и предположительно вышележащие слюдяные гнейсы с залежами железных руд.

Следовательно, данные о возрасте олигоклазовых гранитов Сюдварангера и Кольского п-ова находятся в резком противоречии. А. А. Полканов (1935а) считает, что олигоклазовые граниты Кольского п-ова аналогичны гнейсо-гранитам, входящим в состав конгломерата Сюдварангера (и окружающих районов) и являются одновозрастными с ними. Поскольку на Кольском п-ове толща слюдяных гнейсов с железными рудами прорывается указанными олигоклазовыми гранитами, а в Норвегии (Сюдварангер) аналогичная железорудная толща залегает с перерывом на этих гранитах, то А. А. Полканов вынужден был считать эти железорудные толщи разновозрастными. В Норвегии эта толща относится к верхнему архею (Седерхольм, 1932), а на Кольском полуострове она была отнесена А. А. Полкановым (1935а, 1936а) к нижнему

архею и сопоставлялась с железорудной формацией Швеции. Олигоклазовые граниты (I группа) считались им древнейшими нижнеархейскими (постсвионийскими).

Таким образом, железорудные толщи двух смежных районов, Сюдварангера и Кольского п-ова, лежащие на простирании друг друга и имеющие близкий состав, относятся к разновозрастным образованиям, что едва ли является правильным.

Широкое распространение магнетитовых кварцитов в докембрии северо-запада Советского Союза и на сопредельных зарубежных территориях в качестве весьма устойчивой фации, в ассоциации с однородным комплексом сопровождающих их пород, позволяет все же высказаться в пользу одновременного их образования на всей этой территории.

Наличие олигоклазовых гранитов, подстилающих толщу железорудных пород (Сюдварангер), и олигоклазовых гранитов, которые прорывают толщу гнейсов с железными рудами, заставляет допустить существование олигоклазовых гранитов по крайней мере двух возрастов — дожелезорудных и послезелезорудных. В частности, последние могут быть фациальной разновидностью несомненно более молодых, чем руды, существенно микроклиновых гранитов III группы.

Если более древние олигоклазовые граниты являются нижнеархейскими (Полканов, 1935а, 1936а), то толщи гнейсов и сланцев с железными рудами, а также прорывающие их олигоклазовые и микроклиновые граниты (послезелезорудные) могут быть и моложе нижнего архея, например, вернеархейскими или даже нижнепротерозойскими. Определенно решить вопрос о возрасте железорудной толщи или точно выделить ее из состава древнейших гнейсовых комплексов пока не удается.

### **МАГМАТИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ И МЕТАМОРФИЗМ**

К магматическим породам архейского возраста относятся метаморфизованные основные и ультраосновные породы, представленные амфиболитами и габбро-амфиболитами, гиперстеновыми диоритами и комплексом основных и ультраосновных пород ряда габбро-норит — перидотит, известных под названием друзитов и, наконец, комплексом основных пород гранулитовой формации. Перечисленные породы являются представителями интрузивной фации. Вопрос о наличии среди архейских комплексов гнейсов основных эффузивных пород практически разрешить трудно. Можно предполагать, что большая часть многочисленных согласных залежей амфиболитов в гнейсах образовалась за счет эффузивных пород, но доказать это вследствие сильного метаморфизма нельзя.

Среди кислых магматических пород архейского возраста большим распространением пользуются олигоклазовые и микроклиновые граниты. Вопрос о генезисе этих пород, как и вообще всяких гранитов, еще не разрешен. Несомненно, что среди архейских гранитов Мурманской области имеют место как магматические, так и метасоматические образования. Кислые эффузивы архейского возраста точно не известны. Возможно, что среди гнейсов архея имеют место такие разновидности, которые могли образоваться за счет метаморфизма кислых эффузивов.

### **НИЖНЕАРХЕЙСКИЕ ОСНОВНЫЕ ИНТРУЗИИ**

#### ***Комплекс габбро-амфиболитов и амфиболовых гнейсов***

Породы комплекса габбро-амфиболитов и амфиболовых гнейсов имеют довольно широкое развитие в архее Мурманской области, причем

число вновь открытых амфиболитовых тел возросло в связи с детальными геологическими съемками последних лет. Однако проблема возраста и происхождения амфиболитов остается нерешенной. Глубокий метаморфизм, который претерпели эти породы, и их почти повсеместное согласное залегание внутри или на контактах с комплексами гнейсов (лишь отчасти гиперстеновых диоритов и олигоклазовых гранитов) затрудняют определение первичной природы пород (эффузивы или глубинные образования) и их места в стратиграфической колонке. Безусловно, имеются габбро-амфиболиты, внедрившиеся в эпоху древнейшей саамской складчатости, а также до и после этой эпохи, что в различных районах может быть доказано.

В приводимом ниже порайонном описании пород этой группы выделены те амфиболиты и связанные с ними образования, которые с большей или меньшей долей вероятности могут быть отнесены к наиболее ранним породам нижнего архея, имеющим магматическое происхождение.

**К о л ь с к и й р а й о н.** Для данного района, особенно для его северо-западной части, амфиболиты наиболее подробно описаны А. А. Полкановым (1953а), который наблюдал их среди полей развития гранатовых и слюдяных гнейсов, олигоклазовых гранитов, гиперстеновых диоритов, главным образом в районе Нотозера и рр. Лотты, Печи, Туломы, Улиты и Шовны. Им был выделен Нотозерский массив габбро-амфиболитов, образующих серпообразное тело, обращенное выпуклостью на северо-восток. Этим исследователем указывалось, что район распространения амфиболитов очень плохо обнажен и что его строение усложняется наличием внутри массива амфиболитов прослоев гнейсов, более молодых норитов и микроклиновых гнейсо-гранитов, образующих обширные поля мигматитов на южной окраине района.

Т. Л. Гольдбург (1949 г.), производившая детальные геологические исследования в районе Нотозерского массива в 1948 г., доказала, что такого массива практически не существует. По ее данным, район Нотозера представляет собой область преимущественного развития амфиболитов, амфиболовых и биотитовых гнейсов, тесно ассоциирующих с мигматитами по крайней мере двух гранитов — олигоклазового и микроклинового.

Амфиболиты, встречаемые среди полей гранатовых и слюдяных гнейсов, весьма сходны между собой по условиям залегания (пласты и линзы) и составу. Эти породы иногда с уверенностью можно назвать ортоамфиболитами, однако установление их первичного эффузивного или интрузивного характера ввиду высокой степени метаморфизации является во многих случаях невозможным. По составу амфиболиты в гнейсовых комплексах представлены главным образом плагиоклазовыми, пироксеновыми и гранато-пироксеновыми разностями, отчасти переходящими в амфиболо-биотито-микроклиновые и биотитовые гнейсы.

Породы с более сохранившимися первичными магматическими структурами отвечают составу габбро и пироксенитов.

Амфиболиты, связанные своим распространением с гиперстеновыми диоритами, следует рассматривать как метаморфизованную фацию этих пород в областях гранитизации.

В олигоклазовых гранитах и гнейсо-гранитах Мурманского массива (см. ниже описание гранитов) амфиболиты наблюдались либо в форме пластовых тел, либо в виде обломков эруптивных брекчий (агматитов) и небулитовых агматитов.

В районе Кольского фиорда иногда удается установить, что пластовые тела основных пород в олигоклазовых гранитах отвечают по составу метагаббро. У устья губы Волоковой наблюдаются крупные эруптивные брекчии, состоящие из включений амфиболитов, пересекаемых олигоклазовыми пегматитами (Полканов, 1935а).

Беломорский район. В этом районе амфиболитовые тела, структурно сопряженные с гнейсами, имеют широкое распространение.

Большая часть их относится к ортоамфиболитам, образовавшимся за счет габбро. Тела амфиболитов имеют самые разнообразные размеры, достигая нескольких километров по протяженности и сотен метров по мощности. Характерна постоянная ассоциация амфиболитов с амфиболовыми, отчасти амфиболо-биотитовыми гнейсами, залегающими в краевых частях амфиболитовых пластов и мелких массивов, а также почти повсеместная блокировка (будинаж) этих тел (Алешунина, 1940 г., Козырев, 1941 г.; В. А. Масленников, 1940 г.).

По данным В. А. Масленникова (1940 г.), в районе Мансул-тундры тела ортоамфиболитов часто имеют линзообразную форму, причем вмещающие гнейсы обтекают их. У контактов амфиболиты, как правило, рассланцованы, в центральных частях тел во многих случаях сохраняют массивное сложение. Часто наблюдается четковидное расположение амфиболовых тел (будинаж), разорванных на отдельные блоки, растянутые по простиранию. Трещины в амфиболитах часто выполнены пегматитами и не продолжают во вмещающие гнейсы. Подобные факты отмечаются для района западнее Кандалакши Е. И. Нефедовым и др. Нефедов рассматривает амфиболиты как метаморфизованные и расчлененные на части в процессе метаморфизма и тектонических движений дайки основных пород.

А. Е. Алешунина (1939 г.) отмечает, что амфиболиты в Енском районе почти повсеместно, в особенности в областях интенсивной гранитизации, сопровождаются краевыми фациями, представленными амфиболовыми и амфиболо-биотитовыми гнейсами. Если судить по довольно широкому распространению этих гнейсов, среди которых амфиболиты местами сохраняются лишь в виде реликтов, можно предположить, что амфиболиты до первой эпохи гранитизации играли значительно более существенную роль в геологическом строении района.

На побережье Кандалакшского залива, в районе Порьей губы, по данным И. В. Моисеева, И. С. Ожинского (1936 г.) и З. А. Бурцевой (1950 г.), амфиболиты образуют пластообразные тела с выдержанными элементами сланцеватости и полосчатости, ориентированными в северо-западном направлении. Мощность тел составляет от нескольких сантиметров до 5 м и более. В амфиболитах наряду с обыкновенной ярко-зеленой роговой обманкой часто присутствует бесцветный диопсидовый пироксен. В значительных количествах местами появляется альмандин. Под влиянием микроклиновой инъекции амфиболиты участками постепенно переходят в гранато-амфиболовые гнейсы.

Довольно характерной особенностью амфиболитовых тел описываемого района является их трещиноватость, причем трещины многочисленны и носят перистый характер. Амплитуды смещения по трещинам незначительны. Часть трещин заполнена рудными кальцитовыми жилами и щелочными порфиритами.

К. М. Кошиц (1935 г.) указывает, что в Тумчинском районе ортоамфиболиты залегают среди гнейсов и гнейсо-гранитов в виде реликто-



вых тел. По составу это амфиболо-пироксеновые породы с плагиоклазом ряда андезина.

Довольно распространен гранат. В некоторых разностях можно различить реликты габбровой структуры. Амфиболиты р. Тумчи местами секутся жилками олигоклазового гнейсо-гранита.

Взаимоотношения ортоамфиболитов с гранато-амфиболо-биотитовыми гнейсами и олигоклазовыми гнейсо-гранитами Е. Н. Володину удалось наблюдать в районе нижнего течения р. Ноты. В одном из обнажений им была обнаружена 10-сантиметровой мощности жилка гранатового амфиболита, секущего гранато-амфиболо-биотитовый гнейс. В свою очередь, эта жилка и гнейс пересекались жилками олигоклазового гнейсо-гранита.

Судя по многочисленным описаниям, амфиболиты Беломорского района по составу не отличаются разнообразием. Преобладающее значение имеют амфиболиты из обыкновенной роговой обманки, плагиоклазовые и гранатовые разновидности, причем гранат является довольно типичным фациальным минералом. Что касается залегания амфиболитов, то нигде, за исключением описанного Е. Н. Володиным случая, не было обнаружено несогласного залегания их по отношению к структуре гнейсов.

Породы комплекса габбро-амфиболитов — амфиболовых гнейсов не несут сколько-нибудь существенной рудной минерализации. Лишь местами в них наблюдается редкая, а участками значительная пирито-пиротиновая вкрапленность с небольшим содержанием кобальта, не имеющая практического значения (например, в районе тундры Рогома).

Амфиболиты в северо-восточной части Беломорского района были подробно описаны П. В. Соколовым, А. М. Шукевичем, Н. А. Волотовской, Е. Н. Володиным и др. Здесь эти породы залегают преимущественно в гнейсах в виде согласных пластовых тел весьма изменчивой мощности. Иногда наблюдается относительно тонкое переслаивание гнейсов с амфиболитами (измененные эффузивы — покровы?).

Для бассейна рр. Стрельны и Сосновки А. М. Шукевич (1934 г.) отмечает, что амфиболиты, залегающие в олигоклазовых гранитах и гнейсах, древнее этих гранитов (а также микроклиновых гранитов, инъецирующих все остальные породы), но моложе гнейсов и отчасти им одновременны.

Амфиболиты в гранитах встречаются либо в виде крупных тел; либо в виде ксенолитов с неясными расплывчатыми очертаниями. Состоят они главным образом из обыкновенной роговой обманки, реже глаукофана, обязательно присутствует плагиоклаз, основность которого меняется от олигоклаза до андезина, иногда встречается кварц. Резкое подчиненное значение имеют микроклин, биотит, гранат, эпидот, хлорит и сфен. Магматические структуры не наблюдаются в связи с высокой степенью метаморфизма.

Многочисленные и достаточно крупные тела амфиболитов описаны П. В. Соколовым (1931 г.) в бассейне рр. Умбы и Варзуги. И здесь (например, рч. Кривец, Канозеро) рассланцованные амфиболиты залегают согласно с вмещающими гнейсами. Часть амфиболитов, как например, амфиболиты р. Варзуги, состоит из тремолита, актинолита, пойкилобластового граната и кварца. Последний иногда сопровождается биотитом. Главная масса амфиболитов состоит существенно из андезина и обыкновенной роговой обманки. Реликты пироксена весьма редки.

### **Комплекс гиперстеновых гнейсо-диоритов**

Одними из первых исследователей Кольского п-ова, описавших породы комплекса гиперстеновых диоритов для района восточнее Кандалакши, были Н. Г. Кассин (1923) и Д. С. Белянкин (1924в).

Позднее А. А. Полканов (1932—1935) на основании своих многолетних исследований северо-западной части полуострова дал подробную характеристику этого сложного и своеобразного комплекса пород, в котором главенствующую роль играют гиперстеновые гнейсо-диориты, магматическое происхождение которых не вызывает особых сомнений.

Последующими работами геологов Ленинградского (ныне Северо-Западного) геологического управления породы указанного комплекса были установлены во многих частях полуострова.

Кроме районов распространения гиперстеновых диоритов на площади от р. Туломы до оз. Имандры, где эти породы исследованы А. А. Полкановым и отчасти М. Д. Кадыровой-Вагаповой (1949 г.), гиперстеновые диориты или генетически связанные с ними породы (диорито-гнейсы, кварцевые гиперстеновые диориты, гнейсо-нориты и амфиболиты) были обнаружены в полосе гнейсов севернее Ловозерских тундр (Михайлов, 1932 г.), на территории развития и в связи с мощным поясом гранулитов (Шукевич, 1933 г., 1935 г.; Е. Н. Володин, 1939 г., 1940 г., Т. Л. Гольдбурт, 1949 г. и др.). Эти породы были установлены также на простирании гранулитового комплекса на южном побережье полуострова, в районе Кандалакши—Порьей губы (Лебедев, 1937; Бурцева, 1950 г.; Антоновская, 1951 г.; Ожинский, 1936 г. и др.).

В районе с. Умбы кварцевые гиперстеновые диориты тесно генетически и пространственно связаны с комплексом порфировидных гранодиоритов и гранитов (Ожинский и Мойсеев, 1936 г.). К. М. Кошиц (1935 г.) описал гиперстеновые диориты из районов Толвандозера. Л. С. Коссовой (1949 г.) закартировал большой и сложно построенный массив гнейсо-диоритов к северу от р. Лотты<sup>1</sup>.

Стратиграфическое положение гиперстеновых диоритов не является определенным; в этом отношении необходимы еще дополнительные детальные исследования. Так, например, гиперстеновые диориты, образующие согласные интрузии в толще гнейсов района р. Туломы, Кольского фиорда и к северу от р. Лотты, и в свою очередь подвергающиеся воздействию олигоклазовых гранитов, А. А. Полкановым (1935) и Л. С. Коссовым (1949 г.) относятся к интрузивным образованиям раннеархейской, саамской эпохи диастрофизма.

Гиперстеновые диориты, генетически связанные с комплексом основных пород гранулитовой формации, должны рассматриваться на современном уровне наших знаний о стратиграфическом положении гранулитов, как образования второй, архейской эпохи складчатости.

Кварцевые гиперстеновые диориты и диорито-гнейсы (часто гнейсо-диориты), расположенные в экзоконтакте пород Главного хребта Мончегундры и никеленосных массивов основных пород (Нюдауйвенч, Кумужья), отчасти могут рассматриваться как возникшие в результате взаимодействия норитовой магмы с толщей древних гнейсов. В этом случае, если принять протерозойский возраст пород Главного хребта и ос-

<sup>1</sup> В последнее время к юго-востоку от Кольского фиорда в районе озера Пуарент-Явр закартирован еще один большой массив гиперстеновых диоритов, прорываемый предположительно протерозойскими гранитами (*Прим. ред.*).

новых никеленосных массивов Ньюдауйвенч и Кумужья, указанные гиперстеновые диориты следует считать также протерозойскими.

Вероятно, к эпохе карельского диастрофизма (во всяком случае, не древнее этого возраста) относятся кварцевые гиперстеновые диориты района с. Умбы (умбинский комплекс).

Ниже описываются породы комплекса гиперстеновых диоритов, образовавшиеся в саамскую эпоху диастрофизма. Гиперстеновые диориты более молодого возраста рассматриваются в соответствующих разделах тома.

Породы комплекса гиперстеновых гнейсо-диоритов описаны к западу и к востоку от р. Колы (тундры Ссывер, Чигарконтъ, Пуривыд и др.) и у ст. Тайболы. На этой площади наблюдались наиболее крупные тела указанных пород, местами сопровождающиеся более молодыми образованиями (Полканов, 1935а).

По форме залегания гиперстеновые гнейсо-диориты ближе всего отвечают пластовым интрузиям, имеющим северо-западное простирание. Это направление, совпадающее с простиранием вмещающих гнейсовых толщ, в большинстве случаев определяет массивы гиперстеновых гнейсо-диоритов как согласные с гнейсами тела. Значительно реже наблюдаются секущие по отношению к гнейсам контакты. Чаще всего это имеет место в случае даек. Породы комплекса относятся к гнейсо-диоритовой, частью к гнейсовой структурной фации.

В результате детального петрологического и структурного изучения для отдельных массивов гиперстеновых диоритов удается установить, что их гнейсовая текстура имеет первичный характер и возникла в процессе внедрения магмы, при ее течении. Вторичная гнейсовая текстура, появляющаяся в процессе перекристаллизации этих пород при глубинном метаморфизме, совпадает с первичной.

Зависящий от тектоники вмещающих гнейсов характер внутренней тектоники гиперстеновых гнейсо-диоритов, при наличии первичной расчлененности, возникающей под ориентирующим влиянием плоскостей контактов, свидетельствует о том, что интрузии пород комплекса гиперстеновых гнейсо-диоритов происходили одновременно со складкообразованием в условиях бокового давления.

Образуя в большинстве случаев согласные интрузии в гнейсах, гиперстеновые гнейсо-диориты, как отмечают А. А. Полканов, Д. В. Шифрин и М. Д. Кадырова, местами инъецируются олигоклазовыми гнейсо-гранитами и, следовательно, являются образованиями более ранними, чем последние. Однако такое разграничение по возрасту этих древних интрузий не всегда может быть произведено, так как местами наблюдаются взаимные переходы между указанными гранитами и диоритами.

Более поздние микроклиновые граниты интенсивно мигматизируют гиперстеновые диориты и вызывают появление, за счет последних, пород типа чарнокитов, мангеритов и амфиболитов.

Господствующим распространением пользуются диориты. Иногда они сопровождаются гнейсо-норитами, габбро-норитами и значительно реже перидотитами и пироксенитами. В норитовых породах как новообразования (в процессе метаморфизма) возникают гранат, амфибол и кварц. По характеру темноцветных минералов среди диоритов выделяют три группы: 1 — содержащие амфибол, гиперстен, диопсид; 2 — только гиперстен; 3 — гиперстен и авгит.

А. А. Полканов считает, что образование диоритов различного состава является следствием реакций обмена между твердой фазой и маг-

матическим расплавом. В результате этого процесса ранний амфибол диоритов замещался парагенетической ассоциацией минералов гиперстен—диопсид—анортит. При замещении амфиболов и пироксенов биотитом образовались биотитовые диориты, а при реакции между гиперстеном и анортитом — гранатовые диориты.

В последнюю стадию кристаллизации пород комплекса гиперстеновых диоритов в условиях подвижности магматического расплава происходили явления протобластеза, приводившие к дальнейшему изменению минералогического состава пород (автометаморфизм).

Постмагматические процессы играли также значительную роль и, в совокупности с процессами автоматоморфизма, вероятно, приводили к образованию диорито-гнейсов с характерной гранулитовой структурой.

Породы с первичным амфиболом, очевидно, могли возникать в наиболее раннюю стадию эволюции магматического распада в условиях высокого давления и при перераспределении твердой фазы в процессе движения (течения) кристаллизующейся магмы. Последующее развитие процесса приводило к образованию амфиболовых габбро и диоритов.

Диорит-аплиты и кварцевые породы возникали на конечных стадиях кристаллизации расплава.

Собственно гиперстеновые диориты могли образоваться либо при преобразовании амфиболовых пород, либо при непосредственной кристаллизации из расплава, подобно диоритам и связанным с ними породам, содержащим ромбический пироксен наряду с моноклинным.

Во всех этих рядах процесс кристаллизации приводил к образованию сначала основных членов данной серии.

Наиболее распространенные породы комплекса — гиперстеновые диориты в обнажениях (тундра Ссывер и др.) — часто показывают неоднородность своего строения, выражающуюся в полосчатой текстуре, обусловленной перемежаемостью светлых прослоев с темными пропластками, обогащенными биотитом, диопсидом и амфиболом. Под микроскопом устанавливается взаимопараллельное расположение темноцветных компонентов и развитие удлиненных зерен кварца, подчеркивающих сланцеватый облик породы.

Структура гиперстеновых диоритов в большинстве случаев кристаллобластическая.

Главной составной частью породы является ксеноморфный плагиоклаз, основность которого отвечает андезину (от № 28 до № 37). Калиевый полевой шпат в виде самостоятельной минеральной фазы не встречается, однако часто наблюдается антипертитовое прораствание плагиоклаза каплевидными\* и лентообразными зернышками его. Плагиоклаз иногда содержит корродированные включения кварца и мелкие зерна циркона, биотита и магнетита. Двойники плагиоклаза обычно изогнуты и носят следы деформации.

Гиперстен, слабо окрашенный в бледно-розовый цвет, развит в виде ксеноморфных зерен, выполняющих промежутки между зернами плагиоклаза. Обычно наблюдается интенсивное замещение его биотитом и местами серпентином.

Магнетит либо включен в гиперстен, плагиоклаз и кварц, либо занимает промежутки между ними. Циркон и апатит чаще всего образуют зерна округлой формы.

В разновидностях гиперстеновых диоритов, обогащенных биотитом, последний встречается в нескольких разновидностях, отличающихся по формам развития и цвету.

Химический состав (в %) гиперстено-биотитового гнейсо-диорита из обнажения между ст. Кола и разездом Шонгуй (обр. № 616 из сборов А. А. Полканова) следующий:  $\text{SiO}_2$ —56,78;  $\text{TiO}_2$ —0,92;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ —15,39;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ —3,74;  $\text{FeO}$ —6,36;  $\text{MnO}$ —0,13;  $\text{CaO}$ —4,16;  $\text{MgO}$ —5,99;  $\text{K}_2\text{O}$ —3,59;  $\text{Na}_2\text{O}$ —2,69;  $\text{P}_2\text{O}_5$ —0,34; п. п. п.—1,46;  $\text{H}_2\text{O}$ —0,15; сумма — 101,7.

С комплексом гиперстеновых диоритов во многих местах пространственно, по мнению А. А. Полканова, и генетически связаны пироксено-магнетитовые сланцы. Эти породы, которые по содержанию магнетита и масштабам оруденения могут рассматриваться как небольшие железорудные месторождения, установлены к востоку от Кировской железной дороги (разезд Шонгуй), между рр. Туломой и Колой и к западу от р. Туломы. Согласно А. А. Полканову, образование их является результатом широкого развития процессов автометасоматоза, протекающих в интрузиях пород комплекса гиперстеновых диоритов. На последних стадиях кристаллизации этих пород имеет место образование магнетита в связи с процессом окварцевания, имеющим региональный характер.

Образование сланцев и кварцитов, обогащенных магнетитом, при процессах кремневого и железистого метасоматоза, очевидно, происходило за счет более основных разновидностей пород из комплекса гиперстеновых диоритов, содержавших несколько повышенное количество магнетита. Значительную роль играли также процессы распада содержавших железо силикатов и привнос магнетита кварцевыми растворами.

Приведенная гипотеза происхождения части железистых кварцитов Кольского п-ова в связи с автометасоматозом под влиянием интрузий гиперстеновых диоритов не является общепризнанной, так как многие черты структуры и состава этих магнетитовых пород сближают их с железистыми кварцитами Заимандровского и других районов полуострова, где эти кварциты с достаточным основанием рассматриваются как осадочно-метаморфические образования (Д. Ф. Мурашев, Н. С. Зонтов). Однако, вне зависимости от взглядов на происхождение магнетитовых кварцитов Кольского п-ова следует иметь в виду, что комплекс гиперстеновых диоритов, к которым местами приурочены магнетитовые сланцы, заслуживает дальнейшего изучения, как практически интересный комплекс пород, в пределах распространения которого могут быть обнаружены новые промышленные месторождения железа.

## ВЕРХНЕАРХЕЙСКИЕ ОСНОВНЫЕ ИНТРУЗИИ

### *Комплекс метаморфизованных основных пород гранулитовой формации<sup>1</sup>*

Впервые породы гранулитовой формации изучались Б. А. Поповым (1900) при его маршрутных исследованиях в западной части Кольского п-ова. Им было указано на возможность параллелизации авгито-гранато-плагиоклазовых гнейсов, слагающих тундры Туадаш и Сальные, с гранулитами Финляндии.

А. А. Полканов (1935а) указывал на наличие гранулитоподобных пироксеновых и амфиболовых гнейсов в южной части Нотозера.

Наиболее подробное описание гранулитов и связанных с ними основных пород дал А. М. Шукевич (1933 г., 1935 г.). Небольшой участок

<sup>1</sup> Основной текст данного раздела написан Е. Н. Володиным. Д. В. Полферову принадлежит описание пород западной части гранулитовой формации.

массива гранулитов был затронут исследованиями Н. Г. Судовикова (1935).

М. Г. Равич (1935 г., 1936 г.), производивший поисковые работы на сульфиды в районе Сальных и Туадаш-тундр, описал развитые здесь основные породы и гранулиты. Комплекс гранулитов исследовался Е. Н. Володиным (1939 г., 1940 г., 1948 г.), А. В. Клоковой (1949 г.), Ю. К. Гуменным (1950 г.) и Д. В. Полферовым (1949 г., 1951 г.).

Впервые под названием гранулитовой формации на Кольском п-ове А. М. Шукевичем в 1932 г. был описан комплекс пород, в который вошли эклотиты, гиперстеновые нориты и диориты и собственно гранулиты. Все эти породы обладают своеобразными текстурами, структурами и содержат много граната, в том числе в значительном количестве магнезиальную разновидность его — пироп. Шукевичем было установлено, что указанная группа горных пород образует непосредственное продолжение гранулитов Финляндии.

В настоящем томе под собственно гранулитами описываются лейкократовые метаморфические породы кислого состава, содержащие плагиоклаз, кварц, микроклин, гранат и иногда немного силлиманита или кианита. Кварц в гранулитах образует прожилки и линзовидные агрегаты. Кислые гранулиты развиты главным образом в западной половине гранулитового массива и на карте показаны отдельно.

К основным и средним породам данного комплекса термин «гранулит» применять по настоящему не следовало бы, так как по своему составу они сильно отличаются от собственно гранулитов. В восточной половине массива их сближает с последними мелкозернистая и тонкозернистая структура, богатство большинства разновидностей гранатом того же состава, что и в собственно гранулитах, тесная геологическая и тектоническая связь и одинаковые условия метаморфизма (гранулитовая фация).

Однако в западной половине массива (Ниванкюльские тундры, Ловно- и Нюрм-тундры) основные и средние породы формации менее изменены: структуры их более крупнозернистые, гранат в ряде случаев отсутствует, появляясь главным образом в контактах с собственно гранулитами.

Таким образом, степень метаморфизованности основных пород гранулитового комплекса при движении с востока на запад заметно уменьшается.

Все вышеперечисленные образования (как основные, так и кислые) пока условно объединяются в единый геологический комплекс. Однако следует иметь в виду, что при последующих более детальном исследовании гранулитовая формация может получить новое истолкование, как массив средних и основных пород, малоизмененных в западной и интенсивно метаморфизованных в восточной части.

Необходимо отметить, что в пределах Кольского п-ова собственно гранулиты распространены меньше чем метаморфические породы габбро-диоритового состава; в отличие от саксонской гранулитовой области основные члены данного комплекса играют подчиненную роль и в Финляндии.

После этих предварительных замечаний перейдем к описанию пород гранулитовой формации.

Горный массив, сложенный породами так называемой гранулитовой формации, располагается в северо-западной части Кольского п-ова. Область его распространения ограничена с запада государственной границей с Финляндией и Норвегией, с востока 30° восточной долготы, с юга

68° и севера 68°40' северной широты. Этот горный массив состоит из целого ряда возвышенностей высотой до 1000 м, носящих название Ловно, Нюрм, Кацким, Туельм, Лотом, Туадаш и Сальные тундры. Естественные границы его проходят на севере по долине р. Лотты, а на юге по долинам рр. Ноты и Вувы. На западе горная тундровая гряда продолжается на территорию Финляндии, где также распространены гранулиты.

Вмещающие породы массива представлены различного рода гнейсами и сланцами архейского и частью условно протерозойского возраста. Преобладающими являются биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы, меньшим распространением пользуются биотито-роговообманковые и гранато-биотито-роговообманковые их разновидности. Среди указанных гнейсов встречаются пласты различной мощности кианито-гранато-биотитовых сланцев и гнейсов, силлиманитовых гнейсов, пластовые тела амфиболитов и согласные интрузии олигоклазовых гнейсо-гранитов.

Все перечисленные породы в различной степени инъецированы микроклиновым гранитом с образованием мигматитов. В зоне контакта массива гранулитов располагаются более молодые интрузии габбро-норитов, перидотитов, пироксенитов, гранитов и щелочных сиенитов.

Вмещающие гнейсы обычно интенсивно перемяты, в связи с чем элементы залегания их варьируют в широких пределах. Часто наблюдается мелкая складчатость и местами плейчатость. Однако в зоне контакта сланцеватость гнейсов всегда параллельна внутренней структуре гранулитовой формации.

Комплекс гранулитов непосредственно подстилается слюдяно-гранатовыми и биотито-роговообманковыми гнейсами, преобладающими в восточной части контактной зоны. С севера и северо-востока он обрамляется кианито-гранатовыми, биотитовыми и гранато-биотитовыми гнейсами, согласно падающими на северо-восток. Основные породы гранулитовой формации в зоне контакта сильно амфиболлизированы, местами нацело превращены в гранато-полевошпатовые амфиболиты. Обычно слюдяно-гранатовые и биотито-роговообманковые гнейсы располагаются ближе всего к комплексу гранулитов, дальше от контакта находятся биотитовые гнейсы, часть которых представляет собой измененные, сильно огневосованные разности олигоклазовых гнейсо-гранитов.

Породы гранулитовой формации слагают большой, сложнопостроенный горный массив, имеющий в плане вид изогнутой горной гряды, протягивающейся от государственной границы СССР с Финляндией и Норвегией через южный конец Нотозера и Ньякозера на востоке. Эта гряда имеет два дугообразных изгиба: один — большой, обращенный выпуклостью на север, другой — меньший, у юго-восточного конца Сальных тундр, выпуклостью обращенный на юг. Ширина массива достигает до 90 км на западе и до 4 км на востоке.

Комплекс пород гранулитовой формации на всем протяжении от государственной границы до восточного окончания на Сальных и Ньякатундрах интенсивно дислоцирован. Изучение сланцеватости и расслоенности массива позволяет установить, что комплекс пород образует в плане два крупных асимметричных изгиба. Соответственно с этими изгибами меняется в общем однообразное падение пород в северных румбах. К западу от р. Ноты наблюдается падение на северо-запад под углами 40—50°. К северу от западного конца Нотозера простирается пород широтное, падение к северу. В пределах большей части Сальных тундр и на Туадаш-тундре простирается полосчатости и сланцеватости северо-западное

с падением на северо-восток. На юго-восточном окончании Сальных тундр массив имеет синклиналиное строение.

Плоскости сланцеватости во вмещающих породах вблизи массива гранулитов имеют простирание и падение, согласное с простиранием и падением плоскостей сланцеватости пород массива; вдали же от контакта простирание и падение плоскостей сланцеватости в гнейсах, сланцах, мигматитах и гнейсо-гранитах самое разнообразное и показывает на сложную складчатую структуру указанных образований.

Несмотря на многие общие черты геологического строения рассматриваемого массива, отмечаются резкие различия между его западной и восточной частями. Граница между восточной и западной частью проходит по депрессии от Нотозера и р. Ноты в северо-восточном направлении и, вероятно, является тектонической. Породы восточной части массива более сильно изменены, чем западной. Почти отсутствующие в восточной части гранато-кварцево-полевошпатовые породы (так называемые гранулиты) западнее предполагаемого сброса (по р. Ноте и Нотозеру) приобретают широкое распространение, а гиперстеновые диориты — сильно метаморфизованные и тектонизированные на востоке (Туадаш—Сальные тундры) — на западе метаморфизованы значительно слабее.

Отмеченные особенности пород, слагающих массив, возможно, находятся в связи с указанным выше большим сбросом, по обе стороны которого современным эрозионным срезом вскрыты различные по глубинности сечения части массива.

Исходя из вышеизложенного, ниже рассматриваются отдельно: а) восточная часть массива (тундры Сальные, Туадаш и Нявка) и б) западная часть массива (Ниванкюльские тундры, Кацким-, Нюрм- и Ловно-тундры).

*Комплекс метаморфизованных основных пород Сальных, Туадаш-и Нявка-тундр.* Сальные тундры и лежащие к западу от них тундры Туадаш представляют собой наиболее крупные возвышенности, отдельные вершины которых достигают 997 м (гора Элгорас). Изолированно от Сальных тундр к юго-востоку от них располагается менее высокая тундра Нявка.

Геологическое строение массива Сальных и Туадаш-тундр изучено наиболее полно и поэтому на описании его остановимся более подробно.

Различные породы расположены в пределах массива закономерно. Так, например, по периферии его располагаются породы, относящиеся к группе лейкократового и меланократового габбро, гранатовых лабрадоритов, гранатовых пироксенитов и перидотитов. Непосредственно на южном контакте древнего гнейсового комплекса с вмещающими породами залегают гранато-полевошпатовые амфиболиты, которые Е. Н. Володин (1948 г.) рассматривает как продукты метаморфизма основных пород периферической части массива. Центральная часть массива слагается гнейсовидными норитами, диоритами, гранатовыми диоритами, полевошпатовыми пироксенитами и пироксенитами. Среди пород данной группы встречаются пластовые тела собственно гранулитов или гранато-кварцево-полевошпатовых пород.

Ниже приводится характеристика пород, слагающих массив, начиная от периферии к центру.

Гранато-полевошпатовые амфиболиты при контактовой зоне массива. Это — мелко-, равномернозернистые породы черного цвета, состоящие в основном из обыкновенной роговой обманки, граната, плагиоклаза — андезина и авгита. Количество пироксе-



на непостоянно. В некоторых разновидностях в небольшом количестве присутствует биотит. Гранато-полевошпатовые амфиболиты располагаются по периферии массива гранулитов, представляя собой амфиболизированные основные породы из комплекса гранулитов. Амфиболиты непосредственно контактируют, с одной стороны, с гнейсами, с другой стороны, — с меланократовой разновидностью лейкократового габбро, в пределах Сальных тундр, норитами и диоритами, в пределах Туадаш-тундры.

Ширина зоны амфиболитов не более 1,5 км. На северо-восточном контакте массива гранулитов в пределах Сальных тундр ширина зоны амфиболитов не более 0,5 км; к югу от горы Застейд-2 сплошная зона амфиболитов отсутствует, а наблюдается чередование пластовых тел амфиболитов с пластами гранато-биотитовых гнейсов. В пределах Сальных тундр гранато-полевошпатовые амфиболиты постепенно переходят в гранатовые лабрадориты.

Группа полосатого лейкократового и меланократового габбро, гранатовых лабрадоритов и пироксенитов. Наиболее распространенной разновидностью этой группы является полосатое лейкократовое габбро. Макроскопически это мелкозернистая серовато-белого или серого цвета порода. Полосчатость совпадает со сланцеватостью. Лейкократовое габбро слагает несколько пластовых тел, располагающихся по периферии массива гранулитов. Одно из самых больших тел находится на юго-западе Сальных тундр, где оно вытянуто в северо-западном направлении. В юго-восточном конце Сальных тундр тело меняет свое простирание на широтное, а затем в районе горы Юршлаг — на северо-восточное, соответственно полосчатости вмещающих гнейсо-норитов и гнейсо-диоритов. Полосчатость и гнейсовидность в габбро ориентирована параллельно плоскостям контакта. Падение полосчатости всюду на север, под углом от 10 до 40° для западной и от 40 до 70° для восточной (гора Юршлаг) части пластового тела.

Лейкократовое габбро перекрывается норитами и подстилается гранато-полевошпатовыми амфиболитами, непосредственно контактирующими с вмещающими породами.

На северо-восточном контакте массива, в пределах Сальных тундр, наблюдается вторая большая пластовая интрузия лейкократового полосатого габбро, протягивающаяся с северо-запада на юго-восток от горы Застейд-1 до горы Гирвас. Мощность этой интрузии к югу резко уменьшается. Полосчатость пород имеет северо-западное простирание с падением на северо-восток под углами от 40 до 80°. Описываемое интрузивное тело располагается между гнейсо-норитами и гранато-полевошпатовыми амфиболитами, выклиниваясь в северо-западном и юго-восточном направлениях. Интрузия состоит в основном из лейкократового габбро, среди которого наблюдаются пласты различной мощности меланократового габбро, гранатовых и полевошпатовых пироксенитов и гранатовых лабрадоритов, переслаивающихся друг с другом и с лейкократовым габбро. Значительно реже встречаются небольшие тела перидотитов. Одно из таких тел, размером 25×15 м, залегает в полосатом лейкократовом габбро на северных склонах горы Гирвас. Характерно, что полосчатость габбро окаймляет линзу перидотитов.

Заслуживает внимания небольшая линзовидная интрузия полосатых габбро-норитов с друзитовой структурой, залегающая на контакте лейкократовых полосатых габбро с гранатовыми амфиболитами южного склона Сальных тундр. Габбро-нориты содержат рассеянную вкрапленность магнетита, титаномагнетита и ильменита. По данным анализов

штучных проб содержание пятиоксида ванадия в них составляет 0,6% (Полферов, 1949 г.).

Своеобразным по текстуре является лейкократовое габбро, слагающее большое пластовое тело на горе Поршуйвишь (Сальные тундры) и горе Абварь (Туадаш-тундра). К северу и югу это тело быстро выклинивается. В южной части (гора Поршуйвишь) центральный участок его сложен крупнозернистым массивным лейкократовым габбро. По направлению к периферии массивная текстура постепенно исчезает и появляется порода, в которой среди мелкозернистой массы основного плагиоклаза располагаются линзовидные агрегаты мелких кристаллов пироксена, амфибола и граната, ориентированные в одном направлении.

Полосатое габбро мигматизировано развитым в этом районе роговообманковым гранитом. Процессы мигматизации не имеют широкого распространения и наиболее интенсивно проявлены на северных склонах гор Вуим и Налыхт (Сальные тундры). Здесь же наблюдаются отдельные жилы светло-розового аплитовидного гранита с небольшим количеством граната. В некоторых из них включены ксенолиты лейкократового габбро и черного мелкозернистого амфиболита (размером  $20 \times 40$  см).

Большое тело лабрадоритов, вытянутое в северо-восточном направлении, обнаружено А. М. Шужевичем (1936 г.) к западу от Хлебной ва-раки (р. Явра) и на вершине ее. Эта интрузия залегает между гранатобитовыми гнейсами и породами комплекса гнейсо-норитов и гнейсодиоритов. Небольшое тело тех же пород встречено к северу от Нотозера на северо-восточном контакте массива гранулитов.

Все породы данной группы, связанные между собой постепенными переходами, по химическому составу относятся к габбро (табл. 3). В основном они состоят из граната, лабрадора, моноклинного пироксена и зеленой роговой обманки. Исключением являются пироксениты, не содержащие полевого шпата, и гранатовые лабрадориты, в которых отсутствует пироксен.

Моноклинный пироксен представлен главным образом авгитом, реже диопсид-геденбергитом. Ромбический пироксен — гиперстен наблюдался почти исключительно в гранатовых пироксенитах. Наряду с указанными разновидностями иногда присутствуют пироксены диопсидклиноэнстатитового и, возможно, диопсид-жадеитового ряда.

В породах данной группы амфибол представлен двумя разновидностями. Преобладает обыкновенная роговая обманка с отчетливым плеохроизмом в зеленовато-желтых тонах,  $2V = -84^\circ$ ,  $cNg = 18^\circ$ . Подчиненную роль играет светло-зеленый, слабо плеохроирующий положительный амфибол, отличающийся от типичного паргасита большим углом погасания и углом оптических осей.

Гранат содержит пироповой молекулы от 57 до 63%, т. е. больше, чем в гранулитах и гранатовых гнейсовидных диоритах. Химический анализ (в %) граната из гранатовых пироксенитов горы Березовая вара (к западу от р. Ноты), произведенный в химической лаборатории Ленинградского технологического института имени Ленсовета (аналитик Розман) показал следующее:  $SiO_2$ —39,98;  $TiO_2$ —0,10;  $Al_2O_3$ —21,55;  $Fe_2O_3$ —4,68;  $Cr_2O_3$ —следы;  $FeO$ —5,37;  $CaO$ —9,48;  $MgO$ —17,18;  $MnO$ —0,35;  $K_2O$ —0,85; п. п. п.—0,09, сумма—99,63. При пересчете результатов химического анализа на молекулы получается следующее (в %): пироп — 62,8; гроссуляра — 20,3; альмандина—9,7; андрадита—4,4; спессартина—0,8; прочих окислов — 2,0.

Таблица 3

Район	Порода	Химический состав															
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	Cl	п.л.	Сумма
Туадаш тундра	Лабрадорит из комплекса гранулитов	50,19	0,09	28,55	1,45	0,73	0,01	0,76	13,62	0,71	3,05	0,10	—	—	—	0,76	100,02
Сальные тундры	Габбро-лабродорит из комплекса гранулитов	50,12	0,18	22,66	3,20	2,82	0,09	4,44	12,82	2,56	0,93	0,18	0,54	0,20	—	0,27	101,01

Химический состав граната можно изобразить следующей формулой:  $(\text{FeMn}_1\text{Mg}_{63}\text{Ca}_{75})_3(\text{Al}_{82}\text{Fe}_{12})_2\text{SiO}_2$ ,  $n=1,733+0,002$ . Соотношение окислов:  $\text{RO}:\text{R}_2\text{O}_3:\text{SiO}_2=2,80:1:2,76$ . Удельный вес 3,57.

Группа гнейсовидных норитов, диоритов, гранатовых диоритов и пироксенитов центральной части массива. Гнейсовидные нориты и особенно гнейсовидные диориты являются наиболее распространенными разновидностями пород описываемой группы, а также всего массива, в котором они слагают центральную часть. Макроскопически это темно-серые мелкозернистые породы с отчетливой гнейсовидной и полосатой текстурой, обусловленной послойным чередованием пластов различного состава. Гнейсовидность проявляется в отчетливой ориентировке мелких кристаллов или линзообразных агрегатов пироксена. Нориты и диориты геологически тесно связаны друг с другом. Обе породы согласно полосчатости и гнейсовидности расланцованы и разбиты на тонкие плитки толщиной от 2 до 10 см.

Нориты и диориты макроскопически очень похожи и поэтому их трудно отграничить друг от друга. Для Сальных тундр установлено, что диориты очень часто содержат гранат и тяготеют к самой середине массива, а нориты расположены ближе к периферии, к северо-востоку и юго-западу от диоритов, и в своем составе очень редко имеют гранат.

На Туадаш-тундре более основные и меланократовые разновидности диоритов, переходящие в нориты, располагаются ближе к периферии массива, в то время как центральная часть его сложена преимущественно лейкократовыми диоритами с более кислым плагиоклазом.

На Сальных тундрах преобладают меланократовые породы, на Туадаш-тундре и далее к западу — лейкократовые. Во многих обнажениях наблюдается перемежаемость диоритов с гранулитами, плагиоклазитами, полевошпатовыми и оливковыми пироксенитами.

Полевошпатовые пироксениты отличаются от диоритов только большей меланократовостью, являясь переходной породой от пироксенитов к диоритам и норитам. Пластовый характер тел пироксенитов и одинако-

вый с диоритами минералогический состав позволяет предполагать, что все эти породы составляют единую возрастную и генетическую группу. Нориты и диориты в отдельных местах содержат мелкие жилки светло-розового аллитовидного гранита с гранатом и жилы кварца. Сильная мигматизация этих пород наблюдается в зоне контакта их с лейкократовыми габбро, особенно на горе Юршлаг (юго-восточный конец Сальных тундр). Для пластовых тел полевошпатовых пироксенитов и лейкократовых диоритов отмечается будинач структура.

Все разновидности пород описываемой группы в основном состоят из двух минералов: ромбического или моноклинного пироксена и плагиоклаза различной основности — от андезина до битовнита. Постоянно встречается гранат с содержанием пироповой молекулы от 47 до 58%; по показателям преломления он аналогичен гранату из эклогитов Норвегии. Часто содержится зеленая роговая обманка. В некоторых разновидностях присутствуют олигоклаз, кварц, микроклин, микроклин-пертит, биотит. Акцессорные минералы — апатит, рутил, магнетит.

В зависимости от содержания того или иного полевого шпата получаются породы либо диоритового, либо норитового состава. Преобладание пироксена или плагиоклаза дает меланократовые и лейкократовые разновидности. Наконец, среди этих пород имеются пироксениты, являющиеся крайними представителями меланократового ряда. Пироксениты содержат преимущественно гиперстен.

В гнейсовидных диоритах основность плагиоклаза колеблется от андезина до лабрадора. Количество ромбического пироксена либо примерно равно содержанию моноклинного пироксена, либо несколько уступает последнему. В гиперстене содержание молекулы  $FeSiO_3$  составляет 35—37%.

В некоторых разновидностях диоритов, мигматизированных гранитом, плагиоклаз представлен олигоклазом. Здесь же появляются микроклин, микроклин-пертит, жилки кварца и биотит.

Гранатовые гнейсо-диориты послойно чередуются с безгранатовыми разновидностями. Мощность пропластков различного состава варьирует от 1—2 см до десятков сантиметров. Контакты между ними резкие. Образование граната приурочено к породам определенного минералогического, а следовательно, и химического состава преимущественно к разновидностям, богатым полевым шпатом. Вопрос о порядке кристаллизации минералов решить очень трудно, так как породы обладают кристаллобластической структурой, но все же определенная закономерность наблюдается. Совершенно несомненно, что биотит более поздний минерал, чем пироксены и амфибол, которые он замещает. С биотитом ассоциирует апатит, но только в качестве акцессорной примеси.

Парагенетическая ассоциация сильно железистого гиперстена с олигоклазом № 27, микроклином, кварцем, иногда роговой обманкой, биотитом и гранатом является позднейшей, так как такого состава породы встречаются в участках, интенсивно инъецированных роговообманковым гранитом. Можно предположить, что в этом случае породы перекристаллизовывались под влиянием мигматизирующих гранитных растворов. Роговая обманка во всех случаях замещает пироксены, образуя каемки по краям кристаллов или по трещинам в них. В некоторых разновидностях пород содержание ее достигает 14%. Роговая обманка бурая, густо окрашена, интенсивно плеохроирует. Обычно ассоциирует с гиперстеном, содержащим молекулу  $FeSiO_3$  от 35 до 43%, клинопироксеном диопсид-геденбергитовой группы и плагиоклазом ряда андезин-лабрадор.

Необходимо отметить, что количество роговой обманки не зависит от гранитной инъекции, так как были встречены разновидности диоритов, совсем не мигматизированные, но содержащие довольно большое количество роговой обманки. Этим она отличается от биотита, присутствующего там, где заметно влияние гранита. Наблюдались гнейсовидные диориты и нориты, в которых нет амфибола, а есть биотит, замещающий пироксены. В гнейсовидных диоритах моноклинного пироксена несколько больше или столько же, сколько ромбического пироксена. Клинопироксен замещает ортопироксен.

В гнейсовидных норитах роговая обманка встречается редко и исключительно в виде узкой каемки по краям кристаллов пироксена. Вероятно, данная порода является переходной к таким норитам, в которых плагиоклаз представлен битовнитом, а гиперстен содержит молекулы  $\text{FeSiO}_3$  от 17 до 21%. Диопсид почти совершенно бесцветен, в отличие от интенсивно зеленого пироксена диопсид-геденбергитовой группы в диоритах. В норитах очень редко встречаются кристаллы гиперстена, отчетливо вытянутые в направлении полосчатости породы и резко выделяющиеся по своим размерам среди обычных мелких зернышек пироксена. Гранат выделился позже пироксенов и плагиоклаза, так как содержит включения этих минералов.

В пироксенитах порядок выделения минералов вследствие процессов кристаллобластеза не отчетлив, но во многих шлифах видно, что моноклинный пироксен замещает гиперстен и по ним обоим образуется зеленая или бурая роговая обманка. В некоторых разновидностях пироксенитов встречается оливин, который является самым ранним.

В разновидностях, мигматизированных гранитом, появляются жилки кварца и ксеноморфные зерна микроклина, заполняющие промежутки между кристаллами плагиоклаза. Встречаются отдельные крупные кристаллы микроклин-микропертита. В зернах плагиоклаза наблюдаются антипертитовые вроски калиевого полевого шпата.

Собственно гранулиты (гранато-кварцево-полевошпатовые породы). В Сальных тундрах гранулиты встречены в виде пластовых тел мощностью не более 6 м, почти исключительно в норитах и диоритах, в зоне контакта последних с лейкократовым габбро.

В одном из обнажений на северных склонах горы Толпвыд в гиперстеновых диоритах, чередующихся с гранатовыми диоритами, наблюдались два пластовых тела гранулитов и одно гранатовых плагиоклазитов. На горе Гирвас (Сальные тундры) наблюдалось многократное переслаивание пластовых тел гранулитов с мелкозернистыми норитами и огнейсованными гранатовыми габбро. На перевале между горами Налыхт и Сиулперы-Уэйб гранулиты, переслаиваясь с пластами норитов, подстилаются гранатовыми лабрадоритами. Контакт между этими породами, имеющими близкий минералогический состав (гранат и плагиоклаз), нерезкий. Только наличие жилок кварца, да несколько желтоватый оттенок полевых шпатов гранулитов, отличает последние от лабрадоритов.

Плагиоклаз в обеих породах — лабрадор. Лабрадориты на контакте с гранулитами содержат немного кварца.

На Туадаш-тундре гранулиты присутствуют в целом ряде обнажений в виде пластовых тел среди гнейсо-диоритов и лейкократовых гнейсо-диоритов; в этих обнажениях наблюдается многократное чередование пород. Мощность пластовых тел колеблется от 1 до 6 м, местами достигая 30 м. Гранулиты Туадаш-тундры, так же как и Сальных тундр, встречаются

в зоне мигматизации диоритов гранитами, иногда наличие гранитной инъекции устанавливается только под микроскопом.

К западу от р. Ноты до государственной границы с Финляндией, по данным А. М. Шукевича (1935 и 1936 г.) и Ю. К. Гуменного (1950 г.), гранулиты имеют широкое распространение. А. М. Шукевичем они наблюдались в виде согласных небольшой мощности пластовых тел в гиперстеновых гнейсо-диоритах, иногда наблюдалось многократное чередование одной породы другой. Им отмечается, что гранулиты почти всегда залегают в мелкозернистой разности гранатовых диоритов и иногда лейкократовых диоритах. В диоритах, вмещающих гранулиты, отмечались вторичный кварц и микроклин. Зоны сколько-нибудь интенсивной гранитной инъекции А. М. Шукевичем встречены не были, хотя пегматитовые жилки наблюдались часто.

Собственно гранулиты состоят в основном из плагиоклаза ряда андезин-лабрадор, кварца в виде жилок, микроклина, количество которого непостоянно (до полного отсутствия), граната с содержанием пироповой молекулы от 47 до 57%. Иногда встречаются кианит или силлиманит. Среди аксессуарных минералов характерен рутил.

Наиболее ранними являются плагиоклаз и гранат. Зерна плагиоклаза мелкие с неровными, извилистыми очертаниями и сильным волнистым погасанием. Зерна граната раздроблены, имеют овальную форму и вытянуты в одном направлении. Кварц выделялся позднее плагиоклаза и граната. Последний облекается жилками кварца.

Кварц, содержащий очень мелкие включения каких-то игольчатых минералов, обладает волнистым погасанием, местами более крупные зерна имеют мозаичную структуру.

Микроклин замещает плагиоклаз. Иногда встречаются отдельные крупные зерна его. Силлиманит и кианит моложе граната, за счет которого они, по-видимому, образуются, располагаясь часто по краям и трещинам его кристаллов. Очень редко наблюдаются мелкие пластиночки биотита как новообразования по гранату.

Кианит встречается в гранулитах Сальных тундр, силлиманит — в гранулитах Туадаш-тундры. Это указывает на несколько различные условия метаморфизма этих гранулитов.

По химическому составу собственно гранулиты представляют собой кислые породы. Химический состав (в %) гранулитов Явра-тундры следующий:  $\text{SiO}_2$ —75,22;  $\text{TiO}_2$ —0,11;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ —10,22;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ —3,84;  $\text{FeO}$ —1,84;  $\text{MnO}$ —0,09;  $\text{MgO}$ —1,10;  $\text{CaO}$ —1,61;  $\text{K}_2\text{O}$ —3,47;  $\text{Na}_2\text{O}$ —2,05; п. п. п. — 0,68; сумма 100,23.

Таким образом, рассмотренный комплекс основных метаморфизованных пород, развитый в пределах Сальных и Туадаш-тундр, представлен рядом первично расслоенных пород — дифференциатов основной магмы, подвергшихся в процессе метаморфизма грануляции и милонитизации. Лейкократовое габбро — лабрадоритовая разновидность этих пород — обрамляет массив, в то время как меланократовое габбро — норитовая и диоритовая фации — слагает его центральную часть.

Мало распространенные в пределах Сальных и Туадаш-тундр гранато-кварцево-полевошпатовые породы, или собственно гранулиты, Е. Н. Володин (1948 г.) рассматривает как метасоматически измененные под влиянием роговообманкового гранита основные породы. В противоположность Володину, М. Равич (1936 г.) считает гранулитовую формацию происшедшей в результате глубокого метаморфизма осадочных пород.

Дальнейшее изучение этого сложного геологического комплекса, вероятно, позволит уточнить представления о его генезисе. Не исключена возможность, что собственно гранулиты могут оказаться метаморфизованными осадками, в то время как основные члены данной серии будут представлять собой метаморфизованные изверженные породы.

Теперь остановимся на породах Ньякка-тундры, расположенной на юго-восточном продолжении Сальных тундр. Развитый здесь комплекс пород представлен метаморфизованным габбро (эклогиты и амфиболиты) и гранулитами, граничащими с разнообразными гнейсами (Судовиков, 1935). Среди гнейсов широко развиты биотито-гранато-амфиболовые и в меньшей степени гранато-биотитовые разновидности, перемежающиеся с пластовыми телами амфиболовых сланцев и гранатовых амфиболитов. Весь этот комплекс собран в складки различного масштаба и по сланцеватости интенсивно мигматизирован жилками розового гранита. У северо-восточного контакта среди гнейсов залегает ряд более молодых небольших интрузивных тел габбро-норитов дайкообразной и пластовой формы.

Измененные основные породы, слагающие центральную часть Ньякка-тундры, Н. Г. Судовиков (1935) параллелизует с метаморфизованными основными породами южных склонов Сальных тундр. В пределах этого участка господствующим распространением пользуются серые мелкозернистые породы, в основном состоящие из пироксена, андезина (38%), граната и аксессуарных — сфена, обыкновенной роговой обманки и цоизита. Нередко наблюдается отчетливая полосчатость, прясвляющаяся в послышной перемежаемости лейкократовых и меланократовых разновидностей. Последние в основном состоят из граната, пироксена и небольшого количества плагиоклаза, амфибола и рудного минерала. В отдельных участках амфибол преобладает над пироксеном. Иногда в небольшом количестве присутствует кварц. Структура породы гранобластическая. Обычно хорошо выражена гнейсовидная текстура.

Гранулиты, образующие пласты среди основных пород, состоят из кварца, олигоклаза, граната, биотита, роговой обманки, сфена и рудного минерала. Структура породы гранобластическая; типична линзовидная форма отдельных зерен или агрегатов кварца и послышное распределение граната. Сланцеватость гранулитов совпадает со сланцеватостью эклогитовых пород. По Н. Г. Судовикову, линзообразные и жилкообразные участки кварца, возможно, связаны с аплитовыми жилами, инъецирующими гранулиты.

Необходимо отметить, что гранулиты Ньякка-тундры отличаются от гранулитов Сальных и Туадаш-тундр тем, что содержат в своем составе биотит, роговую обманку и сфен. Они, вероятно, представляют собой гранулированные и мигматизированные гранитом амфиболо-биотито-гранатовые гнейсы, очень похожие на гранато-биотитовые гнейсы с северо-восточного склона Сальных тундр.

Особенности метаморфизма основных пород района Сальных и Туадаш-тундр. Рассматриваемые гранулиты по своей текстуре, структуре и минералогическому составу похожи на нормальные гранулиты Финляндии (гранулитовая фация), от которых они отличаются более основным характером плагиоклаза и отсутствием кордиерита.

От саксонских гранулитов описываемые гранулиты отличаются составом, генезисом и иной геологической обстановкой. По исследованиям Ламанна, Зенка и др. гранулиты Саксонии представляют собой мета-

морфизованные граниты или сиениты, геологически тесно связанные со свитой гнейсов кислого состава, причем основные разновидности их (пироксеновые гранулиты) играют здесь подчиненную роль. В районе Сальных и Туадаш-тундр, наоборот, собственно гранулиты распространены значительно меньше, чем метаморфизованные основные породы, входящие в состав данного комплекса. Почти все члены гранулитового комплекса (группа норитов, диоритов, гранатовых диоритов, пироксенитов, группа полосатого лейкократового габбро, гранатовых пироксенитов, меланократового габбро, массивного лейкократового габбро, гранатовых лабрадоритов) представляют собой метаморфизованные основные породы, изменение которых происходило в одинаковых условиях.

Метаморфизованные основные породы из комплекса гранулитов ближе всего подходят к фации гиперстеновых гнейсов Д. С. Коржинского или гранулитовой фации П. Эскола. Но вместе с тем необходимо подчеркнуть и различие с указанными фациями.

Эклогитовый гранат описываемого комплекса принадлежит к тому же типу, что и гранат эклогитовой и гранулитовой фации П. Эскола. Этот минерал в гранатовых гнейсо-диоритах встречается вместе с гиперстеном, диопсидом и андезином, а в лейкократовом габбро — с авгитом, диопсидом и лабрадором. Согласно учению о метаморфических фациях, группу гнейсо-норитов, гнейсо-диоритов (содержащих много гиперстена), гранатовых гнейсо-диоритов и гранулитов следует причислить к фации гиперстеновых гнейсов Д. С. Коржинского или к гранулитовой фации П. Эскола. Группа лейкократового габбро, меланократового габбро, гранатовых пироксенитов и гранатовых лабрадоритов является промежуточной между фациями гиперстеновых гнейсов и гранато-полевошпатовых амфиболитов Д. С. Коржинского, а по П. Эскола располагается между гранулитовой и амфиболитовой фациями. Такое промежуточное положение подтверждается, с одной стороны, присутствием граната, типичного для гранулитовой фации, и, изредка, гиперстена, а с другой стороны — обилием авгита, диопсид-геденбергитового пироксена и роговой обманки. Последние два минерала встречаются в амфиболитовой фации. В связи с этим необходимо отметить, что в гранато-полевошпатовых амфиболитах, образующихся за счет полосатого лейкократового габбро, меланократового габбро, гранатовых лабрадоритов, постоянно присутствует авгит, а гранат содержит много железа и принадлежит к альмандину. Быть может, условия метаморфизма были таковы, что перекристаллизация произошла почти без изменения первоначального состава пород. Об этом свидетельствуют парагенетические ассоциации битовнита с маложелезистым гиперстеном в гнейсо-диоритах и сильно железистого гиперстена с андезином. В гранатовых разновидностях основная плагиоклаза несколько меньше, так как часть окиси кальция ушла на образование граната. Одинаковый тип граната во всех породах из комплекса гранулитов Туадаш- и Сальных тундр говорит об идентичных условиях метаморфизма. Вместе с тем, ассоциация граната с различными пироксенами (гиперстен, с одной стороны, и авгит, с другой стороны) указывает на то, что он образовался в разных породах и является вторичным.

*Западная часть массива (Ниванкюльские тундры, тундры Кацким, Ловно и Нюрм). Между Нотозером и государственной границей с Финляндией породы гранулитовой формации широко развиты в пределах тундр Ниванкюльских, Кацким, Ловно и Нюрм.*



В районе с. Ниванкюля и Тоббль-тундры массив гранулитов простирается с северо-запада на юго-восток, а в районе озер Юмос и Кацким — в широтном направлении. В районе оз. Ловно простираение его меняется на юго-западное и, наконец, к западу от Нюрм-тундры снова наблюдается почти широтное простираение его с переходом в юго-восточное вблизи государственной границы.

Простираение полосатых и плоскопараллельных текстур пород, слагающих массив, изменяется аналогично. Преобладающее падение полосчатости от северо-восточного до северо-западного, но имеются (как в простираении, так и в падении) местные отклонения. Наряду с первично рассланцованными породами вблизи северо-восточной оконечности оз. Ловно встречаются массивные разновидности.

В описываемом районе гранулитовая формация представлена в основном гиперстеновыми диоритами и гранато-кварцевыми породами (собственно гранулитами). Меньше распространены микроклиновые граниты, лабрадориты и весьма незначительно — никеленосные нориты.

На севере, в районе р. Лотты, гранулитовый массив контактирует с мигматизированными биотитовыми гнейсами архея. С юга к нему примыкает комплекс гнейсов — двуслюдяных, ставролитовых и гранатовых сланцев, а также гнейсов Корва-тундры.

Гиперстеновые диориты слагают большую часть западной половины массива. В отличие от диоритов восточной части массива (Сальные и Туадаш-тундры), они менее метаморфизованы. Структуры пород — гранобластовые, местами бласто-габбровые, иногда в массивных разновидностях неизмененные габбровые. Гранат, как правило, присутствует только в контактах с телами гранато-кварцевых пород или в зоне мигматизации микроклиновыми гранитами.

Минералогический состав диоритов однообразен. Основными породообразующими минералами являются гиперстен и андезин. В меньшем количестве встречается моноклинный пироксен ряда диопсид—геденбергит. Вторичные минералы представлены кварцем, обыкновенной роговой обманкой и биотитом, аксессуарии — апатитом и рутилом.

Нередко в диоритах наблюдаются линзовидные шпильры зеленовато-серого (до зеленовато-черного) габбро-норита, в основном состоящего из гиперстена, моноклинного пироксена ряда диопсид—геденбергита и лабрадора. Текстура породы массивная, структура — габбровая и микрогаббровая. Размеры шпильров колеблются от нескольких сантиметров до сотен метров (оз. Пайявр). Как правило, они ориентированы параллельно полосчатости вмещающих диоритов.

Гранато-кварцевые породы (или собственно гранулиты) образуют линзовидные тела, включенные в гиперстеновые диориты. Размеры их крайне разнообразны — от нескольких сантиметров до сотен метров. Наиболее крупные линзы гранато-кварцевых пород наблюдаются в районе оз. Юмос и Кацким. По южному контакту массива гранулитовой формации (Кацким-тундра — р. Явра) ими сложены обширные площади.

Как указывает название, эти породы состоят в основном из граната и кварца. В меньшем количестве присутствуют биотит, микроклин, плагиоклаз ряда андезин—лабрадор, часто явно корродированный кварцем.

Структура гранулитов гранобластовая и порфиробластовая. Текстура, обусловленная чередованием прослоев различного состава, ори-

ентирована параллельно полосчатости диоритов. Секущих контактов между этими двумя породами не встречено.

Гиперстеновые диориты на контактах с телами гранулитов обогащены кварцем, гранатом и имеют мелкозернистое сложение.

Возникновение гранулитов также было отмечено в контактах гиперстеновых диоритов с пластовыми интрузиями микроклиновых гранитов (оз. Ловно).

Необходимо отметить, что в гранулитах района р. Явры наблюдается большое количество силлиманита, что, по мнению Ю. К. Гуменного (1950 г.), может указывать на возможность первичного осадочного генезиса их. В остальных телах гранулитов (оз. Ловно, Ниванкюльские тундры) силлиманит присутствует редко.

В гранато-кварцевых породах встречается гидротермальное пирито-пирротинное оруденение, обычно представленное редкой рассеянной вкрапленностью непромышленного характера (оз. Ловно и Пайявр). Более густая вкрапленность пирита и пирротина (до 10—15%) наблюдается в шлирах габбро-норитов, включенных в гранулиты. Обычно эти оруденелые габбро-нориты сильно скаполитизированы и эпидотизированы.

Наряду с оруденением вкрапленного типа отмечены пирито-пирротинные брекчии (оз. Пайявр, среднее течение р. Вокман), в которых обломки диоритов и гранулитов сцементированы сульфидами. Как брекчиевидные, так и вкрапленные руды приурочены к контакту гиперстеновых диоритов с гранулитами района р. Явры.

Анализы брекчиевидных пирито-пирротинных руд показали присутствие в них следов никеля, меди (сотые доли процента) и кобальта (тысячные доли процента). Однако не исключена возможность нахождения здесь промышленного медно-никелевого оруденения, так как руды этого типа изучены недостаточно. Кроме того, в случае установления мощных зон брекчиевидных руд последние могут быть использованы как серноколчеданное сырье. Отсюда вытекает целесообразность продолжения комплекса поисковых работ в районе контакта гранулитов р. Явры с диоритами. Результатом этих работ может явиться открытие гидротермальных сульфидных руд промышленного характера.

Помимо пород, описанных выше, в западной части гранулитового массива известны лабрадориты, образующие небольшое овальное тело (гора Вуловарака, к северо-востоку от оз. Юмос). Это тело приурочено к северному контакту гранулитового массива с гнейсами архея. На южном контакте гиперстеновых диоритов с породами свиты корва, в бассейне р. Явры, также известны лабрадориты, слагающие вытянутую вдоль простирания вмещающих пород интрузию (Шукевич, 1933 г.).

Интрузия Вуловараки сложена светло-серыми средне- и крупнозернистыми лабрадоритами с грубой полосатой текстурой. Кроме лабрадора, в небольшом количестве в породе присутствуют моноклинный пироксен диопсид-геденбергитового ряда и гранат. Структура лабрадоритов — гранобластовая, но в ряде случаев отмечалась аллотриоморфнозернистая их разновидность.

Интрузии норитов, приуроченные к юго-западной оконечности оз. Ловно, несут промышленное сульфидное оруденение. Описание их приводится отдельно.

Сравнение западной и восточной частей массива, сложенного породами гранулитовой формации, позволяет сделать следующие выводы:

1. При движении с востока на запад основные породы (Сальных и Туадаш-тундр) сменяются средними породами (Нотозеро, Ниванкюльские тундры, оз. Ловно). Одновременно в большом количестве появляются гранато-кварцевые породы (гранулиты).

2. Степень метаморфизма пород гранулитового состава при движении на запад заметно снижается. Интенсивно катаклазированные гранатосодержащие разности этих пород, развитые на тундрах Сальные и Туадаш, в районе Нотозера уступают место малоизмененным гиперстеновым диоритам, обладающим в ряде случаев первичными магматическими структурами и текстурами.

3. Характерной чертой для западной половины массива является широкое развитие процессов кварцевого метасоматоза, приводящих порой к возникновению совершенно новых образований — гранато-кварцевых пород. Не исключена возможность, что часть подобных пород (район р. Явры) представляет собой глубоко метаморфизованные осадки, более древние, нежели гиперстеновые диориты, и являющиеся, таким образом, вмещающими породами массива.

4. Различие в составе и степени метаморфизма пород восточной и западной частей массива, а также наличие между ними крупной депрессии Нотозера, указывает на возможное образование здесь крупного сброса. В результате поднятия одного из блоков (вероятнее всего восточного) на современном эрозионном срезе соприкасаются участки массива различной глубинности. Однако не исключена возможность постепенного изменения состава пород массива и метаморфических фаций при движении с востока на запад в связи с общим погружением оси синклинали, а в связи с этим и погружения в северо-западном направлении массива гранулитов.

***Комплекс анортозитов, полосатых габбро-норитов, гнейсовидных норитов и диоритов района Кандалакши, Колвицкого озера и Порьей губы***

Петрографические исследования отдельных пород этого комплекса в районе Порьей губы производили Е. С. Федоров (1904), Д. С. Белякин (1924б), Б. М. Куплетский (1932е). Наиболее детальное геологическое, тектоническое и петрографическое описание пород комплекса дано И. С. Ожинским и И. В. Мойсеевым (1936 г.).

В последнее время в районе оз. Колвицкого и Кандалакши этот комплекс изучался З. А. Бурцевой (1950 г.). По данным Бурцевой, основные породы комплекса слагают два крупных массива: Колвицкий и Кандалакшский и ряд небольших тел к югу от Пинозера (Плес-тундра), в районе Канозера и на р. Умбе (Бельков, 1951 г.).

Лучше изученным и наиболее интересным является Колвицкий массив, простирающийся от Колвицкой губы и оз. Колвицкого до берегов Порьей губы Кандалакшского залива. Кровля Колвицкого массива представлена силлиманито-биотито-гранатовыми и биотито-гранатовыми гнейсами (наиболее распространенная разновидность), местами интенсивно мигматизированным олигоклазовым и микроклиновым гранитом. Согласно последним данным, на берегу губы Малой Порьей среди них были встречены прослои мраморизованных и скарнированных карбонатных пород, мощностью в 10—20 см.

Гнейсы вмещающей толщи, относящиеся к древнейшим архейским образованиям, смяты в складки в саамскую эпоху диастрофизма. В рай-

оне Порьей губы они образуют одну большую антиклинальную складку с северо-западным простираением оси. На контакте с основными породами в гнейсах появляется гиперстен, а в зонах мигматизации гранитным материалом — микроклин.

Лежащий бок массива в основном представлен амфиболитами. Только в северо-западной части его и по берегам Колвицкой губы обнажаются мигматиты микроклинового гранита. Последний, по данным З. А. Бурцевой, является более молодым, чем основные породы.

Согласно данным З. А. Бурцевой (1950ф), Колвицкий массив представляет собой дифференцированную интрузию северо-западного простираения и имеет выдержанное северо-восточное падение под углами 35—60°. Характерной особенностью его являются прекрасно выраженные мелкая складчатость и плйчатость, придающие слоистому комплексу габбро-норитов и анортозитов большое сходство с сильно перемятыми осадочными породами. Такого рода складчатость в несомненно изверженных породах могла возникнуть только в период их пластического состояния. Наличие этой складчатости позволяет предполагать формирование интрузии в складчатой зоне.

В строении Колвицкого массива наблюдается ясно выраженное вполне закономерное расположение различных дифференциатов основных пород.

В лежащем боку его располагается перемежающаяся пачка гранатовых и полевошпатовых амфиболитов. К амфиболитам приурочены небольшие линзообразные тела метаперидотитов, залегающих согласно со сланцеватостью и полосчатостью вмещающих пород. Для амфиболитов характерно значительное количество пегматитовых жил и отчетливо выраженная мигматизация их микроклиновым и субщелочным гранитом.

Выше по разрезу (тундры Белая, Быстрая и Морская) амфиболит постепенно переходит в тонкополосатый комплекс гранатовых габбро-норитов, гиперстеновых диоритов, габбро и габбро-амфиболитов. Все эти породы секутся многочисленными жилами субщелочных гранитов и пегматитов, контакты которых сопровождаются широкими ореолами амфиболитизации. Наряду с пластовыми телами, ориентированными параллельно полосчатости, широко развиты секущие жилы, приуроченные к трещинам сдвигов и зонам милонитизации.

Наиболее высокогорная центральная часть массива сложена анортозитами и грубополосатыми габбро-норитами, габбро и габбро-амфиболитами. Эти породы образуют согласное тело шириной до 4 км.

Наконец, в висячем боку массива широким распространением пользуются тонкополосатые гранатовые габбро-нориты, гиперстеновые диориты и габбро-амфиболиты. Ими сложена большая часть массива шириной до 14 км и все побережье Порьей губы (мысы Которанский, Белозерский, о. Медвежий и др.).

При детальном геологическом картировании среди пород описываемого комплекса выделяются: тонко- и грубополосатые гранатовые габбро-нориты, грубополосатые габбро-анортозиты, которанскиты и амфиболитизированные габбро-нориты и частью амфиболиты. Все перечисленные разновидности переслаиваются между собой и только апогаббровые амфиболиты и амфиболитизированные габбро более или менее закономерно распространены вблизи инъекций и пластовых тел субщелочных гранитов и пегматитов (например, острова Медвежий и Хед, мыс Белозерский и др.).

Более или менее значительные тела гранитов и зоны мигматитов-щелочных гранитов по основным породам З. А. Бурцевой (1950 г.) отмечены в районе Верес-тундры, к северу от Плотичьей вараки и в верховьях р. Порьи, а Л. И. Антоновской и М. М. Врачинской (1950 г.) на Белозерском мысу и на Медвежьем острове.

Здесь же, среди описываемого комплекса основных пород отмечены наиболее значительные по размерам интрузии перидотитов и оливковых пироксенитов (верховья р. Порьи и Белозерский мыс).

*Кандалакшский, Колвицкий и Пинозерский массивы основных пород.* Кандалакшский массив, расположенный между г. Кандалакшей на западе и Глубокими озерами на востоке, сложен: 1) мощной толщей гранатовых и полевошпатовых амфиболитов с залегающими среди них метаперидотитами; 2) тонкополосатыми гранатовыми габбро-норитами, габбро и габбро-амфиболитами; 3) анортозитами и грубополосатыми гранатовыми габбро-норитами и амфиболитами.

Таковыми же породами сложен небольшой Пинозерский массив, в пределах которого преобладающую роль играют амфиболиты.

Комплекс основных пород, слагающих Кандалакшский массив, имеет почти широтное простирание, с некоторым отклонением на северо-восток, и северное или северо-западное падение под углами от 15 до 60°. От соседнего, расположенного к югу Колвицкого массива, он отделен узкой зоной микроклинового гранита. Резко несогласное простирание основных пород, слагающих эти два массива, по-видимому, следует объяснить смещением Кандалакшского массива по сбросо-сдвигу, проходящему, по данным З. А. Бурцевой (1950 г.), по Колвицкой губе.

Расположенный в 4 км к северу небольшой Пинозерский массив основных пород, целиком залегающий в мигматитах микроклинового гранита, по-видимому, также отделен сбросом от Кандалакшского массива. Эти сбросы, расчленившие некогда, вероятно, единый массив основных пород на ряд блоков, разделенных между собой мигматитами микроклиновых гранитов, по представлению З. А. Бурцевой, должны были предшествовать интрузии микроклинового гранита, внедрявшейся в ослабленные тектонические зоны.

Ниже приводится краткое описание разновидностей основных пород, слагающих Колвицкий, Кандалакшский и Пинозерский массивы.

Амфиболиты и их гранатовые и гранато-полевошпатовые разновидности. Перечисленные породы образуют пластообразные тела мощностью от нескольких десятков сантиметров до 5 м и более.

Амфиболиты обладают гранобластической структурой и состоят из обыкновенной роговой обманки и плагиоклаза № 29, небольшого количества кварца, апатита и сфена. Часть амфиболитов содержит цоизит. Встречаются разновидности с пироксеном диопсид—геденбергитового ряда. Эти породы постепенно переходят в тонкосланцеватые гранатовые амфиболиты с мелкими кристалликами граната. Наблюдается также другой тип гранатовых амфиболитов, представляющих собой среднезернистую гнейсовидную породу с крупными (3—4 см в поперечнике) порфиробластами граната. В результате проникновения в амфиболиты гранитного вещества образовались гранато-полевошпатовые амфиболиты, отличающиеся присутствием серицитизированного или соскритизированного плагиоклаза с антипертитовыми вростками калиевого полевого шпата, зерен кварца с волнистым погасанием, бурого биотита и эпидота.

При увеличении количества инъекционного материала амфиболиты переходят в мигматиты, в которых светлые полосы в основном состоят из плагиоклаза № 30, микроклина и кварца. Кроме того, присутствуют амфибол, грязно-зеленый или бурый, частично хлоритизированный биотит и не всегда гранат.

Местами в амфиболитах наблюдаются ксенолитообразные тела амфиболо-пироксеновых пород, содержащих гранат, олигоклаз и немного кварца. Гнейсовидность амфиболитов приспособливается к контурам ксенолитов, вероятно, представляющих собой амфиболитизированные эклогиты. Все разновидности амфиболитов рассматриваются И. С. Ожинским и И. В. Моисеевыми (1936 г.) как интрузивные основные породы, глубоко измененные в условиях соответствующей метаморфической фации. В ряде участков амфиболиты инъецированы как микроклиновым, так и щелочным гранитом.

Комплекс тонкополосатых габбро-норитов, габбро и габбро-амфиболитов. Наиболее распространенными являются гранатые габбро-нориты. Это тонкополосатые породы, текстура которых обусловлена параллельной перемежаемостью узких меланократовых и лейкократовых пропластков. По внешнему виду они напоминают тонкополосатые гнейсы. Меланократовые прослои состоят из гранулированного гиперстена, граната, часто с включениями зерен диопсида и плагиоклаза. Иногда гиперстен деформирован и изогнут, часто окружен каемкой граната. Лейкократовые прослои представлены гранулированным иногда зональным плагиоклазом, состав которого варьирует от № 54 в центре до № 99 в краевой зоне. В породе присутствует обыкновенная роговая обманка, замещающая пироксены.

На отдельных участках тонкополосатые габбро-нориты, послонно инъецированные щелочными гранитами, нацело превращены в амфиболиты. С воздействием щелочных гранитов связано также появление своеобразных розовато-серых пород, которые по минералогическому составу могут быть отнесены к чарнокитам. Эти породы обладают полосатой текстурой и гранобластической структурой. Главными породообразующими минералами их являются: микроклин-пертит, кварц, плагиоклаз (реликты в микроклине), гиперстен, биотит, редко амфибол. Кварц имеет форму лент.

Среди описываемого комплекса пород встречаются отдельные участки гиперстеновых диоритов, отличающихся от вмещающих габбро-норитов более кислым плагиоклазом. Наблюдается приуроченность диоритов к зоне контакта с гнейсами. В последних гиперстеновые диориты иногда образуют согласные пластовые тела.

Комплекс грубополосатых габбро-норитов — анортозитов. Грубополосатые габбро-нориты отличаются от тонкополосатых разновидностей, описанных выше, преобладанием типичных анортозитов, а также не полосатой, а линзовой текстуры, выражающейся в том, что цветные минералы образуют короткие, как бы раздавленные линзы и представлены диопсидом, амфиболом, реже гиперстеном.

Гранат образует каемки вокруг пироксеновых линзочек. Плагиоклаз представлен лабрадором № 56, реже битовнитом (до № 80). Зерна его мелкие, гранулированные, реже крупные. Кроме того, присутствуют цоизит, эпидот и сфен.

Анортозиты при увеличении количества цветных минералов постепенно переходят в габбро-нориты. Грубополосатые гранатые габбро-но-

риты, распространенные на Которанском полуострове, Е. С. Федоров в 1900 г. назвал которанскитами. В тех случаях, когда амфибол целиком замещает пироксен, образуются амфиболовые анортозиты и грубополосатые амфиболизированные габбро-нориты. Среди анортозитов и грубополосатых гранатовых габбро-норитов наблюдались небольшие, мощностью в 20 м и протяжением до 70 м, пластовые тела и жилы лабрадор-гиперстеновых ортотектитов. Жилы обычно ориентированы согласно с полосатостью вмещающих пород. Только в двух случаях наблюдались секущие контакты. Лабрадор-гиперстеновые ортотектиты аналогичны по составу анортозитам и грубополосатым габбро-норитам.

Стратиграфическое положение габбро-норито-анортозитовых пород определяется тем, что они содержат ксенолиты апогаббровых амфиболитов, а с другой стороны, тем, что их инъецируют микроклиновые и щелочные граниты.

Анортозиты и грубополосатые габбро-нориты связаны постепенными переходами с тонкослоистыми гранатовыми габбро-норитами. Среди пород этого комплекса встречаются более молодые интрузивные тела оливиновых пироксенитов, перидотитов и оливинового габбро. Эти ультраосновные породы по своей структуре, составу и форме залегания ничем не отличаются от молодых ультраосновных и основных пород, наблюдающихся в зоне контакта гранулитов Сальных тундр.

Породы габбро-норито-анортозитового комплекса Колвицкого и Кандалакшского массивов по структуре, текстуре и составу очень похожи на лейкократовое и меланократовое габбро, гранатовые пироксениты и лабрадориты из района Сальных и Туадаш-тундр.

Гнейсовидные нориты и гиперстеновые гнейсовидные диориты района Порьей губы по своей структуре, составу и степени метаморфизма чрезвычайно близки к гнейсовидным норитам и гнейсовидным диоритам района Сальных и Туадаш-тундр. Отличие в основном заключается в том, что на Сальных и Туадаш-тундрах встречаются пластовые тела собственно гранулитов, которые неизвестны в Колвицком массиве.

Стратиграфическое положение метаморфизованных основных пород определяется тем, что они вызывают контактовые изменения во вмещающих гнейсах, возраст которых определяется как архейский. Вместе с тем они древнее инъецирующих их микроклиновых и щелочных гранитов. Однако возраст последних точно не установлен и поэтому возраст комплекса метаморфизованных основных пород не может быть пока точно датирован.

По вопросу генезиса этих пород существуют следующие мнения. Е. С. Федоров (1904), Д. С. Белянкин (1942а), Б. М. Куплетский и В. И. Влодавец считают, что это метаморфизованные основные породы габбрового ряда, И. С. Ожинский и И. В. Моисеев (1936 г.), отмечая явления метаморфизма, особенно в древнейшей группе основных пород, вместе с тем считают, что в габбро-норито-анортозитовых породах грануляция минералов, катакластические структуры, амфиболизация и полосатые текстуры обязаны своим возникновением явлениям протоклаза, автометаморфизма и расслоения, имевшим место в процессе движения расплава. А. П. Лебедев (1937 г.), изучавший породы этого комплекса в районе Кандалакшских тундр и Колвицкого озера, определяет их, как сильно измененные основные породы и называет их гранато-амфиболовыми и гранато-пироксеновыми гнейсами, среди которых в подчиненном количестве присутствуют пласты лабрадоритов.

Относительно полезных ископаемых, связанных пространственно или генетически с комплексом метаморфизованных пород Колвицкого и Кандалакшского массивов, можно сказать следующее.

Выявленные до настоящего времени многочисленные (несколько десятков) кальцитовые жилы имеют небольшую мощность (сантиметры, реже несколько десятков сантиметров) и обычно приурочены к трещинам северо-восточного простирания. Протяженность жил весьма значительна и некоторые из них по простиранию прослеживаются на сотни метров. Морфологически жилы крайне не выдержаны как по простиранию, так и по падению: небольшие раздувы чередуются с тончайшими пережимами (проводниками).

Оруденение в жилах также крайне неравномерное и представлено вкрапленниками, реже прожилками галенита, сфалерита и иногда халькопирита и промышленного значения не имеет.

С основными породами, а именно с пластовыми интрузиями гиперстеновых диоритов в Колвицком массиве связано так называемое фальбандовое оруденение, известное в 37 точках в районе Порьей губы и представленное пирротином. Мощность зон фальбандов колеблется от 30 см до нескольких метров при протяженности по простиранию от 30—40 до 200 м (в редких случаях).

В. А. Токарев (1936), изучавший эти фальбанды, отмечает в них, кроме пирротина, незначительное количество пирита, арсенопирита, сфалерита, молибденита, марказита и пентландита. Из силикатов им указываются гиперстен, плагиоклаз, амфибол, биотит и кварц.

По И. С. Ожинскому (1936 г.), зоны пирротинового оруденения теснейшим образом связаны с пластовыми интрузиями гиперстеновых диоритов. Пирротин в этих породах заполняет промежутки между силикатными минералами, частично замещает их и ассоциирует с кварцем и биотитом. Появление пирротина И. С. Ожинским связывается с остаточными растворами, представляющими собой крайние, наиболее кислые дифференциаты диоритовой магмы.

По данным поверхностного изучения промышленная ценность этого оруденения невелика, так как процентное содержание пирротина невысокое, а содержание никеля и золота в руде ничтожно.

Ультраосновные интрузии, известные в массиве, до настоящего времени еще не проверены в отношении содержания в них медно-никелевых сульфидов, присутствие которых не исключается. Кроме того, по аналогии с подобными породами Сальных тундр, здесь можно ожидать появления ванадистого титаномагнетита.

Что касается многочисленных пегматитовых жил, генетически связанных с микроклиновыми и щелочными гранитами, то в некоторых из них, залегающих среди метаморфизованных основных пород в районе губы Падунихи, присутствует мусковит.

Учитывая, что с микроклиновыми гранитами, известными в виде мелких тел в районе западной зоны гранулитовой формации на горе Юовой-айв, связано молибденовое оруденение, рассматриваемый здесь Колвицкий массив, инъецированный и микроклиновыми и щелочными гранитами, представляет известный интерес для поисков молибденового оруденения. Укажем здесь же, что в соседнем районе Канозера, где также известны небольшие тела метаморфизованных основных пород и рвущие их щелочные граниты, И. В. Бельковым (1950 г.) отмечено молибденовое рудопроявление.



### *Комплекс друзитов (основные и ультраосновные породы)*

Основные и ультраосновные породы состава габбро-норитов—перидотитов (друзитов) являются более молодыми, чем архейские олигоклазовые граниты I группы, но более древними, чем микроклиновые граниты II группы. Эти породы установлены главным образом в Беломорском районе как на территории южной части Мурманской области, так и на территории Карельской АССР; они являются вмещающими для ряда крупных месторождений пегматита.

Впервые основные породы данного района были описаны Е. С. Федоровым (1903, 1904, 1905) под названием друзитов. Несколько позже специальным изучением друзитов занимались С. Ф. Машковцев (1927) и А. О. Строна (1929). В последующие годы, в связи с систематической геологической съемкой Мурманской области, основные породы типа друзитов были обнаружены в ряде других пунктов (близ оз. Калажного в бассейне р. Нявка, в тундре Лейвойва, в районе Кандалакши и т. д.).

Согласно данным В. А. Макарова и Л. И. Антоновской (1940 г.), В. А. Масленникова (1940 г.), Ю. С. Неуструева и А. С. Ясновой (1940 г.), К. М. Кошиц (1935 г.), Н. Г. Судовикова (1939) и других исследователей, габбро-нориты—друзиты и связанные с ними амфиболиты прорывают олигоклазовые граниты, мигматиты и гнейсы и, в свою очередь, изменяются под влиянием микроклинового гранита, пегматитов и аплитов.

Как правило, друзиты образуют небольшие линзовидные или округлые тела, площадь которых редко превышает сотни квадратных метров. По характеру залегания это преимущественно пластовые интрузии, подчиненные тектонической структуре вмещающих гнейсов и мигматитов, полосчатость и сланцеватость которых облекает тела друзитов. Лишь в отдельных случаях наблюдаются секущие контакты друзитов с вмещающими породами.

Для друзитов характерны структуры будинажа, выражающиеся в расчленении их первоначально однородных сплошных тел на ряд блоков, в смещении отдельных блоков и заполнении межблочных пространств пегматитовым веществом.

По минералогическому составу среди основных и ультраосновных пород этой группы выделяются следующие разновидности: перидотиты, пироксениты, габбро-нориты, оливиновые габбро-нориты и амфиболиты.

Господствующим распространением пользуются средне- или мелкозернистые зеленовато-черные оливиновые и безоливиновые габбро-нориты (собственно друзиты). Местами весьма характерным диагностическим признаком их является голубой цвет плагиоклаза, обусловленный тонким распылением в нем рудного вещества. Иногда в зоне контакта наблюдаются афанитовые разновидности, наличие которых свидетельствует о близповерхностном характере этих интрузий.

Габбро-нориты (друзиты) в основном состоят из моноклинного пироксена ряда авгита, ромбических пироксенов (гиперстен, энстатит, бронзит), плагиоклаза ряда лабрадор—битовнита, часто сильно соскюригизированного, иногда оливина, известково-глиноземистого граната, биотита; аксессуарные минералы представлены апатитом, рудным минералом, идингситом, рутилом и редко кварцем. Структура породы реже офитовая, чаще друзитовая, обусловленная наличием ряда различных по составу каемок на границе оливина и пироксена с плагиоклазом.

Вокруг оливина первая внутренняя кайма представлена мозаичным агрегатом мелких зерен ромбического пироксена, точная диагностика которого не всегда возможна. Вторая каемка, обычно имеющая мелкозернистое радиально-лучистое строение, состоит из моноклинного пироксена и местами роговой обманки. Третья внешняя оторочка, часто отсутствующая или прерывистая, сложена мелкозернистым гранатом.

Вокруг зерен моноклинного и ромбического пироксена наблюдаются две каемки: внутренняя, представленная буровато-зеленой роговой обманкой, и внешняя, состоящая из неправильных зерен или мелких кристалликов граната.

В тесной пространственной и генетической связи с габбро-норитами находятся амфиболиты, обычно слагающие краевые зоны массивов. Местами, в районах интенсивной гранитизации, габбро-нориты под влиянием более молодых микроклиновых гранитов нацело переходят в амфиболиты.

Аналогичные амфиболиты обычно образуются в зоне контакта основных пород с секущими их жилами микроклинового пегматита, причем непосредственно на контакте часто наблюдается узкая оторочка чернуборого грубочешуйчатого слюдита.

Амфиболиты, образовавшиеся за счет габбро-норитов, иногда обладают отчетливо выраженной полосатой текстурой и содержат инъекционные полевошпатовые прожилки, переходя в полевошпатовые амфиболиты и амфиболовые гнейсы. Ориентировка полосатой текстуры амфиболитов подчинена ориентировке элементов залегания вмещающих пород.

По В. А. Масленникову, в районе Мансул-тундры подобные ортоамфиболиты (измененные габбро) образуют ряд линзовидных тел, в краевых частях отчетливо осланцованных. Вмещающие мигматизированные гнейсы обтекают амфиболиты, повторяя контуры их. Нередко линзы ортоамфиболитов располагаются четкообразно по простиранию гнейсовой толщи, подчеркивая этим пластовый характер интрузии.

Микроскопическое изучение амфиболитов показывает, что во многих случаях они сохраняют реликты друзитовой или габбро-норитовой структуры. Процесс изменения породы начинался с постепенного замещения ромбических и моноклинных пироксенов, а также оливина серпентином, актинолитом, тремолитом, часто развивающимся в виде неправильной каймы. Одновременно понижалась основность плагиоклаза до олигоклаз-андезина, постепенно исчезали гранат и пироксен. В однородных амфиболитах плагиоклаз отсутствует. Амфиболит, замещающий первичные минералы габбро-норитов, чаще представлен зеленой обыкновенной роговой обманкой и, реже, разновидностями ряда антофиллита и паргасита.

Для конечных стадий процесса амфиболитизации характерными минералами являются магнетит, коизит, эпидот, кальцит, сфен и кварц. Местами появляется плагиоклаз в связи с инъекцией амфиболитов кварц-полевошпатовым материалом.

Ультраосновные члены друзитовой серии (пироксениты, перидотиты) редко сохраняются в неизменном виде. По данным Ю. С. Неуструева и А. С. Яснковой (1940 г.), В. А. Макарова и Л. И. Антоновской (1940 г.), В. А. Масленникова (1940 г.) и других исследователей, их первичные минералы обычно в той или иной степени замещены серпентином, тремолитом, антофиллитом, хлоритом и слабо окрашенным биотитом.

Специфическая структура пород друзитовой серии, издавна привлекавшая внимание геологов, разными исследователями трактуется по-разному. По представлению впервые описавшего ее Е. С. Федорова, это первичная структура, образующаяся при медленном остывании на боль-

шой глубине непрерывно меняющей свой состав магмы. По С. Ф. Машковцеву и Н. Г. Судовикову, друзитовая структура является вторично метаморфической, возникающей в процессе изменения перидотитов, пироксенитов и габбро-норитов.

Промежуточной точки зрения придерживался А. О. Строна, рассматривавший энстатитовые каемки вокруг оливина и ромбического пироксена как первичные, возникающие в условиях ускоренного охлаждения, а оторочки амфибола и граната, как вторичные, метаморфические образования. Согласно представлениям А. О. Строна, каемки энстатита играли защитную роль, препятствуя дальнейшей реакции между выделившейся твердой фазой и магматическим расплавом.

Многочисленными исследованиями последних лет установлено, что друзиты в Беломорском районе наблюдаются исключительно в зонах глубинного метаморфизма архейских гнейсовых толщ, характеризующихся интенсивным развитием процессов мигматизации, гранитизации, кварцевого и щелочного метасоматоза. В этих условиях исходные основные и ультраосновные породы архея безусловно подверглись существенным метаморфическим изменениям, сопровождавшимся привнесением вещества. В результате первичная магматическая ассоциация минералов неизбежно должна была замещаться новой, устойчивой в иных условиях давления и температуры ассоциацией, представленной амфиболом, слюдой и кварцем. Исходя из этих геологических предпосылок, друзитовая структура должна рассматриваться как реликтовая, характеризующая определенную ступень метаморфического преобразования пород ряда перидотит—габбро-норит.

Основные и ультраосновные породы ряда габбро-норит—пироксенит—перидотит широко развиты на северном берегу Ковдозера. Ю. С. Неуструевым (1940 г.) весь этот комплекс картировался как единое тело площадью около 80 км<sup>2</sup> и относился к интрузиям протерозоя.

Более поздними исследованиями Г. А. Поротовой (1951 г.) установлено, что основные и ультраосновные породы данного района образуют ряд изолированных тел площадью от сотен квадратных метров до нескольких километров, часто имеющих весьма прихотливую форму. Большинство из них вытянуто в направлении, близком к широтному, параллельно береговой линии Ковдозера. Присутствие среди основных и ультраосновных пород секущих жил плагио-микроклинового гранита и аплита позволило Г. А. Поротовой отнести данный комплекс к архею, сопоставляя его по возрасту с основными породами друзитовой серии.

Габбро-нориты, пироксениты и перидотиты Ковдозера связаны между собой постепенными переходами. В краевых частях массивов они обычно в той или иной степени амфиболизированы, а в зоне контакта с мигматитами плагио-микроклиновых гранитов и секущими жилами пегматита и аплита — превращены в амфиболиты, амфиболовые гнейсы и слюдиты.

С габбро-норитами данного района связана мелкая непромышленная вкрапленность никельсодержащих сульфидов, локализующаяся вблизи контакта их с гранатовыми амфиболитами и гнейсо-гранитами.

В заключение необходимо отметить главнейшие особенности пород друзитовой серии, определяющие их геологическую позицию в Беломорском районе.

1. Породы друзитовой серии проявляются только в пределах гнейсовой толщи архея.

2. Они моложе архейских гнейсов и олигоклазовых гранитов, но образовались до эпохи движений и глубинного метаморфизма, сопрово-

ждающихся образованием мигматитов микроклиновых гранитов и пегматитов (II группа).

3. Интрузии друзитов, в большинстве случаев согласные с тектоническими направлениями в архейских гнейсах и гранитоидах, имеют характер гипабиссальных образований, быть может являющихся корнями покровов, уничтоженных в процессе последующего поднятия и расчленения древней архейской подвижной зоны.

4. В донижнепротерозойскую (свекофенскую) эпоху складчатости, сопровождавшуюся интрузиями микроклиновых гранитов, а также широким развитием метасоматоза, в условиях пластических деформаций окружающей среды друзиты реагировали на складчатые движения как жесткие глыбы, дробившиеся и раскалывавшиеся.

5. По расколам и тонким трещинам в друзиты проникало пегматитовое вещество и щелочные обогащенные кремнеземом растворы, вызывавшие изменение друзитов до амфиболитов.

6. С породами друзитовой серии связана слабая эндогенная минерализация (медно-никелевое оруденение района Котозера и северного побережья Ковдозера).

7. Практическая ценность пород друзитового комплекса, главным образом для южной части Беломорья, определяется также тем, что среди них располагаются слюдоносные и керамические пегматиты; кроме того, их можно использовать в качестве декоративного, облицовочного камня.

#### ГРАНИТЫ АРХЕЯ

##### *Комплекс нижнеархейских олигоклазовых гранитов, гранодиоритов и гнейсо-гранитов*

Породы этого комплекса слагают значительные площади и играют существенную роль в геологическом строении Мурманской области. Впервые они были описаны в восьмидесятых—девяностых годах прошлого столетия, главным образом русскими исследователями (С. Буковецкий, А. И. Подгаецкий). После Великой Октябрьской революции эти породы изучались геологами Ленинградского геологического управления и Академии наук СССР.

Во всех районах развития этих пород исследователями отмечается определенная закономерность в их составе, выражающаяся в преобладании плагиоклаза ряда олигоклаз—андезин над микроклином, за исключением тех регионов, где олигоклазовые граниты пропитаны (мигматизированы), вероятно, более поздними, существенно микроклиновыми гранитами.

Вместе с тем, многие геологи, изучавшие олигоклазовые граниты (А. М. Михайлов, Д. С. Белянкин, Н. П. Лупанова, А. М. Шукевич и др.), отмечали постоянную закономерную пространственную связь собственно плагиоклазовых гранитов, отличающихся характерным серым цветом, с существенно калиевыми красными микроклиновыми гранитами, образующими с плагио-гранитами постепенные переходы или внедряющимися в них в виде жил и «прослоев» (инъекция). Никаких межформационных осадочных или вулканогенно-осадочных образований между двумя интрузиями гранитов не наблюдалось, что давало основание рассматривать их как геологический комплекс, возникший в результате дифференциации единой магмы.

Изучение беломорской формации Северной Карелии и Беломорского района показывает, что в этом районе между собственно олигоклазовыми

и существенно микроклиновыми гранитами существовала эпоха интрузий или эффузий, от которых сохранились лишь корневые части основных пород — друзитов (габбро-нориты, перидотиты), образующих множество мелких тел в гнейсах и олигоклазовых гранитах, но метаморфизованных более поздним существенно микроклиновым гранитом.

В свете этих данных по Беломорскому району, а также учитывая уже ранее описанные факты наличия разновозрастных гранитов в свете железорудных пород Сюдварангера, в настоящее время представляется более или менее обоснованным выделение в Мурманской области более ранних (дожелезорудных) существенно плагиоклазовых гранитов первой группы и более поздних (послежелезорудных) существенно микроклиновых гранитов II группы. Граниты первой группы рассматриваются как образования саамской эпохи диастрофизма.

Стратиграфическое положение комплекса олигоклазовых гранитов, гранодиоритов и гнейсо-гранитов определяется, с одной стороны, их более молодым возрастом по сравнению с архейскими гнейсами, которые они повсеместно мигматизируют и содержат их ксенолиты, а также по отношению их к древнейшим ортоамфиболитам и гиперстеновым диоритам, с другой стороны, во многих случаях наблюдается проникновение микроклиновых гранитов в олигоклазовые граниты и образование смешанных пород.

Перейдем теперь к порайонному описанию гранитов I группы.

**Кольский район.** Олигоклазовые граниты в этом районе занимают огромные площади. В центральной части его от р. Вороньей (и далее от нее на восток) до границы с Норвегией прослеживается крупнейший Мурманский массив гранитов, контактирующий на юге со свитой гнейсов, а на севере — с микроклиновыми гранитами. На площади от Кольского залива до государственной границы с Норвегией он изучен более или менее детально (А. А. Полканов). Остальная часть массива охарактеризована лишь по маршрутным исследованиям или детальным геологическим съемкам, охватывающим очень ограниченные площади.

Второй крупный массив олигоклазовых гранитов и связанных с ними пород закартирован в полосе северо-западного простирания от района Умбозера до района севернее р. Туломы (на севере). Широко развиты эти граниты в верховьях р. Поной.

Геологическое строение массивов гранитов изучено еще совершенно недостаточно за исключением крайней северо-западной части района.

Мурманский массив олигоклазовых гранитов вытянут в северо-западном направлении и характеризуется согласным с гнейсами залеганием при наличии гнейсовой фации слагающих его пород. Внутренняя тектоника массива подчиняется тектонике вмещающих гнейсовых свит.

В состав Мурманского массива, как, впрочем, и других массивов Кольского района, входят олигоклазовые гнейсо-граниты, гранодиориты, диориты, пегматиты, аплиты и кварцевые жилы. На южной границе массива развиты мощные поля мигматитов, субстратом которых являются гранато-биотитовые и биотитовые гнейсы, инъецированные по сланцеватости олигоклазовыми гранитами. Интенсивно мигматизированные породы комплекса гранато-биотитовых гнейсов прослеживаются также внутри массива в виде отдельных (реликтовых) мощных пачек, являющихся, очевидно, крупными ксенолитами.

В районе первого притока р. Печи олигоклазовые граниты, по Е. Н. Володину, характеризуются почти массивным сложением. Лишь в контактах с гнейсами отмечаются гнейсовидные разновидности их, тек-

стура которых отвечает элементам залегания гнейсов. Характерной чертой этих гранитов является присутствие в них маломощных секущих или послонных жилок розовых микроклиновых гранитов.

А. М. Шукевич (1938 г.) отмечает, что олигоклазовые граниты р. Лотты интенсивно мигматизируют гнейсы и амфиболиты и часто содержат неполностью переработанные реликты этих пород; между последними и гранитами местами наблюдаются постепенные переходы. Особенностью состава олигоклазовых гранитов р. Лотты является спорадическое присутствие в них граната и роговой обманки.

В. И. Намоюшко и В. С. Сверчков (1936 г.) указывают, что в районе Полмос-тундры в гнейсах на контакте их с олигоклазовыми гранитами наблюдаются новообразования силлиманита и кордиерита.

В Печенгском районе олигоклазовые гнейсо-граниты, согласно данным Т. Л. Гольдбург (1946 г.), образуют массивы с преобладающим простираем гнейсовой текстуры на северо-запад и запад-северо-запад при падении на юго-запад. Гнейсо-граниты инъецируются микроклиновым гранитом и местами наблюдаются лишь ксенолиты олигоклазовых гранитов в микроклиновых.

Наиболее распространенными породами данного комплекса почти повсеместно являются олигоклазовые граниты, частью гранодиориты. В основном это серые среднезернистые породы с паналлотриоморфнозернистой или кристаллобластовой структурой. В минералогическом составе их принимают участие: плагиоклаз, кварц, биотит, микроклин, эпидот, апатит, циркон, ортит, иногда монацит и магнетит. Плагиоклаз характеризуется постоянством состава и в большинстве случаев содержит около 20% анортитовой молекулы. Содержание кварца значительно варьирует. Микроклин встречается в двух генерациях: в виде антипертитовых вростков в плагиоклазе и в виде самостоятельных довольно крупных зерен, всегда свежих и заполняющих промежутки между другими минералами.

Явления щелочного (натрового и калиевого) метасоматоза часто приводят к образованию альбита, который характерен для рассланцованных гранитов, превращенных в милониты и катаклазиты.

Колебания содержания микроклина в породе не всегда поддаются объяснению, так как, с одной стороны, он может возникать на конечных стадиях кристаллизации магмы олигоклазовых гранитов, с другой стороны, обогащение им этих гранитов может происходить в связи с более молодыми интрузиями калиевых гранитов.

Пегматиты и кварцевые жилы, связанные с олигоклазовыми гранитами, в практическом отношении мало интересны. Никаких крупных рудных месторождений в связи с олигоклазовыми и гранитами в Кольском районе неизвестно. Имеются отдельные участки, где эти породы, быть может, вызывают железистый метасоматоз с образованием магнетитовых руд (район Кольского залива).

Беломорский район. В пределах этого района комплекс олигоклазовых гранитов не имеет широкого распространения. Граниты образуют здесь более или менее однородные поля лишь в северной части его. В центральной и южной частях, по данным многих геологов (Масленников, 1940 г.; Алешунина, 1941 г.; Козырев, 1941 г.; Дюков, 1949 г.; Смирнова, 1947 г. и др.), выделение площадей развития однородных олигоклазовых гранитов почти невозможно. В лучшем случае можно выделить поля мигматитов, и то по преимуществу смешанного состава, т. е. таких мигматитов, в которых микроклиновые граниты (инъекция) если

не преобладают то присутствуют в том же количестве, что и плагиоклазовые граниты. Лишь в районе р. Тумчи К. М. Кошицем (193 г.) закартирован небольшой массив олигоклазовых гранитов.

Наиболее подробно олигоклазовые граниты северной части района изучались А. М. Шукевичем, Н. А. Курьелевой, Е. Н. Володиным и др.

Для Беломорского района характерно преобладающее северо-восточное простираание гнейсовой текстуры гнейсо-гранитов, изменяющееся на северо-западное в среднем течении р. Гирвас вблизи массива микроклиновых гранитов. Граниты инъецируют комплекс гнейсов и амфиболитов и часто содержат реликты последних. Очевидно, как следствие взаимодействия с гнейсами, на границе этих реликтов в гранитах возникают новообразования граната и роговой обманки.

Более молодыми (протерозойскими) породами, чем олигоклазовые граниты, А. М. Шукевич считает сланцеватые амфиболиты тундр Карека, Норта, Терма и ставролитовые сланцы и гнейсы, встречающиеся в поле развития гранитов, но не несущие каких-либо следов воздействия последних. По расколам меридионального простираания олигоклазовые граниты прорываются дайками и дайнообразными интрузиями щелочных гранитов и сиенитов, возраст которых точно не установлен.

Важной особенностью гранитов Беломорского района является частое наличие в них зон милонитизации на контактах с ультраосновными интрузиями. В этих зонах наблюдаются blastsмилониты по олигоклазовым гнейсо-гранитам и гранодиоритам, в которых под микроскопом различается лишь тонкозернистая гранулированная ткань с совершенно разрушенными плагиоклазами и новообразованиями серицита, эпидота, скаполита, амфибола и иногда микроклина. Тектонические движения, вызывавшие образование милонитов по гранитам, предположительно датируются как карельские. По составу олигоклазовые граниты и связанные с ними породы Беломорского района ничем не отличаются от аналогичных пород других частей Мурманской области.

В северо-восточной части Беломорского района олигоклазовые граниты протягиваются в виде широкой полосы вдоль Терского берега Кандалакшского залива. Геологическая изученность указанной полосы очень неравномерна, в связи с чем детальность изображения на карте северо-западной плохо обнаженной и слабо обследованной части района значительно уступает восточной части, где в поле развития олигоклазовых гранитов установлено много глыбообразных выходов гнейсов, амфиболитов и других пород.

На севере в этой части района олигоклазовые граниты контактируют с породами свиты имандра-варзуга и слюдяными гнейсами, на юге — с гнейсовой свитой. На всем протяжении северного контакта нигде не установлены отчетливые стратиграфические взаимоотношения между олигоклазовыми гранитами и протерозойскими породами. Некоторые косвенные признаки, свидетельствующие о более древнем возрасте олигоклазовых гранитов, приводятся в работах П. В. Соколова (1934 г.) и А. М. Шукевича (1934 г.).

Так, А. М. Шукевич в верховьях р. Пулоньги наблюдал крупный выход олигоклазовых гранитов, выступающий в виде «окна» (древнее основание) среди зеленокаменных пород свиты имандра-варзуга. Вблизи этого «окна» эффузивные породы свиты не несут каких-либо следов контактного изменения. Очевидно, породы свиты имандра-варзуга налегают на олигоклазовые граниты, причем последние обнажились в результате

перегиба шарниров складок, образованных осадочно-вулканогенными породами свиты, и последующего размыва складчатых структур<sup>1</sup>.

В других же случаях олигоклазовые граниты граничат с протерозойскими образованиями свиты имандра-варзуга по тектоническому контакту. Так, П. В. Соколов отмечает, что на р. Пятка им были обнаружены в зеленокаменной свите полого залегающие милонитовые сланцы, падающие на юг в сторону олигоклазовых гранитов, которые, судя по наличию в них мощной зоны катаклизмов, надвинуты на породы свиты имандра-варзуга.

Гнейсовая текстура олигоклазовых гранитов в северо-западной части района имеет преобладающее северо-западное простирание, совпадающее с простиранием гнейсовых толщ. В восточной части района, по данным А. М. Шукевича (1934 г.) и Н. А. Вологовской (1939 г.), картина становится значительно сложнее: наряду с северо-западным простиранием отмечается для значительных площадей и северо-восточное, линейный характер деформаций нарушается, что отчасти может быть объяснено влиянием более поздних движений карельского или даже более молодого возраста.

В бассейнах рр. Стрельны и Сосновки А. М. Шукевич наблюдал в олигоклазовых гранитах большое количество ксенолитов амфиболитов, слюдяных и гранатовых гнейсов. Олигоклазовые граниты сопровождаются полями мигматитов по гнейсам и, в свою очередь, пересечены жилами микроклинового гранита, кварца и аплита. На Терском берегу, в 3 км от Сосновки, микроклиновый гранит образует жильные мигматиты по олигоклазовому граниту. В шлифах хорошо видно чередование совершенно свежих полос, сложенных микроклином и кварцем, с полосами сильно измененного плагиоклаза и кварца.

Типичные разности олигоклазовых гранитов и гранодиоритов этой территории почти не отличаются по минералогическому составу от аналогичных пород других частей полуострова.

По внешнему виду это обычно огнейсованные серые до розовато-серых пород, обладающие паналлотриоморфнозернистой до гранобластической структурой. Плагиоклаз большей частью имеет состав олигоклаза или альбит-олигоклаза (№ 9—18), реже андезина. Основной цветной компонент — биотит. Кварц содержится в переменном количестве. Почти всегда присутствует микроклин.

Из коллекции олигоклазовых гранитов и диоритов, собранных Т. Л. Никольской по р. Томбе, был проанализирован один образец (№ 314). При микроскопическом изучении установлено, что эта порода состоит главным образом из плагиоклаза № 28, темнобурого биотита (около 15%), небольшого количества микроклина, кварца, эпидота и аплита. Результаты химического анализа (в %) следующие:  $\text{SiO}_2$ —53,72,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ —24,60;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ —1,57;  $\text{FeO}$ —3,54;  $\text{MgO}$ —2,08;  $\text{CaO}$ —5,56;  $\text{BaO}$ —0,06;  $\text{Na}_2\text{O}$ —5,43;  $\text{K}_2\text{O}$ —2,05;  $\text{TiO}_2$ —0,57;  $\text{H}_2\text{O}$ —0,76. Таким образом, порода по своему составу отвечает диориту.

В олигоклазовых гнейсо-гранитах южного побережья Кольского п-ова, в значительном количестве присутствует микроклин. Это обстоятельство в свое время позволило П. В. Соколову (1936 г.) отнести их к гранитам II группы. Однако последующими исследователями (Л. И. Иванова, М. А. Сотникова, О. П. Леонтьева) эти граниты по характеру соотношений с основными породами и жильными существенно

<sup>1</sup> По более поздним данным Н. А. Островской (1955 г.), эти граниты палингенные и мигматизируют мелкозернистые гнейсы, условно относимые к протерозою.



микроклиновыми гранитами, а также пространственному положению в складчатых структурах архея были отнесены к I группе.

### **Микроклиновые граниты верхнего архея<sup>1</sup>**

В пределах Мурманской области микроклиновые граниты пользуются широким распространением, образуя крупные массивы, относительно мелкие интрузивные тела, площадью от километров до сотен квадратных километров, и обширные зоны мигматитов по древним гнейсам, олигоклазовым гнейсогранитам и амфиболитам. Стратиграфическое положение всей этой группы в целом точно не установлено. В пределах площадей, сложенных, казалось бы, однородными плагиомикроклиновыми гранитами, последующие детальные исследования несомненно позволяют выделить более молодые породы протерозойского возраста.

Микроклиновые граниты А. А. Полкановым были отнесены к верхнеархейским интрузиям по аналогии с постботнийскими гранитами Финляндии. Основанием для такого сопоставления послужили описанные А. М. Шукевичем факты воздействия этих гранитов на основные породы гранулитовой формации, предположительно относящиеся к верхнему архею. Вопрос о действительном возрасте микроклиновых гранитов является очень сложным и его решение целиком зависит от решения общих вопросов стратиграфии допалеозойских пород Мурманской области. В настоящее время можно только сказать, что эти граниты несомненно моложе гнейсовых комплексов нижнего архея и железорудных толщ, условно относимых к верхнему архею, поскольку они их прорывают, и старше свиты печенга-кучин, в базальных конгломератах которой имеется галька микроклинового гранита. Они также, по-видимому, старше верхнепротерозойских пород свиты имандра-варзуга, так как пока нигде не доказано прорывание этих пород микроклиновым гранитом. Трудность определения возраста микроклиновых гранитов как в пределах Мурманской области, так и на сопредельной территории Карельской АССР усугубляется тем, что сходные по составу граниты на обеих территориях прорывают как ниже- и верхнеархейские (или условно к ним относимые) образования, так и толщи, причисляемые к нижнему протерозою. Микроклиновые граниты, прорывающие архейские толщи, обычно обозначаются как граниты II группы, а прорывающие нижнепротерозойские толщи — как граниты III группы.

Естественно, что пока не установлена ясная граница между верхним археем и нижним протерозоем, нельзя говорить о действительном распространении гранитов верхнего архея и нижнего протерозоя. Поэтому в настоящем томе и на прилагаемой к нему геологической карте принято в значительной мере условное разделение микроклиновых гранитов на граниты II и III группы. Микроклиновые граниты, прорывающие толщи пород, относимые к нижнему протерозою или резко несогласно секущие ниже- и верхнеархейские комплексы гнейсов и сланцев, отнесены к гранитам III группы. Микроклиновые граниты вне зоны развития протерозойских пород условно отнесены к группе II.

Истинный возраст описываемых гранитов, как уже говорилось, в будущем может быть выяснен при установлении стратиграфического положения прорываемых ими пород, а также путем детального изучения их минералогического состава и массовых определений возраста радиологическими методами.

<sup>1</sup> Мурманско-Иокангский и Гирвасозерский массивы описаны Е. Н. Володимиром.

Пока не решен еще и вопрос о возможности отделения микроклиновых гранитов от широко распространенных олигоклазовых гранитов, а также о связи их с различными эпохами архейской складчатости. Так, для Беломорского района Мурманской области и прилегающей беломорской зоны Карелии П. К. Григорьевым, Н. Г. Судовиковым и другими исследователями установлено наличие основных пород (друзиты) более молодых, чем олигоклазовые гнейсо-граниты (I группа) и более древних, чем существенно микроклиновые граниты (II группа). По представлениям Н. Г. Судовикова, эти основные интрузии разделяют две эпохи гранитизации и два периода складкообразования, к которым приурочены указанные граниты.

В Кольском районе, где основные породы друзитовой серии отсутствуют, разделение двух гранитов основано на уже упоминавшихся фактах по району Сюдварангера и на многочисленных фактах пересечения существенно плагиоклазового гранита существенно микроклиновым. Наряду с этим, в Кольском районе рядом исследователей (Болдырев, 1913; Михайлов, 1932 г.) подчеркивается часто наблюдающаяся пространственная связь между олигоклазовыми и микроклиновыми гранитами.

В. Ф. Мотычко (1948 г.) в районе оз. Медвежьего (Кольский район) установил, что хотя микроклиновые граниты и являются более молодыми, чем граниты плагиоклазовые, однако обе породы совместно и одинаково дислоцированы, что, по его мнению, свидетельствует о приуроченности их к единой эпохе складкообразования.

Порайонное описание микроклиновых гранитов в соответствии с принятой схемой районирования дано ниже.

**Кольский район.** Характерной особенностью северо-западной части этого района, неоднократно отмечавшейся рядом исследователей, является широкое развитие процессов мигматизации микроклиновыми гранитами древних гнейсов и гнейсо-гранитов, а также незначительные размеры собственно гранитных тел.

Следует отметить, что как в северо-восточной части Кольского района, так и в остальной его части, кроме существенно микроклиновых гранитов, относимых к верхнему архею, развиты микроклиновые граниты нижнего протерозоя. Вследствие близости минералогического состава этих двух разновозрастных гранитов, определение возраста мигматизирующего микроклинового гранита представляет трудную, часто пока неразрешимую задачу. Не исключена возможность, что в ряде случаев имеет место последовательное наложение процесса мигматизации более молодого нижнепротерозойского гранита на мигматиты верхнеархейского плагиомикроклинового гранита.

Мигматизация микроклиновыми гранитами пород древнего архейского фундамента (гнейсов, олигоклазовых гнейсо-гранитов, местами гиперстеновых диоритов) отмечалась В. Ф. Мотычко (1948 г.) в районе оз. Медвежьего, Т. Л. Гольдбург (1949 г.) к северу от Нотозера, Е. Н. Володиным (1939 г.) к северу от Сальных тундр и Д. Ф. Агапьевым (1949 г.) на площади между породами печенгской формации и побережьем Баренцова моря, А. Д. Михайловым (1932 г.), С. М. Гнесиным и Е. А. Кудряшевым (1936 г.), Е. В. Тавастшерн (1948 г.) между Пулозером и Ловозером, М. Д. Кадыровой (1949 г.) в районе северо-восточной губы Мончозера. В ряде пунктов в этих зонах мигматизации наблюдаются многочисленные пластовые, реже секущие жилы пегматита и небольшие тела гранита, местами сопровождающиеся значительными полями слюдяных пегматитов (район сс. Пулозеро — Ловозеро).

Крупный массив микроклиновых гранитов расположен у государственной границы в Норвегии в районе оз. Няссюки. Большая часть его находится на территории Норвегии. Согласно данным Н. Д. Садовского и Д. Ф. Агапьева (1949 г.), микроклиновые граниты этого массива прорывают олигоклазовые граниты и слюдяные гнейсы с образованием эруптивных контактов и зон мигматизации, наиболее интенсивных среди пород гнейсового комплекса. Микроклиновые граниты представляют собой лейкократовую, массивную, реже гнейсовидную породу. Нередко встречаются порфириовидные разновидности, порфиробласты которых представлены удлиненными кристаллами полевого шпата. Порода в основном состоит из микроклина, микроклин-микропертита, альбит-олигоклаза и кварца. Плагиоклаз местами интенсивно альбитизирован и серицитизирован. Из акцессорных минералов обычны сфен, циркон, апатит и рудный минерал.

Указанными исследователями на южном берегу губы Малой Волоковой (Варангер-фиорд) описаны жильные мусковито-турмалиновые пегматоидные граниты, в краевых частях переходящие в мелкозернистые разновидности.

Более мелкие тела микроклиновых гранитов известны в районе ст. Пулозера (тундры Слюданюн, Якимпахк, Сырмантегь), районе Рамозера, оз. Чуидзьярв, к юго-востоку от Сымбозера, в районе юго-восточной губы Мончозера и к юго-востоку от г. Кола.

Микроклиновые граниты тундры Слюданюн образуют тело размером  $2 \times 3,5$  км. Это розовые мелкозернистые гнейсовидные породы, текстура которых обусловлена закономерной ориентировкой цветного минерала. Гнейсовидность с простираем на северо-запад  $310^\circ$  и падением на юго-восток под углом  $70^\circ$  сопряжена со складчатой структурой вмещающих пород. По данным Т. Л. Гольдбурт (1948 г.), граниты этого массива секутся дайками диабазов и порфиритов.

Граниты тундр Якимпахк и Сырмантегь, залегающие в мигматизированных гранато-биотитовых гнейсах и, частично, гиперстеновых диоритах, образуют удлиненное тело, вытянутое в северо-западном направлении согласно с общим простираем вмещающей толщи. Это среднезернистые массивные породы, в основном состоящие из микроклина, плагиоклаза, кварца, резко подчиненного количества биотита, мусковита и акцессорных: апатита и циркона. Иногда в небольшом количестве в них присутствует диопсид и очень редко силлиманит.

На контакте микроклиновых гранитов и вмещающих гиперстеновых диоритов присутствуют своеобразные породы типа чарнокит—мангеритов с содержанием калиевого полевого шпата иногда до 30—50%. По представлениям С. М. Гнесина (1940 г.) и Т. Л. Гольдбурт (1947 г.), образование этих пород связано с метасоматическим изменением гиперстеновых диоритов под воздействием более молодых микроклиновых гранитов.

В районе Рамозера и оз. Чуидзьярв (Тавастшерн, 1948 г.) небольшие тела гранитов располагаются среди биотито-гранатовых гнейсов и гиперстеновых диоритов (тундра Пуйтепахк). Граниты представлены мясокрасной, очень лейкократовой (до полного отсутствия цветного минерала), обычно сильно катаклазированной разновидностью. Во вмещающих биотито-гранатовых гнейсах наблюдается повсеместная послышная инъекция микроклинового материала. В более массивных гиперстеновых диоритах новообразования калиевого полевого шпата распределяются более или менее равномерно в массе породы. Заключенные в микрокли-

новых гранитах небольшие тела гиперстеновых диоритов обычно изменены в чарнокиты.

С микроклиновыми гранитами района Пулозера — Рамозера — оз. Чуидзьярв генетически связаны крупные жильные поля плагиомикроклиновых пегматитов. По форме залегания различаются пегматитовые тела: 1) штокообразные, 2) линзовидные и 3) пегматитовые жилы выдержанной мощности.

Господствующим распространением пользуются пегматитовые жилы, как правило, являющиеся секущими, реже согласными со складчатой структурой вмещающих пород. Подчиненную роль играют штокообразные и линзообразные тела площадью от сотен до тысяч квадратных метров. Для некоторых из них устанавливается непосредственная связь с мигматизирующими гнейсы микроклиновыми гранитами.

В пегматитах, залегающих в гиперстеновых диоритах, мусковит, как правило, отсутствует, но зато в значительном количестве в них по-является магнетит.

К югу от озер Печозеро и Сымбозеро известны мелкие штоки и жилы аплитовидного и пегматоидного микроклинового гранита и многочисленные жилы микроклино-плагиоклазового пегматита. В некоторых из них установлено промышленное ослюденение. Более крупный массив тех же микроклиновых гранитов закартирован М. Д. Кадыровой (1949 г.) среди гнейсов и мигматитов восточного берега юго-восточной губы Мончозера.

Несколько массивов того же гранита описано Г. Д. Беляковым (1949 г.) к юго-востоку от г. Кола. Размер наиболее крупного из них достигает 6 км в поперечнике. Так же, как и в других районах, эти гранитные тела сопровождаются контактовыми зонами мигматитов.

Несравненно большим распространением микроклиновые граниты пользуются в северной и северо-восточной частях Кольского района (Мурманско-Иоканьгский массив). Они слагают здесь громадную площадь (не менее 16 тыс. км<sup>2</sup>) шириной от 40 до 70 км, протягивающуюся от восточного берега Кольского фиорда на западе до горла Белого моря на востоке. С севера площадь распространения их обрывается берегом Баренцова моря. С юга на участке Кольский фиорд — р. Харловка они контактируют с олигоклазовыми гнейсо-гранитами архея, далее к востоку — со сланцево-гнейсовой толщей свиты кейв и к югу от р. Поноя — с осадочно-эффузивной свитой имандра-варзуга.

Несмотря на то что этот массив картировался рядом исследователей (Лупанова, 1935а; Влодавец, 1933 г.; Рьмцк, 1932 г.; Моисеев, 1934 г.; Смирнов, 1934 г. и др.), в геологическом и петрологическом отношении он изучен совершенно недостаточно. Так, отсутствие детальных съемок не позволяет пока выделить в пределах его площадей распространения олигоклазовых гранитов, роль которых здесь, по-видимому, довольно значительна, особенно в восточной части массива. Кроме того, недостаточно четко установлен характер соотношений между олигоклазовыми гранитами, относимыми к I группе, и микроклиновыми гранитами, объединяемыми во вторую группу. Так, И. В. Моисеев (1934 г.) в ряде обнажений по левобережью р. Лицы Малой наблюдал постепенные переходы одних гранитов в другие. В то же время В. С. Смирнов (1934 г.) указывает на наличие в одном и том же обнажении олигоклазовых и микроклиновых гранитов, не связанных между собой постепенными переходами. Это кажущееся противоречие, по-видимому, объясняется следующим:

а) появлением плагиогранитов как фациальной разновидности микроклиновых гранитов;

б) наличием среди широкого поля развития существенно микроклиновых гранитов отдельных тел древних олигоклазовых гранитов, в той или иной степени измененных процессами щелочного метасоматоза.

Непосредственных контактов микроклиновых гранитов с развитыми к югу олигоклазовыми гнейсо-гранитами архея пока неизвестно. Контакт микроклиновых гранитов со сланцево-гнейсовой свитой кейв является тектоническим.

По данным Л. Я. Харитонова (1939 г.) и П. В. Соколова (1940 г.), микроклиновые граниты в зоне контакта со свитой кейв превращены в бластомилониты, круто падающие к северу и северо-востоку. По данным тех же авторов, для свиты кейв характерна опрокинутость складок к югу, т. е. движение масс при складчатости происходило с севера на юг. Судя по пространственному положению зон бластомилонитов, в этом же направлении происходило движение Мурманско-Иоканьгской гранитной глыбы.

Таким образом, микроклиновые граниты описываемого массива так же, как и породы свиты кейв, были охвачены тектоническими движениями. При этом они в качестве жесткой глыбы надвигались с севера на породы свит кейв. В зонах рассланцевания в гранитах возникали своеобразные порфиroidные разновидности их, рассматриваемые Л. Я. Харитоновым (1938 г.) как более молодые, уже протерозойские, образования.

Соотношения микроклиновых гранитов с нижнепротерозойскими осадочными и эффузивными породами свиты имандра-варзуга точно не установлены. Так, с одной стороны, в районе рр. Поноя, Снежныцы и Лумбовки известны микроклиновые граниты, секущие зеленокаменные породы нижнего протерозоя. Этот факт позволяет выделять здесь микроклиновые граниты нижнепротерозойского возраста. С другой стороны, П. В. Соколовым (1934 г.) среди осадочных пород свиты имандра-варзуга обнаружены аркозы с обилием калиевого полевого шпата, свидетельствующие о существовании более древних микроклиновых гранитов, залегающих в основании данной свиты. Если эти аркозы также относятся к нижнему протерозою, то прилегающие к ним с севера микроклиновые граниты можно рассматривать как породы более древние, чем нижнепротерозойские образования свиты имандра-варзуга. Если же данные аркозы окажутся верхнепротерозойскими (что не исключено), то тогда указанные граниты могут быть и нижнепротерозойскими.

Необходимо отметить, таким образом, что отнесение всего Мурманско-Иоканьгского массива к верхнему архею вряд ли правильно. Судя по имеющимся данным, детальные исследования, по-видимому, позволят расчленить этот громадный массив с выделением в пределах его как олигоклазовых гнейсо-гранитов и микроклиновых гранитов архея, так и микроклиновых гранитов нижнего протерозоя.

Несомненно, такое расчленение представляет весьма трудную задачу вследствие близости минералогического состава гранитов различного возраста и наличия различных фациальных разновидностей в пределах разновозрастных групп. Одним из возможных критериев для разделения гранитов по возрасту, по-видимому, может явиться состав тяжелой фракции, изучением которой пока никто не занимался. В настоящее время в пределах Мурманско-Иоканьгского массива микроклиновые граниты нижнепротерозойского возраста пока выделены только в районе устьев

рр. Поноя, Сосновки, Лумбовки и по северной и восточной окраине площади распространения свиты кейв.

Среди микроклиновых гранитов рассматриваемого массива господствующим распространением пользуются массивные разновидности. Гнейсовидные граниты преимущественно появляются в краевых частях гранитных тел и в зонах контакта с включениями более древних пород (гнейсов, амфиболитов).

Наряду с гнейсовидными гранитами местами наблюдаются полосатые разновидности, текстура которых обусловлена параллельным чередованием пропластков лейкократового и меланократового характера. Иногда эта полосчатость, по-видимому, является унаследованной от более древних, замещаемых гранитами слоистых гнейсов и амфиболитов. Многочисленные блоки последних среди микроклиновых гранитов отмечались рядом исследователей. Форма этих блоков линзовидная, округлая, реже неправильная, остроугольная. Удлиненные тела гнейсов и амфиболитов ориентированы параллельно гнейсовидности вмещающих гранитов. Размер блоков колеблется в широких пределах, от сантиметров до  $50 \times 120$  м и более. Так, И. В. Моисеевым (1934 г.) среди гранитов данного массива описана глыба — ксенолит биотитового гнейса — площадью не менее  $1 \text{ км}^2$ .

Контакты этих включений (ксенолитов) с вмещающими гранитами местами резкие, местами же постепенные, обусловленные наличием гибридных зон промежуточного состава.

В результате детальной съемки, проводившейся Кольским филиалом Академии наук в 1949 и 1950 гг. в районе р. Иокангы и мыса Святой Нос, были выявлены среди микроклиновых гранитов многочисленные, иногда значительные площади олигоклазовых гранитов и гранодиоритов, местами связанных между собой постепенными переходами. Нередко появление гранодиоритов обусловлено процессами гибридизации в контакте гранитов с крупными ксенолитами амфиболитов.

Олигоклазовые граниты и гранодиориты обычно сильно мигматизированы микроклиновым гранитом, образующим серию послонных жил. Наряду с этим, нередко встречаются крупные участки пород, совсем не затронутые процессами мигматизации.

Микроклиновые граниты представляют собой средне- или крупнозернистую породу розового или серовато-розового цвета. Часто встречаются порфиоровидные, обычно более меланократовые разновидности, связанные постепенными переходами с гранитами обычного типа. Порфиоровидные вкрапленники представлены крупными (до  $1,5\text{--}2,0 \text{ см}$ ) кристаллами микроклина, содержащими многочисленные мелкие зерна плагиоклаза. Невооруженным глазом в породе легко различим кварц, часто имеющий дымчатую или голубовато-синюю окраску.

Как равномернозернистые, так и порфиоровидные граниты в основном состоят из кварца, микроклина, микроклин-пертита, плагиоклаза, местами имеющего антипертитовое строение, небольшого количества биотита и редко амфибола. Из аксессуарных минералов обычны: циркон, рутил, сфен, апатит, рудный минерал; вторичные представлены хлоритом, мусковитом, серицитом, эпидотом, циюзитом, лейкоксеном и кальцитом.

Плагиоклаз, представленный альбит-олигоклазом и олигоклазом № 10—28, часто серицитизирован и сосюритизирован. Мелкие зерна его, включенные в микроклин, обычно окружены каймой альбита. На границе плагиоклаза с калиевым полевым шпатом нередко наблюдается неправильная, прерывистая кайма мирмекита. Пересчет количественного ми-

Таблица 4

Район	Порода	Химический состав													Сумма		
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO		Cl	п.п.п.
Териберское побережье Кольского п-ова	Гранит	69,67	0,22	15,39	1,44	1,35	0,12	0,66	2,38	3,07	4,58	0,25	—	—	—	0,59	99,72
То же	Порфи- видный гранит	66,35	0,15	15,83	3,11	1,17	0,12	1,50	3,50	3,61	3,26	0,51	—	—	—	0,90	100,01
"	Кварцевый диорит	63,97	0,13	18,37	1,15	2,88	0,11	1,93	5,27	2,09	2,45	0,78	—	—	—	0,38	99,51

нералогического состава, произведенный Н. П. Лупановой для равномернозернистых и порфиroidных гранитов из района сс. Гаврилова и Захребетное, показал, что содержание микроклина в них, выражающееся цифрами 17,5% и 22,6%, в два раза меньше, чем плагиоклаза. Таким образом, по составу эти породы ближе к гранодиоритам, чем к типичным гранитам (табл. 4).

В том же районе Н. П. Лупановой наблюдались кварцевые диориты, образующие небольшие округлые или линзовидные тела в микроклиновых гранитах. Это темно-серые, среднезернистые породы, в основном состоящие из плагиоклаза № 12—37, кварца и биотита. Местами в них встречаются полуассимилированные участки биотитового сланца. Присутствие этих реликтов позволяет рассматривать кварцевые диориты как продукты гранитизации древних гнейсов и сланцев более молодыми микроклиновыми гранитами. Последние в зоне контакта приобретают отчетливую гнейсовидность, обычно облекающую указанные включения.

Пересчет количественного минералогического состава диоритов, произведенный Н. П. Лупановой, показал, что эти гибридные породы ближе к гранодиоритам, чем к собственно диоритам.

Микроклиновые граниты содержат жилы и шпильны аплита, пегматита и кварца, обыкновенно малой мощности и небольшой длины. В ряде пунктов среди гранитов отмечены секущие дайки габбро-диабазов, возраст которых точно не установлен. Часть из них, по-видимому, связана с основными и ультраосновными породами протерозоя, часть же — с платформенными образованиями нижнего палеозоя.

Как видно из фактического материала, приведенного выше, стратиграфическое положение микроклиновых гранитов Мурманско-Иоканьгского массива точно не установлено. В настоящее время известно только, что они моложе биотитовых гнейсов, олигокласовых гнейсо-гранитов, каких-то основных пород, превращенных в амфиболиты, и древнее некоторых образований свиты имандра-варзуга и секущих даек габбро, габбро-диабазов. Един-

ственным фактом, позволяющим сделать заключение о верхней границе их, является наличие гальки микроклинового гранита в конгломератах предположительно верхнепротерозойской толщи района р. Снежны.

Вопрос о генезисе микроклиновых гранитов также не получил еще однозначного решения. Так, одни исследователи (А. А. Полканов, Н. П. Лупанова, В. И. Рыцк) считают, что они слагают громадный массив, содержащий ряд ксенолитов биотитовых гнейсов, олигоклазовых гнейсо-гранитов и амфиболитов. Появление гнейсовидных разностей гранитов в контакте с этими блоками — ксенолитами объясняется ими процессами движения магмы вокруг жестких глыб. Другими геологами значительная роль в формировании этих пород отводится процессам гранитизации. Гнейсовидность микроклиновых гранитов рассматривается ими как реликтовая текстура, унаследованная от более древних, неполностью ассимилированных пород.

Так как наши знания о Мурманско-Иоканьгском массиве в основном базируются на данных маршрутных исследований, оценить масштаб процессов гранитизации пока не представляется возможным. По-видимому, наиболее отчетливо они проявлены в восточной части массива, где среди микроклиновых гранитов картируются многочисленные участки олигоклазовых гнейсо-гранитов, в той или иной степени замещенных микроклиновым материалом. В последнюю стадию этого процесса образуются однородные плагиомикроклиновые граниты.

С гранитами Мурманско-Иоканьгского массива генетически связаны крупные поля жильных керамических и слюдяных пегматитов района Кольского фиорда и Рамозера.

Необходимо отметить, что пегматиты, как правило, встречаются в некотором удалении от гранитных массивов среди окружающих их мигматитов по породам гнейсового комплекса. Так, в южной части Кольского фиорда, там, где микроклиновые граниты проявляются только в виде слабой инъеции по гнейсовому субстрату, широко развиты пегматиты, в основном представленные турмалиновой и, реже, мусковитовой разновидностью (район мыса Пинагорий).

На западном берегу Кольского фиорда керамические и в меньшей степени слюдяные пегматиты широко распространены в районе с. Белокаменка и близ мыса Мишукова. Значительный интерес в качестве керамического, кислотоупорного сырья и строительного материала представляют лейкократовые микроклиновые граниты Сайда губы (Кольский фиорд), почти не содержащие цветных минералов.

Беломорский район. В пределах этого района развиты как мигматиты микроклинового гранита, так и собственно граниты, образующие ряд массивов различной величины (районы оз. Гирвас, Нява-тундры, Нуль и Сапт-тундр, Верхнего Чалмозера, Вайна-тундры, Канда-лакши, Кюме-тундры, Риколатвы и др.).

Гирвасозерский массив микроклиновых гранитов, расположенный в 4 км к северу от оз. Гирвас, обнаружен и впервые описан А. М. Шукевичем (1932 г.). Более детально он изучен им же, Н. А. Курылевой и В. А. Масленниковым в 1940 г.

Площадь массива около 80 км<sup>2</sup>. С юга он контактирует с биотитовыми гнейсами, содержащими пропластки сланцев и кианито-гранатовых гнейсов, с севера — с сильно огнеивосованными олигоклазовыми гранитами. Как гнейсы, так и гнейсо-граниты инъецированы микроклиновым гранитом, причем интенсивность процесса мигматизации возрастает по мере



приближения к гранитам. Вмещающие породы повсюду падают в направлении от массива. На западном и южном контактах углы падения не превышают  $20^\circ$ , на юго-восточном контакте достигают  $40^\circ$ . В краевых частях гранитного массива наблюдаются многочисленные ксенолиты гнейсов. Согласно данным В. А. Масленникова (1940 г.), гнейсовидность ксенолитов местами совпадает с простираaniem вмещающих пород, местами же явно нарушена.

Микроклиновые граниты представлены массивной, реже неотчетливо гнейсовидной разновидностью. Под микроскопом выявляются гранобластическая и порфиробластическая структура. Порода в основном состоит из микроклина — 40%, плагиоклаза № 20—28—20%, кварца—30%, биотита — 10%. Из аксессуарных минералов обычны: циркон, сфен, апатит, рудный минерал; вторичные представлены эпидотом, хлоритом, серицитом. Часто наблюдается замещение плагиоклаза микроклином.

Местами в гранитах встречаются небольшие гнезда и шпирсы пегматита, связанного постепенным переходом с вмещающими породами.

Относительно Гирвасозерского массива все исследователи придерживаются единого мнения о его магматическом генезисе. Судя по пространственному положению плоскости контакта, он представляет собой синорогенную интрузию, внедрившуюся одновременно со складчатостью вмещающих гнейсов и гнейсо-гранитов.

В районе Нявка-тундры Н. Г. Судовиковым (1934 г.) описаны средне- и крупнозернистые розовые и светло-розовые плагиомикроклиновые граниты, по направлению к северу постепенно переходящие в полосатые мигматиты.

Эти граниты в основном состоят из микроклина, подчиненного количества альбит-олигоклаза, кварца, биотита, мусковита, граната и аксессуарных — рудного минерала и ортита.

Текстура гранитов чаще массивная, реже гнейсовидная или слабо полосатая, обусловленная неравномерным распределением биотита и граната. Под микроскопом наблюдается структура, явно свидетельствующая о явлениях перекристаллизации, имевших место после процессов катаклаза.

В районе вершин Ноль- и Сапт-тундр В. А. Масленниковым описаны микроклино-плагиоклазовые граниты с хорошо выдержанной идиоморфной структурой. Граниты приурочены к ядрам антиклинальных складок, сложенных гнейсами. Последние неравномерно мигматизированы, причем интенсивность процесса мигматизации резко усиливается вблизи секущих контактов. По характеру распределения мигматизирующего материала здесь наблюдаются как очковые, так и послойные разновидности мигматитов.

Исключительно широким распространением пользуются микроклиновые граниты в районе Верхнего Чалмозера и Вайна-тундры, где они образуют ряд массивов различной величины и формы (горы Гладкая, Безымьянная, оз. Лебяжье и др.). Граниты этого участка представлены массивными порфиroidными и гнейсовидными разновидностями. Среди них присутствуют ксенолиты гнейсов и амфиболов, часто достигающие значительных размеров. Как отмечает В. А. Макаров (1940 г.), местами наблюдается несогласная ориентировка ксенолитов относительно сланцеватости вмещающих гнейсов.

Среди сопряженных с гранитами мигматитов господствующим распространением пользуются тонко- и грубополосатые послойные разновидности, а также разновидности, в которых микроклин равномерно распределен в массе породы. Реже встречаются очковые мигматиты, текстура

которых обусловлена присутствием крупных порфиробласт микроклина. Местами мигматиты различного типа связаны между собой рядом постепенных переходов.

Своеобразные гнейсовидные граниты с большим количеством микроклина, характеризующиеся постоянным присутствием мирмекитовых образований, описаны Н. Г. Судовиковым (1939) из района верхнего течения р. Канды (Кандалакшский район). Как отмечает автор, они связаны с инъекционными гнейсами и мигматитами, широко развитыми в пределах описываемого участка.

Аналогичные микроклиновые граниты и сопряженные с ними послонные мигматиты по гнейсам и амфиболитам известны также на островах Канда губы (остров Олений, Сальные и др.). Местами в гранитах включены неправильные обломки амфиболита, придающие породе характер эруптивной брекчии.

К северу от Канды-губы и в районе Вадозера широко распространены послонные мигматиты, полосатая структура которых обусловлена параллельным чередованием гнейсового субстрата и жилок розового микроклинового аллита. В участках максимального развития процесса гранитизации порода имеет массивную текстуру и микроскопически почти не отличается от гранита.

Обширные зоны мигматитов микроклиновых гранитов по гранито-гнейсовому субстрату известны к северу от Пулоньских озер, к северо-западу от с. Уполакши, в районе тундр Кюме и Риколатвы и к северу от горы Лейвойва. В районе горы Лейвойва микроклиновый материал вследствие послонной инъекции образует неправильные зерна в межгранулярных участках породы. А. Е. Алешунина (1940 г.) считает, что в последнюю стадию процесса образовались гнейсы с высоким содержанием микроклина, включающего реликты сильно корродированного плагиоклаза.

С описанными микроклиновыми гранитами Беломорского района связаны месторождения слюдяных пегматитов, залегающие в слабо мигматизированных гнейсах и метаморфизованных габбро. Большим распространением пользуются так называемые керамические пегматиты, пригодные в качестве сырья для керамической промышленности. К этому типу относятся обширные поля пегматитовых жил в районах оз. Бабинской Имандры, Пиренгских озер, ст. Пинозера, р. Ковда, Княжьей губы и оз. Гирвас.

Кроме описанных выше интрузий, ряд мелких гранитных тел, предположительно верхнеархейского возраста, известен в северо-восточной части Беломорского района.

Так, в среднем течении р. Стрельны относительно широко распространены пегматоидные плагиомикроклиновые граниты. Своеобразный облик этих пород обусловлен наличием многочисленных, часто крупных штироподобных участков аллитовидного или пегматоидного материала в основной массе среднезернистого гранита или его мигматита.

Характерной особенностью этих гранитов является чрезвычайно неравномернозернистая текстура их при относительно постоянном минералогическом составе и общем лейкократовом облике. Среди пегматоидных участков преобладают средне- и крупнозернистые разновидности.

Граниты этого типа в основном состоят из олигоклаза № 15—25, коллоблющегося количества микроклина, местами в тонком пертитовом сростании с альбитом, и кварца. Из цветных минералов обычен биотит; мусковит относительно редок. Часто невооруженным глазом в породе

легко различимы мелкие зерна граната и магнетита. Из аксессуарных минералов наиболее распространены апатит и сфен.

С пегматоидными гранитами района р. Стрельны генетически связаны обширные поля пегматов, несущих ослюденение. Вне этого района пегматиты со слюдой были встречены Л. И. Ивановой (1949 г.) к востоку от р. Вересовки и на р. Чапومه.

Необходимо отметить, что возраст пегматоидных гранитов точно не установлен. В настоящее время они условно отнесены к гранитам II группы. Однако Л. И. Ивановой (1949 г.) и М. А. Сотниковой (1948 г.) высказывается предположение о связи их с плагиомикроклиновыми гранитами Терского берега, которые, по представлениям этих авторов, являются фациальной разновидностью олигоклазовых гранитов I группы.

В верховьях р. Стрельны и ее левого притока р. Березовой Е. Н. Володиным (1938 г.) описаны аплитовидные микроклиновые граниты, образующие небольшие тела, согласные со складчатой структурой вмещающих пород.

В бассейне р. Варзуги известны массивные мясокрасные существенно микроклиновые граниты, образующие пластообразные или штокообразные тела среди плагиомикроклиновых гранитов и их мигматитов. Вблизи устья рч. Мельничного М. А. Сотниковой (1948 г.) среди них описаны ксенолиты габбро-норита—перидотита. П. В. Соколовым (1936 г.) габбро-перидотиты рч. Мельничного были отнесены к протерозою, а прорывающие их микроклиновые граниты — к постпротерозойским интрузиям (граниты III группы). Это предположение опровергается последующими исследователями, считающими наиболее вероятным архейский возраст данных гранитов (граниты II группы).

Плагиомикроклиновые граниты южного побережья Кольского п-ова секутся маломощными жилами (до 1,5—2,0 м) розового порфиroidного гранита, характеризующегося отчетливой гипидиоморфной структурой и резким преобладанием микроклина над плагиоклазом. По данным М. А. Сотниковой (1948 г.), намечается генетическая связь этих гранитов с мясокрасными микроклиновыми гранитами района р. Варзуги.

В нижнем течении р. Пялицы и ее левого притока Усть-Пялки среди гнейсов и гнейсо-гранитов I группы А. М. Шукевичем (1933 г.) и Н. А. Волоотовской (1939 г.) описано жильное поле крупнозернистых (кусково-блоковых) микроклиновых пегматитов. Ряд жил достигает 40—70 м мощности и 300—400 м длины. В связи с крупными блоками микроклина и значительной загрязненностью вредными примесями эти пегматиты представляют интерес в качестве керамического сырья.

Как уже было отмечено выше, вопрос о генезисе микроклиновых гранитов до сих пор окончательно не решен. Наряду с классической точкой зрения, трактующей эти породы как первично магматические, относительно широко распространены представления о метасоматическом образовании их. Так, Н. Г. Судовиков на основании детального изучения петрологии и структуры Беломорья пришел к выводу об отсутствии здесь первично-магматических гранитов. Образование мигматитов и небольших гранитных тел этого района объясняется им явлениями региональной гранитизации гнейсовой толщи при широком распространении процессов щелочного метасоматоза без участия гранитной магмы.

В противоположность теории А. Е. Ферсмана (1932) об образовании пегматитов в результате кристаллизации остаточного гранитного расплава, Н. Г. Судовиковым (1939) образование пегматитов объясняется отжигом жидкого и полужидкого кварц-полевошпатового материала, на-

капливающегося в процессе региональной гранитизации вмещающей гнейсовой толщи. Отжимание этого наиболее подвижного материала, по его мнению, происходит в небольшие полости, образующиеся в процессе дислокации механически неоднородной среды. Согласно представлениям Н. Г. Судовикова, таким путем возникают пегматитовые жилы в основных породах и так называемые межбуждинные пегматиты, приуроченные к промежуткам — пространствам между расчлененными телами основных пород.

Таким образом, оптимальными условиями для образования инъекционных пегматитов являются наружные ареалы средней степени гранитизации, где пластичность пород не настолько велика, чтобы препятствовать возникновению трещин-полостей, и где в тоже время имеется достаточное количество подвижного, способного к отжиманию и миграции кварц-полевошпатового материала.

Несмотря на то, что идеи метасоматического происхождения гранитов и гранитных пегматитов пользуются широким распространением, прежняя теория, объясняющая генезис этих пород путем нормального процесса кристаллизации гранитной и остаточной, сильно обогащенной летучими компонентами пегматитовой магмы, не может считаться опровергнутой.

Представления Н. Г. Судовикова о генезисе пегматитов западного Беломорья оспариваются В. Д. Никитиным (1949 г.), который, следуя идеям А. Н. Заварицкого, придает решающее значение в образовании этих пород явлениям замещения и перекристаллизации гранитных и аплитовых жил.

### Заключение

Корреляция немых гнейсовых комплексов Мурманской области и анализ истории их геологического развития затруднены из-за многих причин. Весьма существенными среди них являются глубокий метаморфизм пород и интенсивная тектоника. Трудности сопоставления гнейсов различных районов обусловлены также не всегда полноценным сбором фактического материала в поле, недостаточностью полевых наблюдений и односторонней их трактовкой. В частности, почти совершенно отсутствуют сведения о мощности и протяженности тех или иных горизонтов, о наличии каких-либо маркирующих признаков, о взаимоотношении первичной слоистости и сланцеватости, о масштабах проявления вещественного воздействия гранитов и т. д. До сих пор еще не предпринимались попытки литолого-фациального и палеогеографического анализа условий осадконакопления в докембрии этого региона, и это в значительной степени определяет односторонний петрографический подход к изучаемым комплексам. Такой подход, в особенности при не критическом приписывании решающей роли в формировании современного облика многих метаморфических пород процессам гранитизации и мигматизации, практически не оставляет места для всестороннего и, прежде всего, литолого-стратиграфического анализа гнейсовых комплексов. Дальнейшие исследования не только гнейсов, но и всех архейских пород, безусловно, должны иметь комплексный характер.

Состав, распространение и тектонические особенности архейских образований данного региона, представленных гнейсами и железорудными сланцами, позволяют сделать вывод, что они являются продуктами осадконакопления и вулканической деятельности и возникли большей частью

в геосинклинальных условиях. Этот вывод базируется также на большой мощности свит, определяемой по грубым подсчетам десятками километров, сложной их дислоцированности, наличии фаций глубоководных морских отложений, к которым, в соответствии с исследованиями Н. М. Страхова, следует отнести железистые кварциты. Накопление железистых пород происходило в Кольском районе в крупных синклинальных прогибах.

Исходными породами гнейсов послужили главным образом, песчаники, аркозы, глины, мергели, глинистые и углистые сланцы, в меньшей степени карбонатные породы, очевидно химического происхождения; перемежавшиеся с эффузивами и их туфами. Более высокое стратиграфическое положение занимали песчано-глинистые породы, обогащенные железом и кремнеземом, которые в процессе регионального метаморфизма и контактово-метасоматического воздействия гранитоидов превратились в слюдяные гнейсы и железистые кварциты. В стратиграфически более низких горизонтах (современные гранатовые и кианитовые гнейсы) накапливался глинозем, давший при метаморфизме группу минералов кианита, силлиманита, андалузита.

В эпоху древней саамской складчатости осадочно-вулканогенные толщи были смяты в складки преимущественно северо-западного простирания, одновременно образовались интрузивные комплексы габбро-амфиболитов, гиперстеновых диоритов, олигоклазовых гранитов. Текстура и состав этих комплексов отражают как первичные процессы (магматическая кристаллизация, прототектоника), так и последующую перекристаллизацию под влиянием более молодых движений, регионально-контактового и инъекционного метаморфизма. Внутри каждого комплекса наблюдаются переходы от пород более основных к более кислым, что связано как с процессами дифференциации магмы, так, вероятно, и с ассимиляцией магмой вмещающих пород (в особенности в гранитоидной серии).

Интрузивные породы саамской эпохи складчатости безусловно оказывали воздействие на вмещающие их осадочно-вулканогенные толщи, которые в процессе складчатости и в результате глубокого погружения подверглись региональному метаморфизму. Это воздействие вызывало как контактовое изменение вмещающих пород (гнейсов), сопровождающееся возникновением новых устойчивых ассоциаций минералов, так и пропитывание, инъекцию этих пород гранитоидным веществом и метасоматическое изменение их щелочными растворами (мигматизация и гранитизация).

Ко второй эпохе седиментации и диастрофизма на территории Мурманской области условно относятся железорудная толща и крупные массы основных и средних гиперстеновых пород гранулитовой формации, а также существенно микроклиновые граниты.

Влияние микроклиновых гранитов на вмещающие породы, в том числе и на более ранние основные интрузивные образования, весьма значительно (это явление для ряда районов может быть и кажущимся). Оно выражается как в виде инъекции преимущественно согласного характера, так и в виде метасоматического замещения, в частности, образования микроклина (отчасти кварца) во всех более древних породах, образования амфибола за счет пироксена, слюды, за счет амфибола и граната и т. п.

Металлогеническая характеристика архея весьма своеобразна. Основное значение имеют экзогенные месторождения (железа в форме магнетита в кварцитах, алюминия в силлиманите и кианите). Интрузивные комплексы в этом отношении еще плохо изучены, однако намечается связь сульфидных рудопоявлений никеля и меди с габбро-норитами и диори-

тами, железа — с диоритами и олигоклазовыми гранитами (железисто-магнезиальный метасоматоз). Грандиозные поля керамических, слюдяных, частью редкометалльных и редкоземельных пегматитов связаны главным образом с микроклиновыми гранитами.

Обращает на себя внимание высокотемпературный характер эндогенной минерализации, связанной с архейскими интрузиями. До сих пор проявления гидротермального рудного процесса не установлены, что находится, очевидно, в связи с значительной глубиной эрозии архейских структур.

Изучение архея Мурманской области, являющегося коллектором крупнейших промышленных месторождений железа, слюды, редких металлов, высокоогнеупорного сырья и т. д., должно в дальнейшем вестись с иных, чем до сих пор, позиций, а именно с позиций, обычных для более молодых и менее метаморфизованных регионов.

В ближайшие годы должны быть разрешены следующие большой практической и теоретической важности задачи:

1) разделение по типу осадков и возрасту, казалось бы, однородных гнейсовых толщ;

2) выяснение возраста железорудной формации;

3) установление возрастных соотношений, генетической и пространственной связи олигоклазовых и микроклиновых гранитов (один или два гранита ? );

4) стратиграфическое разделение всего архея не по эпохам гранитных интрузий, а по составу, фациям, тектонике и взаимопереходам (возможно вскрытие несогласий) метаморфизованных осадочно-вулканогенных толщ;

5) практическое использование данных геохронологии по радиоактивному распаду для стратиграфического расчленения и корреляции.

## ПРОТЕРОЗОИ

### ВВЕДЕНИЕ

Прежде чем приступить к описанию протерозойских отложений на территории Мурманской области, необходимо коротко остановиться на истории представлений о протерозойских породах, развитых на территории северо-запада Советского Союза.

Впервые для территории Карелии протерозой был установлен в 1877 г., когда А. А. Иностранцев (1877) выделил из архейской группы филлиты, зеленокаменные сланцы и амфиболиты, отнесенные им в гуронскую группу (протерозой). Вышележащие толщи кварцитов, диабазов (диоритов по Иностранцеву), доломитов и сланцев, отделенные от гуронских отложений базальными конгломератами и большим несогласием, А. А. Иностранцев рассматривал как девонские и каменноугольные отложения палеозоя. Так как толща, отнесенная А. А. Иностранцевым к палеозою, не была охарактеризована фаунистически, предложенная им стратиграфическая схема не получила признания. Выделенные А. А. Иностранцевым палеозойские отложения позднее В. Рамсея (Ramsay, 1902) были отнесены к ятулийской системе протерозоя, а гуронские отложения — к более древней, чем ятулий, калевийской системе. Толщи песчаников и кварцитов западного берега Онежского озера и окрестностей Петрозаводска по аналогии с подобными же породами Финляндии были им отнесены к верхней части протерозоя — иотнийской

системе. Однако С. А. Яковлевым в 1907 г. эти отложения рассматривались как девонские.

Позднее возникли большие затруднения при расчленении протерозойских пород на выделенные В. Рамсеем системы. Вследствие этого П. Эскола в 1925—1927 гг. объединил отложения калевия и ятулия Финляндии и Карелии в единую карельскую формацию протерозоя. В эту же формацию им включены также и ладожские сланцы, стратиграфическое положение которых не установлено.

Детальные исследования советских геологов (Харитонов, 1934 г., 1935 г., 1936 г., 1938, 1940; Гилярова, 1945 г.; Неуструев, 1939 г.; Нумерова, 1934 г.) показали, что такое объединение всех протерозойских пород в одну карельскую формацию является совсем правильным, так как в ее состав вошли разновозрастные геологические образования, разделенные между собой несогласием и перерывом, как на это указывал еще А. А. Иностранцев (1877). Поэтому В. М. Тимофеев (1935) под названием карельской формации в Карельской АССР понимал только верхнюю систему — ятулий, разделяя ее на сегозерский и онежский отделы.

К протерозойским образованиям Кольского района Мурманской области, обычно сопоставляемым с карельской формацией Карельской АССР, до находки в 1945 г. (Н. А. Курылева) нижнепалеозойской фауны, относили осадочно-эффузивные отложения тундр Печенга и Кучин и комплекс сланцеватых амфиболитов гряды тундр Толпывуд—Кеулик. Породами карельской формации считали также осадочно-эффузивные толщи, распространенные между оз. Имандрой, р. Варзугой и оз. Бабьим. К ним причисляли исходные отложения района устьев рр. Поноя, Качковки и Снежныцы.

К протерозою (и даже к эопалеозою) также относились метаморфические толщи сланцев и гнейсов, распространенные в пределах гряды Кейв, являющейся центральным водоразделом рек Баренцева и Белого морей.

В Беломорском районе к протерозою предположительно относили сланцеватые амфиболиты тундр Терма, Норта, Карека, а также гнейсы и сланцы тундры Корва.

В процессе сравнительно длительного изучения протерозойских образований Кольского п-ова разрозненным зонам их распространения различными исследователями приписывалось разное стратиграфическое положение. Так, А. А. Полканов вначале (1923) предполагал возможную связь шаровых лав оз. Имандра с каледонскими дайками диабазов Кольского фиорда. Н. Г. Кассин (1923) основные зеленокаменные породы района оз. Имандра, названные В. Рамсеем «имандритами», рассматривал как калевийские, а порфириды — как ятулийские образования протерозоя. Окружающие Хибинский массив нефелиновых сиенитов контактовые роговики он считал за иотнийские образования.

Относительно стратиграфического положения и возраста сланцеватых амфиболитов тундровой гряды Толпывуд-Кеулик впервые высказался А. А. Полканов (1935а). По его ранним представлениям эти породы относились к ботнийским отложениям верхнего архея, так как граниты, прорывающие сланцеватые амфиболиты, он считал интрузиями верхнеархейского возраста.

Развитые в районе устья р. Поноя осадочно-эффузивные породы после исследования Д. С. Белянкина считались более древними, чем прорывающие их граниты, отнесенные им к архею. На этом основании А. А. Полканов (1933) и Б. М. Куплетский (1932к) в своих ранних

стратиграфических схемах осадочно-эффузивные породы устья р. Поноя относили к архею.

После проведения геологической съемки в районе оз. Имандры и в бассейне рр. Варзуги и Паны (Соколов, 1933, 1936 гг.; Соустов, 1940; Егорова, 1934 г., 1935 г.), а также в районе устья рр. Поноя, Качковки и Снежныцы (Шукевич, 1934 г.; Рыцк, 1932 г.; Моисеев, 1935 г.) осадочно-эффузивные образования этих районов были отнесены к карельской формации протерозоя. При этом толща, распространенная между оз. Имандрой, р. Варзугой и оз. Бабьим, была названа свитой имандра-варзуга, а толща района нижнего течения рр. Поноя и Снежныцы—комплексом поной-качковка-снежныца (Полканов, 1936а). Комплекс сланцеватых амфиболитов северо-западной части Кольского п-ова (тундр Толпывид-Кеулик) в схеме 1936 г. А. А. Полкановым относился к нижнему отделу карельской формации. Осадочно-вулканические породы, распространенные в Кучинтундре и в Печенгских тундрах (свита печенга-кучин), относились им к верхнему отделу карельской формации.

Соответственно с разделением осадочно-эффузивных пород карельской формации на два отдела были выделены две разновозрастные группы основных и кислых интрузий, образование которых связывалось с двумя фазами протерозойского посткарельского диастрофизма.

Выделение на Кольском п-ове протерозойских (карельских) образований основывалось на литологическом сходстве их с протерозойскими породами Карельской АССР и Восточной Финляндии.

Красноцветные песчаники, развитые на Терском берегу Кольского полуострова, Р. Мурчисон (Murchison, 1848), А. П. Карпинский (1919) и В. Рамсей (Ramsay, 1894) относили к девону. А. А. Полканов (1936а) эти песчаники по аналогии с иотнийскими песчаниками Карельской АССР считал верхнепротерозойскими или иотнийскими отложениями.

К несколько более молодым геологическим образованиям, чем породы карельской формации, А. А. Полканов относил кристаллические сланцы и гнейсы свиты кейв, широко распространенные в пределах центрального водораздела Кольского п-ова. Наличие в этой свите типичных для каледонид направлений тектонических движений, выражающихся в опрокидывании складок на юго-запад, позволило ему относить ее к эопалеозою.

Предположительно к нижнепалеозойским отложениям Полкановым были отнесены эокембрийские или гиперборейские толщи песчаников п-ова Рыбачьего и о. Кильдина. Необходимо отметить, что в более ранней схеме, базируясь на данных П. В. Виттенбурга и Н. Н. Яковлева (1922), описавших водоросли типа *Gymnosolen* в доломитах о. Кильдина, он относил эти отложения к нижнему силуру.

В более поздней, обобщающей работе А. А. Полканов (1939а) несколько видоизменяет стратиграфическую схему 1936 г. Так, например, отложения формации кейв он уже рассматривает, как образования геосинклинального характера, по возрасту относящиеся к протерозою. Далее, руководствуясь данными И. С. Ожинского (1936), доказавшего одновременность осадконакопления песчаников Турьего мыса и внедрения щелочных интрузий предположительно девонского возраста, он склоняется к отнесению терских песчаников к девону.

Б. М. Куплетский (1932и) в свое первой схеме стратиграфии докембрия Кольского п-ова не разделял протерозой на отделы. К палеозойским (кембро-силурийским) отложениям он относил толщу п-ова Рыбачьего и о. Кильдина. Интрузивные породы, прорывающие свиту имандра-варзуга,



относились им к палеозою (каледониды). К этой группе, наряду с ультраосновными и щелочными интрузиями Хабозера и Турьего мыса, Куплетский относил также габбро-диабазы и имандриты восточного берега оз. Имандры, интрузии габбро-норитов и перидотитов Монче-, Чуна- и Волчьих тундр и габбро-диабазы верховьев рр. Паны и Варзуги.

В более поздней сводной работе по стратиграфии докембрия Мурманской области Б. М. Куплетский (1939) в основном придерживается схемы разделения протерозоя, предложенной А. А. Полкановым (1936а, 1939а). Однако, считая, что свита имандра-варзуга старше микроклиновых гранитов, он не делит образования карельской формации на два отдела. В этой же работе автор отмечает, что находка П. В. Соколовым (1936 г.) в известняках свиты имандра-варзуга строматолитов, возможно, говорит о ее более молодом возрасте.

Интрузивные породы протерозоя Б. М. Куплетский рассматривает как образования двух периодов, сопряженных с двумя фазами посткарельского диастрофизма. В отличие от схемы А. А. Полканова, Куплетский к первой интрузивной фазе относит, кроме микроклиновых гранитов, основные интрузии Главного хребта Монче-, Чуна-, Волчьих и Сальных тундр. Таковы в основном те представления о стратиграфии протерозойских образований, которые сложились в указанный период исследований.

Для удобства обозрения основные стратиграфические схемы протерозоя сведены в табл. 5.

В 1945 г. в Печенгском районе Н. А. Курылевой (1945г., 1946г., 1948) и Т. Л. Гольдбурт (1946 г.) в доломитах свиты печенга-кучин были обнаружены органические остатки. По общему мнению В. П. Нехорошева, Н. Н. Яковлева, Б. С. Соколова и Д. В. Наливкина (Курылева, 1946 г.), эта находка дает основание предположительно относить всю свиту печенга-кучин к нижнему палеозою, что и принято в настоящем труде. Однако, ввиду плохой сохранности фауны, вопрос о нижнепалеозойском возрасте свиты печенга-кучин требует дальнейшего уточнения.

Толщи пород, литологически сходные с породами свиты печенга-кучин и объединенные в свиту имандра-варзуга, еще очень плохо изучены. Имеющийся фактический материал все же позволяет предполагать, что эта свита состоит по крайней мере из двух разновозрастных групп пород: нижней — нижнепротерозойской и верхней — верхнепротерозойской или нижнепалеозойской. Ввиду отсутствия полной ясности в вопросе о нижнепалеозойском возрасте пород свиты печенга-кучин, пока нет оснований относить верхнюю часть разреза свиты имандра-варзуга к нижнему палеозою. Для окончательного решения вопроса о возрасте свиты имандра-варзуга требуется дополнительное ее изучение, а пока целесообразнее относить ее к протерозою.

По-прежнему остается пока не ясной стратиграфическая граница между нижнепротерозойскими и архейскими образованиями Мурманской области, так как до сих пор нигде не установлено трансгрессивного налегания протерозоя на архей. Естественно, что это вносит значительную условность в определение возраста пород, причисляемых к обеим группам, и не исключено, что при будущих исследованиях относимые теперь к нижнему протерозою породы (или часть их) могут оказаться верхнеархейскими и наоборот.

В настоящем труде принято следующее подразделение геологических образований Мурманской области, относимых к нижнему и верхнему протерозою и нижнему палеозою.

Таблица 5

	А. А. Полканов, 1936 г.		А. А. Полканов, 1939 г.	
Эопалеозой — альгонк	Гиперборей — зокембрий	Формация островов и полуостровов Варангера, Рыбачьего, Кильдина и Канина. Основные лавы, глинисто-песчаные отложения, известняки с <i>Gimnosolen</i> , конгломераты		
	Иогний	Древнейшая красноцветная формация (Терская свита)	Девон	Ловозерские песчано-глинистые, туфогенные и эффузивные породы Терская свита песчаников
	Эопалеозой — альгонк	Формация кейв	Зокембрий	Отложения п-ова Рыбачьего и о. Кильдина
Карелиды — гурон	II фаза посткарельской складчатости	Кварцевые порфиры, нориты, перидотиты и оливиниты тундр Монче, Федоровой, Сальных. Алиты Монче-тундры. Габбро-анортозиты Монче, Волчьих и Сальных тундр. Дайки диабазов, порфиров. Граниты (IIIa), перидотиты массивов Печенги, Толпьвыд, Подас	II фаза посткарельской складчатости	Кварцевые порфиры, нориты перидотиты, оливиниты тундр Монче, Федоровой, Сальных. Аплиты Монче-тундры, габбро, анортозиты тундр Монче, Волчьих, Сальных. Дайки диабазов. Порфиroidные граниты. Перидотиты тундр Печенги, Толпьвыд, Подас
	Верхний отдел карелид	Свита печенга-кучин и имандра-варзуга	Верхний отдел карелид	Формация кейв (калевий) Свиты печенга-кучин и имандра-варзуга
	I фаза посткарельской складчатости	Микроклиновые граниты (гранит III)	I фаза посткарельской складчатости	Микроклиновые граниты
	Нижний отдел карелид	Комплекс сланцевых амфиболитов (тундровая свита) Комплекс кварцитов и метадиабазов р. Поноя и Полмос-тундры	Нижний отдел карелид	Комплекс сланцевых амфиболитов (тундровая свита) Комплекс кварцитов и метадиабазов Поноя и Полмос-тундры

Продолжение табл. 5

	Б. М. Куплетский, 1932 г.	Б. М. Куплетский, 1939 г.	
Посталгуйские образования	Жилы пироксенитов, порфиритов и эссексит-диабазов Щелочной комплекс Турьего п-ова Нефелиновый сие-нит Щелочные граниты		
Кембро-силур	Ультраосновные породы Хаб-озера, р. Умбы Габбро-диабазы Мурманского берега. Габбро-диабазы рр. Варзуги и Паны Интрузии норитов и перидотитов Монче, Чунаи Волчьих тундр Габбро-диабазы и имандриты восточного берега оз. Имандра. Осадочная свита о. Кильдина и п-ова Рыбачьего	II фаза посткарельского диастрофизма	Порфиroidные граниты р. Умбы и массива Ара, гундры Поррьяс и р. Лицы Кварцевые порфиры и альбитофиры. Нориты, перидотиты и пироксениты тундр Монче, Чуна, Пенских и Федоровой. Чарнокитовые породы Волчьих и Монче-тундр Перидотиты и серпентиниты
Протерозой	Песчаники южного и восточного берегов Кольского полуострова Эффузивные метаморфические породы восточного берега оз. Имандры и рр. Варзуги и Паны Метаморфизованные осадки восточного берега оз. Имандры Известняки рр. Варзуги и Паны Свита кристаллических сланцев кейв	I фаза посткарельского диастрофизма	Микроклиновые гнейсо-граниты. Габбро и габбро-нориты Монче, Чуна, Волчьих и Сальных тундр
		Карельская формация — протерозой	Свиты имандра-варзуга и печенга-кучин Метадиабазы и кварциты устьев рр. Поноя, Снежницы Сланцеватые амфиболы Кварцево-сланцеватые сланцы и эффузивы Полмос-тундры

В Кольском районе к нижнепротерозойским отнесены породы комплекса сланцеватых амфиболитов, слагающих меридиональный хребет Вельмуайв-Толпвыд (к югу от Кучин-тундры) и широтную гряду тундр Подвыд-Кеулик-Кингерем-Тукчель. Кроме того, к ним относятся сланцеватые амфиболиты и кристаллические сланцы, развитые к югу от Печенгских тундр. В районе гряды Кеулик-Толпвыд сланцеватые амфиболиты прорываются перидотитами, микроклиновыми гранитами и порфиroidными гранитами массивов Ара и Поррьяс.

К нижнепалеозойским — эокембрийским отложениям в этом районе принадлежат песчано-глинистые, почти неметаморфизованные отложения п-ова Рыбачьего и о-ва Кильдина. К предположительно ордовикским отложениям относятся породы тундр Печенга — Кучин, представленные мощной толщей осадочно-вулканогенных образований, прорываемых интрузиями основных и ультраосновных никеленосных пород.

В восточной части Кольского района имеют широкое распространение протерозойские породы, известные под названием свиты имандра-варзуга. Комплекс пород, объединенных в свиту имандра-варзуга, может быть в настоящее время для некоторых участков разделен на нижнепротерозойские и верхнепротерозойские образования.

Так, например, комплекс пород, развитых на Вите п-ове, в Кислой губе (оз. Имандра) и на горе Арваренч, следует относить к нижнему протерозою, так как он отделен от остальной части стратиграфически вышележащих пород свиты имандра-варзуга базальным конгломератом Щучьей губы (оз. Имандра).

К нижнему протерозою условно отнесены также метаморфизованные диабазовые эффузивы, зеленые сланцы и тесно связанные с ними серицитовые, хлоритовые, глинистые и др. сланцы, развитые в бассейне Полисарских озер, р. Роуксы, и далее к востоку протягивающиеся в виде узкой полосы вдоль южной окраины площади распространения свиты имандра-варзуга. Кроме того, нижнепротерозойскими считаются сланцеватые амфиболиты комплекса рр. Поной—Качковка—Снежница.

Комплексы пород, развитые в вышеперечисленных участках площади распространения свиты имандра-варзуга, по своему литологическому составу и условиям залегания вполне сопоставимы как с нижнепротерозойскими образованиями других участков этой площади, так и Карелии.

Зеленокаменные и подчиненные им метаморфизованные породы, развитые в пределах восточной и северной частей площади распространения свиты имандра-варзуга, пока условно относятся к верхнему протерозою. При этом следует оговориться, что среди них вполне вероятно наличие более древних, нижнепротерозойских пород, которые при будущих исследованиях, возможно, будут выделены в южной части площади Прихитинского и Центрального участков и в пределах Восточного участка.

Обращает на себя внимание положение свиты кейв в общей структуре Кольского п-ова. Как видно на геологической карте, складчатая свита кейв лежит непосредственно на юго-восточном продолжении комплекса слюдяных железорудных гнейсов, и обе формации тесно связаны между собой общим простиранем и сопряженностью основных форм складок. Синклиналям (и синклиниориям) кейвской свиты соответствуют синклинирии комплекса слюдяных железорудных гнейсов Кольского района. Обе формации старше микроклиновых гранитов.

Приведенные данные, таким образом, позволяют поставить вопрос о том, не относятся ли породы свиты кейв и железорудной толщи к различным стратиграфическим горизонтам одной возрастной группы пород. Вопрос этот невольно возникает при анализе общей структуры Кольского п-ова, но, к сожалению, в настоящее время еще не может быть решен окончательно.

В восточной части Кольского района в пределах центрального водораздела Кольского п-ова к нижнему протерозою условно отнесена свита кейв, представленная биотито-гранатовыми и роговообманковыми гнейсами и кристаллическими кианито-ставролитовыми, гранатовыми и слюдяно-кварцевыми сланцами, которые по простиранию в северо-западно-западном направлении прослеживаются на протяжении свыше 200 км.

Как уже указывалось выше, в последнее время появились данные в пользу того, что гнейсы свиты кейв в нижней части разреза переслаиваются с сланцеватыми амфиболитами, относимыми к нижнему протерозою, и, таким образом, залегая стратиграфически выше их, относятся к той же нижнепротерозойской группе пород.

П. В. Соколовым (1940 г.) по северной окраине свиты кейв в ее западной части выделены кристаллические сланцы, названные им по местоположению свитой поросозеро-чуидзварь. По предположению этого исследователя, данная свита является несколько более древней, чем свита кейв. К этой же свите следует отнести лежащую на ее простирании толщу кристаллических сланцев и сланцеватых амфиболитов Вороньих тундр (между р. Вороньей и оз. Ляозером). Однако истинные соотношения этой свиты со свитой кейв также не установлены и не исключена возможность их разновозрастности.

Кристаллические сланцы и гнейсы свиты кейв и свиты воронья-поросозеро<sup>1</sup> прорываются габбро-анортозитами, относящимися к первой фазе протерозойской (посткарельской) складчатости.

К основным интрузивным породам нижнепротерозойского возраста относится габбровый массив Главного хребта Волчьих, Монче- и Чуна-тундр. Стратиграфическое положение и возраст этих пород недостаточно ясны. Большинство исследователей относит их к первой фазе посткарельской складчатости (Полканов, 1936а; Куплетский, 1939; Мурашов, 1946 г.). Н. Г. Судовиковым (1935) на Чуна-тундре были найдены конгломераты, содержащие гальку метаморфизованных основных пород. Если правильно предположение, что эти конгломераты являются базальными отложениями верхней части разреза свиты имандра-варзуга, то основные породы Главного хребта старше свиты имандра-варзуга, по крайней мере ее верхней, предположительно верхнепротерозойской толщи.

В настоящем труде комплекс метаморфизованных основных пород вышеуказанных районов предположительно рассматривается как нижнепротерозойский.

Со второй фазой протерозойских дислокаций в Кольском районе связываются никеленосные основные и ультраосновные интрузии, залегающие в свите имандра-варзуга. Сюда относятся основные породы Мончегорской интрузии, Федоровой и Панских тундр и т. д. Относительный возраст этих интрузий определяется достаточно хорошо, так как установлено прорывание ими пород свиты имандра-варзуга.

Помимо указанных интрузий основных и ультраосновных пород, прорывающих свиту имандра-варзуга, в последней имеют распространение основные породы типа интрузивных диабазов и гранофировых диабазов. На геологической карте они отдельно не показаны.

К основным метаморфизованным породам, распространенным как в пределах свиты кейв, так, отчасти, между ней и свитой имандра-варзуга (район р. Цаги) относятся анортозиты, габбро-анортозиты, многочисленные пластовые и частью секущие дайки габбро-амфиболитов и пластовые тела амфиболитов и амфиболит-мандельштейнов. Эти породы образовались частично одновременно со свитой кейв, частично одновременно со складчатостью данной свиты. Габбро-анортозиты и амфиболиты встречаются также в свите поросозеро-чуидзварь и в пределах комплекса сланцевых амфиболитов Вороньих тундр. На Вороньих тундрах известны более молодые основные породы, представленные главным образом перидотитами.

Неясен возраст даек габбро-норитов, расположенных к северу от площади распространения свиты кейв в верховьях р. Ачи. Не исключена возможность отнесения их к палеозойским интрузиям.

<sup>1</sup> В последнее время установлена пространственная связь свиты поросозеро-чуидзварь со свитой Вороньих тундр.

Кислые интрузии Кольского района представлены гранитами, прорывающими нижнепротерозойский комплекс пород поной-качковка-снежница, щелочными гранитами, интродуцирующими свиту имандра-варзуга (Пазюк, 1954 г.; Юдин, 1952 г.) и, наконец, вероятно, неглубокими интрузиями, представленными альбитофирами Кислой губы и других мест. Вероятно, к протерозойским образованиям следует отнести также пегматиты, пегматоидные турмалиновые граниты Вороньих тундр и порфиروبластические граниты северной окраины свиты кейв.

К протерозою предположительно относятся микроклиновые порфиروبластические рапакивиобразные граниты умбинского интрузивного комплекса.

Огромные интрузии щелочных гранитов центрального водораздела Кольского п-ова, прорывающие породы свиты кейв, условно рассматриваются как нижнепалеозойские. По аналогии с щелочными гранитами Кейв к этому же возрасту относятся щелочные граниты Белой тундры (к северу от Панских тундр), верховьев рр. Стрельны, Пурнача и Канозера.

Необходимо отметить, что в последнее время Э. К. Герлингом (1951 г.) аргоновым методом для щелочных гранитов свиты кейв получен абсолютный возраст 1330 млн. лет, а для щелочных гранитов Канозера 1260 млн. лет. Эти данные представляют интерес как свидетельство примерно одного возраста обоих гранитов. В то же время они указывают на протерозойский или даже архейский возраст щелочных гранитов.

Имеющиеся данные по геологии дают основание скорее рассматривать эти граниты или как позднепротерозойские, или как нижнепалеозойские. Последняя трактовка возраста принята в томе. В пользу этого предположения говорит петрографическая аналогия щелочных гранитов восточного района с щелочными гранитами, генетически связанными с комплексом ультраосновных пород интрузии Гремяха-Вурмес. Последняя по аналогии с интрузиями Ковдоры и Африканды относится к нижнему палеозою.

Таковы главнейшие группы осадочных, вулканических и изверженных пород, относимых к протерозою в Кольском районе.

В Беломорском районе к нижнепротерозойским породам предположительно относится комплекс сланцеватых амфиболитов и гнейсов тундр Термы, Этмос, Кареки, Норте и отчасти Ханлаутвараки. С. А. Дюков (1949 г.) приводит данные в пользу более древнего (архейского) возраста этих пород.

Указанный комплекс сланцеватых амфиболитов прорывается перидотитами, которые в свою очередь пересекаются пегматитами точно не установленного возраста (Дюков, 1949 г.).

По представлению А. А. Полканова, также протерозойским, по-видимому, является сланцево-гнейсовый комплекс пограничной с Финляндией Корва-тундры, петрографически близкий к породам свиты кейв. Однако Д. К. Ловицким (1949 г.) эти образования относятся к беломорской толще архея. Поэтому возраст этой толщи не может считаться точно установленным и отнесение ее к протерозою является условным.

В южной части Беломорского района по границе с Карельской АССР на территорию Мурманской области заходит участок гнейсов и сланцевой свиты тикшозера-челозера. Согласно исследованиям Ю. С. Неуструева (1939 г.) и К. О. Кратца (1951 г., а, б), эти породы рассматриваются как глубокометаморфизованные протерозойские (нижнепротерозойские, по К. О. Кратцу) образования.

Сложный комплекс пород точно не установленного генезиса и возраста, слагающий высокогорную гряду тундр, протягивающуюся из Финляндии в широтном направлении до юго-восточной оконечности Сальных тундр, получил в геологической литературе название гранулитовой формации. Согласно Е. Н. Володину (1948 г.), эта формация представлена первично-расслоенными метаморфизованными и милонитизированными породами габбро-норитового, габбро-анортозитового и диоритового состава. Кислые разности этой группы пород, или собственно гранулиты (кварцево-гранато-полевошпатовые породы), встречаются главным образом в западной, приграничной части этой тундровой гряды.

Е. Н. Володин (1948 г.) вслед за А. А. Полкановым (1936а) рассматривает эти породы как интрузивные образования верхнего архея на том основании, что тектонические движения, приведшие к милонитизации их, направлены с северо-запада на юго-восток, т. е. так же, как в относимой в Норвегии к верхнему архею формации Сюдварангера. Кроме того, основные метаморфизованные породы гранулитовой формации прорываются микроклиновым гранитом, который, по представлению А. А. Полканова и Е. Н. Володина, относится к верхнему архею.

Н. Г. Судовиков (1935) высказывался в пользу протерозойского возраста пород этой формации. Такой же точки зрения придерживается и Л. Я. Харитонов (1951 г.), который на основании анализа тектоники протерозойских образований Карельской АССР и Кольского полуострова рассматривает эти породы как часть обширного пояса основных интрузий, образовавшихся в подвижной зоне. Весьма вероятным является представление о возможной пространственной связи и одновозрастности рассматриваемого комплекса пород с подобными же породами, распространенными в районе Колвицкой губы Кандалакшского залива, в районе Кандалакши и Порьей губы. К этому же поясу, возможно, относятся породы Главного хребта Волчьих, Монче- и Чуна-тундр.

Представляет также интерес мнение Г. Вейринен (1939) о том, что сами по себе гранулиты являются породами древними, но принимали участие в Карельской складчатости.

Однако, поскольку нет новых решающих данных о возрасте пород гранулитовой формации и основных пород, развитых в районе Кандалакши, Колвицы и Порьей губы, то они пока описываются в данном томе как верхнеархейские.

К протерозойским интрузиям Беломорского района относятся основные и ультраосновные никеленосные интрузии гор Застейд-1 и Застейд-2, Сальных тундр, перидотиты и энстатититы Подас-тундры, никеленосные интрузии Ловнозера и др. До настоящего времени эта группа пород связывалась со второй фазой посткарельской складчатости. Однако, учитывая возможную генетическую связь этих интрузий с нижнепалеозойскими печенгскими интрузиями и щелочными и ультраосновными интрузиями района Ены и Африкандры, не исключается возможность отнесения их к интрузиям, образовавшимся по расколам в каледонское время.

В табл. 6 приведена сводная стратиграфическая схема протерозойских образований Мурманской области.

## СТРАТИГРАФИЯ

Протерозойские образования Мурманской области развиты главным образом в пределах Кольского района. Они образуют две почти параллельные полосы северо-западного, близкого к широтному простирания.

Таблица 6

Верхний протерозой	Основные и ультраосновные интрузии (II фаза посткарельского диастрофизма)		Основные и ультраосновные никеленосные интрузии (Монче-, Чуна-, Волчьих, Ловно-, Подас-, Федорова, Панских, Застейд- и других тундр)
Нерасчлененный протерозой	Свита имандраварзуга		Кварцевые порфиры и кератофиры. Нерасчлененные эффузивные диабазы, их туфы и агломераты, интрузивные диабазы. Карбонат-хлоритовые, серицито-карбонатные, графитистые сланцы, кварцево-серицитовые сланцы и филлиты. Доломитизированные известняки (мраморы), кварциты, песчаники, аркозы. Конгломераты Щучьей губы, тундры Ельнюнь, рч. Травяного
Нижний протерозой	I фаза посткарельского диастрофизма	Кислые интрузии	Аплиты и пегматиты Монче-и Чуна-тундр. Порфиroidные граниты тундр Ара, Поррьяс, северной окраины гряды Кейв, рр. Умбы, Кузреки, пегматоидные граниты Вороньих тундр, микроклиновые граниты р. Явры. Существенно микроклиновые граниты и гнейсограниты рр. Лебяжьей, Западной Лицы, Поноя
		Основные интрузии нижнего протерозоя	Пироксениты, перидотиты и габбро (Сальные тундры, Колвицкий массив и др.) Габбро, габбро-нориты и лабрадориты главного хребта Волчьих, Чуна-, Монче-тундр, анортозиты и амфиболиты Кейв, Цаги и др. Возможно, сюда же относятся лейкократовые габбро и лабрадориты гранулитовой формации (?)
	Нижнепротерозойские осадочно-вулканические образования	Свита кейв	Ставролито-сланцевые сланцы, кварциты и резко подчиненные им карбонатные породы. Кианитовые и кианито-ставролитовые сланцы. Бiotито-гранатовые и подчиненные им амфиболовые гнейсы
		Тундровая свита	Комплекс сланцеватых амфиболитов и подчиненных им гнейсовых сланцев Толпывд-, Кеулик-, Терма-, Карека-тундр, района к югу от Печенгских тундр, Тикшозера, Вороньих тундр, устья рр. Поноя, Качковки, Снежницы. Комплекс гнейсов и сланцев: тундры Корва, Тикшозера. Тальи, Кислой губы, Вите п-ова, горы Арваренч и др.

Первая, южная полоса образована комплексом осадочных и вулканических пород, объединенных в свиту имандраварзуга. На ее простираении в юго-восточном направлении располагается комплекс метаморфизованных диабазовых эффузивов — сланцеватых амфиболитов устья р. Снежницы. В северо-западном направлении, после значительного перерыва, протерозойские породы — сланцеватые амфиболиты и подчиненные им метаморфизованные осадочные породы — развиты в районе р. Туломы (гряда Кеулик-Кингерем) и в Печенгском районе.



Вторая, северная полоса образована гнейсо-сланцевым комплексом пород свиты кейв и расположенными к юго-востоку на ее простирании сланцеватыми амфиболитами устьев рр. Поноя и Качковки и к северо-западу сланцеватыми амфиболитами Вороньих тундр и гнейсами свиты воронья-поросозеро.

В Беломорском районе протерозойские образования имеют ничтожно малое площадное распространение. Они представлены гнейсами и сланцами свиты Корва-тундры, сланцеватыми амфиболитами тундр Ка-реки и Термы, гнейсами и сланцами свиты тикшозера.

### ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

#### *Свита Имандра-Варзуга*

Объединенные под этим названием метаморфизованные осадочные и вулканические складчатые породы прослеживаются широкой полосой почти через всю восточную часть Кольского п-ова от западного берега оз. Имандры на западе до оз. Долгое на востоке. Восточным продолжением этой свиты являются лежащие на ее простирании осадочно-вулканические породы района устья р. Снежницы.

Неравномерная изученность и очень плохая обнаженность являются причиной того, что в настоящее время еще нельзя на всем протяжении свиты установить ее стратиграфический разрез, а также возраст различных геологических образований, входящих в ее состав. Принятое подразделение «свита» оказалось малоприемлемым, так как постепенно выясняется, что породы, объединяемые в свиту, принадлежат к разновозрастным группам, между которыми намечается крупное стратиграфическое несогласие. Однако поскольку название «свита» стало общепринятым, оно сохраняется и в настоящем труде, но всюду оговаривается, какие толщи свиты соответствуют нижнепротерозойским, верхнепротерозойским или условно к ним относимым образованиям.

Современные знания о составе и границе разновозрастных образований, объединяемых в свиту имандра-варзуга, не дают основания для расчленения ее на всех участках.

По аналогии с соседней территорией Карельской АССР, где разделение подобных образований протерозоя на разновозрастные толщи документируется почти повсеместно перерывом и угловым несогласием, в настоящей работе среди пород свиты имандра-варзуга выделяются нижнепротерозойские и верхнепротерозойские образования. На геологической карте нижнепротерозойские образования удалось выделить только местами. На большей площади породы, объединенные в свиту имандра-варзуга, показаны как нерасчлененный протерозой.

С достаточной степенью достоверности нижнепротерозойские образования отделяются от верхнепротерозойских на Мончегорском участке и в районе устьев рр. Поноя и Качковки. Выделение нижнепротерозойских пород в указанных пунктах оправдывается их наиболее низким стратиграфическим положением относительно других осадочных и вулканических пород свиты имандра-варзуга, которые можно рассматривать как верхнепротерозойские.

На остальной площади разделение пород свиты имандра-варзуга на разновозрастные группы хотя и намечается, но пока еще не проведено, поэтому там это разделение свиты дано условно.

Комплекс пород, выделенный А. А. Полкановым (1936а) под названием поной-качковка-снежница, включает также разновозрастные образования.

Первые маршрутные исследования пород комплекса поной — качковка — снежница относятся к 19 в. (Миддендорф, 1853; Кудрявцев, 1883; Мельников, 1892; Риппас 1899).

Детальные исследования района устьев рр. Поной и Снежницы начались лишь в советское время. Начиная с 1923 г., в этом районе вели исследования Д. С. Белянкин и В. И. Влодавец (1924), Н. П. Лупанова (1932), А. М. Шукевич (1934 г.) и И. В. Моисеев (1935 г.). Работами этих исследователей в восточной части Кольского п-ова было установлено развитие пород метаморфизованного осадочного и вулканического комплекса, слагающих три отдельных участка: у устья р. Поной, на р. Качковке и на р. Снежнице. Эти сходные геологически и литологически породы были объединены под названием комплекса поной-качковка-снежница (Полканов, 1936а).

Изучение пород, развитых в районе Кислой губы, Вите п-ова и горы Арваренч (западный берег оз. Имандра), проводилось лишь в самое недавнее время. Положение их в стратиграфической схеме до последнего времени оставалось неясным. Они были исследованы Н. И. Соустовым (1938, 1940), который отнес их к верхнеархейским образованиям. Однако более поздние исследования В. И. Намоюшко (1940 г.), А. М. Шукевича (1939 г.) и Л. И. Пазюк (1947 г.), а также исследования А. У. Ковальчука (1936 г.) на Вите п-ове, А. И. Демчука (1937 г.), В. В. Григорьева, В. М. Поповой (1949 г.) на горе Арваренч, в результате которых был получен ряд новых данных по геологии, стратиграфии, петрографии и тектонике развитых здесь свит, дают основание отнести их к образованиям протерозоя. На геологической карте А. А. Полканова (1939) они включены в состав свиты имандра-варзуга и отнесены к протерозою. Б. М. Куплетский (1939) в сводной работе по стратиграфии докембрия Кольского п-ова склонен считать, что они являются, возможно, наиболее древними протерозойскими образованиями на Кольском п-ове.

Ввиду сходства толщ, развитых по рр. Варзуге и Пане, с породами Приимандровского района А. А. Полканов (1933) предложил объединить их под названием свиты имандра-варзуга по имени крайних пунктов, где в 1932 г. были установлены коренные выходы пород этого комплекса. Начатые А. А. Полкановым (1922) и Н. Г. Кассиным (1923) исследования этого комплекса продолжались затем многими геологами.

В настоящее время свита имандра-варзуга изучена в разных местах с различной степенью детальности. Сравнительно хорошо, но еще недостаточно изучен Мончегорский участок, расположенный вблизи Кировской железной дороги и граничащий с важными в промышленном отношении массивами Хибин и Монче-тундры. Значительно менее изучены Центральный и Восточный участки, расположенные в труднодоступных частях Кольского п-ова.

Породы Мончегорского участка площади развития свиты имандра-варзуга на западном берегу оз. Имандра были обследованы Г. Д. Рихтером в 1926 г. Затем они как породы, вмещающие никеленосные интрузии Монче-тундры, детально изучались Д. И. Громовым (1937 г.), А. И. Демчуком (1937 г.), Д. П. Осока (1939 г.), Н. И. Петровым (1941 г.), установившими широкое развитие среди них метадиабазов, перемежающихся с прослоями сланцев. Эти породы слагают остаток синклиналиной структурной формы, замок которой находится на горе Вурэчуайвенч. По-

зднее породы Монче п-ова были описаны Е. Н. Егоровой-Фурсенко (1947 г.), указавшей на значительное развитие конгломератов в западной части этого полуострова, а также В. В. Григорьевым, В. М. Поповой (1949 г.), установившими интрузивный характер контактов норитов массива Ньюдауйвенч и Поазуайвенч с породами свиты имандра-варзуга.

Прихлебский участок свиты имандра-варзуга привлекал внимание исследователей в связи с изучением Хибинского массива нефелиновых сиенитов.

Изучение пород свиты, особенно контактово-измененных, в течение ряда лет (1924—1932 гг.) проводилось Б. М. Куплетским. Породы восточного берега оз. Имандры были исследованы К. К. Судиславлевым (1934 г.), Е. Н. Егоровой (1935, 1936 гг.) и И. С. Ожинским (1934, 1936 г.) в связи с проведением здесь детальных геолого-съёмочных работ. Ими было подтверждено развитие в этом районе шаровых диабазовых лав, впервые обнаруженных А. А. Полкановым (1922), изучены контактовые изменения в породах свиты имандра-варзуга, обусловленные воздействием нефелин-сиенитовой интрузии, а также исследованы интрузии кварцевых габбро-диабазов и своеобразных пород, названных Рамсеем имандритами. Результаты исследований были обобщены в сводной работе Н. А. Елисеева, И. С. Ожинского и Е. Н. Володина (1936).

К югу и юго-востоку от Хибинского массива породы свиты также изучались различными исследователями. Наиболее полная характеристика развитых здесь пород дана в работах Н. И. Соустова (1934а, 1935а, 1940), Л. И. Пазюк (1940 г., 1947 г.). Новые интересные данные получены также Б. В. Губачевым (1949 г.). В результате работ перечисленных и других исследователей было установлено, что на данном участке свиты имандра-варзуга состоит главным образом из измененных основных эффузивов, превращенных в спилиты. С ними переслаиваются осадочные породы, в настоящее время представленные кварцитами, кристаллическими доломитами и различными метаморфическими сланцами.

Центральный участок развития свиты имандра-варзуга (бассейн р. Варзуги и вся площадь к востоку от р. Умбы), впервые посещенный П. Риппасом (1899), был исследован П. В. Соколовым (1931, 1934—1937, 1939 гг.), А. М. Шукевичем (1934 г.), а позднее Н. И. Соустовым и А. А. Вейхером. П. В. Соколов и А. М. Шукевич установили продолжение пород рассматриваемой свиты восточнее рр. Варзуги, Стрельны, Пурнача и далее к оз. Бабьему. Работы П. В. Соколова и Н. И. Соустова по этому району являются наиболее детальными и полными.

Общая характеристика свиты имандра-варзуга дана в сводных работах Б. М. Куплетского 1932—1939 гг. и А. А. Полканова 1933—1939 гг.

Свита имандра-варзуга начинается в районе западного берега оз. Имандры, затем прослеживается по островам и на восточном берегу озера окаймляет с запада и юга Хибинский массив и протягивается далее к юго-востоку в бассейн р. Паньи р. Варзуги и еще далее на восток в район оз. Бабьего. Возможно, что ее наиболее восточным продолжением является комплекс пород устья р. Снежицы.

Полоса, сложенная породами свиты имандра-варзуга, имеет максимальную ширину около 50 км (на меридиане Панских высот). К северо-западу ширина ее сокращается. В районе к югу от Хибинских тундр, срезаясь щелочной интрузией нефелиновых сиенитов Хибин, она имеет наименьшую ширину.

Состав свиты имандра-варзуга сложный. Преобладают разновидности диабазовых пород, среди которых встречаются как эффузивные ме-

тадиабазы (метамандельштейны, шаровые лавы и порфириды), так и интрузивные диабазы и габбро-диабазы.

Эффузивные разности сопровождаются туфовым материалом и переслаиваются с кварцитами, кварцито-песчаниками, метаморфическими сланцами и кристаллическими доломитами. Интрузивные породы образуют небольшие пластовые тела, секущие жилы и штоки состава габбро-диабазов (габбро-амфиболитов).

Помимо основных пород, были встречены альбитофиры. Они впервые были отмечены Н. И. Соустовым (1934) по р. Умбе и у горы Кейчпахк, а затем в ряде других мест.

В составе свиты были также обнаружены небольшие интрузии, сложенные измененными ультраосновными породами, превращенными в серпентиниты. Они отмечены на восточном побережье оз. Имандры (Ожинский, 1936 г.), на Монче п-ове среди метадиабазов (Громов, 1935 г.), на Полисарских горах среди порфиритов (Полканов, 1936а), к юго-востоку от оз. Сейдъявр (Соустов, 1940), в верховье р. Варзуги (Соколов, 1935, 1939 гг.).

Породы свиты собраны в серию складок и метаморфизованы, с образованием низкотемпературных и, реже, среднетемпературных минералов, характерных для низких и средних стадий регионального метаморфизма, и принадлежат к метаморфической фации зеленых сланцев, реже к эпидото-амфиболовой фации.

Для удобства описания пород свиты имандра-варзуга площадь ее распространения условно разделяется на следующие участки, исследованные с неодинаковой степенью детальности:

- 1) Мончегорский,
- 2) Прихибинский,
- 3) Центральный (бассейн рр. Паны и Варзуги),
- 4) Восточный.

Выделенные участки являются частями непрерывно прослеженной полосы от западного берега оз. Имандра на западе до оз. Бабьего на востоке. Длина этой полосы 345 км.

Восточней Бабьего озера осадочно-эффузивные породы свиты имандра-варзуга не прослеживаются, и на их простирации обнажаются архейские граниты. Только после перерыва породы свиты имандра-варзуга снова проявляются на побережье горла Белого моря, в устье р. Снежница.

Ниже дается описание пород свиты имандра-варзуга по выделенным участкам.

#### Мончегорский участок

На западном берегу оз. Имандры распространены, как уже указывалось выше, породы свиты имандра-варзуга, относящиеся здесь как к верхнему, так и к нижнему протерозою.

К *нижнепротерозойским образованиям Мончегорского участка* принадлежат сильно метаморфизованные породы, развитые в окрестностях Кислой губы, на Вите п-ове, на западном берегу оз. Имандры, в южных предгорьях Монче-тундры (гора Арваренч), а также на близлежащих островах (Петуший, Скалистые, Лагерный и др.).

По степени метаморфизма эти породы принадлежат к амфиболитовой фации и тем самым отличаются от вышележащих менее метаморфизованных пород свиты имандра-варзуга (принадлежащих в большинстве

к фации зеленых сланцев), что и послужило главной причиной для отнесения их Н. И. Соустовым к архею. Однако более детальное изучение стратиграфии, тектоники и петрографического состава этих пород дает основание причислять их к нижнепротерозойским образованиям.

Среди рассматриваемых глубоко метаморфизованных пород нижнего протерозоя можно выделить три комплекса:

1. Комплекс Кислой губы, слагающий окрестности Кислой губы и прилегающие острова, представленный разнообразными гнейсами, сланцами, сланцеватыми амфиболитами и амфиболит-мандельштейнами.

2. Комплекс Вите п-ова, развитый на одноименном полуострове и прилегающих островах, примыкающий с севера к комплексу Кислой губы. Он состоит из различных кварцево-слюдистых сланцев с реликтами порфировой структуры, серицитовых гнейсов, гранофириров и кварцитовидных пород.

3. Комплекс горы Арваренч, распространенный на южных предгорьях никеленосных интрузий Монче-тундры и слагающий возвышенность (вараку) Арваренч на северном берегу Вите губы. Породы этого комплекса находятся на простирании пород комплекса Вите п-ова, с которым они во многом сходны. Они представлены биотит-альбитовыми гнейсами с реликтами порфировой структуры и амфиболит-мандельштейнами; биотит-альбитовые гнейсы примыкают с запада к верхнепротерозойским образованиям свиты имандра-варзуга, слагающим Монче п-ов.

Все три комплекса сильно дислоцированы, имеют северо-западное простирание, меняющееся на горе Арваренч почти на меридиональное, а местами на северо-восточное и северо-западное. Падение пород изменчиво. В южной части района преобладают падения на северо-восток  $15^{\circ}$ — $35^{\circ}$  или  $40^{\circ}$ — $55^{\circ}$  под углом  $40^{\circ}$ — $85^{\circ}$ . Далее к северу падение становится почти вертикальным, а у северного конца Нюрпа-губы породы падают на юго-запад  $210^{\circ}$ — $220^{\circ}$  под углом  $80^{\circ}$ — $70^{\circ}$ . К северу от Нюрпа-губы и на горе Сеяваренч падение пород выполаживается до  $55^{\circ}$ — $60^{\circ}$ . На северном берегу Вите губы и на горе Арваренч породы падают на юго-восток и юго-запад, реже на северо-восток под углом  $70^{\circ}$ — $80^{\circ}$ .

Комплекс пород Кислой губы. Н. И. Соустов причислял комплекс пород Кислой губы к верхним горизонтам архея. При этом он исходил из их более глубокого метаморфизма по сравнению с другими породами свиты имандра-варзуга, а также из наблюдавшихся им постепенных переходов от древних биотитовых гнейсов архея к мелкозернистым биотито-гранатовым гнейсам и сланцеватым амфиболитам Кислой губы. Однако более поздние исследователи (Куплетский, 1939; Шукевич, 1939 г.; Намоюшко, 1940 г. и Пазюк, 1947 г.) склоняются к признанию протерозойского возраста этого комплекса, основываясь на общем простирании его и структурных соотношениях с протерозойскими образованиями восточного берега оз. Имандры. Обнажающиеся там протерозойские породы свиты имандра-варзуга слагают часть большого синклиналия, протягивающегося далеко на восток.

Стратиграфия комплекса Кислой губы изучена слабо. Наиболее подробные сведения имеются в работах Н. И. Соустова (1938), В. И. Намоюшко (1940 г.), Л. И. Пазюка (1947 г.). По их данным, комплекс Кислой губы представлен следующими метаморфизованными осадочными и эффузивными породами:

1) Наиболее низкое стратиграфическое положение занимают биотито-паргасито-плагноклазовые сланцы, развитые на западном берегу Кислой губы. Они имеют порфиробластическую структуру, обусловленную

присутствием порфиروبласт сине-зеленого паргасита, размером до 2,5—3 см. С юга эти породы граничат с гнейсами архея, контакт скрыт под наносами, но явления катаклаза и плейчатости в сланцах вблизи контакта говорят в пользу тектонического его характера.

2) С описанными выше сланцами переслаиваются мелкозернистые биотито-плагиоклазовые сланцы, похожие на биотитизированные кварциты. Они сильно дислоцированы и имеют крутое, почти вертикальное падение.

3) На близлежащих островах и частью на побережье Кислой губы встречены альбито-хлорито-актинолитовые сланцы, являющиеся наименее измененными разностями пород описываемого комплекса и внешне очень похожие на сланцы восточного берега оз. Имандры.

4) Среди биотито-плагиоклазовых и паргасито-плагиоклазовых сланцев встречаются прослой диопсидо-амфиболо-гранатовых гнейсов и сланцев. Эти сланцы и гнейсы отличаются непостоянным содержанием цветных и бесцветных минералов, но всегда содержат гранат. Они сланцеваты, плейчатые и связаны постепенными переходами с вмещающими их биотито-плагиоклазовыми и паргасито-плагиоклазовыми сланцами.

5) На южном и западном побережье Кислой губы среди вышеописанных сланцев встречаются редкие линзы и полосы диопсидовых, диопсидо-амфиболовых и карбонатных сланцев. Это светло-зеленые тонкослоистые породы с аллотриоморфнозернистой структурой. По мнению Н. И. Соустова (1940), они представляют собой известковые осадки, возможно содержащие примесь вулканогенного материала. При метаморфизме карбонатных пород образовались диопсид и роговая обманка. По условиям залегания эти породы сходны с линзами доломитов и доломитизированных известняков в образованиях ниже описываемой свиты имандра-варзуга.

Переслаивание всех перечисленных разновидностей сланцев (кроме альбито-хлорито-актинолитовых), их взаимные переходы и минералогический состав не оставляют сомнения в их осадочном происхождении.

Простираение сланцев в восточной части района близко к широтному. На западном берегу Кислой губы простираение постепенно переходит в близкое к меридиональному, с преобладанием падения в северных румбах под углом 40—50°. Весь комплекс сланцев смят в крупные изоклинальные складки.

В толще сланцев согласно залегают пластовые тела сланцеватых амфиболитов (метабазитов) мощностью в 10—30 м. Многократное их чередование со слюдистыми роговообманковыми сланцами объясняется скорее всего наличием здесь ряда изоклинальных складок. Сланцеватые амфиболиты тонкозернисты, состоят из плагиоклаза и амфибола с примесью кварца и содержат редкие миндалины. В замках складок местами в виде изогнутых линз встречаются крупнозернистые амфиболо-полевошпатовые породы и кварцевые образования.

Амфиболит-мандельштейны, встреченные к северо-западу от габбро-диабазового массива горы Перькварь, имеют эффузивное происхождение, судя по наличию в них миндалины. С севера их ограничивают слюдисто-кварцевые породы комплекса Вите п-ова, а с юга — слюдистые и амфиболовые сланцы Кислой губы. Контакты их с этими породами скрыты наносами. Падение юго-западное 210—220°, но более пологое, чем у других разновидностей кристаллических сланцев (55—60°). Миндалины достигают 3—7 мм и заполнены кварцем, альбитом, хлоритом и эпидотцоизитовыми минералами. Породы рассланцованы и секутся многочис-

ленными пегматитовыми и аплитовыми жилами до 10 см мощности. Эти породы по своему составу и структурно-текстурным особенностям сходны с амфиболит-мандельштейнами нижеописываемого комплекса горы Арваренч.

Комплекс пород Вите полуострова. Комплекс пород Вите п-ова, примыкающий с севера к комплексу пород Кислой губы, состоит из слюдисто-кварцевых и слюдисто-амфиболо-кварцевых сланцев, биотитовых, биотито-серицитовых гнейсов, гранофиоров и кварцитовидных пород. Эти породы довольно разнообразны по внешнему виду и составу и сильно катаклазированы. Нередки реликты порфириковой структуры. Породы комплекса дислоцированы согласно с амфиболит-мандельштейнами Кислой губы, т. е. падают на юго-запад  $210-290^\circ$  под углом  $55-60^\circ$ . Видимая мощность комплекса до 1,5—2 км.

Наиболее подробно породы этого комплекса описаны Л. И. Пазюком (1947 г.), который рассматривает их как комплекс огнейсованных кератофиоров. Среди пород комплекса он выделяет следующие разновидности:

1. Рассланцованные альбитофиры (кератофиры), развитые на горе Сеяваренч, наиболее сохранившиеся разности с реликтами порфириковой структуры. Характерно присутствие голубого опаловидного кварца.

2. Инъекционные биотитовые и серицито-биотитовые гнейсы — породы, измененные в результате гранитной инъекции, с которой связано увеличение количества калиевого полевого шпата и слюд. Типичными представителями этих пород являются породы мыса Сейднаволок (Вите п-ов) и горы Сеяваренч.

3. Гранофиры — своеобразные породы, содержащие обильный кварцево-полевошпатовый материал микропегматитовой структуры. Биотит располагается в них кучно. Эти породы развиты на мысе Сейднаволок и имеют большое сходство с так называемыми «имандритами», описанными Рамсеем (1890) на восточном берегу оз. Имандры к югу от ст. Имандры.

4. Кварцево-слюдистые сланцы, являющиеся крайним продуктом рассланцевания альбитофиоров. Эти породы встречены на небольших Скалистых о-вах.

5. Кварцево-слюдисто-амфиболовые сланцы — тонкосланцеватые породы, развитые в 2 км от горы Сеяваренч, в непосредственной близости к сланцеватым мандельштейнам.

6. Окварцованные альбитофиры, кератофиры и вторичные кварциты, которые Л. И. Пазюк (1947 г.) рассматривает как породы, образовавшиеся в результате интенсивного кварцевого метасоматоза. Они имеют локальное распространение и приурочены к зонам активной гидротермальной деятельности. Для них характерен роговиковый гидротермальный кварц с реликтовыми обломками альбита и мелкочешуйчатый биотит.

Комплекс пород горы Арваренч. Этот комплекс пород сравнительно мало изучен. Наиболее полные сведения о нем имеются в сводной работе Е. Н. Егоровой-Фурсенко (1947 г.); в последнее время они дополнены исследованиями В. В. Григорьева и В. М. Поповой (1949 г.). Согласно этим данным, комплекс горы Арваренч представляет собой свиты биотито-альбитовых гнейсов с подчиненными им амфиболовыми плагиогнейсами, амфиболитами и амфиболит-мандельштейнами.

Господствующим членом этой гнейсовой свиты являются биотито-альбитовые гнейсы, описанные А. М. Шукевичем (1939 г.) как базо-кварцевые кератофиры. Обнажения их встречены на западных, южных,

восточных и частью на северных склонах горы Арваренч. Это серые, разных оттенков породы, среди которых можно встретить и сильно сланцеватые и почти массивные разности. Под микроскопом в них почти всегда наблюдается в большей или меньшей степени выраженная реликтовая порфирировая структура благодаря развитию более крупных зерен альбитизированного плагиоклаза среди мелкозернистой основной массы. Иногда порфиробласты имеют совершенно правильную кристаллографическую форму и почти всегда содержат включения мелких зерен клиноцоизита. В более редких случаях встречаются вкрапленники замутненного калиевого полевого шпата с простыми широкими двойниками. В породах встречаются эллипсоидальные участки, сложенные кварцем и являющиеся, по-видимому, сплюснутыми миндалинами, а также согласные кварцевые жилы. Реликты порфирировой структуры и миндалекаменной текстуры говорят в пользу изверженного происхождения биотито-альбитовых гнейсов. Они имеют много сходного в составе и структуре с породами северной части Вите п-ова, на простирации которых они находятся и от которых их отделяет большая и разветвленная Вите губа.

Биотито-альбитовым гнейсам подчинены пачки амфиболовых гнейсов и амфиболитов, имеющих большое развитие на вершине горы Арваренч и к северу от нее. Среди этих темноокрашенных пород различаются массивные и сланцеватые разности. Первые встречены к северо-западу от оз. Зимникового, где они имеют вид слабо огнейсованной массивной породы, разбитой трещинами отдельности на куски прямоугольной формы.

На вершине горы Арваренч наблюдается переслаивание крупно- и мелкозернистых амфиболитов и амфиболит-мандельштейнов, полосы которых вытянуты в северо-западном направлении, согласно с окружающими их биотито-амфиболовыми гнейсами. Мелкозернистые амфиболиты имеют плотный диабазовый облик, крупнозернистые, характеризуются лапчатой текстурой, обусловленной присутствием реликтов пойкилитовой структуры. Миндалекаменные разности содержат миндалины (до 1 см), выполненные альбитом и кварцем. Эти данные говорят в пользу их происхождения за счет диабазовых пород. По составу среди них можно встретить все переходы от почти мономинеральных амфиболовых сланцев до кварцсодержащих амфибол-плагиоклазовых пород. Эти породы по своему составу и структуре очень близки к амфиболит-мандельштейнам Вите п-ова, на простирации которых они находятся.

Взаимоотношения пород комплекса горы Арваренч с породами окружающих их комплексов большей частью не выяснены из-за плохой обнаженности местности. Не установлены их взаимоотношения с биотитовыми гнейсами архея, лежащими от них к северу, вследствие разобщенности этих пород более поздними основными интрузиями.

Контакт пород описываемого комплекса с породами габбровой интрузии хребта Монче-тундры также не вскрыт, но, по-видимому, он имеет интрузивный характер, так как в контактовых зонах с габбро биотито-альбитовые гнейсы биотитизированы; биотит образует крупные порфиробласты коричневого цвета, содержание их доходит до 70—80%.

Наиболее выяснен контакт биотито-альбитовых гнейсов с верхнепротерозойскими образованиями свиты имандра-варзуга, расположенными к востоку. На контакте этих пород залегает конгломерат, сменяющийся в сторону свиты имандра-варзуга сначала туфобрекчией, а затем метадиабазами.

Рассмотренные выше комплексы Кислой губы, Вите п-ова и горы Арваренч по своему составу, степени метаморфизма и условиям залегания



ния обнаруживают значительное сходство с нижнепротерозойскими (или докарельскими) породами Карельской АССР. Они здесь несогласно и трансгрессивно перекрываются более молодыми породами карельской формации протерозоя (верхнего).

Наличие конгломератов на контакте протерозойских пород горы Арваренч и свиты имандра-варзуга дает возможность сопоставлять рассматриваемый здесь комплекс пород со сходными породами нижнего протерозоя Карельской АССР, а породы свиты имандра-варзуга с породами, относящимися там же к верхнему протерозою.

Верхнепротерозойские образования в пределах Мончегорского участка свиты имандра-варзуга встречаются на Монче п-ове и слагают юго-восточные предгорья никеленосного интрузива Ньюдуайвенч. Геологическое строение района изучалось геологами Североникеля и Гипроникеля; наиболее полная характеристика пород этой свиты для данного участка имеется в сводной работе Е. Н. Егоровой-Фурсенко (1947 г.).

Верхнепротерозойские образования свиты на описываемом участке представлены эффузивно-осадочным комплексом. В состав комплекса входят преимущественно метадиабазы и мандельштейны спилитового типа, сопровождающиеся туфовыми образованиями. Они перемежаются с тремя маломощными горизонтами осадочных пород.

Породы комплекса прорваны небольшими интрузиями ультраосновных пород, превращенных в серпентиниты, в зоне западного контакта с соседними породами — небольшой гипабиссальной интрузией альбитовых диоритов (типа трондьемитов), а в южной части Монче п-ова они прорваны и в контактовой зоне изменены интрузией габбро-норитов.

В результате геолого-съёмочных работ, а также по данным буровых скважин было установлено, что эффузивно-осадочная толща в Мончегорском участке образует простую синклиналиную складку. Ось складки на большем своем протяжении имеет простирание северо-западное  $330^\circ$ , изменяющееся лишь на северо-западе, в районе горы Вурэчуайвенч. Здесь же синклиналиная складка замыкается. Вся структура погружается на юго-восток. Северо-восточное крыло синклиналиной складки падает на юго-запад под углом  $25-40^\circ$ , юго-западное — на северо-запад под углом  $40-70^\circ$ .

Рассматриваемая складка осложнена более мелкой складчатостью. Установлены также сбросовые дислокации широтного и меридионального простирания, причем последние моложе первых.

Мончегорский участок распространения верхнепротерозойской толщи ограничен на северо-востоке гнейсовидными гранодиоритами, условно относимыми к архею по аналогии с соседним районом. На западе породы свиты контактируют с измененными габбро-норитами массива Поазуайвенч и с альбитовыми гнейсами горы Арваренч, а на юге — с небольшим телом амфиболлизированных габбро-норитов.

С гнейсовидными гранодиоритами толща пород имеет тектонический контакт. Взаимоотношения пород можно наблюдать на Монче п-ове и в районе Риж-губы. Архейские породы представлены здесь массивными плагиоклазовыми гранодиорито-гнейсами, с которыми контактируют метадиабазы свиты имандра-варзуга. По контакту развита сланцеватая брекчия трения с многочисленными обломками гнейсовидных гранодиоритов и жильных аплито-гнейсов. Небольшая мощность брекчированной зоны (1—1,5 м) указывает на тектонические перемещения небольшого масштаба (Егорова-Фурсенко, 1947 г.).

На простирации зоны контакта Д. И. Громовым (1937 г.) встречены также брекчиевидные породы с обломками гнейсовидных гранодиоритов и зеленые сланцы, представляющие собой милониты диабазов. Простираание контакта близко к меридиональному, падение на запад под углом  $55^\circ$ .

На биотито-альбитовых гнейсах горы Арваренч породы верхнего протерозоя залегают трансгрессивно с базальным конгломератом в основании.

Контакт пород верхнего протерозоя с габбро-норитами интрузива Поазуайвенч сложный. На горе Вурэчуайвенч отчетливо проявляется его тектонический характер: в контакте развита тектоническая брекчия из развальцованного измененного габбро-норита, сцементированного диабазовым материалом, мощностью в 2—3 м. Метадиабазы также осланцованы и превращены в зеленые сланцы. Простираание контакта меридиональное с падением на восток (под метадиабазы горы Вурэчуайвенч) под углом  $35-45^\circ$ . Небольшая мощность измененной зоны указывает на небольшой масштаб тектонических перемещений (Егорова-Фурсенко, 1947 г.). Однако в других местах в зоне контакта констатированы ясные следы контактового изменения пород свиты имандра-варзуга габбро-норитами Поазуайвенч (Покровский, 1938 г.).

Исследования В. В. Григорьева и В. М. Поповой (1949 г.) показали, что на простирации вышеописанного тектонического контакта к югу тектоническое нарушение проходит частью по контакту свиты имандра-варзуга; она имеет аналогичные азимут и угол падения и представлена расланцованными метадиабазами и мандельштейнами. Указанный контакт лежит западнее этой брекчированной зоны и, хотя он непосредственно не вскрыт, контактовые изменения пород свиты указывают на интрузивное воздействие габбро-норитов. Таким образом, описываемое тектоническое нарушение проходит частью по контакту свиты имандра-варзуга и габбро-норитов Поазуайвенч, частью в самой свите.

Интрузивный характер имеет контакт метадиабазов с габбро-норитами, слагающими южную часть Монче п-ова. В контактовой зоне ясно прослеживается значительное уменьшение крупности зерна метагаббро-норитов, появление в них ксенолитов метадиабазов и ороговикирование последних.

Среди никеленосных интрузивов Ньюдуайвенч и Сопчуайвенч были встречены мелкозернистые породы, принимаемые за останцы перекристаллизованных вмещающих пород. Можно предположить, что кровлей этих интрузий являлся осадочно-вулканогенный комплекс верхнего протерозоя свиты имандра-варзуга.

Осадочные породы Мончегорского участка свиты представлены конгломератами и туфобрекчией, кварцитами и кварцито-песчаниками, хлоритовыми и серицито-хлоритовыми филлитами, хлорито-кварцевыми и карбонатно-кварцевыми сланцами, которым подчинены мелкие линзы карбонатных пород. Различные сланцы переслаиваются как между собой, так и с мощными покровами эффузивных диабазов.

Разрез верхнего протерозоя свиты имандра-варзуга начинается крупнообломочными породами — конгломератом и туфобрекчией, — залегающими на биотито-альбитовых гнейсах горы Арваренч, встреченных только в юго-западном крыле синклинали.

Контакт пород свиты с биотито-альбитовыми гнейсами проходит в северо-западном направлении, близком к меридиональному ( $340-350^\circ$ ), в пониженной местности между горой Арваренч на западе и го-

рой Вурэчуайвенч (Монче п-ов) на востоке. Падение его на восток под углом 50—60°.

Обнажения конгломерата встречены на узкой площади, около 2 км<sup>2</sup>, подходящей к берегу оз. Вите-губы (Щучья губа). В состав конгломерата входят крупные (30—40 см в диаметре) валуны светлых гнейсовидных пород, очень однообразных по составу и структуре и соответствующих массивным лейкократовым разностям биотитовых гнейсов архея.

Отчетливой гальки биотито-альбитовых гнейсов, развитых на горе Арваренч, в конгломерате не встречено, но среди цемента встречаются более светлые и более крупнозернистые участки. По составу они отвечают альбитовым гнейсам горы Арваренч.

Цемент конгломерата сланцеватый, разной крупности зерна и разной степени сланцеватости. Встречаются участки, по составу отвечающие диабазам. Крупность и количество валунов уменьшается снизу вверх, и конгломерат быстро сменяется туфобрекчией и туфовыми сланцами с редкими валунами гнейсов.

Восточнее обнажений конгломерата начинаются обнажения метадиабазов свиты имандра-варзуга. С запада к конгломерату примыкают неравномернозернистые альбитовые гнейсы такситового сложения, которые чередуются с прослойками нормальных альбитовых гнейсов. Вблизи контакта и далее к западу, на восточном склоне горы Арваренч, встречены участки или полосы брекчированных гнейсов северо-западного простирания.

Описанный контакт свидетельствует о трансгрессивном залегании верхнепротерозойских пород свиты имандра-варзуга на нижнепротерозойских породах комплекса горы Арваренч, а следовательно, о более низком стратиграфическом положении комплексов горы Арваренч, Вите-п-ова и Кислой губы. Эти комплексы имеют много сходного в составе, тектонике и степени метаморфизма и, по-видимому, одновозрастны. При допущении верхнепротерозойского возраста для свиты имандра-варзуга описанный конгломерат приобретает значение межформационного, разделяющего нижележащие отложения нижнего протерозоя от вышележащих верхнепротерозойских.

Стратиграфически выше конгломератов залегают сланцы и кварциты. Они перемежаются с мощными покровами эффузивных метадиабазов и метамандельштейнов и слагают северо-восточное крыло синклинали, простираясь от оз. Имандры (в районе Риж-губы) в северо-западном направлении и падая на юго-запад под углом 25—40°. Здесь установлено три горизонта сланцев.

Более низкое стратиграфическое положение занимает горизонт сланцев, образующий северную полосу. Видимая мощность его 100—300 м. К нему приурочено разрабатываемое месторождение кварцита, расположенное в Риж-губе. Два других горизонта сланцев имеют такое же простирание и падение; мощность среднего горизонта немного меньше, а верхнего немного больше, чем мощность самого нижнего горизонта. Нижний сланцевый горизонт состоит из серии перемежающихся маломощных пластов хлорито-кварцевых, слюдисто-кварцевых и актинолитово-кварцевых сланцев, хлоритовых филлитов, кварцитовидных сланцев и кварцитов. В состав двух верхних горизонтов, кроме сланцев, входят также туфы, туфогенные сланцы и маломощные прослои метадиабазов. В самом верхнем горизонте, кроме того, установлено обильное развитие мелких линз карбонатных пород (доломитизированных известняков).

Все эти породы образуют серию маломощных пластов меняющейся мощности, выклинивающихся и снова появляющихся. Такой характер залегания свидетельствует о частой смене фаций в области отложения осадков в неглубоком море.

Преобладают сланцы темной зеленоватой окраски, с шелковистым отливом на плоскостях сланцеватости, иногда плёчатые. Они секутся кварцевыми и хлорито-кварцевыми жилами разной мощности. В состав сланцев входят хлорит, серицит, кварц, карбонат и актинолит в меняющихся соотношениях, что обуславливает появление в этой серии различных разновидностей.

Подчиненными являются кварциты и карбонатные породы.

Кварциты имеют мощность до 20 м. Окраска их зеленовато-серая разных оттенков, обусловленная примесью хлорита. Карбонатные породы светло- и темно-серые среднезернистые, нередко осланцованные и рассеченные кальцитовыми и кальцито-кварцевыми жилами. Среди них можно выделить несколько разновидностей: кристаллические доломиты и известняки, карбонатно-кварцевые и хлорито-карбонатно-кварцевые сланцы.

Туфы, входящие в состав сланцевых горизонтов, образуют несколько маломощных прослоев почти черного цвета; обломочный их характер выявляется обычно только под микроскопом.

Эффузивные образования, представленные метадиабазами и метамандельштейнами, залегают в ядре синклинали складки (гора Вурэ-чуайвенч) и частью в виде более или менее мощных прослоев перемежаются со сланцевыми горизонтами. Они в составе свиты имандра-варзуга являются господствующими. Облик их афанитовый, иногда с заметной миндалекаменной текстурой. Метадиабазы и метамандельштейны незаметно переходят друг в друга, являясь, по-видимому, разными горизонтами покрова, образовавшегося в одну и ту же вулканическую фазу. Под микроскопом выделяется еще порфиритовая разновидность метадиабазов, встречающаяся редко. Размер миндалин в миндалекаменных разностях до 0,5 см, редко больше. Они выполнены эпидотом, кварцем, актинолитом, кальцитом, биотитом, гематитом. Изредка в миндалинах встречаются цеолиты и рудные минералы. Для всех разновидностей зеленокаменных пород характерна сохранившаяся ясно выраженная офитовая структура. Иногда встречаются реликты вариолитовой структуры.

В западном крыле синклинали развиты также мелкозернистые эффузивные метадиабазы и мандельштейны, а также альбито-эпидото-актинолитовые сланцы. Последние возникли в результате рассланцевания мандельштейнов, что доказывается наличием постепенных переходов между этими двумя группами пород.

Описываемые эффузивные диабазы изменены процессами регионального метаморфизма и принадлежат к спилитовой формации. Для их состава характерна ассоциация таких минералов, как альбит или альбит-олигоклаз, актинолит, эпидот и лейкоксен, свойственных также и породам вулканогенного комплекса восточного берега оз. Имандра. Подобный минералогический состав пород указывает на принадлежность их к актинолит-хлоритовой и частью эпидот-амфиболитовой метаморфической фациям (зеленые сланцы и амфиболиты). Местами они характеризуются значительной рассланцованностью, а иногда массивной текстурой.

## Прихобинский участок

Свита имандра-варзуга в пределах Прихобинского участка прослеживается от восточного берега оз. Имандра до юго-западного берега Умбозера. В центральной части этого участка значительную площадь занимает Хобинский массив щелочных пород, и породы свиты имандра-варзуга сохраняются лишь на юге и западе в виде узкой полосы. Свита простирается в северо-западном направлении. От ст. Апатиты на северо-запад среди пород свиты установлено широкое развитие основных эффузивов спилитового типа, интрузивных метадиабазов, кварцевых габбро-диабазов и серпентинитов. К юго-востоку от ст. Апатиты наряду с теми же зеленокаменными измененными основными эффузивами встречается толща, в которой эффузивы переслаиваются с осадочными породами. Последние представлены различными сланцами, филлитами, кварцитами и кристаллическими доломитами.

Свита осадочных и эффузивных пород прорвана интрузиями ультраосновных, основных и, реже, кислых и щелочных пород. К ним относятся мелкие тела ультраосновных пород, превращенные в серпентиниты, интрузия анальцимовых сиенитов к югу от Хобинского массива, интрузия габбро-диабазов в районе ст. Имандра и редкие пластовые интрузии субщелочных биотитовых гранитов.

Осадочно-вулканогенные породы Прихобинского участка, являясь юго-восточным продолжением пород Мончегорского участка, слагают крупную асимметричную синклиналиную складку. По краям этой синклинали располагаются нижние члены разреза — кварциты в районе ст. Имандра на севере и слюдястые сланцы и кварциты на р. Умбе у порога верхнего Падуга на юге.

Южное крыло складки имеет более пологое падение и лучше сохранилось от эрозии. Северное большей частью срезано нефелино-сиенитовой интрузией Хобин. К ядру синклинали приурочены более молодые метаморфизованные филлитовые и углистые сланцы, а также эффузивные покровы метадиабазов. Эта простая структурная форма осложнена складками второго порядка, разрывами и расколами, преимущественно меридионального и широтного простирания.

К югу от Хобинского массива породы свиты собраны в складки почти широтного простирания. Л. И. Пазюк (1947 г.) отмечает здесь две узкие синклиналиные складки, разделенные зоной тектонического разрыва запад-северо-западного простирания, которая проходит от р. Умбы на запад, постепенно затухая. К этой зоне приурочены катаклазиты, развальцованные разности диабазов, а также интрузия щелочных и нефелино-анальцимовых сиенитов, лежащая на простирании этой зоны к западу.

В пределах рассматриваемого участка контакт свиты с гнейсами архея, расположенными к югу, почти на всем протяжении закрыт четвертичными отложениями. Лишь на небольшом протяжении он обнажается в районе между Хобинским массивом и Умбозером, где, по наблюдениям П. Н. Прокофьева (1932 г.), он имеет тектонический характер. К востоку от р. Умбы для свиты имандра-варзуга предполагается также тектонический контакт с гнейсами архея, лежащими к югу. Этот контакт имеет здесь характер надвига архейских гнейсов и плагиоклазовых амфиболитов на породы свиты имандра-варзуга в направлении с юга на северо-запад и северо-восток. На это указывает приуроченность полосы тонколистватых сланцев (милонитов) к южной границе свиты

и выполаживание углов падения зеленокаменных пород в направлении с северо-востока на юго-запад (Соустов, 1940; Елисеев и др., 1939б).

Контакт пород свиты имандра-варзуга с палеозойской (девонской) нефелино-сиенитовой интрузией Хибинского массива — интрузивный. Эта интрузия срезает северное крыло синклинория и метаморфизует породы свиты и подчиненные ей интрузии габбро-диабазов, превращая их в роговики разного состава. Южный контакт Хибинского массива падает на юг (от массива) под углом  $45-50^\circ$ , на западном контакте падение роговики очень крутое, большей частью на восток в сторону нефелино-сиенитового массива.

Мощность экзоконтактной зоны к югу от Хибинского массива доходит до 400—600 м, к западу — до 300—350 м. Контактные изменения зональны: вблизи Хибинского массива вмещающие породы перекристаллизованы в роговики, на большем расстоянии породы сохраняют реликты первоначального состава, и структуры обогащены альбитом и щелочными метасиликатами. Роговики — серые и черные массивные или тонкополосатые породы разного состава. Изучение их (Куплетский, 1928 г.; Егорова-Фурсенко, 1935 г.; Судиславлев, 1935 г.; Ожинский, 1936) показало, что за счет перекристаллизации основных эффузивов и их туфов, а также интрузивных метадиабазов образуются различные роговики: диопсидо-баркевикито-плагиоклазовые, диопсидо-плагиоклазовые с фаялитом или без него и актинолитовые породы с гиперстеном, диопсидом, клиритом, альбитом и эпидот-цоизитовыми минералами. Реликтовые миндалины в них выполнены кварцем, олигоклазом, скаполитом.

Осадочные породы превращены в биотито-кварцево-полевошпатовые, гиперстено-кордиеритовые, диопсидо-амфиболо-кварцевые роговики с псевдоморфозами пирротина по пириту, а также в фениты (мелкозернистые щелочные сиениты роговиковой структуры), указывающие на значительный щелочной метасоматоз.

Комплекс осадочных пород Прихибинского участка свиты имандра-варзуга можно рассматривать как состоящий из трех основных горизонтов: нижнего и верхнего сланцевых горизонтов и среднего, представленного карбонатными породами. Среди осадочных пород залегают эффузивы спилитового типа и их туфы.

1. Наиболее низкое стратиграфическое положение занимают биотито-мусковито-кварцевые сланцы и кварциты. Выходы их встречены по берегам р. Умбы (выше порога верхнего Падуна), на восточном берегу оз. Имандры и на юго-западном склоне так называемой Доломитовой вараки. На р. Умбе встречаются как коренные обнажения сланцев, так и элювиальные россыпи на протяжении 1,5—2 км. Для сланцев и кварцитов устанавливается падение северо-восток  $15^\circ$  под углом  $55^\circ$ . Сланцы мелкозернисты и имеют светлую окраску. Им подчинены серые и темно-серые массивные кварциты, встреченные только в элювии. По внешнему виду эти кварциты сходны с кварцитами западного берега оз. Имандры (Риж-губа). На восточном берегу оз. Имандры кварциты имеют почти широтное простирание с падением к югу под углом  $45-65^\circ$  (Судиславлев, 1934 г.).

Южнее кварцитов восточного берега оз. Имандры, т. е. стратиграфически выше, залегают актинолитовые сланцы (туфогенные), также имеющие простирание, близкое к широтному. Эти сланцы собраны в небольшие поперечные складки с осями меридионального простирания. К югу от оз. Имандры они несогласно (Судиславлев, 1935 г.) перекрываются метадиабазами и метамандельштейнами.

Биотито-мусковито-кварцевые сланцы, залегающие в лежащем боку карбонатной линзы на Доломитовой вараче, к юго-востоку от ст. Титан, отличаются большей степенью метаморфизма, чем другие породы, что Л. И. Пазюк объясняет их близостью к биотитовым гранитам. Эти сланцы более крупнозернисты и имеют мощность в несколько десятков метров. Для них установлено северо-восточное падение под углом  $38^\circ$ .

2. Стратиграфически выше слюдисто-кварцевых сланцев и кварцитов залегают карбонатные породы — кристаллические доломитизированные известняки и доломиты.

Впервые карбонатные породы на этом участке свиты имандра-варзуга были обнаружены Н. И. Соустовым в 1933 г. на р. Умбе и в 1934 г. в районе ст. Титан и Доломитовой варачи. В районе ст. Титан они образуют залежь, вытянутую на 13 км, с видимой мощностью в 200 м в западной части и в 150 м в восточной части. Восточным продолжением этой залежи являются карбонатные породы Доломитовой варачи.

Характерной особенностью залегания описываемых карбонатных пород является их тонкое переслаивание с прослоями талько-хлоритовых, альбито-хлоритовых и серицито-хлоритовых пород мощностью от долей миллиметров до нескольких метров, объясняемое чередованием слоев известкового и мергелистого состава в первичных осадках. Карбонатные породы перекрываются горизонтом филлитов и графитизированных сланцев. Согласно исследованиям Л. И. Пазюка, карбонатные породы слагают здесь южное крыло узкой синклинали широтного простирания, ось которой воздымается к западу; замыкание синклинали намечается к западу от оз. Черного. Большая часть северного крыла синклинали срезается разломом широтного простирания, а в западной части синклинали — небольшой интрузией щелочных сиенитов, лежащей на продолжении тектонического разрыва.

Карбонатные породы на Доломитовой вараче (гора Огородная), между р. Умбой и р. Айкуайвенчйок, залегают в виде линз длиной 50—60 м и мощностью 10—15 м.

Характерной особенностью этих карбонатных пород является их перемежаемость с прослоями биотито-серицито-кварцевых сланцев и биотитовых гнейсов. Эта перемежаемость принималась за переслаивание осадков разного состава, что послужило причиной отнесения их В. А. Афанасьевым и Н. И. Соустовым к архею. Однако позднее Л. И. Пазюк (1947 г.) наблюдал в зальбандах гнейсовых прослоев реакционные оторочки в 1,5—2 см мощности с явным замещением доломита и образованием актинолитового амфибола, флогопита, альбита, кварца, а также таких минералов, как эгирин, арфведсонит. Сами прослои имеют зональное строение. Эти данные позволили Л. И. Пазюку предположить изверженное происхождение гнейсовых и сланцевых прослоев. Он считает их послонными внедрениями кератофинов в карбонатные породы, превращенными в результате тектонических движений в гнейсы и слюдисто-кварцевые сланцы.

Последнее по времени внедрение субщелочных биотитовых гранитов вызвало циркуляцию щелочных растворов в контактовых зонах и обусловило своеобразную щелочную минерализацию в них<sup>1</sup>.

3. Перекрывающие карбонатные породы филлиты, графитизированные и серицито-карбонатные сланцы слабо метаморфизованы и частично содержат известковый и углистый материал. Переход от карбонат-

<sup>1</sup> Ввиду малых размеров на карте эти граниты не показаны (Прим. ред.).

ных пород к филлитам постепенный и выражается в переслаивании тех и других пород, а также в образовании линз карбонатных пород в филлитах и линз филлитовых пород в доломитизированных известняках. Такой характер перехода одной толщи в другую указывает на отсутствие перерыва в отложении осадков.

Нижние слои горизонта филлитов представлены черными графитизированными сланцами, налегающими на доломиты или залегающими в них в виде линзовидных тел (например, у ст. Титан). Падение их здесь на северо-восток под углом  $50^\circ$ . Сходные с ними, но сильно пиритизированные графитизированные сланцы встречены на р. Умбе выше порога верхнего Падуна. Отдельные выходы сланцев встречаются в этом районе также между массивом щелочных сиенитов и габбро-диабазами; здесь они представлены реликтовыми останцами пласта, входящего в состав северного крыла синклинали складки.

В самой западной части Прихибинского участка сланцы были обнаружены на юго-восточном склоне горы Белой, где они послойно пронизаны диабазовыми жилками мощностью от 4 до 25 см. В контактах с диабазом в сланцах появляются актинолит, биотит, турмалин.

Стратиграфически выше графитизированных сланцев располагаются слои филлитов и серицитовых сланцев, которые иногда залегают и непосредственно на карбонатных породах. Внешне это темно-серые, зеленовато-серые и светло-зеленые сланцевые породы, нередко пльчатые. Залегают они согласно с карбонатными породами. Разрезы их по р. Айкуайвенчйок показывают постепенное изменение азимутов и углов падения: на южном крыле вышеупомянутой синклинали они падают на северо-восток, с отклонениями к западу и востоку, под углом  $50-65^\circ$ ; далее к северу углы падения увеличиваются и появляется пльчатость; в зоне контакта с щелочными сиенитами падение становится вертикальным и далее к северу переходит в обратное (Пазюк, 1947 г.). Таким образом, эти породы приурочены к ядру вышеупомянутой синклинали складки.

Такая смена осадочных образований указывает на постепенное углубление бассейна: песчанистые осадки, приуроченные к стратиграфическим нижним частям разреза (первый горизонт), сменяются карбонатными и глинистыми породами (второй и третий горизонты).

Общую мощность осадочной свиты Н. И. Соустов (1940) определяет в 3000—4000 м<sup>1</sup>.

С породами осадочного комплекса перемежаются широко распространенные по площади зеленокаменные породы. Среди них можно выделить несколько разновидностей. С толщей филлитов тесно связаны альбито-хлоритовые, актинолито-хлоритовые и альбито-карбонатно-хлоритовые сланцы, широко распространенные и дислоцированные согласно с филлитами. Это серовато-зеленые сланцеватые, иногда тонкопльчатые породы, в которых можно встретить реликты офитовой структуры. Они в некоторых случаях имеют постепенные переходы с метаманделштейнами, что указывает на их происхождение за счет эффузивных диабазов или их туфов, частично за счет межпластовых интрузий. Стратиграфическое положение этих пород определяется условиями их залегания среди толщи филлитов, в ядре вышеописанной синклинали складки.

<sup>1</sup> Приводимые здесь, так же как и в описании других участков свиты, данные о мощности ориентировочны и, по-видимому, преувеличены (Прим. ред.).



Широкое развитие таких же метаморфизованных эффузивных зеленокаменных пород имеет место и к югу от полосы карбонатных пород, в более низких стратиграфических горизонтах осадочных пород. Эффузивы резко преобладают над осадочными породами. Чередование их с осадочными породами указывает на многократное проявление вулканической деятельности в процессе накопления толщ осадочных пород.

Среди эффузивных образований свиты на описываемом участке распространены следующие разновидности.

Диабазовые и порфиритовые метамандельштейны тесно связаны с вышеописанными хлоритовыми сланцами, от которых они внешне отличаются массивным сложением и миндалекаменной текстурой. Они дают постепенные переходы к диабазам без миндалекаменной текстуры, что указывает на то, что метамандельштейны представляют собой верхнюю пузыристую зону лавовых потоков или приконтактовые части пластовых интрузий. Эти породы наиболее развиты в районе р. Умбы. Они тонкозернисты, массивны, зеленовато-серого цвета. Миндалины правильной или округлой формы достигают 1,5 см в поперечнике и выполнены альбитом, актинолитом, хлоритом, эпидотом, кальцитом.

Вблизи Хибинского массива развиты различные эффузивные метадиабазы, вариолиты, шаровые лавы, составляющие единый вулканогенный комплекс и сопровождающиеся туфогенными образованиями. Этот комплекс имеет небольшое распространение к югу от Хибинского массива; главная область его развития находится к западу от этого массива, на западном Иокостровском полуострове (между губой Щучьей и Белой губой) и на близлежащих островах Высоком и Петушьем на оз. Имандра.

Метадиабазы имеют серо-зеленую окраску. Среди них встречаются как массивные, так и осланцованные разности. Сланцеватость в обнажениях по руслам рр. Расвумйок и Ловчорйок падает на юг и юго-запад под углом 50—65°, т. е. в сторону от Хибинского массива, далее к югу угол падения увеличивается и у Зеленой вараки падение делается обратным, т. е. намечается синклинальная складка, южное крыло которой срезано тектоническим разрывом, проходящим в образованиях свиты имандра-варзуга от р. Умбы к западу. В ядре этой синклинали появляются более молодые метапорфириты и туфобрекчии, незначительно распространенные к югу от Хибинского массива. Более широко эти породы развиты к востоку от р. Умбы. Такое их распространение связано с погружением на восток оси синклинали, а следовательно, с более широким развитием пород, слагающих ядро складки.

Туфы и туфобрекчии отличаются от метапорфиритов и метадиабазов большей частью лишь под микроскопом.

В зонах тектонических нарушений метадиабазы рассланцованы и превращены в эпидото-альбито-актинолитовые сланцы.

Шаровые лавы и вариолиты на восточном берегу оз. Имандры впервые были отмечены А. А. Полкановым в 1923 г., а позднее описаны Е. Н. Егоровой (1935 г.) и И. С. Ожинским (1935). По данным этих исследователей, шары сильно деформированы, уплощены и сцементированы туфовым цементом. Размеры их изменяются от 10 см до 3 м. В шаровых лавах встречаются туфовые прослои до 30 см мощности, кремнистые и альбитовые прожилки. Иногда в результате процессов автотоморфизма появляется турмалин. Периферические оторочки шаров сохраняют реликты вариолитовой и миндалекаменной структур. Вариолиты состоят из эпидот-цоизитовых минералов с примесью актинолита; основ-

ная масса, включающая вариолы, представлена преимущественно актинолитом.

Сходные с описанными вариолиты развиты на востоке Иокостровского п-ова (Н. И. Соустов); в них наблюдаются реликты вариолитовой структуры, но нет шарового сложения.

Заканчивая описание Прихибинского участка, необходимо отметить, что значительная группа пород, главным образом серицито-кварцевые, хлоритовые сланцы и альбитофиры, обнаруживает сходство с нижнепротерозойским комплексом соседнего Мончегорского участка и в свое время сопоставлялась с ним Н. И. Соустовым (1940). Это сходство еще более усиливается вследствие наличия здесь кислых эффузивов, как известно весьма характерных для нижнего протерозоя Карельской АССР, а также для других участков развития нижнего протерозоя в Мурманской области.

Б. В. Губачев (1949 г.) находит возможным здесь проводить разделение протерозойских образований свиты имандра-варзуга на две разновозрастные группы. При этом к нижнему протерозою он относит большую часть вышеописанных метаморфизованных осадочных пород и зеленочаменных сланцев, слагающих южную часть данного участка свиты. Северную часть, образованную главным образом диабазовыми породами, он относит к верхнему протерозою. Поскольку для точного выделения на геологической карте разновозрастных образований требуются специальные исследования, на прилагаемой к данному тому карте такое расчленение пока не дано.

#### Центральный участок

Центральный участок свиты располагается к востоку от р. Умбы, занимая верховья и среднее течение рр. Паны и Варзуги. Он сложен главным образом измененными основными эффузивами, туфобрекчиями и туфами и в значительно меньшем количестве метаморфизованными осадочными породами; вулканогенно-осадочная толща собрана в складки и прорвана различными интрузиями.

Геологическое строение и тектоника данного участка сложны и недостаточно выяснены; это объясняется характером местности, представляющей собой заболоченную равнину с небольшими возвышенностями и редкими обнажениями.

Изучение условий залегания на отдельных более или менее обнаженных участках позволяет установить, что вулканогенно-осадочный комплекс пород собран в мелкие складки северо-западного простирания. В целом комплекс пород образует синклинорий, усложненный мелкими складками и разрывами.

Все породы Центрального участка интенсивно рассланцованы. Простирание сланцеватости, как правило, не совпадает с простиранием пластов. Для сланцеватости характерно постоянное северо-западное простирание с однообразным падением к юго-западу от средних до крутых углов. В то же время простирание пластов, собранных в мелкие складки, меняется. В замках складок сланцеватость и слоистость взаимно перпендикулярны.

Крупное нарушение отделяет на юге архейские гнейсы от пород свиты имандра-варзуга. Последние вдоль линии контакта всюду имеют южное падение (под гнейсы). В зоне контакта П. В. Соколов наблюдал пояса дробления и милонитизации и на основании этого, учитывая усло-

вия залегания, сделал заключение о надвиге древних гнейсов на породы свиты имандра-варзуга с юга на север.

В пределах Центрального участка свита имандра-варзуга ограничена с севера интрузиями основных пород Панских тундр, гранитами архея, щелочными гранитами и породами свиты кейв, а с юга — гнейсами архея. Контакт с последними, по данным П. В. Соколова (1935, 1939 гг.), как уже отмечалось, по-видимому, тектонический (по надвигу).

Соотношения между свитой имандра-варзуга и породами свиты кейв в верховьях р. Стрельны и в районе оз. Пурнача имеют предположительно тектонический характер. Исключительно плохая обнаженность зоны контакта является большим препятствием к его изучению, и поэтому вопрос об истинных соотношениях свит еще не решен. Указанием на возможный тектонический характер контакта этих свит служит различное направление тектонических движений; в свите кейв отчетливо наблюдается направление тектонических движений с северо-востока на юго-запад, в то время как для свиты имандра-варзуга характерны движения, направленные с юго-востока на северо-запад.

Контакт между свитой имандра-варзуга и щелочными гранитами предположительно интрузивный. По данным П. В. Соколова и В. И. Шмыгалева, контактное воздействие микроклиновых гранитов выразилось в образовании мраморов, тремолито-диопсидо-кальцитовых пород, амфиболитов, слюдяных и слюдяно-гранатовых сланцев и т. д. за счет пород свиты имандра-варзуга.

Поскольку для Центрального участка развития свиты еще нельзя составить сводный разрез, ниже приводятся разрезы для отдельных его частей.

Большая часть площади на участке от р. Умбы до р. Паны сложена различными зеленокаменными породами, из которых наибольшим распространением пользуются метапорфириты, эпидотовые и кварцевые мандельштейны, метадиабазы и хлоритовые сланцы. Среди уралитизированных авгитовых метапорфиритов на горах Негдепахк, Сейдпахк и на р. Умбе были встречены туфобрекчии. Измененные осадочные породы присутствуют в подчиненном количестве. На р. Умбе, по данным Н. И. Соустова (1940), известны пласты известняков и доломитов среди эпидотовых мандельштейнов. Там же, на контакте свиты с вмещающими породами, встречены слюдяные сланцы, а между эпидотовыми мандельштейнами и хлоритовыми сланцами наблюдались филлиты черного цвета. Эффузивы перемежаются с осадочными породами. Для последних Н. И. Соустов (1940) дает следующий разрез (сверху вниз):

а) мелкочешуйчатые сланцы и филлиты с прослоями углистых сланцев — 1500—2000 м;

б) доломиты и известняки — 500 м;

в) слюдяные сланцы с прослоями кварцитов — 1000—1500 м.

Доломиты и известняки постепенно переходят в вышележащие сланцы и филлиты. Это выражается в том, что в верхних горизонтах известково-доломитовой толщи появляются пропластки сланцев, количество которых увеличивается по мере приближения к толще сланцев и филлитов.

Указанные толщи осадочных пород отделяются друг от друга эффузивными диабазами, превращенными в результате процессов метаморфизма в метапорфириты, метамандельштейны и метадиабазы. Среди эффузивов встречаются очень тонкие, быстро выклинивающиеся пласты осадочных образований. Геологические взаимоотношения между выше-

перечисленными типами эффузивов точно не установлены, так как они обычно наблюдались в виде отдельных изолированных друг от друга обнажений. По-видимому, эффузивы являются покровами, излияния которых чередовались с осадкообразованием, чем и объясняется неоднократная перемежаемость осадочных и эффузивных пород.

В данной вулканогенно-осадочной толще встречаются дайки, штоки и пластовые тела метагаббро, метапироксенитов, альбитофириров и тела сильно измененных ультраосновных пород. Все породы сильно рассланцованы. Простираение сланцеватости преимущественно северо-западное, с падением как к северо-востоку, так и юго-западу под углами от 60 до 80° и, реже, менее крутыми.

Территория между рр. Паной и Варзугой и несколько далее на юго-восток, по направлению к р. Сосновке, по данным П. В. Соколова (1934 г., 1936 г.), сложена в основном также метаморфизованными основными эффузивами, которые переслаиваются с осадочными породами. Последние имеют меньшее распространение. В геологическом разрезе, составленном по р. Варзуге, П. В. Соколов выделяет две группы пород. Нижняя группа слагает центральную и северную части площади и представлена спилитами, метапорфиритами, метамандельштейнами, метаморфизованными туфобрекчиями и туфогенными породами. Осадочные породы здесь имеют подчиненное значение.

Верхняя группа слагает южную часть района и обнажается в среднем течении р. Варзуги. Здесь наблюдаются (снизу вверх) следующие образования:

1) метаморфизованные основные эффузивы: диабазы, порфириты, мандельштейны, чередующиеся со слоями вулканических брекчий, туфов, туффитов и карбонатных пород;

2) мергелистые известняки и мраморовидные доломиты с рифообразующими водорослями из группы *Stromatolithes*;

3) филлиты, туфы и аггломераты;

4) вулканические брекчии, туфы и сланцы, переслаивающиеся с эффузивами;

5) туфы, филлиты и туфогенные сланцы, переслаивающиеся с эффузивами, сменяющиеся тонкослоистыми туффитами;

6) пестрые мергелистые известняки, мощность не менее 45—50 м;

7) мраморовидные доломиты, в средней части содержащие остатки водорослей *Osagia Polare Vol.* и рифообразующих водорослей из группы *Stromatolithes (Collenia Cotangia Masl.)*.

Наблюдается замещение доломитов вторичным кварцем; в нижней части появляются пропластки пестрых мергелистых доломитов и сланцев; мощность не менее 140—170 м;

8) хлоритовые, серицитовые, слюдяные актинолитовые сланцы, графитистые филлиты с пиритом и пирротином, переслаивающиеся с мандельштейнами и метадиабазами.

Мощность верхней группы пород, по П. В. Соколову, несколько тысяч метров.

Приведенные данные позволяют говорить о широком распространении эффузивов среди нижней группы, в то время как в верхней группе большое значение имеют осадочные породы.

Кроме этих двух групп, П. В. Соколовым (1936 г.) выделяется третья группа, развитая к югу от среднего течения р. Варзуги и, как предполагает этот исследователь, надвинутая с юга на вышеописанные породы. В этой группе пород он выделяет серицитовые, хлоритовые, слю-

дяные, слюдяно-гранатовые и амфиболовые сланцы с прослоями аркозов и известняков, переслаивающихся с диабазами. Породы этой группы прорываются и изменяются гранитами.

Общая стратиграфическая последовательность пород свиты имандра-варзуга на этом участке, установленная в результате работ Н. И. Соустова, П. В. Соколова, а в последнее время А. А. Вейхера и Н. Малича в бассейне рр. Варзуги и Паны, может быть дана в виде следующей схемы (снизу вверх)<sup>1</sup>:

1) в основании свиты залегают основные эффузивы (спилиты), среди которых можно выделить метадиабазы и метапорфириты; среди эффузивов встречаются пропластки туфов;

2) горизонт туфобрекчий мощностью до 70 м;

3) толща метадиабазов с пропластками туфов и сланцев;

4) горизонты туфоидных сланцев с прослоями диабазов и темных филлитовых сланцев;

5) горизонт известняков и доломитов (р. Варзуга), мощность которого доходит до 200 м; в нем П. В. Соколовым были найдены остатки рифообразующих водорослей из группы *Stromatolithes*;

6) мелкозернистые зеленые серицито-кварцевые сланцы с пропластками эффузивов (р. Пана), падающие под образования архея.

Вся свита (1—6) отделяется зоной милонитов от расположенной южнее третьей группы пород.

Более молодыми, чем вышеописанная эффузивно-осадочная свита, являются диабазы, развитые по р. Ильме и занимающие здесь довольно значительную площадь (Вейхер, 1951 г.). Им приписывается интрузивное происхождение; по-видимому, они представляют собой пластовую интрузию, внедрившуюся в осадочные породы.

Вулканогенно-осадочная свита рассматриваемого участка прорвана также узкими телами габбро-диабазов. Эти тела приурочены к горизонтам метадиабазовых пород и вытянуты в северо-западном направлении, согласно со сланцеватостью метадиабазов.

Еще более молодыми породами являются ультраосновные интрузии, прорывающие в разных местах породы свиты имандра-варзуга.

Несколько особняком стоит серия пород р. Роуксы (к юго-западу от р. Паны); здесь обнажаются, судя по элементам залегания и по аналогии с разрезами вышеописанных участков, наиболее нижние горизонты свиты, для которых устанавливается следующая стратиграфическая последовательность (снизу вверх):

1. Биотито-кварцевые сланцы, мощность не установлена.

2. Карбонатно-хлоритовые сланцы, мощность около 100 м.

3. Известняки, мощность около 40 м.

4. Серицито-карбонатные сланцы, мощность около 100 м.

5. Графитизированные черные сланцы.

6. Кварциты. Мощность 5 и 6-го горизонтов около 200 м.

Основание пород этой серии неизвестно. Перекрываются они, по-видимому, серией пород, развитых в бассейне рр. Варзуги и Паны<sup>2</sup>.

<sup>1</sup> Эта сводная схема является условной, поскольку она составлена по далеко расположенным друг от друга разрезам. Последние же составлены по редким обнажениям и не могут поэтому являться вполне доказанными (*Прим. ред.*).

<sup>2</sup> Вышеприведенные данные по характеристике стратиграфического разреза являются далеко не полными и, как отмечалось выше, предварительными.

В пределах описываемого участка распространения свиты имандра-варзуга в настоящее время нельзя дать ее расчленения на разновозрастные группы пород, хотя возможность наличия их здесь, как и в других участках, не исключена.

Осадочные и вулканогенные породы Центрального участка характеризуются следующими особенностями литологического состава.

Туфобрекчия состоит из обломков диабазов и плотных диабазовых туффов размером до 15 см, обычно угловатой формы, хотя встречаются и округлые обломки. Наряду с крупными обломками присутствует мелкообломочный туффитовый материал, среди которого различимы обломки эффузивов и осадочных пород. Цементом служит частью туфогенный материал, частью эффузивный, состоящий из биотита, карбоната и кварца или из актинолита, эпидота и кварца.

Туфосланцы встречены на р. Пасынок (приток р. Паны) и на р. Варзуге. Они тонкослоисты, черного цвета. Иногда в них наблюдается косая слоистость и быстрое выклинивание отдельных слоев, указывающие на отложение в прибрежных частях моря.

Среди разнообразных сланцев описываемого участка свиты имандра-варзуга можно выделить следующие разновидности:

1. Биотито-кварцевые сланцы р. Роуксы, мелкозернистые, серые, иногда с хорошо выраженной слоистостью. Местами они секутся многочисленными кварцевыми жилками.

2. Карбонатно-хлоритовые сланцы р. Роуксы, серо-зеленые, с ясной сланцеватостью. В состав их входят главным образом хлорит и кварц, в меньшем количестве кальцит, пирит, магнетит.

3. Хлоритовые и хлорито-мусковитовые сланцы, темно-зеленые и серо-зеленые, состоящие главным образом из хлорита; второстепенное значение имеют мусковит, кварц, альбит, титаномагнетит и пирит.

4. Слюдяные сланцы, серые и светло-серые, состоящие из биотита, серицита, кварца с примесью хлорита и граната. Встречаются апатит, турмалин. Текстура плейчатая, сланцеватость совпадает со слоистостью.

5. Актинолитово-кварцевые сланцы, темные, состоящие из актинолита, кварца и магнетита с примесью апатита, сфена, эпидота.

6. Тонкозернистые филлиты, наблюдавшиеся в виде прослоев среди доломитов, известняков и в сланцевых горизонтах; розовые, светло-зеленые, светло-серые, серо-лиловые, состоящие главным образом из серицита с примесью хлорита, очень тонковолокнистого актинолита, кварца и пирита. Встречаются также тонкие призмочки турмалина, рутил, циркон.

Кварциты встречаются довольно редко: они наблюдались на р. Роуксе и в виде пропластков среди серицито-кварцевых сланцев на р. Варзуге. Это плотные мелкозернистые породы светло-серого цвета, состоящие почти исключительно из кварца. В виде примеси в них можно встретить биотит, хлорит, серицит, карбонат, магнетит. Кварц обладает резким волнистым погасанием. Цементов мало, он состоит из серицита, хлорита или карбоната.

---

Так, в частности, исходя из особенностей состава и условий залегания, а также учитывая соотношения комплексов пород с гранитами, представляется вероятным выделение в качестве пород нижней группы серии сланцев, развитых на р. Роуксе, а также к югу от среднего течения р. Варзуги (третья, надвинутая по П. В. Соколову, группа пород). Вероятно, при будущих исследованиях толщу пород, развитую по южной окраине площади распространения свиты имандра-варзуга, между р. Стрельной на востоке и оз. Полисарским на западе, можно будет более точно выделить в качестве нижнепротерозойских образований, а расположенную севернее толщу вулканогенных и терригенно-карбонатных пород между рр. Паной и Варзугой в качестве верхнепротерозойских образований (*Прим. ред.*).

Карбонатные породы представлены известняками и доломитами белого, светло-серого, темно-серого цвета. Они развиты на рр. Роуксе и Пане, на р. Варзуге и ее притоках Кичесаре, Юзии и Тювереньге.

Карбонатные породы на р. Роуксе представлены доломитизированными известняками, образующими линзовидные тела северо-западного простирания с падением на северо-восток под углом 20—30°. Местами они расщеплены или окварцованы и секутся серией кварцевых жил. В этих доломитизированных известняках обнаружены органические остатки в виде ветвистых узоров лапчатой формы, сходные с образованиями в породах р. Варзуги, обнаруженными П. В. Соколовым. Содержание MgO в породах 15—18%.

Карбонатные породы на р. Пане имеют широтное простирание и южное падение под углом 35—45°. Они слагают единую толщу без каких-либо прослоев, состоящую из доломитовых известняков с содержанием MgO от 16,5 до 21,5%. П. В. Соколовым (1939) здесь были найдены остатки, принадлежащие роду *Newlandia*.

В состав карбонатных пород р. Паны входят обычно доломит и кальцит в почти равном количестве, кварц до 10% и мусковит в незначительном количестве.

Карбонатные породы рр. Варзуги и Кичесары представлены доломитами, известняками, мергелистыми и доломитовыми известняками, имеющими значительную мощность (около 200 м). Окраска их разнообразна: белая, серая, розовая, сиреневая, шоколадная; текстура массивная; иногда видна слоистость. Содержание MgO очень изменчиво: встречаются слабо магнезиальные известняки и почти чистые доломиты.

В доломитах правого берега Тювереньги П. В. Соколовым были найдены реликты водорослей концентрической формы, принадлежащие роду *Osagia*, известному до сих пор только в палеозое; этот новый вид был назван *Osagia Polare Vol.*

В доломитах близ устья р. Кичесары была обнаружена водоросль *Collenia Cotangia* Masl., описанная Масловым из докембрия Сибири. Род *Collenia* известен от протерозоя до силура включительно.

В темно-серых так называемых битуминозных доломитах были найдены остатки рифообразующих сине-зеленых водорослей группы *Stromatolithes*.

В пределах описываемого участка выделяются следующие петрографические разновидности: диабазы, мандельштейны, порфириды. Они связаны между собой переходами и, по-видимому, являются не разновозрастными образованиями, а фаціальными разновидностями мощных покровов. Минеральный состав этих пород почти одинаков; отличием порфиритов служит наличие в них порфирических выделений, отсутствующих в диабазах. Для мандельштейнов характерно присутствие большего или меньшего количества миндалин. Они встречаются и среди порфирических и среди афировых пород. Указанные разновидности соответствуют верхней и в меньшей степени нижней поверхности мощных покровов и потоков.

Излияния эффузивов, сопровождавшиеся выбросом рыхлых продуктов, происходили многократно, чередуясь с эпохами седиментации, во время которых отлагались песчаные, углисто-глинистые и карбонатные осадки.

Диабазы — плотные, темноокрашенные породы с зеленым оттенком. Под микроскопом в них ясно различима первичная структура офитового типа. Главными минералами являются альбитизированный плагиоклаз, содержащий обильные мелкие зерна эпидот-цоизитовых минералов, и

актинолитовый амфибол волокнистого сложения. Обычен также лейкоксен по ильмениту. Значительно развит хлорит, встречаются кварц, эпидот, иногда в значительном количестве.

Порфириты принадлежат большей частью к группе плагиоклазовых. Вкрапленники представлены альбитизированным плагиоклазом или уралитизированным пироксеном (горы Негдепахк, Сейдпахк, р. Умба). Основная масса породы состоит главным образом из игольчатого актинолита и эпидота с примесью альбита и мелких рудных зернышек.

Мандельштейны отличаются от описанных двух разновидностей присутствием миндалин, количество которых очень непостоянно. Форма их округлая или эллипсоидальная, реже ветвистая, размеры от микроскопических до 2 см. Миндалины обычно заполнены кварцем, кальцитом, эпидотом, хлоритом и альбитом в разных сочетаниях.

От описанных осланцованных основных эффузивов отличаются метадиабазы горы Ильма (бассейн р. Варзуги). Это — массивные плотные мелкозернистые породы более меланократового облика. В них нередки реликты офитовой и пойкилитовой структур. Возможно, что эти породы являются интрузивными, внедрившимися в осадки свиты имандра-варзуга в виде пластовой интрузии.

Для всех диабазовых пород этой части свиты характерно широкое развитие альбита, актинолита, эпидота и цоизита, в меньшем количестве хлорита и лейкоксена, что указывает на их принадлежность к актинолитохлоритовой метаморфической фации.

#### Восточный участок

Этот участок очень плохо обнажен и почти совершенно не изучен<sup>1</sup>. П. В. Соколовым (1932 г., 1934 г.) в верховьях р. Стрельны и верхней половине бассейна р. Пурнача были встречены отдельные обнажения осадочных и вулканогенных пород широтного простирания, падающих на север. Эти породы представлены кварцитами, диабазами, мандельштейнами, туфами. Состав диабазовых пород обычный для свиты имандра-варзуга. Осадочные породы представлены аркозами, кварцитами, известковыми кварцитами, амфиболо-кварцевыми сланцами.

К юго-западу от устья рч. Вилмуай были также встречены и кислые эффузивы, залегающие согласно с вмещающими породами (Соколов, 1934 г.). Они сохранили реликты порфировой структуры с вкрапленниками альбита, часто шахматной структуры. В основной мелкозернистой массе присутствуют плагиоклаз (альбитизированный), цоизит и кварц. По составу порода близка к кератофирмам. А. А. Полканов назвал ее базокварцевым порфиром.

Наиболее восточное окончание свиты имандра-варзуга исследовал А. М. Шукевич (1934 г.). В районе оз. Бабьего и верховьях р. Пулоньги

<sup>1</sup> За время, прошедшее после окончания составления тома до его издания, восточная часть площади распространения пород свиты имандра-варзуга была заново закартирована Н. А. Островской. В результате этой съемки ею установлено, что в основании толщи переслаивания кварцитов и диабазов, составляющей собственно свиту имандра-варзуга, развита толща мелкозернистых биотитовых гнейсов с амфиболовыми сланцами, сходных с таковыми же свиты кейв. Н. А. Островской установлено, что между гнейсами и породами свиты имандра-варзуга залегает толща конгломератов, содержащая гальки этих гнейсов. Сходные породы были обнаружены также на южной окраине центрального участка. На карте эти породы условно отнесены вместе со сланцами р. Роуксы к протерозою (*Прим. ред.*).



породы свиты наблюдаются в виде отдельных небольших обнажений среди четвертичных отложений. Породы представлены измененными эффузивными и осадочными образованиями: амфиболовыми сланцами, амфиболитами, метамандельштейнами и хлорито-роговообманковыми сланцами (измененными ультраосновными породами). Для всех этих пород господствующим является северо-западное простирание сланцеватости с падением как на северо-восток, так и на юго-запад. Все породы значительно изменены и принадлежат к амфиболитовой метаморфической фации.

Амфиболовые сланцы А. М. Шукевич считает метаморфизованными осадками. Они состоят из пойкилобластов густо окрашенной коричнево-зеленой или сине-зеленой роговой обманки и более мелкозернистых кварца и микроклина с примесью биотита, сфена и эпидота или же из тонких иголочек бледно-зеленой роговой обманки, ориентированной в одном направлении и переслаивающейся с удлинненными зернами кварца и альбит-олигоклаза. Обычно в значительном количестве присутствует и биотит. Среди амфиболовых сланцев встречаются лейкократовые полосы, обедненные амфиболом и состоящие главным образом из альбит-олигоклаза и кварца.

Амфиболиты часто имеют гранобластическую и порфиробластическую структуры. Их состав определяется темно-зеленой или сине-зеленой роговой обманкой и альбит-олигоклазом или олигоклаз-андезином с примесью кварца, сфена, цоизита, биотита. В амфиболитах была встречена незначительная вкрапленность сульфидов. А. М. Шукевич приписывает амфиболитам магматическое происхождение. Метамандельштейны имеют такой же состав, но содержат правильные эллиптические мандалины, выполненные кварцем.

Породы восточного окончания свиты имандра-варзуга обнаруживают большое сходство и по геологическому строению и по петрографическому составу с комплексом поной-качковка-снежница.

Рассмотренные породы Восточного участка свиты имандра-варзуга по своему литологическому составу соответствуют породам других участков распространения свиты, и в частности Прихибинского. В наиболее восточной части площади распространения свиты, в бассейне р. Пурнач, у оз. Долгого и в верховьях р. Пулоньги, встречаются более глубоко метаморфизованные разновидности, вероятно, более древних пород, появление которых здесь, видимо, указывает на глубокий эрозионный срез воздымающейся к востоку синклинальной структуры, образованной породами свиты.

Плохая обнаженность свиты на описываемом участке и недостаточная ее изученность не дают пока возможности составить представление о ее последовательном стратиграфическом разрезе.

Встреченные на этом участке аркозовые песчаники П. В. Соколов (1934 г.) рассматривает как базальные образования свиты и на этом основании предполагает, что микроклиновые граниты, развитые к северу от них, могли быть тем кристаллическим основанием, на котором отлагались породы свиты.

Далее на восток на некотором протяжении осадочно-эффузивные породы отсутствуют и на поверхности обнажаются архейские граниты. Только на побережье горла Белого моря, на р. Поной и в районе р. Снежницы снова встречаются осадочно-вулканогенные породы, обнаруживающие значительное литологическое сходство с подобными же породами Восточного участка свиты имандра-варзуга.

Заканчивая описание пород свиты имандра-варзуга необходимо подвести некоторые итоги.

Несмотря на крайне слабую изученность стратиграфического разреза свиты, все же, используя ряд признаков (особенности литологического состава сланцевого комплекса, степень метаморфизма этих пород, условия залегания, наличие в толще эффузивов и, наконец, прорывание пород сланцевого комплекса гранитами), можно говорить о наличии в ее составе двух разновозрастных групп пород, отделенных перерывом, документированным местами базальным конгломератом.

К нижней группе пород относятся метаморфизованные кислые и основные эффузивы и сланцы комплексов горы Арваренч, Вите-пова и Кислой губы. К этой же группе, вероятно, следует причислить метаморфизованные и прорванные гранитами вулканические и осадочные породы южной части свиты Центрального участка, прослеживающиеся от Полисарских озер до р. Стрельны и обрамляющие с юга площадь развития свиты имандра-варзуга. Вполне возможно, что большая часть амфиболитов, амфиболовых и хлоритовых сланцев, а также кварцевых порфиров Восточного участка относится к нижней группе пород. Вероятно, при будущих детальном исследовании к нижней группе пород будут отнесены комплексы сланцев осадочного и вулканического происхождения, развитые в южной части Прихибинского участка<sup>1</sup>.

К верхней группе пород можно отнести конгломераты Щучьей губы, часть пород и, в частности, кварциты Риж-губы, диабазы западного и восточного берега оз. Имандры, мощную толщу диабазовых эффузивов и терригенно-карбонатных пород, развитых в районе широкой части свиты на участке между рр. Умбой и Пáной и между рр. Пáной и Варзугой.

Нижняя группа пород может быть сопоставлена с нижнепротерозойскими образованиями Карельской АССР.

Верхняя группа сопоставима с верхнепротерозойскими (ятулийскими) образованиями Карельской АССР и Восточной Финляндии. Это сопоставление, основанное на известном литологическом сходстве разрезов, может быть подкреплено одинаковым стратиграфическим положением толщ, а также наличием как в той, так и в другой толщах среди карбонатных пород рифообразующих водорослей (*Collenia*).

Не исключена, однако, возможность параллелизации верхней группы пород свиты имандра-варзуга с литологически сходными толщами свиты печенга-кучин, относимой к нижнему палеозою и находящейся в таком же стратиграфическом соотношении с нижнепротерозойскими породами, как и верхняя группа пород свиты имандра-варзуга.

Установление действительного стратиграфического положения разных толщ свиты имандра-варзуга является делом будущих исследований.

### **Комплекс осадочно-вулканических пород участка рр. Поной—Качковка—Снежница**

Комплекс пород, получивший название комплекса поной-качковка-снежница (А. А. Полканов, 1936а), развит по побережью горла Белого моря между 40 и 42° восточной долготы и 66°30' и 67°30' северной ши-

<sup>1</sup> На прилагаемой геологической карте в пределах распространения пород свиты имандра-варзуга нижнепротерозойские образования выделены пока только на Мончегорском участке (*Прим. ред.*).

роты в виде двух разобщенных участков. Наиболее крупный и относительно лучше изученный участок расположен у устья р. Поной по побережью Белого моря и на трех близлежащих островах. Второй участок находится на р. Снежнице. Эти участки имеют одинаковое геологическое строение, и поэтому слагающие их породы объединяются в единый комплекс.

Описываемый комплекс пород представлен мощной толщей сланцеватых амфиболитов, переслаивающихся с серыми кварцитами, кварцево-серицитовыми, кварцево-роговообманковыми и карбонатными сланцами; встречаются конгломераты.

Наиболее изучен участок, расположенный у устья р. Поной. Преобладающим типом пород здесь являются метадиабазы, частью значительно измененные и превращенные в зеленые сланцы и сланцеватые амфиболиты (Моисеев, 1935 г.). Д. С. Белянкин и Н. П. Лупанова (1934) предполагают, что эти породы представляют собой амфиболизированные и хлоритизированные афаниты, мандельштейны, туфобрекчии. Амфиболиты имеют непостоянный состав, содержат биотит, сфен, эпидот, кальцит. Полевощпатовые амфиболиты, образовавшиеся за счет этих эффузивных пород, встречаются в виде ксенолитов среди микроклиновых гранитов, их прорывающих.

На контактах с гранитом основные породы переходят в биотитовые сланцы, иногда в мигматиты, широко развитые на левом берегу р. Поной.

Довольно разнообразные осадочные породы, встречающиеся в толще метаморфизованных диабазовых эффузивов, образуют пачки мощностью от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Они представлены кварцитами, кварцито-песчаниками, роговообманково-кварцевыми сланцами с карбонатом, хлоритовыми сланцами, конгломератами.

Так, например, согласно данным И. В. Моисеева (1935 г.), на берегу Белого моря у рч. Алдобина обнажаются две толщи кварцитов мощностью около 400 и 500 м. Кварциты содержат пропластки кварцево-серицитовых сланцев. Обе толщи разделяются метадиабазами мощностью около 100 м.

В губе Бакалде и на Трех Островах мощность толщи кварцитов составляет не менее 900 м, причем отмеченный выше метадиабазовый пласт здесь отсутствует.

Вблизи губы Гоголихи среди метадиабазов наблюдались роговообманково-кварцевые сланцы с карбонатом, образовавшиеся, по-видимому, за счет песчано-глинистых и частью известковистых пород.

Толща кварцитов здесь имеет отчетливо выраженное северо-восточное простирание с падением на юго-восток под углом 60—65°. На побережье губы Бакалды и на Трех Островах простирание толщи меняется на меридиональное и затем на северо-западное. Кварциты и метадиабазы здесь пересечены серией сбросов.

И. В. Моисеев рассматривает в целом структуру данного участка как складку (антиклинальную?) широтного простирания, осложненную складчатостью второго порядка и сбросами. По характеру простирания кварцитовой толщи в районе Трех Островов можно говорить о замыкании складки.

Стратиграфическая последовательность пород осадочно-эффузивной толщи точно не установлена, так как до последнего времени на площади ее распространения не проводилось сколько-нибудь детальных съемок.

Некоторое представление о стратиграфии толщи дает разрез, описанный И. В. Моисеевым по рч. Травяному — притоку р. Русинги, впадаю-

щей в горло Белого моря, севернее устья р. Поной. Здесь среди мощной толщи метаморфизованных диабазовых эффузивов залегает пачка осадочных пород, представленная конгломератами и сланцами, общей мощностью 55 м. Осадочные породы и рассланцованные эффузивы имеют северо-восточное простирание и падение на юго-восток под углом 60—65°.

С северо-запада на юго-восток по рч. Травянному, от его устья вверх по течению, И. В. Моисеевым дается следующий разрез (снизу вверх):

1. Измененные эффузивные диабазы, частью превращенные в порфиобластические амфиболиты. Мощность неизвестна.

2. Роговообманковые биотито-кварцевые сланцы зеленовато-серого цвета с плохо выраженной слоистостью 20 м.

3. Порфиобластические амфиболиты, представляющие собой метаморфизованные диабазы. Мощность их несколько метров.

4. Конгломерат. Галька представлена главным образом серым и розовато-серым массивным гранитом. Размеры ее от 10 до 45 см в диаметре. Значительно реже присутствует галька кварца и метадиабазов. Цемент конгломерата в нижних слоях представлен тонкослоистой ослабленной породой, состоящей из плагиоклаза, кварца, биотита и роговой обманки. Количество его в породе составляет 70—80%. Мощность 35 м.

В верхних слоях конгломерата преобладает в качестве цементирующей массы диабазовая брекчия и крупнозернистый туф с редкой гранитной галькой. Переход собственно конгломерата в туфобрекчию постепенный, и границу между ними провести нельзя.

И. В. Моисеев считает, что стратиграфически выше указанного конгломерата залегает мощная толща диабазов, перемежающихся с метаморфическими сланцами и кварцитами, мощность которых достигает 900 м.

Кроме описанного конгломерата, В. И. Рыцк (1932 г.) обнаружил подобные конгломераты, мощностью 20 м, в береговом обрыве близ устья р. Русиньги.

Приведенный разрез является по существу единственным более или менее детально изученным в пределах понойского участка. Из этого разреза следует, что толща осадочных и вулканогенных пород разделяется конгломератом на две, вероятно, разновозрастные группы. Нижняя из них может быть по своему стратиграфическому положению сопоставлена с комплексом пород Кислой губы, Вите полуострова и горы Арваренч Мончегорского участка, а также сланцеватыми амфиболитами свиты имандра-варзуга. Вышележащая толща кварцитов, метадиабазов и сланцев тогда может быть сопоставлена с верхней частью свиты имандра-варзуга, развитой на Центральном участке.

Известные в этом же районе в устье рч. Губного красные, почти не дислоцированные аркозовые песчаники ранее Д. С. Белянкиным и Н. П. Лупановой (1934) относились по возрасту к тем же образованиям, что и кварциты верхней группы пород понойского участка. Однако последующие исследователи (Рыцк, 1932 г., Моисеев, 1935 г.), учитывая их необычайное литологическое сходство с терскими песчаниками и пологое (почти горизонтальное) залегание, относили их к более молодой, терской свите красных песчаников.

Основание осадочно-вулканогенного комплекса пород на понойском участке неизвестно; установлен магматический контакт зеленокаменных эффузивных пород с окружающими их с запада, севера и юга микроклиновыми гранитами. Последние вызвали значительный метаморфизм

диабазовых пород, выражающийся в образовании инъекционных пород и амфиболитов.

Остается невыясненным вопрос, пересекают ли микроклиновые граниты обе разновозрастные группы осадочно-вулканогенных пород свиты имандра-варзуга, разделенные конгломератом, или только нижнюю из них.

И. В. Моисеев высказывает предположение, что граниты являются более молодыми, чем обе группы вышеописанных осадочно-вулканических пород.

В устье р. Снежницы, в поле широкого развития микроклиновых гранитов, на площади  $20 \text{ км}^2$  залегает толща сланцеватых амфиболитов, среди которых встречаются в виде прослоев осадочные породы (Никольская, 1934 г., Шукевич, 1934 г., Моисеев, 1935 г.). Микроклиновые граниты прорывают эту толщу.

Согласно Т. Л. Никольской, в основании эффузивной толщи в устье р. Снежницы залегают кварциты, переслаивающиеся с эффузивами. По данным И. В. Моисеева, кварциты имеют небольшую мощность (3—4 м) и образуют замок антиклинальной складки почти широтного простирания с падением крыльев к северо-востоку и к юго-востоку под углом  $40—45^\circ$ .

Комплекс сланцеватых амфиболитов, по мнению А. М. Шукевича (1934 г.), представляет собой толщу, в которой наряду с метаморфизованными диабазами с реликтами первичной магматической структуры присутствуют парасланцы, образовавшиеся в результате метаморфизма песчано-глинистых пород.

Породы комплекса пересекаются жилами тремолитовых и актинолитовых пород, которые возникли, по-видимому, за счет жильных пироксенитов и перидотитов.

Амфиболиты имеют выдержанное, в общем северо-западное простирание и падают на северо-восток под углом  $30—60^\circ$ .

Помимо вышеописанных метаморфизованных осадочно-вулканических пород устьев рр. Поноя и Снежницы, в этом же районе на р. Качковке В. И. Рыцком (1932 г.) были обнаружены рассланцованные в широтном направлении роговообманковые, кварцево-биотитовые и кварцево-полевошпатовые сланцы, вероятно также принадлежащие к тому же комплексу, что и породы, развитые южнее, в районе рч. Травяного и р. Снежницы. Эти сланцы рассматриваются как метаморфизованные осадочные породы. Выходы этих пород на р. Качковке детально еще не изучены.

\* \* \*

Рассмотренные метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы, развитые в пределах различных участков восточной части Кольского района, относимые к свите имандра-варзуга и комплексу поной-качковка-снежница, обладают общими чертами геологического строения, литологического состава и одинаковой степенью метаморфизма. Они слагают довольно сложный, но далеко еще недостаточно изученный синклиниорий, протягивающийся по простиранию выше, чем на  $340 \text{ км}$ .

В строении синклинория ясно выражено воздымание оси в его конечных частях и погружение на центральном участке. В соответствии с этим в наиболее приподнятых и глубоко размытых частях структуры (северо-западное и юго-восточное окончание синклинория) на современной поверхности выступают более древние геологические образования — ниж-

няя толща, или нижняя подсвита свиты имандра-варзуга, отделенная от верхней толщи (подсвиты) стратиграфическим перерывом и несогласием.

Нижняя подсвита обнажена как в западной части площади развития пород свиты (Вите п-ов, Кислая губа и гора Арваренч и, может быть, в других участках), так и на востоке (комплекс поной-качковка-снежница). Она прорвана альбитофирами и микроклиновыми гранитами. Породы этой подсвиты глубоко изменены (амфиболитовая фация) и обнаруживают явные следы метаморфизма в связи с гранитами. Как по литологии, так и по структурно-стратиграфическим соотношениям с вышележащей толщей, эти породы обнаруживают несомненное сходство с комплексом сланцеватых амфиболитов северо-западной части Кольского района и с так называемой докарельской (или нижнепротерозойской) толщей Карельской АССР.

До настоящего времени на Кольском п-ове неизвестны промышленные месторождения полезных ископаемых, связанных пространственно и генетически как с метаморфическими осадочно-вулканогенными породами нижней подсвиты, так и с прорывающими их интрузиями. Это отчасти, вероятно, объясняется отсутствием здесь детальных специальных исследований и плохой обнаженностью. Однако, по аналогии с подобными геологическими образованиями Карельской АССР, здесь не исключается возможность нахождения месторождений серного колчедана и, возможно, молибдена и других металлов в связи с гранитами, рвущими эту толщу.

Верхняя подсвита, или собственно свита имандра-варзуга, начинается базальным конгломератом. Она представлена кварцитами, доломитами и глинистыми сланцами (филлитами), многократно переслаивающимися с мощными покровами диабазов, туфами и туфобрекчиями, мощность которых во много раз превышает мощность осадочных пород.

Эта осадочно-вулканогенная толща, составляющая на Центральном участке основную по площади распространения группу пород синклинория, прорвана в ряде мест кварцевыми диабазами и габбро-диабазами, образующими пластовые тела. Кроме того, известны интрузии ультраосновных пород.

По литологическому составу пород, условиям залегания, характеру проявления магматизма и метаморфизма описанная толща во многом напоминает верхний протерозой (ятулий) Карельской АССР, а на Кольском п-ове — нижнепалеозойскую свиту печенга-кучин. Сходство с последней и наличие ультраосновных пород в свите имандра-варзуга уже давно обратило внимание исследователей, в свете относивших обе эти свиты к одной геологической формации протерозоя и считавших по аналогии с печенгской свитой имандра-варзуга, несомненно, интересной с точки зрения поисков в ней медно-никелевых сульфидных месторождений, связанных генетически с основными и ультраосновными интрузиями.

В отношении полезных ископаемых свита имандра-варзуга далеко еще не изучена, и основным препятствием к ее изучению является очень плохая обнаженность.

Среди филлитов Прихибинского участка имеются пирито-пирротиновые залежи. Возможно, что по аналогии с Карельской АССР это оруденение приурочено к породам нижней подсвиты.

Кварциты, благодаря высокому содержанию кремнекислоты (70—90%), разрабатываются открытым карьером на месторождении Риж-

губы (оз. Имандра). Помимо этого месторождения, кварциты с высоким содержанием кремнекислоты известны на Монче п-ове (гора Вурэчуай-венч). В других местах, где также известны мощные толщи кварцитов, последние для практических целей не изучались.

Карбонатные породы известны в ряде пунктов: на рр. Варзуга, Пана, Роукса, в районе ст. Титан, на полуостровах Монче и Вите на оз. Имандра и т. д. Наиболее крупными и лучше изученными являются: месторождение карбонатных пород близ ст. Титан Кировской железной дороги и месторождение слабо магнезиальных известняков на р. Варзуге. Первое из них разрабатывается открытым карьером.

Недостатками карбонатных пород, подчиненных свите имандра-варзуга, являются их значительная доломитизация, высокое содержание терригенного материала, дающего большой нерастворимый остаток (главным образом кварц), а также наличие тонких прослоев хлорито-кварцевых и карбонато-хлоритовых сланцев. Что касается медно-никелевых сульфидных месторождений то, кроме известных месторождений Монче-тундры, связанных с молодыми ультраосновными интрузиями, прорывающими породы свиты имандра-варзуга в ее наиболее северо-западной части, новых промышленных месторождений пока не обнаружено.

В отношении дальнейших перспектив поисков в этом направлении прежде всего заслуживают внимания крупные габбро-норитовые интрузии Федоровой тундры, где известно медно-никелевое рудопроявление.

Дальнейшие поиски основных и ультраосновных пород, с которыми может быть связано медно-никелевое оруденение, следует вести и на Центральном участке свиты имандра-варзуга, где известны выходы этих пород (например, на р. Пана и в междуречье Юзии и Варзуги), пока еще не изученных в отношении никеленосности<sup>1</sup>.

### *Свита Кейв*

Свита кейв, получившая свое наименование от водораздельной гряды Кейвы в центральной части Кольского п-ова, является одним из наиболее замечательных геологических образований Мурманской области. Свита образована терригенными глубоко метаморфизованными складчатыми толщами, имеющими западно-северо-западное простирание и представленными очень характерными тонкозернистыми гранато-биотитовыми и биотитовыми парагнейсами и весьма своеобразным комплексом высокоглиноземистых преимущественно кианитовых и ставролито-кианитовых сланцев. Комплекс сланцев составляет верхнюю часть разреза свиты.

Породами свиты кейв сложена обширная территория в средней части бассейна р. Поноя и Центральный водораздел между 67°00'—68°00' с. ш. и 35°30'—40°00' в. д. С запада на восток свита протягивается на расстояние около 200 км.

Западная часть свиты протягивается узкой (3—8 км) полосой, зажатой среди щелочных гранитов, вдоль Центрального водораздела Кольского п-ова, откуда берут начало рр. Поной, Курга, впадающая в Ловозеро, и Иоканьга. Восточнее с. Семиостровье площадь, сложенная породами свиты кейв, резко расширяется главным образом в южном направлении, охватывая область левых притоков р. Поноя, водораздела Поноя и Иоканьги и части верхних притоков последней. Породы свиты развиты

<sup>1</sup> Просмотр шлифов ультраосновных пород из коллекции Т. И. Амозовой, собранной ею в бассейне р. Паны, показал их полную петрографическую аналогию с печенгскими никеленосными серпентинизированными перидотитами. (*Прим. ред.*).

также южнее места впадения р. Лебяжьей в р. Поной и на водоразделе Поной с рр. Варзугой, Стрельной и Пурначем.

Северная граница свиты, в районе Кальмозера, проходит по северному берегу последнего и далее в восточно-юго-восточном направлении по правому берегу р. Иоканьги, а затем по левому берегу р. Выхчйок (правый приток р. Иоканьги), протягиваясь к истокам р. Ачи — левого притока р. Поной, откуда поворачивает к Поною, пересекая его ниже с. Каневки. Между Кальмозером и оз. Нырдьяр свита кейв граничит со свитой сланцев и гнейсов Поросозера, а далее на восток — с гнейсо-гранитами архея.

Южная граница свиты между с. Семиостровье и устьем р. Лебяжьей имеет грубоширотное направление. На этом протяжении свита кейв граничит с осадочно-вулканогенными породами свиты имандра-варзуга. Далее граница свиты круто поворачивает к северу, и, пересекая Поной, приобретает сначала восточно-юго-восточное, а затем восточно-северо-восточное направление.

Со свитой кейв тесно связаны прорывающие гнейсовый комплекс щелочные граниты, образующие большой сложной формы массив в среднем и верхнем течении р. Поной и несколько более мелких массивов, залегающих частью в гнейсо-гранитах архея. Щелочные граниты вызывают регионально проявленный метасоматоз гнейсов.

Для свиты кейв характерны многочисленные преимущественно пластовые интрузии основной магмы с дифференциацией от перидотитов и пироксенитов, имеющих подчиненное значение, через преобладающее габбро, до габбро-анортозитов. Интрузии последних приурочены преимущественно к северному тектоническому контакту свиты с гнейсо-гранитами архея. Все основные породы метаморфизованы и представлены различными типами амфиболитов.

Свита залегает главным образом среди гнейсо-гранитов архея, вероятно, подстилающих свиту и выступающих в ядрах крупных антиклиналей — в области правых притоков верхнего течения р. Поной и в междуречье Поной и его правого притока р. Пурнача.

Обширная площадь развития пород свиты кейв может быть подразделена на три части, различающиеся по геоморфологическим и геологическим особенностям: 1) Большие Кейвы, 2) Малые Кейвы и 3) Понойская депрессия.

Под Большими Кейвами понимается водораздельная гряда между рр. Поном и Иоканьгой, сложенная комплексом сланцев и протягивающаяся от Ефимозера на западе до с. Каневки на востоке и известная под названием возвышенности (или гряды) Кейвы.

Небольшая по протяженности и слабо выраженная в рельефе южная водораздельная гряда, расположенная между р. Поном на севере и рр. Варзугой и Стрельной на юге, не имеющая определенного названия и сложенная теми же кристаллическими сланцами, что и гряда Большие Кейвы, обозначается в настоящем томе как Малые Кейвы.

Обширная всхолмленная низина, расположенная между Малыми и Большими Кейвами, сложенная гнейсами свиты кейв, по которой протекает р. Поной; выделяется как Понойская депрессия.

Большие Кейвы разделяются на Центральный, Восточный и Западный участки.

Центральный участок, наибольший по площади, ограничен западным склоном тундры Серповидный хребет на западе и западным склоном тундры Нусса на востоке.



Восточный участок располагается в пределах тундр Нусса и Игийурта и охватывает всю восточную площадь распространения пород свиты, до ее окончания в районе устья р. Ачи.

Западный участок включает площадь распространения пород свиты кейв к западу от Серповидного хребта, до окончания свиты несколько западнее горы Тахлинтуайв.

В структурном и геологическом отношении Центральный и Восточный участки мало различаются между собой, и граница между ними до известной степени условна. Западный участок резко отличается по геологическому строению от двух других участков.

### Обзор исследований

Кристаллические сланцы рассматриваемой свиты были впервые отмечены А. А. Григорьевым (1932) на водораздельной гряде Кейвы между бассейнами рр. Поноя и Иоканьги, от которой позднее свита и получила свое наименование. Б. М. Куплетским и О. А. Воробьевой (1930) породы этой свиты были установлены в западной части гряды Кейвы на горе Тахлинтуайв. В этом же районе ими были обнаружены щелочные граниты.

Позднее, в процессе геологической съемки Кольского п-ова, в масштабе 1 : 1 000 000, было установлено, что площадь распространения пород свиты кейв и щелочных гранитов охватывает обширную область к востоку от меридиана оз. Сейявр (Ефимозеро) до с. Каневки на р. Поное и от водораздела рр. Поноя и Иоканьги на севере до водораздела р. Поноя с рр. Варзугой, Стрельной и Пурначем на юге (Соколов, 1934 г., 1935, 1939 гг.; Смирнов, 1933 г.; 1934 г.; Сверчков, 1934 г.; Никольская, 1934 г.).

Начало изучения свиты связано с поисками и разведкой слюдяных месторождений в западной части гряды Кейв, основанием чему послужило открытие В. И. Влодавцем в 1930 г. месторождений мусковита в верховьях р. Кульйок.

Работы поискового характера проводились Ленинградским геологическим управлением под руководством П. А. Борисова (Никольская, 1932 г., 1933 г., Вагапова, 1933 г., 1935, Харитонов, 1934 г.). Разведочные работы на Кулийокском месторождении слюды проводил трест Карелгранит. (Г. В. Холмов, Я. А. Луи и др.), при участии ЦНИГРИ (П. К. Григорьев и др.).

В результате поисковых работ было открыто и разведано несколько месторождений мусковита и впервые П. А. Борисовым обращено внимание на породообразующий минерал сланцев — кианит, как на возможное полезное ископаемое. Проведение общей съемки восточной части Кольского п-ова и составление первой обзорной геологической карты в масштабе 1 : 1 000 000 позволило П. В. Соколову (1935, 1939 гг.) наметить основные черты стратиграфии и тектоники свиты. На основании исследований центральной и восточной части гряды Кейв было установлено распространение кианитовых сланцев с высоким содержанием кианита на протяжении около 150 км от с. Каневки на востоке до с. Семиостровье на западе.

П. В. Соколовым (1936 г.) были рекомендованы для разведки два наиболее интересных месторождения: месторождение тундры Червурта в центральной части гряды Кейв и месторождение горы Манюк в восточной ее части.

Следующий этап исследований свиты кейв (1936—1940) связан с проблемой практического освоения кианитов и характеризуется целе-

устремленными работами, имевшими целью выявление месторождений с наиболее высоким содержанием кианита и потенциальных ресурсов Кейв в целом. Крупная роль в проведении этих работ принадлежит П. А. Борису, впервые обратившему внимание на необходимость изучения кианитовых сланцев, как сырья для высокоогнеупорных изделий и силумина.

Наиболее благоприятные данные были получены для месторождений Червурта и Манюк, представленных двумя различными типами руд: первое — сланцами с волокнистым и радиально-лучистым кианитом, второе — сланцами с параморфозами кианита по хиастолиту (Косой, 1936 г., Кумари, 1937 и Тюшов, 1938 г.).

В 1939 г. Н. И. Рябовым была начата разведка месторождения Червурта и поисковые работы в его окрестностях. Разведка установила, что месторождение Червурта обладает крупными запасами руд высокого качества.

В том же 1939 г. Н. П. Коряпиным была проведена предварительная разведка месторождения Манюк, также выявившая крупные запасы руд высокого качества.

Наряду с разведкой известных месторождений, уже с 1937 г., началась систематическая геологическая съемка полос кианитовых сланцев гряды Кейв.

Район гор Шууурты—Ягельурты—Кырпурты картировался в 1937 г. Ю. С. Неуструевым (1939 г.). Восточная часть Кейв от Шууурты до с. Каневки картировалась в 1938 г. и в 1939 г. Л. Я. Харитоновым (1938, 1939 гг.).

Геологическая съемка центральных Кейв производилась в 1939 г. П. В. Соколовым (1939 г.) и в 1940 г. С. Н. Немцовым (Соколов и Немцов, 1940 г.) и Т. Г. Туржиной (1940 г.) под руководством П. В. Соколова. Западное окончание свиты картировалось в 1940 г. А. В. Перевозчиковым (1941 г.) и К. О. Кратцем (1940 г.) под руководством Л. Я. Харитонova. При проведении геологической съемки в области развития сильно метаморфизованных пород докембрия была впервые применена методика пластового картирования, позволившая правильно понять стратиграфию и структуру пород свиты.

В результате геологической съемки были выявлены сложный петрографический состав и разрез комплекса кристаллических сланцев, выдержанность их горизонтов по простирацию, сложный характер метаморфизма, структура комплекса сланцев, что послужило надежной основой для дальнейших поисков и разведок.

Важнейшими результатами работ отдельных исследователей было следующее.

Ю. С. Неуструев (1937 г.) установил разрез сланцевого комплекса, определив его общую мощность цифрами порядка 800—1000 м, и впервые указал на наличие внутри комплекса сланцев движений, направленных с юга на север, а также на интрузивную природу пластовых тел амфиболитов, отметив для них эндоконтактные изменения и контактовое воздействие амфиболитов на вмещающие их сланцы. Он высказал соображения о возможной эффузивной природе кейвских гнейсов и рассматривал сланцы и гнейсы как две самостоятельные свиты.

Л. Я. Харитонов (1938, 1939, 1952 гг.) продолжил изучение стратиграфии и структуры свиты кейв. Им были установлены закономерная приуроченность сланцев с параморфозами кианита по хиастолиту только к северному крылу главной сланцевой синклинали кейв, надвиگی архея

на свиту кейв и интрузии в зонах надвигов метагаббро-анортозитов и микроклиновых порфиroidных гранитов, с которыми он связывает первую фазу метаморфизма свиты.

Щелочные граниты Л. Я. Харитонов, в отличие от всех других исследователей, рассматривал как постскладчатые на основании изменения ими даек основных пород, секущих складчатую структуру кейвских гнейсов.

В результате детального картирования сланцевой зоны центральной части Кейв (Соколов и Немцов, 1940 г., Туркина, 1940 г.) были установлены: полный разрез сланцевой толщи Кейв, мощность которого принималась около 1500 м, трансгрессивные соотношения между различными толщами внутри свиты, магматическая интрузивная природа пластовых тел амфиболитов и существенная роль связанного с ними контактового метаморфизма в генезисе некоторых разностей кианитовых сланцев, а также подтвержден сложный характер складчатой структуры, на который указывал еще Ю. С. Неуструев и который необходимо учитывать в процессе разведки месторождений.

Детальное картирование полосы сланцев позволило установить новый, третий тип промышленных кианитовых руд — сланцы с конкрециями кианита, так называемые конкреционные сланцы, приобретающие в настоящее время серьезное значение, — а также выявить ряд крупных месторождений исключительного по своему качеству мономинерального кварца.

Перечисленные работы подтвердили непрерывное залегание продуктивных горизонтов кианитовых сланцев на протяжении около 150 км. устойчивое содержание кианита, высокое качество руд и практически неограниченные запасы этого полезного ископаемого в кейвских месторождениях.

Этими работами, в основном, было закончено картирование наиболее интересной геологически и важной в практическом отношении северной части кейвской структуры — гряды Кейв и прилегающих к ней с севера и юга площадей.

Итоги изучения свиты по 1938 г. включительно были отражены в сборнике Большие Кейвы (Проблема кольских кианитов) под редакцией П. А. Борисова (Соколов, 1940; Харитонов, 1940; Тюшов, 1940), а также приведены в объяснительной записке к листу Q—37 (Архангельск) геологической карты СССР в масштабе 1 : 1 000 000 (Соколов и Кальберг, 1939).

Послевоенный этап исследований свиты Кейв характеризуется широким развитием геолого-поисково-съёмочных и разведочных работ на кианит.

Северо-западное геологическое управление в 1950 г. возобновляет разведку месторождений кианита на нескольких площадях (В. В. Носиков, А. Д. Хинейко и Т. Л. Голубева).

В разведку вовлекается третий тип кианитовых руд, открытый в 1940 г., — конкреционные кианитовые сланцы.

Детальная геологическая съёмка выявила ряд новых крупных месторождений кианита (Тяпыш-Манюк, Безымянная, Вальурта и др.). Большой объем горных работ и использование ранее применявшейся методики пластового картирования метаморфических сланцев позволили значительно детализировать и уточнить стратиграфический разрез сланцевого комплекса и его структуру.

Наряду с Северо-Западным управлением, в пределах распространения щелочных гранитов тематические исследования проводятся Кольским филиалом Академии наук.

Северная часть области распространения пород свиты кейв, включающая сланцевую зону гряды Кейв — Большие Кейвы, а также прилегающие с севера гнейсо-граниты (архей и более молодые), изучена наиболее детально. Остальная территория — депрессия р. Поноя, сложенная гнейсами, и южная зона — область водораздела Поноя с бассейнами рр. Варзуги, Стрельны и Пурнача, где также проявляется сланцевый комплекс, — Малые Кейвы, изучена недостаточно.

Терминология, применяемая к рассматриваемым образованиям, не может еще считаться твердо установленной. Содержание понятия «свита кейв» в первом приближении определилось к 1935 г; когда была закончена геологическая съемка Кольского полуострова в масштабе 1 : 1 000 000 (Соколов, 1935, 1939 гг.); свита рассматривалась как состоящая из двух комплексов.

Позднее П. В. Соколов выделил в комплексе сланцев четыре свиты (см. ниже), в связи с чем для свиты кейв в указанном понимании предложил наименование «формация кейв».

### Стратиграфия

В состав свиты кейв входят два резко различных по составу и практическому значению комплекса: комплекс гранато-биотитовых и биотитовых гнейсов, имеющий преобладающее распространение, и согласно залегающий на нем комплекс кианитовых, ставролито-кианитовых, ставролито-гранатовых, мусковитовых и двуслюдяных сланцев с карбонатсодержащими породами.

Значительным распространением, как среди гнейсов, так и среди сланцев пользуются амфиболиты.

Породами свиты кейв сложена огромная территория — около 5 500 км<sup>2</sup> — в средней части бассейна р. Поноя, в центре Кольского п-ова. Начинаясь на Центральном водоразделе в виде узкой синклинали шириною от 3 до 8 км, зажатой в щелочных гранитах, свита протягивается на 200 км в восточно-юго-восточном направлении до с. Каневки.

Уже вблизи с. Семиостровье, где заканчивается северная дуга щелочных гранитов, а щелочные граниты южной дуги отступают далеко к югу, полоса, сложенная породами свиты кейв, расширяется главным образом в южном направлении, достигая максимальной ширины (40 км) в районе р. Лебяжьей. Далее к востоку она вновь сужается, замыкаясь у с. Каневки.

Вторая, самостоятельная полоса развития пород свиты структурно приурочена к северной окраинной части полосы развития пород свиты имандра-варзуга. Она отделена от Больших Кейв площадью распространения кейвских гнейсов, а также архейских гнейсо-гранитов и щелочных гранитов, располагающихся в области Центрально-Кольской антиклинали.

Комплексом кианитовых и других сланцев, составляющих верхнюю часть разреза свиты, сложены синклиналильные структуры Больших и Малых Кейв. В пределах главной структуры Больших Кейв, расчленяющейся на отдельные складки, наблюдается постоянное залегание сланцев в синклиналях и гнейсов в антиклиналях.

Вся остальная территория — низина, примыкающая к северным склонам Больших Кейв, и часть депрессии р. Поноя, главным образом в области его левых притоков, сложена гнейсами.

#### Комплекс гнейсов

Основной площадью распространения гнейсов является левобережная часть Понойской депрессии — область левых притоков Поноя между с. Каневкой и Семиостровским погостом. Близ впадения в Поной р. Лебязьей гнейсы распространяются также на юг от Поноя, слагая водораздел между рр. Поноем и Пурначем. Другая полоса гнейсов протягивается севернее сланцевой гряды Больших Кейв на всем ее протяжении.

В Центральном и Восточном участках Больших Кейв гнейсы обнажаются также в ядрах антиклиналей — в глубоких долинах, врезанных до подножья гряды Больших Кейв.

Южнее р. Поноя гнейсы пользуются незначительным распространением. Здесь они, подстилая кристаллические сланцы гряды Малых Кейв, обнажаются в виде двух узких полос, окаймляющих сланцы.

Небольшая площадь развития гнейсов известна также в бассейне р. Тювинги, где они залегают среди микроклиновых гнейсо-гранитов архея.

Основание комплекса гнейсов не установлено. На большом протяжении они контактируют с гнейсо-гранитами архея и, что особенно интересно, последние в восточной половине площади распространения пород свиты обрамляют ее с севера, востока и юга. Если рассматривать свиту кейв вместе с прорывающими ее щелочными гранитами, то выясняется, что она залегают почти целиком среди образований архея и только на юге, на относительно небольшом протяжении, контактирует с протерозойскими образованиями свиты имандра-варзуга.

Такое положение свиты позволяет считать, что гнейсо-граниты архея являлись тем фундаментом, на котором отложилась мощная толща песчано-глинистых осадков, участвовавшая затем в складчатости вместе с архейским основанием и преобразованная в комплекс гранато-биотитовых и биотитовых гнейсов. С этой точки зрения (Соколов, 1934, 1935, 1939, 1940 гг.) можно считать, что свита слагает сложный синклиниорий, замыкающийся в районе с. Каневки, и ее первоначальные контакты с архейскими гнейсогранитами следует рассматривать как стратиграфические, но позднее в северной части осложненные разрывами с надвигами.

Участие архейского основания в складчатости свиты кейв обусловило появление гнейсо-гранитов архея в крупных антиклинальных структурах осевой части Кольского п-ова (Центрально-Кольский антиклинорий), где гнейсо-граниты имеют структурные элементы, сопряженные со структурными элементами пород свиты кейв.

Непосредственного налегания гнейсов свиты кейв на архейский фундамент нигде не наблюдалось вследствие плохой обнаженности контактовой зоны. Повсеместно устанавливается, что те и другие породы всюду залегают согласно-параллельно линии контакта при весьма крутом, почти вертикальном падении в северном и более пологом в юго-западном контакте.

Имеющиеся фактические данные по северному контакту показывают, что гнейсы свиты кейв в зоне контакта большей частью падают на север под гнейсо-граниты архея. Наблюдающиеся в районе оз. Вороньявр Верхний и в верховьях р. Ачи мощные (до 1 км) зоны бластомилонитов

в гнейсо-гранитах близ контакта их с гнейсами кейв и проявление здесь же интрузий метагаббро-анортозитов позволяют рассматривать контакт свиты кейв с породами архея в этом районе как тектонический (надвиг архея на свиту кейв).

Таков же характер зоны контакта архея со свитой кейв и западнее, в районе Кальмозера, с той лишь разницей, что породы свиты кейв отделяются здесь от пород архея узкой зоной гнейсов и сланцев свиты воронья-поросозеро, стратиграфическое положение которой остается еще не вполне ясным.

Взаимоотношения архея и свиты кейв близ с. Каневки (замыкание синклинория) детально не изучены. В восточной части южного контакта породы свиты кейв и гнейсо-граниты архея залегают также согласно с падением в северных румбах под углами  $25-30^\circ$ . Однако в среднем течении р. Пурнача, несколько южнее контакта, в своде антиклинали гнейсо-граниты обладают непостоянным по направлению пологим падением, не превышающим  $20-25^\circ$ . К югу от устья р. Лебязьей в области западного замыкания антиклинали, где контакт имеет меридиональное простирание, соотношения гнейсов свиты кейв с археем не установлены.

Наибольший интерес представляют соотношения свиты кейв с археем в районе оз. Песочного к югу от с. Краснощелья, где можно предполагать прямое налегание свиты кейв на гнейсо-граниты архея (Лазуткин, 1947 г.). Гнейсо-граниты архея, обнажающиеся здесь в замке антиклинальной структуры, и вышележащие гнейсы и сланцы свиты кейв имеют согласное залегание и полого ( $15-30^\circ$ ) падают к юго-востоку. Южнее Песочного озера — на водоразделе рр. Поноя и Варзуги — свита кейв приобретает широтное простирание, падая к югу под углом  $20-30^\circ$ .

Из приведенных данных следует, что соотношения гнейсов свиты кейв с археем являются частью тектоническими (Кальмозеро, верхнее течение р. Ачи, оз. Вороньявр Верхний), частью стратиграфическими, хотя непосредственного налегания кейвских гнейсов на гнейсо-граниты архея или слоев, которые можно было бы принимать за базальные, нигде не наблюдалось. Отсутствуют также какие бы то ни было признаки влияния окружающих свиту древних (относимых к архею) гнейсо-гранитов на породы свиты кейв. Это указывает на более молодой возраст свиты кейв по отношению к гнейсо-гранитам архея, которые должны рассматриваться как основание — фундамент свиты. Структура этого фундамента, по крайней мере в зонах, тяготеющих к свите кейв, является сопряженной с внутренней структурой последней.

Имеющие очень важное значение для выяснения стратиграфического положения свиты кейв ее соотношения со свитой имандра-варзуга еще слабо изучены вследствие плохой обнаженности полосы контакта обеих свит и отсутствия детальных исследований.

Породы свиты имандра-варзуга в районе р. Пурнач имеют вертикальное или крутое падение к северу, под гнейсо-граниты архея. Последние в полосе контакта обнажаются только в россыпях, а в удалении на несколько километров обнаруживают также крутое падение в северном направлении.

Севернее оз. Пурнач, в истоках р. Стрельны, осланцованные мандельштейны свиты имандра-варзуга, так же как и залегающие в нескольких сотнях метров севернее гнейсы свиты кейв, падают к северу под средними или крутыми углами. Среди мандельштейнов здесь встре-

чаются blastsмилониты кварцитов. Гнейсы Малых Кейв, обнажающиеся еще севернее, на водоразделе рр. Поноя и Стрельны, имеют весьма крутое, близкое к вертикальному, падение к югу.

Значительно западнее, в районе Кинемурских озер кианитовые сланцы Малых Кейв, простираясь в северо-западном ( $290^\circ$ ) направлении, падают к югу под свиту имандра-варзуга под углом  $45^\circ$ . В 10 км на запад кианитовые сланцы падают на юго-запад под углом  $20 - 35^\circ$ . Такое же падение имеют залегающие севернее мионитизированные (blastsмилониты) кератофиры. Аркозы и мандельштейны свиты имандра-варзуга в этом районе имеют резко отличное северо-восточное или северо-северо-восточное простирание и падение к северо-западу под средними до вертикальных углами.

Резко различное залегание аркозов и мандельштейнов, с одной стороны, и кианитовых сланцев и кератофиров, с другой стороны, наблюдающееся западнее Кинемурских озер, а также наличие blastsмилонитов по кератофирам и кварцитам дают основание рассматривать контакт свиты кейв и свиты имандра-варзуга как тектонический. Такой характер северного контакта свиты имандра-варзуга сохраняется, по-видимому, и далее к северо-западу, где к нему приурочены мощная полого падающая к юго-западу интрузия габбро-норитов Панских и Федоровой тундр, интрузия щелочных гранитов Белой тундры, а еще далее интрузия Хибины.

Косвенными данными, указывающими на тектонические соотношения между обеими свитами, является резкое различие состава, степени и характера метаморфизма пород той и другой свиты.

Приведенные данные позволяют считать, что обе свиты образовались не только в различных геологических условиях, но и, вероятно, в разное время<sup>1</sup>. Что касается взаимного стратиграфического положения, то прямые данные об этом отсутствуют.

Внедрение палеозойских щелочных интрузий в свиту имандра-варзуга (Хибины, щелочные граниты р. Стрельны) определялось расколами, интрузии сопровождаются ничтожными ареалами контактно измененных пород, указывающими на пассивное отношение среды к интрузиям.

Напротив, внедрение щелочных гранитов Кейв, образующих огромные согласные массивы, сопровождаемые широко развитыми зонами измененных метасоматозом пород комплекса гнейсов, могло происходить только в условиях активной среды: высокой подвижности вмещающих пород, которая могла иметь место только в случае одновременности складчатости и интрузий. Структурные соотношения гнейсов и щелочных гранитов в кейвской зоне определяются согласными контактами гранитов и сопряженностью их внутренней структуры со структурой вмещающей толщи гнейсов. Крупные массивы гранитов приурочены или к антиклиналям (среднее течение р. Поноя) и являются антиклиналь-плутонами, или

<sup>1</sup> Н. А. Островской (1953 г.) к югу от с. Каневки на тундре Патчерв установлено переслаивание гнейсов свиты кейв со сланцеватыми амфиболитами, по-видимому, лежащими на простирании сходных пород, развитых в устье р. Поноя. Если правильно сопоставление сланцеватых амфиболитов Патчерв тундры и устья Поноя с подобными же породами нижней подсвиты имандра-варзуга, то гнейсы свиты кейв возможно залегают стратиграфически выше сланцеватых амфиболитов нижнего протерозоя.

Наиболее веским аргументом в пользу более молодого возраста части пород свиты имандра-варзуга являются черты ее сходства со свитой печенга-кучин, относимой к нижнему палеозою, и возможности в дальнейшем выделения в ее составе отложений палеозоя. (Прим. ред.).

к контакту свиты кейв с архейскими образованиями (Западные Кейвы, массив р. Патчи) и в этом случае могут рассматриваться как крупные пограничные плутоны.

Опираясь на эти данные, П. В. Соколов (1934, 1935 гг.) рассматривал свиту кейв как более молодую по отношению к свите имандра-варзуга.

Установленные позднее (Соколов и Немцов, 1940 г.; Туркина и Седых, 1940 г.) контактовые изменения кианитовых сланцев под влиянием пластовых интрузий основных пород (в настоящее время представленных амфиболитами), предшествовавших щелочным гранитам, показывают, что с последними уверенно можно связывать только щелочной метасоматоз. Так как образование комплекса кианитовых и других сланцев происходило в условиях складчатости (см. ниже), внедрение щелочных гранитов можно предположительно связывать только с последним этапом формирования складчатой структуры Кейв.

Очевидно, в этих вопросах есть еще много неясного и разрешение их является задачей будущих исследований<sup>1</sup>.

В состав комплекса гнейсов входят гранато-биотитовые и биотитовые гнейсы, различающиеся только наличием или отсутствием граната.

Взаимоотношения гранато-биотитовых и биотитовых гнейсов не установлены. Предполагается, что обе разности переслаиваются между собой, не выделяясь в самостоятельные стратиграфические горизонты. Детальное картирование гряды Больших Кейв, захватившее только отдельные площади гнейсов, не позволило произвести их расчленения и подойти к выяснению их внутренней стратиграфии. Остаются невыясненными также мощность комплекса и структура сложной гнейсами площади. Невозможность стратиграфического расчленения гнейсов обусловлена как однородностью их состава и отсутствием маркирующих горизонтов, так и наложением широко развитых процессов щелочного метасоматоза, приводящих к глубокому изменению гнейсов и маскирующих первоначальные соотношения пород внутри комплекса. С несомненностью установлено только, что гнейсы залегают в основании комплекса кристаллических сланцев, занимая по отношению к нему более низкое стратиграфическое положение и не отделяясь от него угловым несогласием.

Разрешения вопроса о мощности комплекса гнейсов можно было бы ожидать в районе оз. Песочного, где наиболее вероятно, что контакт полого залегающих гнейсов с породами архея не осложнен разрывами. Залегание здесь гнейсов в виде сравнительно узкой полосы позволяет предполагать, что мощность их соизмерима с мощностью сланцевого комплекса (мощность последнего около 1300 м) и во всяком случае определяется первыми тысячами метров.

Широкое площадное распространение гнейсов к югу от сланцевой гряды Больших Кейв, по-видимому, следует объяснить сложноскладчатым их строением, обуславливающим многократное повторение на современной поверхности одних и тех же стратиграфических горизонтов.

Среди комплекса гнейсов преобладают гранато-биотитовые разновидности. Биотитовые гнейсы имеют ограниченное распространение.

<sup>1</sup> Поднимаемый автором вопрос о внедрении щелочных гранитов Кейв в процессе складчатости не является пока решенным.

Имеются данные в пользу того, что эти щелочные граниты внедрились после складчатости и представляют собой интрузии платформы, образовавшиеся в нижнем палеозое по расколам в уже складчатой толще пород свиты кейв (*Прим. ред.*).



Характерной особенностью гнейсов является тонкозернистое или мелкозернистое строение, отсутствие явлений мигматизации, светло-серая и, реже, темно-серая окраска, грубая пластовая отдельность, сравнительно легкое механическое выветривание, обусловленное их своеобразной структурой, а также удивительное постоянство состава, структуры и облика на всей площади распространения этих пород. Указанными особенностями гнейсы свиты кейв резко отличаются от гранато-биотитовых и биотитовых гнейсов архея, характеризующихся большей крупнозернистостью, разнообразием минерального состава, переслаиванием различных разновидностей и почти постоянно наблюдающейся послойной мигматизацией.

Текстура гнейсов обычно гнейсовидная, обусловленная параллельным расположением биотита, обнаруживающим на плоскостях гнейсовидности линейную ориентировку, близкую к направлению падения пород. Реже наблюдается массивная текстура. Характерными для некоторых разновидностей гнейсов являются удлиненные миндалевидные скопления, представленные биотитом и полевым шпатом.

Главными породообразующими минералами гнейсов являются кварц, плагиоклаз — олигоклаз, микроклин, биотит, в гранато-биотитовых гнейсах также гранат. Спорадически встречаются мусковит, вторичный хлорит, кальцит, эпидот, сфен, ортит, апатит и рудные минералы — магнетит и ильменит.

Структура пород гранобластическая, частью мостовидная, определяется мелкими (0,050—0,1 мм) зернами кварца и полевых шпатов. Характерен густо окрашенный, резко плеохроичный биотит-лепидомелан. Щелочной метасоматоз под влиянием щелочных гранитов проявляется в образовании в гнейсах порфириобласт, неправильных жилок и скоплений мелких полигональных зернышек микроклина, образующих участки мостовидной структуры, выделяющиеся на фоне обычно гранобластической структуры гнейсов. С этим же процессом иногда связан переход граната в биотит и амфибол, что дает основание некоторым исследователям (Харитонов, 1938 г.; Перевозчиков, 1940 г.; Кратц 1940 г.) рассматривать биотитовые и биотито-амфиболовые гнейсы, как образованные за счет гранато-биотитовых гнейсов в результате щелочного метасоматоза.

Биотито-амфиболовые гнейсы, отмечавшиеся в верховьях р. Лебязьей и в ряде других пунктов, имеют незначительное распространение. Амфибол, присутствующий в этих гнейсах наряду с биотитом, представлен обыкновенной роговой обманкой, переходящей в актинолит.

Среди гнейсов на горе Вюнцурта (Сверчков, 1934 г.) и в некоторых других местах встречается небольшие изолированные выходы кианитовых сланцев, рассматривавшиеся Л. Я. Харитоновым (1938, 1939 гг.) как пропластки в гнейсовой толще. В некоторых случаях они принадлежат нижним горизонтам комплекса сланцев и сохранились в ядрах мелких синклиналей (Соколов и Немцов, 1940 г.).

Вопрос о происхождении гнейсов является не вполне ясным, поскольку признаки их первичного состава сохраняются крайне редко. Л. Я. Харитонов (1939 г.) наблюдал реликтовые, близкие к псаммитовым структуры в гнейсах Восточных Кейв. Среди гнейсов р. Семужьей А. Д. Хинейко и В. В. Носиков (1952 г.) обнаружили конгломераты. П. В. Соколовым (1935, 1939 гг.) на водоразделе рр. Поноя и Варзуги были встречены осланцованные кератофиры и кварцевые порфиры, согласно залегающие с кианитовыми сланцами и подстилающие их. Кератофиры

по внешнему облику, составу и структуре основной массы близко напоминают типичные разности гнейсов Кейв, в связи с чем автором допускается возможность происхождения гнейсов Кейв (по крайней мере их части) за счет кислых эффузивов.

Такое предположение подкрепляется и более поздними данными Ф. И. Лазуткина (1947 г.), установившего, что на простирании указанных кератофилов залегают кейвские гнейсы. На возможность происхождения гнейсов за счет кислых эффузивов указывал также Ю. С. Неуструев (1933 г.), основываясь на однородности состава гнейсов, отсутствии четких реликтовых структур и других признаков осадочного происхождения.

Вполне вероятно, что в столь широко распространенной толще гнейсов, обладающей, вероятно, весьма большой мощностью, наряду с осадочными песчано-глинистыми отложениями, могли присутствовать и кислые вулканические породы.

Наиболее верхние горизонты гнейсов, подстилающие в ряде мест комплекс кристаллических сланцев, представлены серыми массивными кварцево-полевошпатовыми породами с гранатом, часто не содержащими биотита.

Наблюдаются постепенные переходы от гнейсов к нижнему горизонту верхнего сланцевого комплекса — ставролито-гранатовым или мусковито-гранатовым сланцам. В переходной зоне мусковит преобладает над биотитом, исчезает микроклин и обычный для гнейсов олигоклаз сменяется более основным плагиоклазом-андезином. Л. Я. Харитонов (1938 г.) указывает, что в Восточном участке Больших Кейв, в зоне контакта гнейсов и сланцев, наблюдается их взаимное переслаивание. Мощность переходной зоны составляет около 10 м.

Комплекс гнейсов на всей площади своего развития подвергся регионально выраженным процессам щелочного метасоматоза, связанным с щелочными гранитами. Метасоматоз имеет зональный характер и в общем усиливается по направлению к щелочным гранитам. Щелочные граниты всюду окружены поясом метасоматически измененных гнейсов. Однако, форма и ширина этого пояса, состоящего из нескольких зон, не зависят от величины массивов гранита. Так, в Западном участке Больших Кейв, где узкая синклираль свиты кейв зажата в щелочных гранитах, вероятно, также и подстилающих свиту кейв, отчетливо выраженные метасоматические процессы ограничиваются весьма узкой зоной, составляющей иногда лишь несколько десятков или сотен метров. Наоборот, восточные контакты щелочных гранитов в районе Кальмозера и с. Семиостровье сопровождаются широкими — измеряемыми многими километрами, вытянутыми на восток вдоль простирания гнейсов шлейфами метасоматически измененных пород.

Не устанавливается также связи между характером контактов щелочных гранитов с гнейсами и шириной пояса метасоматически измененных пород. Так, западнее с. Семиостровье в южном контакте гнейсов с щелочными гранитами последние падают под гнейсы под средними углами (30—50°), однако пояс метасоматических пород имеет здесь незначительную ширину. Наоборот, большую ширину он имеет в северном контакте, где граниты налегают на гнейсы.

В центральной и восточной частях площади развития пород свиты кейв, где щелочные граниты образуют небольшие массивы и мелкие выходы, широкие ареалы метасоматоза появляются вне непосредственной связи с щелочными гранитами. В таких случаях можно или предполагать

наличие щелочных гранитов на глубине, еще не вскрытых современным уровнем эрозии, или допускать очень сложные и еще недостаточно ясные пути миграции щелочных растворов.

В пределах Центрального участка Больших Кейв отчетливо выделяются две или правильнее три зоны щелочного метасоматоза: зона щелочных гнейсов-метасоматитов (внутренняя), зона щелочной инъекции — инъекционных гнейсов (переходная) и внешняя зона — гранато-биотитовых гнейсов (Соколов и Немцов, 1940 г.; Туркина и Седых, 1940 г.).

Эти зоны в указанной последовательности отчетливо прослеживаются вдоль контактов щелочных гранитов со свитой кейв. В самих щелочных гранитах большей частью выделяется краевая фация мелкозернистых щелочных гнейсо-гранитов. Непосредственно за щелочными гнейсо-гранитами располагается зона щелочных гнейсов-метасоматитов, тонкозернистых однородных пород характерного розового, серовато-розового или розовато-сиреневого цвета, большей частью с резко выраженной гнейсовой текстурой, обусловленной линейным расположением тонких иголок щелочной роговой обманки. Реже наблюдаются относительно массивные метасоматиты с беспорядочно разбросанными или параллельно ориентированными порфиробластами гастингситовой роговой обманки<sup>1</sup>, выделяющимися на фоне сахаровидной кварцево-полевошпатовой основной массы.

Метасоматиты последнего типа особенно широко развиты в Восточном участке Больших Кейв, где они образуют крупные поля и могут быть выделены в самостоятельную зону. Тонкозернистые метасоматиты характеризуют крайнюю степень прогрессирующего щелочного метасоматоза, представляя собой продукт почти полной переработки кейвских гнейсов, по составу близкий к щелочным гранитам.

Породы описываемой зоны, с одной стороны, контактируют с щелочными гнейсо-гранитами, а с другой стороны, постепенно переходят в породы следующей зоны — инъекционные гнейсы. Характерной особенностью последних является неоднородность, обусловленная тонкой инъекцией аплита. Светлый инъектирующий материал проникает обычно вдоль плоскостей гнейсовидности, образуя жилки, линзочки и характерные узкие трубочки диаметром 5—6 мм, располагающиеся в плоскостях гнейсовидности и ориентированные параллельно линейной текстуре пород, обычно под небольшим углом к линии падения.

Количество инъекционного материала различно; от отдельных редких жилок до 40—50% состава породы. Субстрат инъекционных гнейсов представляет собой серую или светло-серую тонкозернистую породу, чаще всего отвечающую по составу гранато-биотитовым или биотитовым гнейсам. При более сильном изменении субстрата в отдельных участках биотит исчезает и появляются порфиробласты амфибола. При дальнейшем изменении порода приближается к порфиробластическим разностям метасоматитов. Зона щелочной инъекции — инъекционных гнейсов — всюду окружает предыдущую зону метасоматитов, располагаясь между нею и гранато-биотитовыми гнейсами, относящимися к внешней зоне метасоматоза, где последний выражается в относительно слабом изменении пород и обнаруживается только при изучении их микроструктуры.

<sup>1</sup> Роговая обманка относится к богатой калием разновидности феррогастингсита и характеризуется следующим химическим составом (в %): SiO<sub>2</sub> — 36,72; TiO<sub>2</sub> — 1,47; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 14,11; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 7,13; FeO — 23,24; MnO — 0,58; MgO — 0,78; CaO — 8,20; K<sub>2</sub>O — 3,27; Na<sub>2</sub>O — 0,68; H<sub>2</sub>O+110° — 2,75; H<sub>2</sub>O—110° — 0,46; F<sub>2</sub> — 0,96; Cl<sub>2</sub> — 0,10; O — F<sub>2</sub> — 0,47 — ε = 99,89. Показатели преломления Ng = 1,716 + 0,002; Nm = 1,708; Np = 1,700 ± 0,02; Ng — Np = 0,016. (Неуструев, 1937 г.).

Указанная выше последовательность зон метасоматоза сохраняется и в тех случаях, когда этот процесс проявляется вне непосредственной связи с гранитами. Если метасоматоз при этом не ограничивается образованием инъекционных гнейсов, а полностью перерабатывает породы, превращая их в щелочные гнейсы — метасоматиты, последние всегда окаймляются поясом инъекционных гнейсов. Переход метасоматитов в гранато-биотитовые гнейсы всегда происходит через зону инъекционных гнейсов.

Несмотря на наблюдающиеся постепенные переходы между рассмотренными зонами метасоматоза, их границы являются достаточно четкими и определенными.

Зоны метасоматитов и инъекционных гнейсов подчиняются структуре гнейсовой толщи, однако границы зон метасоматоза не совпадают с простиранием гнейсов, хотя в большинстве случаев близки к ним. Наиболее отчетливо это наблюдается в резком синклинальном перегибе меридионального простирания к северо-западу от Песцовой тундры, где граница зоны инъекционных гнейсов пересекает пласт амфиболита.

Процессы щелочного метасоматоза приводят к возникновению комплекса новообразованных минералов. Так, например, в гранато-биотитовых гнейсах, где наблюдается преимущественно калиевый и частью натровый метасоматоз, образуются порфиробласты и мелкие полигональные зернышки микроклина, местами слагающие участки мостовидной структуры. Однако часть микроклина в гнейсах является, вероятно, первичной. Натровый метасоматоз приводит к возникновению альбитовых каемок вокруг зерен олигоклаза (№ 23—26) и образованию отдельных порфиробласт альбита, нередко замещающего порфиробласты микроклина.

Новообразованный кварц развит в породе в виде тонких жилок. Количественные соотношения первичного и метасоматического кварца в гнейсах неясны. Можно только предполагать, что значительное содержание кварца (до 60%) в верхних горизонтах гнейсов и в особенности в сланцевой толще связано с кварцевым метасоматозом (зона кварцевого метасоматоза). По мере приближения к щелочным гранитам содержание кварца уменьшается за счет увеличения содержания микроклина.

В инъекционных гнейсах характерно появление жилок, линзочек или трубочек аплита, иногда содержащего амфибол. Порода вначале сохраняет внешний облик гранато-биотитовых гнейсов.

Далее исчезает гранат, затем биотит, постепенно замещаемые развивающимся в виде порфиробласт субщелочным железистым амфиболом типа гастингсита. Возрастает количество микроклина, развивающегося как в форме порфиробласт, так и в виде мелких полигональных зернышек, образующих участки и жилки мостовидной, торцовой структуры, чередующиеся с участками прежней гранобластической структуры гнейсов. Количество кварца и олигоклаза несколько уменьшается. Олигоклаз приобретает более кислый состав (№ 15—17).

В породах следующей, внутренней зоны — метасоматитах — полностью утрачены прежние структурные черты гнейсов, вследствие чего они характеризуются значительным однообразием. Структура метасоматитов мостовидная, торцовая, характеризуется мелкими (0,3 мм) полигональными зернами микроклина, альбита и кварца, на фоне которых выделяются порфиробласты субщелочного сильно железистого (гастингсит, гудсонит) или щелочного (арфведсонит, рибекит) амфибола, реже эгирина-авгита. Во внешней части этой зоны встречается биотит. Иногда микро-

клин является резко преобладающим минералом. Плаггиоклаз представлен альбитом (2—6% An). Характерны эпидот, иногда с ортитом, и тонко распыленный магнетит.

Калиевый и натровый метасоматоз, в противоположность кварцевому, усиливается по мере приближения к щелочным гранитам. Поведение железа не вполне ясно. Если можно определенно говорить о привносе железа во внутренней зоне метасоматитов, то роль его во внешней зоне не выяснена. Возможно, что сильно железистый биотит — лепидомелан — гранато-биотитовых гнейсов связан с привносом железа, но это не является доказанным.

А. В. Перевозчиков (1940 г.) и К. О. Кратц (1940 г., б) в гнейсах Западного участка Больших Кейв выделяют следующие зоны: биотито-гранатовые гнейсы — внешняя зона метасоматоза, биотитовые гнейсы и щелочные гнейсы — внутренняя зона метасоматоза, прилегающая к щелочным гранитам.

Пространственное положение, строгая последовательность зон метасоматоза, постепенные переходы между ними и определенная направленность метасоматического процесса, ведущая к постепенному превращению гранато-биотитовых гнейсов в щелочные гнейсы — метасоматиты, близкие по составу к щелочным гранитам, позволяют рассматривать выделяемые зоны метасоматоза как фиксированные стадии процесса метасоматических превращений гнейсов, начинающегося с тонкого пропитывания пород растворами калия, натрия и кремнезема и заканчивающегося полной их переработкой с превращением в щелочные гнейсы.

Рассмотренные метасоматические процессы наблюдаются только внутри свиты кейв, практически ограничиваясь гнейсами. В вышележащей толще сланцев только в самых низах наблюдается привнос калия, приводящий к замещению кианита мусковитом. Наблюдающийся в кианитовых и ставролито-кианитовых сланцах новообразованный кварц может быть связан не только с процессами метасоматоза, но и с перераспределением кремнезема в самой толще сланцев.

В противоположность активному проявлению метасоматоза в гнейсах свиты кейв, гнейсо-граниты архея очень слабо затронуты метасоматическими процессами. Макроскопически гнейсо-граниты в зонах, прилегающих к щелочным гранитам, не несут никаких изменений. В них только иногда присутствует железистый субщелочной амфибол. Возможно, что наблюдающийся в этих гранитах микроклин связан с привносом калия.

Метасоматические процессы в гнейсо-гранитах архея, связанные с щелочными гранитами, являются практически не изученными.

#### Комплекс сланцев

Комплекс кристаллических сланцев по своему литологическому (петрографическому) составу и фациальным особенностям резко отличается от подстилающих его гранато-биотитовых гнейсов.

В отличие от однообразного состава комплекса биотито-гранатовых гнейсов, образовавшихся, вероятно, за счет песчано-глинистых осадков и, может быть, частью кислых эффузивов, верхняя часть свиты — комплекс кристаллических сланцев — характеризуется частой сменой в вертикальном разрезе различных по минералогическому составу сланцев, что следует связывать с дифференциацией осадков, за счет которых они образовались.

Среди комплекса сланцев выделяются: наиболее характерные и своеобразные черные кианитовые сланцы, отвечающие фации высокоглиноземистых осадков, содержащие углеродистое органическое вещество; слюдястые кварциты, исходными породами для которых могли быть глинистые кварцевые песчаники; известковистые песчаники, соответственно отвечающие песчанико-карбонатной фации. Характер первичных осадков, их чередование и распространение позволяют сделать вывод о том, что в эпоху их отложения рассматриваемая область испытывала наибольшее погружение и характеризовалась наибольшей подвижностью.

Кристаллические сланцы слагают гряды Большие Кейвы и Малые Кейвы, а также редкие отдельные возвышенности и выходы (Авдотьяна гора — Вюнцурта, Колокольная гора и др.).

Водораздельная гряда Большие Кейвы, в структурном отношении представляющая собой сложную синклинали, протягивается непрерывно на протяжении почти 200 км. По характеру осадконакопления, литологическому (петрографическому) составу, мощностям отдельных горизонтов и всего комплекса сланцев в целом, а также тектоническим элементам, в пределах сланцевой гряды Больших Кейв отчетливо обособляется Западный участок. Восточный и Центральный участки характеризуются относительно незначительными различиями, и граница между ними, как уже было сказано, может быть проведена в значительной мере условно.

На основании детальных съемок гряды Больших Кейв отчетливо устанавливается согласное залегание кристаллических сланцев и гнейсов. При этом комплекс сланцев, слагая всегда синклинали, составляет верхнюю часть свиты кейв. В Восточном участке Больших Кейв устанавливаются постепенные переходы от гнейсов к нижнему горизонту комплекса сланцев (Харитонов, 1938 г.). Эти переходы наблюдаются и в Центральном участке, хотя там они выражены менее отчетливо. Согласно залегание и постепенный переход от нижнего комплекса к верхнему позволяют говорить о том, что оба комплекса относятся к одной свите или, что было бы правильнее, к одной формации, так как действительные соотношения между гнейсами и сланцами являются более сложными.

По южному крылу сложной синклинали Больших Кейв на южных склонах гряды сланцы всегда залегают на гнейсах, падая к северу под углом от 20 до 40°. Такие же соотношения наблюдаются и в крыльях крупных антиклиналей внутри сланцевой полосы Больших Кейв, в сквозной долине рч. Каарсимуэй — р. Семужьей и на тундре Игийурте, где в ядрах глубоко эродированных антиклиналей обнажаются гнейсы. Совершенно другие соотношения наблюдаются в северном крыле сложной синклинали Больших Кейв: здесь, как и в южном крыле, сланцы падают к северу под углами от 50° до весьма крутых, но перекрываются согласно лежащими на них гнейсами. Такое опрокинутое залегание северного крыла структуры устанавливается на всем протяжении свиты кейв от с. Каневки до оз. Сейявр (Ефимозеро). Помимо перевернутого залегания пород, северное крыло характеризуется развитием мелких складок, в сильной степени осложняющих его структуру. Кроме того, породы здесь несут прекрасно выраженные признаки ранней стадии метаморфизма (параморфозы кианита по андалузиту). В южном крыле Больших Кейв и в Малых Кейвах признаки этой стадии метаморфизма сохранились только в виде редко встречающихся реликтов.

В западной части Малых Кейв отчетливо видно залегание сланцев на гнейсах с пологими (20—30°) падениями к юго-востоку и югу. В восточной их части наблюдается крутое падение сланцев к югу. Обнажающиеся

в 1 км южнее гнейсы падают к северу под средними углами. Эти данные, с учетом соотношений, установленных в других районах, указывают только на непостоянство залегания пород свиты кейв.

Сланцы, встреченные в виде отдельных выходов в районе тундры Нусса и к югу от Большого рва или в виде небольших площадей (Авдотьяна гора, Колокольная гора), залегают согласно с гнейсами.

В основании комплекса сланцев в Центральном и Восточном участках Больших Кейв залегает непостоянный по своему составу горизонт, представленный светлыми мусковито-гранатовыми или черными ставролитогранатовыми сланцами. Этот горизонт, в свою очередь, согласно залегает на гнейсах; между гнейсами и сланцами, как указывалось выше, наблюдается переходная зона.

Наиболее верхним горизонтом комплекса являются известковистые песчаники, известные только западнее с. Семиостровье между Песковой тундрой и Серповидным хребтом.

Верхняя стратиграфическая граница комплекса сланцев определяется основными породами (амфиболиты), участвующими в складчатости, а также щелочными гранитами.

Ниже подробно рассматриваются геологические разрезы комплексов сланцев.

#### Описание разрезов Больших Кейв

Наиболее полный разрез наблюдается в Центральном участке. Разрез Восточного участка отличается от него отсутствием наиболее верхних членов сланцевого комплекса и некоторых горизонтов его нижней и средней части. Разрезы Западного участка, как по составу сланцев, так и по мощности их, резко отличаются от разрезов Центрального и Восточного участков.

#### Центральный участок

Для большей части Центрального участка, расположенной между Серповидным хребтом на западе и тундрой Ягельурта на востоке, на протяжении свыше 70 км Соколовым и С. Н. Немцовым (1940 г.) в составе сланцевого комплекса выделено четыре свиты — А, Б, В и Г<sup>1</sup> и установлен следующий стратиграфический разрез комплекса сланцев (снизу вверх).

- Свита А. 1. Светлые мусковито-гранатовые и черные ставролитогранатовые сланцы (залегают непосредственно и согласно на комплексе гранато-биотитовых гнейсов).
- Свита Б. 2. Черные радиально-лучистые и волокнистые кианитовые сланцы (южное крыло и внутренние антиклинали главной синклинали Больших Кейв), параморфические и конкреционные кианитовые сланцы (северное опрокинутое крыло главной синклинали Больших Кейв); в верхней части появляется ставролит, в связи с чем переход к горизонту 3 постепенный (I продуктивный горизонт).
- 3. Черные радиально-лучистые и волокнистые ставролито-кианитовые сланцы (II продуктивный горизонт).
- Свита В. 4. Мусковитовые кварциты.
- Свита Г. 5. Темные и светлые порфиробластические кианито-ставролитовые и ставролитовые сланцы.
- 6. Мусковито-кварцитовые сланцы.
- 7. Двуслюдистые кварцитовые сланцы.
- 8. Известняки и известковые песчаники.

<sup>1</sup> Поскольку в настоящем труде за описываемыми образованиями Центрального водораздела Кольского п-ова сохранено исторически сложившееся наименование «свита кейв», в последующем изложении выделенные П. В. Соколовым свиты А, Б, В и Г обозначаются как толщи (Прим. ред.).

Сланцы содержат многочисленные пластовые тела ортоамфиболитов. Один из таких интрузивных пластов, залегающий между горизонтами 2 и 3, прослеживается через весь Центральный участок и является условной границей между этими горизонтами.

Залегающие в висячем и лежащем контактах амфиболитов светлые порфиробластические кианитовые и ставролит-кианитовые сланцы рассматриваются упомянутыми авторами как контактово-измененные под влиянием основных пород (амфиболитов) сланцы горизонтов 2 и 3.

На восток от Ягельурты, на тундрах Аккурта, Нюхчурта и Кайнурта, на протяжении 20 км прослеживаются те же сланцы, за исключением толщи мусковитовых кварцитов В.

Стратиграфические взаимоотношения между различными толщами и горизонтами установлены в южных структурах главной синклинали Больших Кейв, где наблюдаются пологие прямые складки. В северном крыле главной синклинали залегание является опрокинутым, с обратной последовательностью напластования отдельных горизонтов сланцев. Кроме того, северное крыло, в особенности в западной половине Центрального участка, осложнено дополнительными складками, что затрудняет выяснение стратиграфических взаимоотношений и мощностей.

Ряд разрезов сланцевого комплекса, позволивших установить общий стратиграфический разрез Центрального участка, порядок мощностей, взаимоотношения отдельных горизонтов и их поведение по простиранию, был изучен в 1939 и 1940 гг. (П. В. Соколов и С. Н. Немцов).

Детальная геологическая съемка большей части Центрального участка (Носиков, Хинейко и др., 1952 г., 1953 г.), подтвердила данные 1939—1940 гг. на большом фактическом материале, позволила дать более детальное стратиграфическое расчленение и более строгое обоснование мощностям отдельных горизонтов и всего комплекса в целом.

Верхняя часть толщи Г выделяется В. В. Носиковым в самостоятельные толщи Д и Е (1953 г.).

Ниже приводятся наиболее полные разрезы южного крыла и внутренней антиклинали (долина р. Семужьей) Центрального участка с востока на запад.

Для удобства сравнения всюду сохраняются одни и те же цифровые индексы горизонтов.

В связи с тем что на участке тундр Мальурта—Червурта главная синклиналь Больших Кейв осложнена внутренней антиклиналью и полузамкнутыми синклинальными структурами, ниже для этого участка приводится описание разрезов сланцевого комплекса раздельно: для южного крыла главной синклинали, включая упомянутые структуры, с нормальным залеганием пород и для северного крыла главной синклинали с опрокинутым залеганием пород.

Для более западной части — тундры Вальурта — Серповидный хребет, — где главная синклиналь имеет более простое строение, разрезы обоих крыльев рассматриваются совместно.

Разрезы южного крыла главной синклинали. Стратиграфия сланцевого комплекса, слагающего синклинальную структуру тундр Аккурта, Нюхчурта, Кайнурта, не подвергалась столь детальному изучению, как стратиграфия более западной части Центрального участка. Нижняя часть разреза сланцев на тундре Кайнурта (толщи А и Б) тождественна нижней части разреза, установленного в более западных частях Центрального участка. Верхние же части указанных разрезов, по имеющимся данным, существенно различаются между собой.

Л. Я. Харитонов (1938 г., 1939 г.) приводит несколько наиболее типичных разрезов южного крыла синклинали Кайнурта. Ниже приведен один из наиболее полных разрезов (снизу вверх), наблюдавшийся в узком ущелье Евлегерруй, пересекающем южный склон горы Кайнурты (Харитонов, 1938 г.).

- Толща А. 1. Непосредственно на биотито-гранатовых гнейсах согласно залегают мелкоплотчатые мусковито-кварцевые сланцы с порфиробластами граната. Мощность 8 м. Эти сланцы в верхней части постепенно обогащаются кианитом и редкими зернами ставролита и переходят в вышележащие кианитовые сланцы (2—4).
- Толща Б. 2. Черные радиально-лучистые кианитовые сланцы с основной мелкозернистой мусковито-кварцевой массой. Мощность 20 м. Амфиболит, мощность 13 м. В лежащем боку амфиболит осланцован; в висячем — массивный.
- 3—4. Те же сланцы, мощность 30 м. Амфиболит, мощность 10 м. В лежащем боку также осланцован.



Толща Б. 5. Светло-серые порфиробластические ставролито-кианитовые сланцы.

6—7. Кианитовые сланцы, содержащие, кроме кианита, мелкие кристаллы ставролита (серые и черные ставролито-кианитовые сланцы). Для сланцев характерна тонкоплитчатая отдельность. Среди них залегают пачка сланцев мощностью 40 м с повышенным содержанием кианита. Мощность горизонтов 5—7 более 160 м.

Толща Г. 9—12. В северном конце ущелья (вверх по разрезу) сланцы 5—7, постепенно обедняясь кианитом и обогащаясь ставролитом, переходят в черные мусковито-ставролитовые сланцы. В нижних слоях они содержат мелкие кристаллы ставролита; выше размеры кристаллов ставролита увеличиваются до гигантских (порфиробластические кианито-ставролитовые и ставролитовые сланцы). Мощность неизвестна. Верхняя часть толщи представлена темно-серыми и светлыми мусковито-ставролитовыми сланцами и слюдяными кварцитами (толща Д).

Толща В — мусковитовых кварцитов — здесь отсутствует (постепенный переход между толщами Б и Г). В 15 км западнее, на Мальурте, она имеет мощность 50 м. Характер выклинивания ее остается совершенно неясным (фациальные замещения).

Вблизи ущелья Евлегерруй на плато Кайнурты обнажаются черные ставролито-кианитовые сланцы (толща Б, горизонт 5—7), постепенно переходящие в вышележащие сланцы (горизонт 9).

Толща Г. 9. Черные мусковито-кварцевые сланцы с крупными порфиробластами ставролита и редкими порфиробластами кианита. Мощность не менее 150 м.

10—12 { Стратиграфически выше они сменяются мусковитовыми сланцами с порфиробластами ставролита и плагиоклаза. Мощность не более 10 м.

Еще выше встречаются светлые кварцево-хлоритовые сланцы с порфиробластами биотита и ставролита. Мощность около 5 м. Они, в свою очередь, сменяются сланцами с порфиробластами плагиоклаза и ставролита. Мощность 10—12 м.

Выше залегают кварцево-хлоритовые сланцы с порфиробластами плагиоклаза, ставролита, биотита и граната. Мощность 10 м. Сланцы с порфиробластами плагиоклаза и ставролита. Мощность неизвестна.

Выше залегают мощная толща (300—400 м) в общем однородных серых и темно-серых мусковитовых сланцев с крупными порфиробластами ставролита.

Л. Я. Харитонов (1938 г.) отмечает темную окраску сланцев в в нижней части толщи и постепенное осветление окраски в ее верхней части.

Толща Д. Стратиграфически выше сланцы сменяются светлыми мусковитовыми кварцитами (мощность около 100 м), местами с отчетливой первичной слоистостью. В нижних слоях мусковитовых кварцитов встречается ставролит в виде порфиробласт.

В 5 км восточнее отчетливо устанавливается переход между кианитовыми и ставролито-кианитовыми сланцами толщи Б, выражающийся в переслаивании тонких прослоев тех и других сланцев. Как указывает Л. Я. Харитонов, ставролито-кианитовые сланцы также постепенно переходят в мусковитовые сланцы с порфиробластами ставролита.

Для приводимых ниже разрезов использованы данные как по естественным обнажениям сланцевого комплекса, так и по горным выработкам и буровым скважинам.

Отдельные тундры в Больших Кейвах имеют характер плато с пологими склонами, очень редко прорезающимися короткими поперечными долинами — рвами. Выходы пород сланцевого комплекса наблюдаются чаще на горизонтальной поверхности плато или на пологих склонах. Часто они при этом представлены элювием, не дающим возможности определить залегания пород. В связи с этим во многих случаях мощности отдельных горизонтов определялись не непосредственно, а путем построений по данным элементов залегания подстилающих и перекрывающих горизонтов или других пород в ближайших обнажениях. Такие мощности являются приближенными. В приводимых ниже разрезах и в таблицах они отмечены знаком \*.

В некоторых случаях для осложненного дополнительными складками северного крыла и при отсутствии данных о залегании пород истинные мощности вообще не

могли быть определены, даже приближенно. В этих случаях приводится горизонтальная видимая мощность.

В разрезе тундры Мальурта (табл. 7) верхние горизонты толщи Г отсутствуют. Обращает на себя внимание появление в этом разрезе толщи В большой мощности. Синклиналь Мальурты замыкается на западе, отделяясь от расположенной западнее синклинали Ягельурты гнейсами, обнажающимися в глубоко врезанной долине рч. Каарсимуэй.

Синклиналь Ягельурты представляет собой структуру, замкнутую на востоке, где обнажаются подстилающие сланцевый комплекс гнейсы. На северо-западе она кулисообразно примыкает к синклинали Червурты. На севере эта синклиналь отделяется от главной синклинали внутренней антиклиналью, вдоль которой проходит глубокая долина р. Семужьей, сложенная гнейсами.

В западной части синклинали Ягельурты разрез ограничивается толщей Б (табл. 7). В этом разрезе, составленном через оба крыла нормальной прямой синклинальной складки, отмечается одинаковая мощность сланцевых горизонтов в обоих крыльях.

К северу от синклинали Ягельурты, в южном крыле главной синклинали и в 3 км западнее вершины тундры Шуурурты, кианитовые сланцы представлены конкреционными и параморфическими разностями, прослеживающимися на несколько километров по простиранию и далее сменяющимися обычными для южного крыла волокнистыми сланцами.

В этом разрезе радиально-лучистые сланцы горизонта 7 в контакте с амфиболитами превращены в сланцы с порфиробластами кианита и ставролита. Кроме того, здесь обращает внимание необычная суммарная мощность горизонтов 2 и 3. Следует отметить, что такие большие мощности наблюдаются только для параморфических и конкреционных сланцев.

Один из наиболее полных разрезов нижней части сланцевого комплекса наблюдается на тундре Червурта. Синклиналь Червурты на юго-востоке, как указывалось, кулисообразно примыкает к синклинали Ягельурты. На западе она сливается с главной синклиной Больших Кейв.

Для северного крыла Червурты В. В. Носиков и А. Д. Хинейко (1952 г.) дают следующий разрез:

	Мощность в м
Толща А. 1. Черные ставролитогранатовые сланцы	20*
Толща Б. 2. Черные волокнистые и радиально-лучистые кианитовые сланцы	65
3. Те же сланцы, бедные кианитом	15
4а. Светлые порфиробластические ставролитогранатовые сланцы	10,5
4б. Темные порфиробластические ставролитогранатовые сланцы	4
Амфиболит I	170
Горизонт 5а не наблюдается (перерыв в обнажениях) <sup>1</sup>	
5б. Светлые порфиробластические ставролитогранатовые сланцы	10,5 *
6. Светлые ставролитогранатовые сланцы	75
7. Темно-серые (бурые) радиально-лучистые ставролитогранатовые сланцы	160—170
Толща В. 8. Мусковитовые кварциты (неполная мощность 50 м). Более верхние горизонты здесь отсутствуют.	

В приведенном разрезе обращает на себя внимание появление порфиробластических и светлых сланцев (горизонты 4а, 4б, 5б и 6) в подошве и кровле амфиболита.

Вышеописанные разрезы сланцевого комплекса синклиналей Мальурты, Ягельурты и Червурты, располагающихся вдоль южного крыла главной синклинали, являются типичными для южного крыла Центрального участка Больших Кейв.

Во всех этих разрезах сохраняется одна и та же последовательность горизонтов различных сланцев и отчетливо выделяются четыре толщи, различающиеся по своему вещественному составу и, отчасти, по структурным особенностям пород: толща светлых мусковитогранатовых и темных (углеродистых) ставролитогранатовых сланцев (А), толща черных (углеродистых) богатых кианитом волокнистых и радиально-лучистых кианитовых и ставролитогранатовых сланцев (Б), толща светлых мусковитовых

<sup>1</sup> В другом разрезе в верхнем контакте амфиболита I установлен горизонт 5а — темные порфиробластические ставролитогранатовые сланцы мощностью 4 м.

Таблица 7

Толща	Горизонт	Название породы	Мощность в м			
			Тундра Мальугра	Тундра Ягельурта		Разрез в 3 км западнее вершины тундры Шуурурты (южное крыло главной синклинали)
				Южное крыло синклинали	Северное крыло синклинали	
А	1	Мусковито-гранатовые сланцы	Обнажения отсутствуют	Обнажения отсутствуют	15*	15*
Б	2—3	Кианитовые сланцы, черные, волокнистые	65	50*	60	175 <sup>1</sup>
	4	Ставролитово-кианитовые сланцы, светлые, порфиробластические	15	Перерыв в обнажениях	Перерыв в обнажениях	Перерыв в обнажениях
		Амфиболит I	100	150	160	8 (видимая)
	5	Ставролитово-кианитовые сланцы, светлые, порфиробластические	Перерыв в обнажениях	Перерыв в обнажениях	4	Перерыв в обнажениях
	6	Ставролитово-кианитовые сланцы, светлые	200 (видимая)	75—80*	75—80	43 (внескольких километрах восточнее—100 м)
		Амфиболит II	15	40	40*	40
	7	Ставролитово-кианитовые сланцы, темно-серые (бурые)	40	55—60	55—60	70 (неполная) (внескольких километрах восточнее—370 м)
В	8	Мусковитовые кварциты	50	Отсутствуют		40
Г	9	Кианито-ставролитовые порфиробластические сланцы	90 нижняя часть толщи (неполная мощность)	.	.	45 нижняя часть толщи (неполная мощность)

<sup>1</sup> Сланцы представлены конкреционной и параморфической (по андалузиту) разностями.

кварцитов (В) и, наконец, толща светлых и темно-серых порфиробластических кианито-ставролитовых сланцев (на Ягельурте и Червурте отсутствует).

Внутри толщи Б выделяются два основных горизонта — нижний горизонт кианитовых сланцев и верхний горизонт — тех же сланцев, содержащих ставролит (ставролито-кианитовых сланцев). Эта толща является продуктивной, в ней выделяются мощные пачки богатых кианитом сланцев, являющихся кианитовыми рудами. Кианит представлен игольчато-волокнутой разностью, образующей радиально-лучистые и сноповидные агрегаты.

Постоянство разреза позволяет принять, что вещественный состав сланцевого комплекса и отдельных горизонтов его обусловлен составом первичных осадочных пород и особенностями осадконакопления и что роль привноса и выноса вещества при метаморфических процессах, столь активно и многократно проявлявшихся в свите кейв, в сланцевом комплексе, в противоположность комплексу гнейсов, была совершенно незначительной. Вместе с тем, обращают внимание значительные колебания мощностей, в особенности для горизонтов толщи Б, причина которых пока неясна.

Характерными для приведенных разрезов, как и для разрезов, которые будут рассмотрены ниже, являются пласты амфиболитов — метаморфизованных пород ряда габбро, занимающие определенное положение в разрезе. Амфиболит I является условной границей между кианитовыми и ставролито-кианитовыми сланцами. В действительности эта граница должна быть проведена несколько ниже (появление ставролита). Светлые разности сланцев, так же как и черные ставролито-гранатовые сланцы, подстилающие и перекрывающие амфиболит, имеют симметрично зональное залегание по отношению к пласту амфиболита.

Существенные отличия наблюдаются в наиболее восточном разрезе — ущелье Евлегерруй, где отсутствует толща мусковитовых кварцитов (В), и в разрезе южного крыла главной синклинали на тундре Шуурурта, где наблюдается необычно большая мощность кианитовых, а несколько восточнее (в другом разрезе) и ставролито-кианитовых сланцев. Кианитовые сланцы представлены здесь параморфическими и конкреционными разностями, характерными для северного крыла и известными в южном крыле только на этом участке.

Разрезы северного крыла главной синклинали (на участке тундр Шуурурта—Червурта). Как уже указывалось, северное крыло главной синклинали на всем протяжении характеризуется опрокинутым залеганием пород. Интерпретация разрезов северного крыла основывается на стратиграфических отношениях, установленных в южном крыле с нормальным залеганием пород.

Ниже приводятся два наиболее типичных разреза к северу от тундры Червурты, составленные по данным поисково-разведочных работ (Носиков и др., 1952 г.).

В разрезе восточнее рч. Чахонного наблюдается очень большая мощность кианитовых сланцев (горизонт 2), незначительная мощность ставролито-кианитовых сланцев (горизонты 6—7); кроме того, здесь отсутствуют амфиболиты I и светлые порфиробластические ставролито-кианитовые сланцы (горизонт 5). Амфиболит II отсутствует в обоих разрезах.

В западном разрезе мощность продуктивной пачки кианитовых сланцев значительно сокращается, одновременно увеличивается мощность ставролито-кианитовых сланцев. Появляется пласт ортоамфиболита I.

Особенностью разрезов северного крыла является развитие здесь своеобразных типов кианитовых сланцев, в которых кианит представлен параморфозами по андалузиту (хиастолиту) или образует конкреции в темной кварцево-слюдистой массе (так называемые параморфические и конкреционные сланцы, представляющие собой особые типы кианитовых руд).

Эти сланцы стратиграфически соответствуют волокнистым и радиально-лучистым кианитовым сланцам. Последние встречаются в северном крыле очень редко.

Интересно отметить, что кианит в форме параморфоз и конкреций присутствует только в собственно кианитовых сланцах (горизонт 2). В вышележащих черных ставролито-кианитовых сланцах он имеет волокнистый габитус<sup>1</sup>, образуя обычные сноповидные и радиально-лучистые агрегаты.

Второй особенностью разрезов северного крыла является значительно бо́льшая мощность кианитовых и меньшая мощность ставролито-кианитовых сланцев по сравнению с южным крылом.

Третьей особенностью северного крыла является осложнение его мелкими складками, особенно в западной части (тундра Воргельурта и Песцовая кейва), в связи с чем не всегда могут быть определены истинные мощности горизонтов.

К западу от Червурты, в связи с замыканием и погружением шарнира внутренней антиклинали р. Семужьей, структура сланцевой полосы приобретает характер

<sup>1</sup> Параморфозы кианита по андалузиту в этих сланцах очень редки.

	Разрез в 2,5 км восточнее-рч. Ча- хонного	Разрез в 4,5 км западнее рч. Ча- хонного
	Мощность в м	
Толща А. 1. Мусковито - гранатые сланцы.	28*	13
Толща Б. 2а. Черные кианитовые сланцы с мелкими параморфозами кианита по андалузиту (мелкопараморфические сланцы)	15	40
2б. Те же сланцы с крупными параморфозами кианита по андалузиту (крупнопараморфические сланцы)	120	12
2в. Те же сланцы с мелкими параморфозами кианита по андалузиту	10	4,5
3. Светлые ставролито-кианитовые сланцы	Отсутствуют	78
4. Светлые порфиробластические кианитовые сланцы Амфиболит I	Отсутствуют	20
5. Светлые порфиробластические ставролито-кианитовые сланцы	Отсутствуют	25*
6. Светлые ставролито-кианитовые сланцы	28	Отсутствуют 290
7. Темно-серые волокнистые и радиально-лучистые ставролито - кианитовые сланцы	20	} (Может быть сильно завышена в связи с неясностью залегания)
Толща В. 8. Мусковитовые кварциты, в верхней части переходящие в слюдястые сланцы с гранатом	35	
Толща Г. 9. Порфиробластические кианито-ставролитовые сланцы.	(Неполная мощность 80 м)	Отсутствуют

единой синклинали, осложненной дополнительными складками. Эти складки, развитые в особенности на северном крыле, приводят к повторяемости одних и тех же горизонтов и для толщи Г создают впечатление об ее очень большой мощности.

Вместе с тем, в связи с постепенным погружением оси главной синклинали, по направлению на запад-северо-запад появляются все более высокие горизонты толщи Г, верхняя часть которой В. В. Носиковым и А. Д. Хинейко (1952 г., 1953 г.) выделена в самостоятельные толщи Д и Е.

Для западной половины Центрального участка разрезы южного и северного крыльев рассматриваются совместно, что дает возможность сопоставить их на каждом профиле.

Ниже приводятся (табл. 8) разрезы, позволяющие проследить погружение оси главной синклинали в западно-северо-западном направлении и появление в этом направлении более верхних горизонтов сланцевого комплекса (Носиков и др., 1953 г.).

Прежде чем перейти к последним детальным разрезам через наиболее погруженную часть главной синклинали — Песцовую тундру и Серповидный хребет, — где наблюдается наиболее полный разрез комплекса сланцев, необходимо отметить, что в южном крыле, на участке между Семностровским погостом и Серповидным хребтом, наблюдается постепенное уменьшение мощности толщи А и Б в направлении к западу.

Существенно иной разрез установлен П. В. Соколовым (1940 г.) в районе Серповидного хребта, в глубокой долине рч. Кейвы, пересекающей южное крыло главной синклинали Больших Кейв.

Таблица 8

Толща	Горизонт	Наименование пород	Разрез через Тяпш—Манюк—Вальурту		Разрез через триангуляционный пункт Семиостровский				
			южное крыло	северное крыло	южное крыло	северное крыло			
Мощность в м									
А	1	Светлые и темные мусковито-гранатовые сланцы	20*	7	12	15*			
Б	2а	Радиально-лучистые (южное крыло) или конкреционные и параморфические (северное крыло) кианитовые сланцы	45	90	8	200*			
	2б	Мелкоконкреционные кианитовые сланцы Тремолитовый амфиболит		125					
	3	Ставролит-кианитовые сланцы <sup>1</sup>		Отсутствует			Отсутствует	8	75
	4	Светлые порфиробластические ставролит-кианитовые сланцы		Обнажения отсутствуют			30	2,5	10
		Амфиболит I		80			80*	30	50
	5	Светлые порфиробластические ставролит-кианитовые сланцы		10—15			30	5	13
	6	Светло-серые ставролит-кианитовые сланцы		60			25	40	35
	7	Темно-серые волокнистые и радиально-лучистые ставролит-кианитовые сланцы	45	75	70	55			
В	8	Мусковитовые кварциты	70 (неполная)	85	60	75—80			
Г	9	Светлые и темные порфиробластические кианито-ставролитовые сланцы <sup>2</sup>	Мощность не установлена	135	110	145			
		Амфиболит III	75	110	115	85			
	10	Светлые и темные порфиробластические ставролитовые сланцы	80	120	75	200			
		Амфиболит IV	95	100	90	140			
	11	Светлые и темные порфиробластические ставролитовые сланцы	185	175	180*	135			
Д		Амфиболит V	25	25	40*	25			
	12	Порфиробластические ставролитовые сланцы	Неполная мощность	Неполная мощность	65	65			
		Амфиболит VI	—	—	8	10			
	13	Мусковитовые кварцитовые сланцы	—	—	50	(неполная мощность)			

<sup>1</sup> В разрезе у Семиостровского триангуляционного пункта в северном крыле мелкоконкреционные и мелкопараморфические кианитовые сланцы. В разрезе через Тяпш—Манюк—Выхурту—Вальурту в северном крыле—прослой конкреционных и параморфических сланцев.

<sup>2</sup> Вероятно, залегание осложнено мелкими складками.

		Мощность в м
Темные биотитовые гнейсы		
Сильно окварцованные гранато-биотитовые гнейсы		28
Толща Б.	5—7. Темно-серые, слюдястые кианито-ставролитовые сланцы	25
Толща В.	8. Мусковитовые кварциты	29
Толща Г.	9—12. Кианито-ставролитовые и ставролитовые порфиробластические сланцы	Около 150 (?)
Толща Д.	13. Мусковитовые кварцитовые сланцы, содержащие непостоянный горизонт тех же сланцев с порфиробластами ставролита и кианита	Около 150 (?)
Толща Е.	14. Двуслюдястые кварцитовые сланцы	Около 200—250 (?)
	15. Метаморфизованные известняки и известковистые песчаники.	

Отличием этого разреза от предыдущих является отсутствие горизонтов 1—4, выклинивающихся несколько восточнее (горизонт 5—7 лежит непосредственно на гнейсах).

Здесь, в наиболее западной части Центрального участка Больших Кейв, наблюдаются и наиболее верхние горизонты комплекса сланцев.

Для этого же участка (Носиков и др., 1953 г.) даны следующие два разреза через центральную часть синклинали Песцовая кейва — Серповидный хребет. В этих разрезах присутствуют наиболее верхние горизонты комплекса сланцев и вновь появляются мусковито-гранатовые и кианитовые сланцы.

	Разрез в 0,5 км западнее рч. Кейвы		Разрез в 1,5 км западнее рч. Кейвы	
	южное крыло	северное крыло	южное крыло	северное крыло
Мощность в м				
Толща А.	1. Слюдяно-гранатовые сланцы	2	2	
Толща Б.	2—6. Черные слюдястые и параморфические кианитовые сланцы с маломощным прослоем (2 м) светлых порфиробластических ставролитовых сланцев	13	7	
	7. Порфиробластические ставролитовые и кварцевослюдястые сланцы <sup>1</sup>	11	8	
	8. Мусковитовые кварциты	35	30	
Толща Г.	9—10. Светло-серые порфиробластические ставролитовые сланцы	40	175 <sup>2</sup>	Данные о мощностях отсутствуют
	Амфиболит IV	25		
	11—12. Темные порфиробластические ставролитовые сланцы	45		
Толща Д.	13. Мусковитовые кварцитовые сланцы, содержащие биотит, и в верхней части редкие порфиробласты ставролита и кианита	50	45	Данные о мощностях отсутствуют
	Амфиболит	Не обнажается	35	
	14. Двуслюдястые кварцитовые сланцы	85	Более 80	
	15. Мусковитовые кварцитовые сланцы	20	10	Обнажения отсутствуют

<sup>1</sup> В разрезе в 1,5 км западнее рч. Кейвы — ставролито-кианитовые мелкопорфиробластические сланцы.

<sup>2</sup> Амфиболит IV отсутствует.

Толща Е.	16. Пироксеновые и амфиболовые скарноподобные породы с прослоями слюдястых сланцев. Кристаллические доломитизированные известняки	110	Горизонтальная мощность	120	100
	Амфиболит VII	35	45	40	40
	17. Кварцито-песчаники, гранато-биотитовые и гранато-ставролитовые сланцы	100	140	210 (?)	100
	Метамандельштейны		Неполная мощность		Неполная мощность

Как видно из сопоставления последних разрезов, мощности толщ А и Б сокращаются и в западной части Серповидного хребта составляют всего 17 м.

В 5—6 км к северо-западу, в замке синклинали Песцовой тундры — Серповидного хребта, толщи А и Б выклиниваются и мусковитовые кварциты В залегают непосредственно на гранато-биотитовых гнейсах. Это выклинивание двух нижних толщ принимается за западную границу Центрального участка Больших Кейв. В пределах Западного участка к толще А относятся, вероятно, только гранатовые сланцы, залегающие в виде изолированных выходов. Толща Б, по всей вероятности, отсутствует.

Последовательное рассмотрение разрезов Центрального участка Больших Кейв подсказывает, что при сохранении постоянства разреза в пределах участка Серповидный хребет — Шуурурта-Малурта мощности отдельных горизонтов непостоянны: помимо закономерного уменьшения мощностей толщ А и Б в западной части участка, наблюдаются резкие изменения мощностей, в особенности толщи Б в целом и отдельных ее горизонтов, в пределах северного крыла главной синклинали. Эти колебания мощностей еще не нашли удовлетворительного объяснения. Можно предполагать, что одной из основных, если не главной, причиной этих изменений является тектоника. Поскольку внутрипластовые дифференциальные движения играли существенную роль в складчатости кейвского сланцевого комплекса, могло происходить выжимание вещества и сокращение мощности в одних местах (вероятно, главным образом в южном крыле) и перемещение вещества в другие участки, где происходило увеличение мощности (главным образом северное крыло).

В связи со сказанным, приобретает определенный интерес установленное Ю. С. Неуструевым (1937 г.) направление движений в сланцевом комплексе с юга на север, помимо главных движений с северо-востока на юго-запад. Эти соображения Ю. С. Неуструева были подтверждены позднее (Соколов, 1939 г., Соколов и Немцов, 1940 г.) для месторождений Червурта и Вальурта, где были установлены складки, опрокинутые на северо-восток (в южном крыле главной синклинали).

Из приведенных выше разрезов видно так же, какая большая роль принадлежит амфиболитам в комплексе сланцев Больших Кейв. При большом разнообразии вещественного состава сланцев, различающихся внутри отдельных толщ по структурным особенностям и присутствию ставролита или кианита, амфиболиты приобретают значение важнейших маркирующих горизонтов, в особенности в толщах Б и Г. При отсутствии амфиболитов внутреннее расчленение этих толщ становится нередко затруднительным.

На некоторых разрезах видно, что внутри толщи Б в северном крыле резкое увеличение мощности одного горизонта сопровождается сокращением мощности другого, вышележащего горизонта. Характерно, что в этих разрезах отсутствуют амфиболиты, разделяющие эти два горизонта в других разрезах.

В таких случаях, очевидно, границы выделяемых горизонтов могут не соответствовать тем границам, которые устанавливаются для них по амфиболитам в других разрезах.

Самостоятельными горизонтами комплекса сланцев Центрального участка Больших Кейв следует считать только такие горизонты, которые отличаются по вещественному составу от подстилающих и перекрывающих их пород. В таком случае некоторые горизонты в рассмотренных выше разрезах должны быть объединены.

На основании рассмотренных выше разрезов, учитывая высказанное только что замечание, может быть дан следующий сводный разрез комплекса сланцев Центрального участка Больших Кейв (снизу вверх — табл. 9).

#### Восточный участок

В Восточном участке также выделяется главная синклиналь, начинающаяся на западе меридиональным краем Нусса (замыкание структуры) и протягивающаяся в общем юго-восточном направлении в район с. Каневки, где на южном берегу р. Поной она замыкается.



Таблица 9

Толща	Горизонт	Продуктивные пачки	Наименование пород	Мощность в м		
				минимальная	максимальная	
А толща гранатовых сланцев	1		Светлые мусковито-гранатовые и черные ставролитито-гранатовые сланцы	0—2	20—30	
Б толща черных кианитовых сланцев	2	Нижняя продуктивная пачка кианитовых сланцев	Черные волокнистые и радиально-лучистые, параморфические и конкреционные кианитовые сланцы. В контакте с метагипербазитом призматический кианит	0—8	275	
	(3—4)a		Метагипербазит	0		75
			Те же сланцы со ставролитом. В контакте с метагипербазитом—призматический кианит	0—15		170
	(3—4)б		Светлые порфиробластические ставролитито-кианитовые сланцы, в непосредственном контакте с амфиболитом—черные ставролитито-гранатовые сланцы и силлиманито-лабрадорные породы (непостоянно)	0—2,5	30	
	(5—6)a	Средняя продуктивная пачка ставролитито-кианитовых сланцев	Амфиболит I	0	0—7	230
			В непосредственном контакте с амфиболитом силлиманито-лабрадорные породы и черные ставролитито-гранатовые сланцы (непостоянно), светлые порфиробластические ставролитито-кианитовые сланцы	5		
(5—6)б		Светло-серые ставролитито-кианитовые сланцы с призматическими порфиробластами кианита			35	
(5—6)в		Серые волокнистые ставролитито-кианитовые сланцы. В контактах с амфиболитом II порфиробласты кианита и ставролита	0—25		102	
7	Верхняя продуктивная пачка ставролитито-кианитовых сланцев	Амфиболит II	0		44	
		Серые и темно-серые радиально-лучистые ставролитито-кианитовые сланцы, частью с призматическим кианитом	8		370	

Продолжение табл. 9

Толща	Горизонт	Продуктивные пачки	Наименование пород	Мощность в м	
				минимальная	максимальная
В толща мусковитовых кварцитов	8		В верхней и нижней частях более слюдистые. Иногда кианит в параморфозах по андалузиту		
			Амфиболит	0	10
			Мусковитовые кварциты	19	85
Г толща порфиробластических ставролитовых сланцев	9		Светлые (в контактах с амфиболитами) и темно-серые порфиробластические кианито-ставролитовые сланцы	15	145
			Амфиболит III	0	115
	(10-12)а		Светлые (в контактах с амфиболитом и метагипербазитом) и темно-серые порфиробластические ставролитовые, реже кианито-ставролитовые сланцы	20(?)	200
	(10-12)б		Метагипербазит IV	0	140
			Светлые (в контактах с амфиболитом и метагипербазитом) и темно-серые порфиробластические ставролитовые сланцы	22(?)	185
	(10-12)в		Амфиболит V	0	40
			Преимущественно темные (в контактах с амфиболитами — светлые) порфиробластические ставролитовые сланцы	23(?)	65
Д толща слюдистых кварцитовых сланцев	13		Амфиболит	0	10
			Мусковитовые кварцитовые сланцы, частью с биотитом, с непостоянным горизонтом, содержащим порфиробласты ставролита и кианита	45	75
	14		Амфиболит VI	0	35
			Двуслюдистые кварцитовые сланцы	80	120
	15		Мусковитовые кварцитовые сланцы	10	40

Продолжение табл. 9

Толща	Горизонт	Продуктивные пачки	Наименование пород	Мощность в м	
				минимальная	максимальная
Е карбонатно-сланцевая толща	16 + нижн. часть 17		Доломитизированные кристаллические известняки и скарноподобные пироксеновые породы, слюдястые сланцы и кварцито-песчаники	100	120
	17		Амфиболит VII	25	45
			Темно-серые и красновато-бурые кварцито-песчаники, кианитоставролитовые, двусланюдястые и гранатовые плагиоклазовые сланцы	100	150 возможно, до 210?
		Метамандельштейны	?	?	

В средней части главной синклинали, на ее юго-западном крыле, ответвляется Верхне-Югоньгская синклинали, протягивающаяся на 11 км в западном направлении.

На южном (юго-западном) крыле главной синклинали и в Верхне-Югоньгской синклинали породы имеют нормальное залегание и падают к осям синклиналей. Северное (северо-восточное) крыло главной синклинали характеризуется опрокинутым залеганием пород с падением их к северу или северо-востоку. Северное крыло в средней части осложнено мелкими складками и, возможно, надвигами (Харитонов, 1939 г.).

Сланцевый комплекс Восточного участка имеет такой же состав, как и на Центральном участке; разрез же характеризуется некоторыми отличиями и соответствует разрезу наиболее восточной части Центрального участка, структурам тундр Кайнурта и Нюхчурта. Свита В мусковитовых кварцитов здесь отсутствует, как и в синклиналях Кайнурта — Нюхчурта. Верхняя часть толщи Б — черные радиально-лучистые ставролито-кианитовые сланцы — наблюдается только в западном замке главной синклинали и в западной части южного крыла. Далее на юго-восток она или выклинивается, или ставролито-кианитовые сланцы, теряя ставролит, замещаются кианитовыми сланцами состава, соответствующего сланцам низов толщи Б, в связи с чем оба горизонта не могут быть отделены друг от друга. В северном крыле ставролито-кианитовые сланцы отсутствуют; они исчезают еще в восточной части Центрального участка в районе возвышенности Кыршей и в структуре Кайнурта — Нюхчурта уже не наблюдаются.

Восточная часть Больших Кейв изучена менее детально, чем Центральный участок, в связи с чем сланцевый комплекс расчленен менее детально и мощности отдельных горизонтов взяты приближенно.

Л. Я. Харитоновым (1939 г.) приводится несколько разрезов комплекса сланцев. Ниже приведен разрез северного крыла Верхне-Огоньгской синклинали (снизу вверх):

- |   |                                |
|---|--------------------------------|
| 1. На северном склоне возвышенности отчетливо прослеживается между гранато-биотитовыми гнейсами и кианитовыми сланцами пласт мусковито-гранатовых сланцев, в основании которых залегает амфиболит (мощность 2—3 м)  | Мощность в м<br>не установлена |
| 2. Выше обнажаются черные слюдястые сланцы с кианитом, постепенно переходящие кверху в существенно кианитовые сланцы Актинолитовый амфиболит  | 50—60<br>4                     |
| 3. Черные и серые (порфиобластические) мусковито-ставролитовые сланцы с кианитом (мощность не менее 60 м). Далее обнажения отсутствуют (редкий элювий мусковито-ставролитовых сланцев). Предполагаются те же сланцы | 500—600<br>Более 500           |
| 4. Мусковитовые кварциты  |                                |

Суммарная мощность разреза около 1100 м.

Мощность кварцитов, как указывает Л. Я. Харитонов, в главной синклинали сокращается в северо-западном и юго-восточном направлениях. В данном разрезе, строго говоря, она неизвестна, так как кварциты залегают в ядре синклинали и более верхние горизонты отсутствуют.

В этом разрезе отсутствует толща В мусковитовых кварцитов, а мусковитовые кварциты верхней части разреза соответствуют, вероятно, толще Д Центрального участка Больших Кейв.

Другой разрез, характеризующий южное крыло главной синклинали недалеко от ее замыкания, Л. Я. Харитонов дает для так называемого Белого Камня (левый берег нижнего течения р. Югоньги, разрез снизу вверх).

Мощность в м

1. В основании разреза залегают серые гранато-биотитовые гнейсы.	
2. После перерыва в обнажениях (5 м), соответствующего, вероятно, горизонту мусковито-гранатовых сланцев, залегают черные слюдястые сланцы, содержащие кианит	17
3. Сланцы (2), постепенно обогащаясь кианитом, переходят в существенно кианитовые волокнистые сланцы	8,5
4. Светлые слюдяные кианитсодержащие сланцы	11
Гранатовый амфиболит (I)	5
5. Светлые и темные ставролито-кианитовые сланцы	6
6. Светлые слюдяные сланцы с крупными порфиробластами голубого кианита и редкого ставролита	3
Амфиболит (II)	2
7. Обохренные слюдяно-гранатовые сланцы	8
Амфиболит (III)	2,5
8. (Порфиробластические) слюдяно-ставролитовые сланцы	50
Амфиболит (IV)	27
9. Серые (порфиробластические) слюдяно-ставролитовые сланцы	45
10. Толща биотито-гранатовых кварцитов	?
11. Толща (порфиробластических) мусковито-ставролитовых сланцев	?
Суммарная мощность (от 2 до 9)	148

В этом разрезе отчетливо видно резкое сокращение мощности кианитовых и мусковито-ставролитовых сланцев.

Свита В здесь также отсутствует (может быть, к ней относится горизонт 7). В контактах с амфиболитами (I) и (II) также наблюдаются светлые порфиробластические сланцы. Замечательно, что амфиболиты (I) и (II) занимают в разрезе такое же положение, как и на Центральном участке.

Л. Я. Харитоновым дается также следующий сводный разрез южного крыла главной синклинали по серии обнажений в различных местах (снизу вверх):

Мощность в м

1. Мусковито-гранатовые сланцы	Не установлена
2. Кианитовые радиально-лучистые сланцы	Не менее 40
3. Черные радиально-лучистые ставролито-кианитовые сланцы. Наблюдаются только в западной половине южного крыла главной синклинали. Далее к юго-востоку выклиниваются или замещаются сланцами (2)	Не установлена
4. Мусковито-ставролито-кианитовые (порфиробластические) сланцы	200—250
5. Мусковитовые кварциты	10
6. Серые и черные мусковито-ставролитовые (порфиробластические) сланцы с ильменитом. В нижней части часто встречается радиально-лучистый и призматический кианит	500
7. Мусковитовые кварциты	Более 50
8. Мусковито-ставролитовые (порфиробластические) сланцы	Не установлена
Суммарная мощность (от 1 до 7) оценивается в 800 м	

Для северного опрокинутого крыла главной синклинали Л. Я. Харитонов дает также несколько разрезов сланцевой толщи.

При пересечении северного крыла главной синклинали в 2,5 км к северо-западу от горы Манюк наблюдается следующая последовательность пород:

Мощность в м

1. Мусковито-гранатовые сланцы	Не установлена
2. Черные кианитовые сланцы с радиально-лучистым кианитом и параморфозами кианита по хиастолиту	Около 70—80
3. Слюдяно-кианито-ставролитовые (порфиробластические) сланцы	72
2. Черные параморфические кианитовые сланцы	40
3. Темно-серые и черные мусковито-ставролитовые (порфиробластические) сланцы	Не менее 170

2. Черные параморфические кианитовые сланцы	Не менее 40
3. Мусковито - кианито - ставролитовые (порфиробластические) сланцы, постепенно переходящие в сланцы без кианита	Не установлена
Вследствие осложнения северного крыла дополнительными второстепенными складками горизонт кианитовых сланцев повторяется трижды. Мощность сланцев (2) в первом выходе двояна. Нормальный разрез здесь, по Л. Я. Харитонову (1939 г.),	
будет иметь следующий вид:	
Мощность в м	
1. Мусковито-гранатовые сланцы	Не установлена
2. Черные кианитовые параморфические сланцы, частью с радиально-лучистым кианитом	40
3. Мусковито - ставролитовые (порфиробластические) сланцы	Не установлена
4. Мусковито-ставролитовые (порфиробластические) сланцы	" "
На рч. Волчем в 5 км к северо-западу от горы Манюк наблюдается более верхняя часть комплекса сланцев:	
3. Мусковито - кианито - ставролитовые (порфиробластические) сланцы	76
4. Мусковито-ставролитовые (порфиробластические) сланцы (Внутри этих сланцев пласт амфиболита мощностью 22 м)	100
5. Мусковитовые кварциты	10
6. Светло-серые мусковито-ставролитовые порфиробластические сланцы	88
7. Темные мусковито-кианито-ставролитовые порфиробластические сланцы	30
8. Светлые и темные мусковито-ставролитовые порфиробластические сланцы	42
9. Порфиробластические кианито-ставролитовые сланцы	34
10. Темные (порфиробластические) слюдяно-ставролитовые сланцы (в верхней части с биотитом)	126
11. Серые слюдяные сланцы	20
12. Светлые (мусковитовые) кварциты	30
13. Черные и серые мусковито-ставролитовые (порфиробластические) сланцы	Не установлена
Мощность сланцевой толщи от кианитовых сланцев до горизонта 12 включительно оценивается в 600 м. За счет горизонта 13 общая мощность должна быть увеличена, вероятно, на 200—250 м. Наиболее юго-восточный разрез северного крыла, наблюдавшийся на р. Аче, показывает сокращение мощности кианитовых сланцев вблизи восточного окончания свиты, а также детали строения нижней части комплекса сланцев в этом районе. Разрез приведен по Л. Я. Харитонову.	
Гранато-биотитовые гнейсы, налегающие здесь на опрокинутое на юго-запад северное крыло главной сланцевой синклинали, собраны в небольшие моноклиальные складки, опрокинутые в том же направлении.	
Мощность в м	
1. Непосредственно на гнейсах залегают биотито-гранатовые сланцы, переходящие выше в обычные мусковито-гранатовые сланцы с кристаллами граната до 1,5 см в диаметре	8
2. Черные серицитовые сланцы с редкими порфиробластами кианита, постепенно переходящие в сланцы (слой 3)	2,5
3. Черные параморфические кианитовые сланцы с крупными параморфозами дианита по хиастолиту.	17,5
В сланцах наблюдаются два пропластка (мощность 0,4 и 0,9 м) черных серицитовых сланцев (аналогичных сланцам 2)	
4. Черные серицитовые сланцы (аналогичные сланцам 2), постепенно переходящие в вышележащие сланцы (слой 5)	6—7
5. Мусковито-гранато-ставролитовые сланцы. В верхней части становятся более темными и более тонкозернистыми и постепенно переходят в сланцы (слой 6)	12
6. Черные тонкозернистые серицитовые сланцы с редкими порфиробластами кианита и ставролита (аналогичные сланцам 2 и 4), с тонкой первичной слоистостью, выражающейся в чередовании светлых (2 мм) и темных (8 мм) слоев. В верхней части становятся более светлыми и переходят в сланцы (слой 7)	7,2
7. Светло-серые мусковито-гранато-ставролитовые сланцы с пропластками светлых мусковитовых сланцев	2—3
Общая мощность обнажающейся пачки 56 м.	

В приведенном разрезе слои 1 и 3 соответствуют обычным мусковито-гранатовым и кианитовым сланцам других разрезов комплекса сланцев. Слой 2 с теми или иными изменениями наблюдается и в других разрезах в основании толщи Б. Слои 4 и 6 соответствуют, вероятно, порфиробластическим кианито-ставролитовым сланцам толщи Г. Слои 5 и 7 не находят себе прямых аналогов в других разрезах и являются, по всей вероятности, местными непостоянными горизонтами сланцев.

На основании приведенных разрезов и стратиграфической схемы Л. Я. Харитонова (1939 г.), для сланцев Восточного участка Больших Кейв может быть предложен следующий сводный разрез (снизу вверх — табл. 10).

Приведенный разрез является попыткой сопоставить стратиграфическую последовательность сланцев Центрального и Восточного участков Больших Кейв. Верхняя часть разреза имеет условный характер в связи с неясностью структуры ядра главной синклинали.

В Верхне-Югоньгской синклинали мусковитовые кварциты слагают ядро структуры, являясь наиболее верхним горизонтом сланцевого комплекса. В главной синклинали фиксируется до четырех маломощных полос мусковитовых кварцитов, залегающих среди порфиробластических сланцев. Эти полосы могут принадлежать одному стратиграфическому горизонту, повторяющемуся вследствие сложной складчатой структуры внутренней части главной синклинали, как это хорошо показано для Центрального участка Больших Кейв (Носиков и др., 1952, 1953 гг.). Именно такое толкование положено в основу приведенного выше сводного разреза Восточного участка Больших Кейв с учетом сводной схемы Л. Я. Харитонова для этого участка. Максимальные мощности, приводимые для порфиробластических сланцев, по всей вероятности, являются преувеличенными. Возможно также, что горизонт (6-6) мусковитовых кварцитов, отнесенный к толще Г, в действительности относится к верхней толще (Д) кварцитов.

Л. Я. Харитонов (1939 г.) рассматривает структуру главной синклинали как простую складку (с осложненным северным крылом), в которой мусковитовые кварциты составляют два различных горизонта внутри толщи порфиробластических сланцев. Это нашло отражение в сводном разрезе южного крыла. Исходя из этого разреза, мощную толщу порфиробластических мусковито-ставролитовых сланцев вместе с заключенными внутри нее горизонтами кварцитов следует рассматривать как соответствующую толще Г порфиробластических сланцев Центрального участка Больших Кейв, но имеющую здесь более сложный непостоянный состав, характеризующийся чередованием слюдяно-кианито-ставролитовых сланцев и мусковитовых кварцитов.

### Западный участок

Сланцевый комплекс Западного участка Больших Кейв по своему составу, разрезу, мощности и выдержанности отдельных горизонтов сильно отличается от сланцевого комплекса Центральных и Восточных Кейв, хотя и является его непосредственным продолжением.

Эти отличия связаны как с общим поднятием оси Кейвского синклинория на западе, так и с тем, что свита кейв залегает здесь в виде узкой полосы, зажатой среди щелочных гранитов и, вероятно, подстилается ими.

В гнейсовом комплексе здесь отчетливо выделяются две группы пород — биотитовые гнейсы в нижней части и гранато-биотитовые гнейсы, слагающие его верхнюю часть. Первые залегают ближе к щелочным гранитам и рассматриваются как измененные под влиянием щелочного метасоматоза гранато-биотитовые гнейсы (Перевозчиков и Сморяго, 1940 г.). Для этого района дается следующая последовательность зон метасоматоза: щелочные граниты, щелочные гнейсы, биотитовые гнейсы, гранато-биотитовые гнейсы.

Среди гранато-биотитовых гнейсов при общем моноклинальном падении пород в северном направлении в сложном прихотливом плане структуры залегают отдельные полосы гранато-мусковитовых, гранатовых, силлиманитовых и мусковито-кварцитовых сланцев, переходящих в мусковитовые кварциты, маркирующие ядра узких сжатых синклиналей.

В наиболее восточной части Западного участка Больших Кейв, вблизи Песцовой кейвы и Серповидного хребта, появляются порфиробластические кианито-ставролитовые сланцы толщи Г и залегающие на них кварцево-мусковитовые сланцы толщи Д (Носиков и др., 1953 г.).

Разрез западной части Кейв изучен еще недостаточно. Гранато-мусковитовые сланцы залегают в основании комплекса, но прослеживаются только в отдельных сланцевых полосах. Силлиманитовые сланцы залегают в ядрах синклинальных скла-

Таблица 10

Толща	Горизонт	Наименование пород	Мощность в м	
			минимальная	максимальная
А толща гранатовых сланцев	1	Мусковито-гранатовые сланцы	2—3	
	2а	Черные слюдистые сланцы	2,5	17
	2б	Черные кианитовые радиально-лучистые или параморфические сланцы	17,5	40
	3—7	Черные радиально-лучистые ставролито-кианитовые сланцы (наблюдаются только в западной части южного крыла главной синклинали и по направлению к юго-востоку выклиниваются или замещаются другими сланцами) Внутри толщи несколько пластовых тел амфиболитов мощностью от 2 до 5 м, сопровождающихся светлыми сланцами с порфиробластами кианита и ставролита	0	?
В толща мусковитовых кварцитов	8	Отсутствует (перерыв или фациальное замещение)	—	—
	9	Светлые и темные порфиробластические кианито-ставролитовые сланцы	76	} 200—250
(10—12)а	Порфиробластические ставролитовые сланцы	100		
(10—12)б	Мусковитовые кварциты (иногда с гранатом?)	10	10	
(10—12)в	Светлые и темные порфиробластические сланцы, в нижних слоях содержащие кианит Толща Г содержит несколько пластовых тел амфиболитов	95	50	
Д (?) Толща мусковито-кварцитовых сланцев	7	Мусковитовые кварциты (иногда с биотитом и гранатом).	50	Более 500
		Толща Д содержит несколько пластовых тел амфиболитов		

док среди гранато-мусковитовых сланцев. Исходя из этого, их следует считать более верхним горизонтом по отношению к последним. Положение мусковито-кварцевых сланцев и мусковитовых кварцитов недостаточно ясно. Свообразные гранатовые сланцы слагают изолированные полосы в гнейсах и их взаимоотношения с другими сланцами не установлены.

Для Западного участка Больших Кейв А. В. \*Перевозчиков и Ю. Н. Сморыго (1940 г.) приводят несколько разрезов<sup>1</sup>.

В районе Слюдяных сопок ими наблюдался следующий разрез:

В основании сланцев обнажаются кварциты, содержащие незначительное количество мусковита и силлиманита, мощность около 7—8 м.

Выше лежат кварцитовые сланцы с большим количеством силлиманита, мощность около 5 м.

Мусковито-кварцитовые сланцы, мощность 3 м.

Кварцитовые сланцы с незначительным количеством мусковита и силлиманита. Мощность не установлена (ширина пачки 15 м).

Гранато-мусковитовые сланцы и контакт с гнейсами не наблюдались.

В районе Кулийковского месторождения слюды силлиманитовые сланцы залегают в ядре синклинальной складки. Между ними и гранато-биотитовыми гнейсами залегают гранато-мусковитовые сланцы, образующие полосу шириной от 20 до 50 м. Ширина полосы силлиманитовых сланцев достигает 300—400 м. Мощности не установлены.

В районе горы Белый Бычек в подобной же небольшой синклинали силлиманитовые сланцы, образующие полосу шириной 240 м, залегают среди гнейсов. Гранато-мусковитовые сланцы наблюдались только в северной части этой структуры (возможно, вследствие недостаточной обнаженности).

Наиболее отчетливый разрез наблюдался указанными авторами западнее — на горе Макзабак, в структурном отношении представляющей две небольшие синклинальные складки, разделенные антиклиналью. Этот разрез показывает взаимоотношения гнейсов, сланцев и щелочных гранитов, характерные для западной части Больших Кейв.

При пересечении горы Макзабак с запада на восток наблюдается следующая смена пород:

Щелочные граниты	
Биотитовые гнейсы	
Гранато-мусковитовые сланцы, мощность около	16 м
Силлиманитовые сланцы	” ” 16 ”
Гранато-мусковитовые сланцы	” ” 28 ”
Биотитовые гнейсы	” ” 8 ”
Щелочные граниты, ширина полосы 20 м	
Биотитовые гнейсы, мощность около	8 ”
Гранато-мусковитовые сланцы	} Мощность около 80 м .
Силлиманитовые сланцы	
Гранато-мусковитовые сланцы	
Гранато-биотитовые и биотитовые гнейсы, мощность около	120 ”
Щелочные гнейсы	” ” 250 ”
Щелочные граниты	

По данным А. В. Перевозчикова и Ю. Н. Сморыго, переходы от гнейсов к сланцам как в центральной, так и в западной частях Больших Кейв постепенные. Гнейсы вблизи сланцев приобретают более крупнозернистую структуру и содержат большее количество и притом более крупного граната.

Для западного окончания свиты кейв К. О. Кратц и Н. В. Янковская 1940 г. приводят следующий разрез южного крыла с нормальным залеганием пород.

Гранато-биотитовые гнейсы, постепенно обедняясь полевым шпатом и обогащаясь кварцем и слюдой, переходят в сланцы.

Гранато-слюдяные сланцы, содержащие биотит и мусковит. Последний в верхней части преобладает. Мощность 20 м.

В верхней части горизонта количество граната уменьшается, а количество мусковита возрастает, и породы переходят в слюдиты.

Кварцево-гранатовые слюдиты. Мощность 30 м.

На слюдитах согласно залегают мусковито-силлиманитовые сланцы с прослойками слюдяного кварцита.

В разрезе северного перевернутого крыла наблюдаются (стратиграфически снизу вверх):

Биотито-гранатовые гнейсы, подстилающие сланцевый комплекс.

Гранато-слюдяные сланцы.

Светлые мусковитовые кварциты.

<sup>1</sup> Разрезы рассматриваются последовательно с востока на запад.



Мусковитовые кварциты К. О. Кратц и А. В. Перевозчиков рассматривают как силлиманитовые сланцы, в которых силлиманит замещен мусковитом.

На горе Тахлинтуайв, представляющей собой самостоятельную синклинали с крутопадающими к центру крыльями (под углом  $80^\circ$ ), наблюдались только слюдяные сланцы.

Отмеченные выше гранатовые сланцы залегают изолированно среди гнейсов. Положение их в разрезе для западной части Кейв непосредственно не установлено.

Корреляция разрезов Западного и Центрального участков Больших Кейв. Состав сланцевой толщи Западного участка, как видно из приведенных разрезов, несколько отличается от состава сланцев Центрального и Восточного участков. Причинами этого могут быть как фациальные изменения первичной осадочной толщи по простиранию, так и особые условия метаморфизма в связи с близостью интрузий щелочных гранитов.

Для выяснения стратиграфического положения отдельных горизонтов сланцев Западного участка в общем разрезе сланцевого комплекса необходимо коротко остановиться на их распространении и взаимоотношениях со сланцами Центрального участка.

Гранатовые сланцы залегают к юго-западу от Ровгоры, образуя пачки мощностью 10—15 м (сдвоенная?), среди гранато-биотитовых гнейсов (Перевозчиков и Сморгы, 1940 г.). Взаимоотношения их с другими сланцами неизвестны. Подобные породы, но с более мелкими кристаллами граната, были встречены среди гранато-мусковитовых сланцев толщи А в южном крыле главной сланцевой синклинали к западу от с. Семи-островье. Учитывая близость состава и характерную структуру обеих пород, а также сходные условия залегания (на гнейсах), можно с достаточным основанием принять, что гранатовые сланцы Западного участка Больших Кейв относятся к толще А гранато-мусковитовых сланцев.

Гранато-мусковитовые сланцы пользуются преобладающим распространением среди комплекса сланцев Западного участка Больших Кейв, образуя самостоятельные полосы среди гнейсов или, реже, подстилая силлиманитовые сланцы. Гранато-мусковитовые сланцы главным образом и маркируют детали прихотливой структуры Западного участка Больших Кейв.

Если проследживать гранато-мусковитовые сланцы на восток, по направлению к Песцовой Кейве и Серповидному хребту, то можно наблюдать, что гранат в них постепенно исчезает, убывает количество мусковита, и они переходят в мусковитовые кварциты. Эти сланцы всюду подстилаются гранато-биотитовыми гнейсами, а в нескольких километрах западнее Песцовой Кейвы и Серповидного хребта, в связи с депрессией оси синклинали, полоса их раздваивается и в ядре расширяющейся синклинали появляются более высокие горизонты — порфиробластические кианито-ставролитовые и ставролитовые сланцы толщи Г, выше которых залегают мусковитовые кварцитовые сланцы — нижний горизонт толщи Д (Носиков и др., 1953 г.).

Еще далее к северо-востоку синклинали замыкается (поднятие оси), обе полосы гранато-мусковитовых сланцев (здесь уже представленных мусковитовыми кварцитами) соединяются в одну полосу, непосредственным продолжением которой в синклинали Песцовой кейвы — Серповидного хребта являются мусковитовые кварциты толщи В. Последние подстилаются здесь гранато-мусковитовыми сланцами (А) и черными кианитовыми и ставролито-кианитовыми сланцами (Б), мощность которых постепенно возрастает по направлению к востоку.

Приведенные данные позволяют однозначно решить вопрос о принадлежности гранато-мусковитовых сланцев Западного участка к толще В, которая, таким образом, является маркирующим горизонтом не только в Центральном, но и в Западном участке Больших Кейв.

Изменение состава свиты на западе может объясняться, как указывалось, или несколько более глинистым и железистым (для толщи В) составом субстрата, или изменением условий метаморфизма.

Отсутствие здесь толщи Б — кианитовых и ставролито-кианитовых сланцев и залегание толщи В — гранато-мусковитовых сланцев непосредственно на гнейсах, позволяет сделать вывод, что осадки толщи Б здесь не отлагались и границей их распространения является западное окончание Песцовой кейвы и Серповидного хребта, что хорошо согласуется с выклиниванием толщи Б в этом районе.

Толща А, судя по изолированным полосам гранатовых сланцев, в Западном участке или не имела сплошного распространения, или, вероятно, осадки ее были в большей части эродированы во время перерыва, соответствующего отложению углистых глини свиты Б в Центральном и Западном участках Больших Кейв.

Силлиманитовые сланцы, залегающие на гранато-мусковитовых сланцах, должны соответствовать порфиробластическим кианито-ставролитовым и ставролитовым сланцам толщи Г. Иной состав этой толщи на западе (отсутствие или незначитель-

ная примесь ставролита и граната) связан, по всей вероятности, с иным фациальным составом первоначального субстрата.

Отсутствие для некоторых обнажений данных о залегании гранато-мусковитовых сланцев в основании горизонта силлиманитовых сланцев, возможно, связано с недостаточной обнаженностью.

Не вполне ясно положение мусковито-кварцитовых сланцев и мусковитовых кварцитов. В районе Слюдяных сопок они содержат силлиманит, переслаиваясь со сланцами, не содержащими силлиманита. Подстилающие их породы неизвестны. В других случаях они залегают в виде пропластков и линз среди силлиманитовых сланцев.

А. В. Перевозчиков и Ю. Н. Сморого (1940 г.), сопоставляя гранатопые и гранато-мусковитовые сланцы с толщей А, силлиманитовые сланцы — с толщей Б, высказывают предположение, что мусковито-кварцитовые сланцы могут относиться к толще В.

К. О. Кратц и Н. В. Янковская (1940 г.) гранато-мусковитовые и силлиманитовые сланцы сопоставляют с теми же толщами, что и упомянутые авторы, объединяя мусковитовые кварциты с силлиманитовыми сланцами в один горизонт.

Те и другие авторы, основываясь на тесной связи мусковито-кварцитовых сланцев, мусковитовых кварцитов и слюдитов с силлиманитовыми сланцами, допускают их образование за счет последних, при замещении силлиманита слюдой. Такое предположение представляется вполне вероятным, по крайней мере для части указанных сланцев.

Если рассматривать мусковито-кварцитовые сланцы и мусковитовые кварциты как самостоятельный горизонт, залегающий на силлиманитовых сланцах, то его следует сопоставлять с мусковито-кварцитовыми сланцами, залегающими на порфириобластических ставролитовых сланцах (толща Д).

Исходя из изложенного, можно дать следующий сводный стратиграфический разрез для Западного участка Больших Кейв (снизу вверх):

Толща А. Гранатопые сланцы, ориентировочная мощность 5—8 м

Толща Б. Отсутствует (перерыв)

Толща В. Гранато-мусковитовые сланцы, ориентировочная мощность 16—28 м

Толща Г. Силлиманитовые сланцы (мощность ?)

Толща Д. Мусковито-кварцитовые сланцы и мусковитовые кварциты (мощность ?)

## Петрографическая характеристика комплекса сланцев Больших Кейв

### Центральный и Восточный участки

**Толща А. Мусковито-ставролитогранатопые сланцы.** Эти сланцы, залегающие в основании сланцевого комплекса и прослеживающиеся почти на всем протяжении Кейв, имеют мощность до 20 м. Они представлены двумя основными разновидностями: светлыми или светло-серыми мусковито-гранатовыми сланцами и темными ставролитогранатовыми сланцами, составляющими верхнюю или среднюю части расчленяемого горизонта.

Первая разновидность представлена породами сланцеватого облика с мелкими порфириобластами граната. Часто присутствует не обнаруживаемый невооруженным глазом ставролит, образующий скелетные пойкилобласты, лишенные кристаллографических ограничений и переполненные включениями мелких кварцевых зерен.

Гранат образует или относительно гомогенные идиобластические порфириобласты или пойкилобласты неправильной формы, переполненные гелицитовыми включениями зерен основной массы.

Основная масса породы сложена мелкими полигональными зернышками кварца и небольшим количеством мусковита. Характерна примесь ильменита, рутила и тонко рассеянного углистого вещества<sup>1</sup>. На фоне

<sup>1</sup> Модификация углерода в кейвских сланцах не установлена. При обжиге легко выгорает. Наименование «углистое вещество» принято условно.

запыленной углистым веществом массы выделяются относительно более крупные зерна чистого кварца более поздней генерации.

Неправильные пойкилобласты часто имеют форму полос, в которых вещество граната или ставролита цементирует зерна основной массы, образуясь, по-видимому, за счет хлорита или глинистой фракции первичной осадочной породы. Внутри пойкилобласт граната и ставролита сохраняются участки реликтовой отчетливо сланцеватой и плейчатой текстур, в связи с чем оба минерала следует рассматривать как пост-тектонические.

Спорадически в сланцах встречаются в виде порфиробласт биотит, зональный плагиоклаз — андезин с более кислым ядром, редко хлоритид и антофиллит (?).

Вторая разновидность сланцев характеризуется темной, почти черной окраской и плотным сложением обычно без ясных признаков сланцеватости. На темном фоне отчетливо выступают порфиробласты темно-красного граната в виде правильных ромбододекаэдров диаметром до 1 см и изредка до 5 см. Темный цвет породы обязан углистому веществу, концентрирующемуся в кварце основной массы и в порфиробластах ставролита, приобретающих темно-коричневую, почти черную окраску.

В основной массе породы преобладает кварц в мелких удлиненных субпараллельно ориентированных зернышках, густо запыленных углистым веществом. Новообразованный кварц присутствует в виде чистых более крупных изометричных и полигональных зерен, слагающих плоски и линзочки.

Наиболее поздним минералом основной массы является мусковит, редкие чешуйки и лейсточки которого располагаются, не подчиняясь ориентировке черного кварца, и заполняют трещинки в более позднем светлом кварце. В основной массе присутствуют также ильменит и изредка биотит, образующийся за счет ставролита.

Гранат и ставролит развиваются как типичные посттектонические минералы, вероятно, за счет хлорита или глинистого вещества, располагавшегося между зернами запыленного (черного) кварца, сохраняющими ориентированное расположение внутри порфиробласт. Последние вначале образуют неправильные скелетные формы, переполненные включениями черного кварца. По мере приобретения гранатом и ставролитом правильных кристаллографических форм размеры и количество кварцевых включений сокращаются — происходит поглощение кварца растущими порфиробластами ставролита и граната. В наиболее гомогенных порфиробластах сохраняются лишь мелкие реликтовые включения.

Характерно, что гранат, развивающийся, как и ставролит, за счет основной массы сланца, в противоположность ставролиту, не абсорбирует углистого вещества.

Помимо этих, наиболее характерных разновидностей сланцев, в районе с. Семиостровье в северном крыле главной синклинали развиты массивные плотные сланцы, основная масса которых светло-серого цвета переполнена крупными порфиробластами граната (до 6 см) и ставролита (до 1 × 5 см). Среди этих сланцев встречены черные сланцы, аналогичные второй разновидности, содержащие, помимо граната и ставролита, параморфозы белого кианита по андалузиту.

В этом же районе в южном крыле была встречена почти мономинеральная порода, состоящая из вплотную прилегающих друг к другу зерен граната (до 6 мм); цементируемых кварцево-биотитовой основной массой.

Из вторичных минералов в сланцах наблюдаются мусковит, замещающий ставролит и кианит, биотит (по ставролиту), водные окислы железа (?) по гранату.

Исходным материалом для рассматриваемых сланцев послужили, вероятно, глинистые, частью содержащие углистое вещество, песчаники.

**Толща Б.** Характерными особенностями этой толщи, с которой связаны все известные в Кейвах промышленные месторождения кианита, являются серовато-черный цвет пород, высокая концентрация кианита и специфическое его развитие в виде игольчатых кристаллов, образующих параллельно-волоконистые, радиально-лучистые и сноповидные агрегаты в господствующей разности сланцев или параморфозы по андалузиту и своеобразные конкреции в разностях, имеющих меньшее распространение.

Верхняя часть толщи несколько обогащена железом и содержит ставролит, в связи с чем толща разделяется на два основных горизонта — кианитовых и кианито-ставролитовых сланцев.

*Кианитовые сланцы.* Среди кианитовых сланцев выделяется три разновидности одинакового вещественного состава, различающиеся по текстурным и структурным особенностям, определяемым характером развития главного породообразующего минерала — кианита:

1) сланцы, содержащие кианит в виде тонкоигольчатых, волокнистых кристаллов, радиально-лучистых и сноповидных агрегатов — волоконистые и радиально-лучистые кианитовые сланцы;

2) сланцы, содержащие кианит в виде крупных (до  $4 \times 12$  см), реже мелких параморфоз — порфириобласт по хиастолиту (андалузиту) — параморфические кианитовые сланцы;

3) сланцы, содержащие кианит в виде мелких или крупных (до 10—12 см в диаметре) шаровидных или несколько сплюснутых эллипсоидальных конкреций, — конкреционные кианитовые сланцы.

Для всех типов сланцев характерна темно-серая до черной окраска, обязанная содержащемуся в них тонкораспыленному углистому веществу. Эта окраска свойственна как основной массе, так и кианиту, образующему игольчатые кристаллы, радиально-лучистые и сноповидные агрегаты и конкреции. Кианит в параморфозах по хиастолиту имеет светлую (белую) окраску. Углистое вещество закономерно сконцентрировано в параморфозах, образуя характерные для хиастолита фигуры квадрата и креста.

Сланцы первого типа имеют преимущественное распространение. Сланцы второго и третьего типа локализируются в северном крыле главной сланцевой синклинали, где волоконистые и радиально-лучистые разновидности практически отсутствуют (встречены только в двух-трех отдельных пунктах). Параморфические и конкреционные сланцы встречаются также на небольшом участке южного крыла главной синклинали — в районе Шуурурты. Среди двух последних типов, пространственно связанных между собой, параморфические сланцы являются преобладающими.

Другой характерной особенностью всех трех типов кианитовых сланцев является относительно устойчивое содержание в них кианита, являющегося главным породообразующим минералом. И только в наиболее западной части Центрального участка, в районе Семиостровского погоста, где мощность кианитовых сланцев начинает сокращаться, содержание кианита резко уменьшается, и кианитовые сланцы сменяются слюдисто-кианитовыми разностями. Это особенно отчетливо проявляется в южном крыле главной синклинали и обязано, по всей вероятности, процессам

замещения кианита слюдой под влиянием щелочного метасоматоза в связи с расположенными вблизи интрузиями щелочных гранитов.

Волокнистые и радиально-лучистые кианитовые сланцы представляют собой темно-серые до черных породы с хорошо развитой тонкоплитчатой или более грубой сланцеватостью, совпадающей с плоскостями первичного напластования. Иногда в них отчетливо видна первичная слоистость, выражающаяся в чередовании тонких слоев (1—2 см), состоящих существенно из кианита, со слоями из тонкозернистой слюдисто-кварцевой массы. Для этих сланцев характерна пльчатость и мелкая складчатость. Как правило, мелкая складчатость и пльчатость развиты в слоях, наиболее богатых кианитом, что может рассматриваться как поисковый признак на богатые кианитовые руды этого типа.

Основной породообразующий минерал — кианит — развит в виде тонкоигльчатых кристаллов, образующих обычно параллельно-волокнистые (в пльчатых разностях) или плоские радиально-лучистые и сноповидные агрегаты. Кианит всегда обнаруживает ориентированное расположение обычно в плоскости сланцеватости (слоистости) образуя с ней небольшой угол: 5—10°, редко до 30°, и в направлении, близком к направлению падения сланцев, составляя с ним угол до 10°, реже до 30°.

В радиально-лучистых и сноповидных агрегатах иглы и тонкие узкие пластинки кианита растут из одного центра, развиваясь преимущественно в одном направлении в виде сравнительно узкого пучка или в двух противоположных направлениях (сноповидные агрегаты). Направления преимущественного роста кианита в таких агрегатах также близки к линии падения сланцев. Отношение длин игл кианита, растущих в направлении длинной оси пучка, к длине игл, растущих в перпендикулярном направлении, составляет от 2 : 1 до 5 : 1.

В пльчатых разностях кристаллы кианита изогнуты, в местах крутых изгибов появляются разрывы. По-видимому, кристаллизация кианита происходила в процессе складчатости, сопровождавшейся интенсивными дифференциальными движениями слоев.

В редких случаях наблюдалась косая ориентировка кианита по отношению к плоскостям сланцеватости и слоистости. Полоски углистого вещества проходят сквозь такой кианит, не изменяя своего направления. В этом случае кианит развивался, очевидно, используя старое текстурное направление — кливаж, возникший на ранних стадиях метаморфизма.

Резко выраженная линейная ориентировка кианита в волокнистых и радиально-лучистых сланцах позволяет рассматривать этот тип сланцев как тип сланцев-тектонитов в широком смысле.

Кианит не имеет правильных кристаллографических ограничений. Контуры его извилисты и зерна производят впечатление корродированных кварцем; содержат мельчайшие включения углистого вещества и рутила. Характерны скопления углистого вещества между отдельными индивидами в агрегатах, а также по трещинам спайности. В других случаях углистое вещество и рутил содержатся внутри кианита, или располагаясь в периферической части или образуя несколько последовательных правильных зон, чередующихся с зонами чистого кианита.

Третий тип включений представлен гелицитовыми включениями углистого вещества и рутила, сохраняющими внутри кианита такой же характер, как и в основной массе. В районе Ягельурты наблюдались светло-серые волокнистые сланцы с голубым кианитом, не содержащим углистого вещества (Неуструев, 1938 г.).

Наблюдается замещение кианита ставролитом и хлоритом.

Основная тонкозернистая масса волокнистых и радиально-лучистых кианитовых сланцев состоит из кварца, мусковита, углистого вещества и рутила, с примесью других непостоянных минералов.

Кварц представлен тремя генерациями. Главная (вторая) генерация образует относительно крупные сплюснутые зерна, ориентированные так, что ось  $N_g$  перпендикулярна плоскости сланцеватости. Кварц содержит множество включений углистого вещества, распыленных или собранных в комочки, или в виде полосок, параллельных сланцеватости. Эти включения ассоциируются с густоокрашенным рутилом, тонкими чешуйками мусковита и мельчайшими кварцевыми зернами (первая генерация), ориентированными, как и мусковит, параллельно сланцеватости. Оба последних минерала являются реликтами предшествовавшей стадии метаморфизма сланцев.

Углерод составляет, по данным химических анализов, до 4% и представлен легко выгорающей разностью (аморфный углерод). На долю трудно выгорающего углерода (графит ?) приходится около 0,05%.

Между запыленными зернами кварца и игольчато-шестоватыми порфиробластами и пучками кианита развиваются чистый, свободный от включений кварц в более мелких полигональных зернах (третья генерация) и не подчиняющиеся закономерной ориентировке относительно крупные лейсточки мусковита.

Почти постоянно присутствуют в сланцах в небольшом количестве мелкие пластинки ильменита, являющегося одним из наиболее поздних минералов (содержится в ставролите), и сфен.

Рутил и ильменит — характерные минералы-примеси кианитовых и ставролито-кианитовых сланцев.

Ставролит появляется главным образом в верхней части горизонта кианитовых сланцев (составляет 1—2%). Порфиробласты его содержат включения всех других минералов и располагаются без закономерной ориентировки. Замещает кианит.

Изредка присутствуют грязно-бурый биотит с абсорбцией средней силы (биотит в гнейсах, характеризуется полной абсорбцией), плагиоклаз (андезин), переполненный включениями зерен основной массы, апатит, загрязненный углистым веществом, анатаз (?), хлоритоид и циркон.

Волокнистые кианитовые сланцы представляют собой первый тип кейвских кианитовых руд — так называемый червуртский тип (по месторождению Червурта). По геологическим запасам этот тип руд занимает первое место. Западной границей распространения промышленных руд можно считать тундру Вальурту. Дальше на запад мощность сланцев и содержание кианита быстро сокращаются. Восточная граница промышленных руд не установлена.

В качестве компонентов-примесей кианитовых руд необходимо отметить характерные для комплекса сланцев рутил и ильменит, которые могут извлекаться попутно при обогащении.

Параморфические кианитовые сланцы, слагающие северное крыло главной синклинали Больших Кейв, отличаются характерной для них толстоплитчатой отдельностью. В них на фоне черной тонкозернистой основной массы того же состава, что и в сланцах первого типа, выделяются мелкие (от нескольких миллиметров) или крупные до гигантских (4 см и более в поперечнике при длине 10—12 см и более)

параморфозы белого кианита по андалузиту (хиастолиту). Закономерной ориентировки параморфоз, как правило, не наблюдается.

Параморфозы выполнены белым лучистым кианитом, растущим от оси (001) андалузита в направлениях, перпендикулярных граням призмы. В поперечном сечении параморфоз отчетливо наблюдаются характерные для андалузита черные фигуры креста или квадрата. Рост кианита не ограничивается пределами бывшего кристалла андалузита. Лучи кианита иногда продолжают в основной массе, где он сразу же приобретает черную окраску.

По содержанию кианита, составу основной массы и количественным отношениям минералов параморфические сланцы не отличаются от рассмотренных выше волокнистых и радиально-лучистых кианитовых сланцев.

В некоторых участках северного крыла главной синклинали наблюдались переходы сланцев с параморфозами кианита в сланцы с волокнистым игольчатым кианитом. В последних в пределах южного крыла кейвского синклинория, в так называемых Малых Кейвах, на водоразделе рр. Поноя и Варзуги, в нескольких случаях наблюдались под микроскопом прекрасно сохранившиеся параморфозы кианита по андалузиту и менее отчетливые реликты форм кристаллов андалузита.

Это дает основание предполагать, что волокнистые сланцы образовались также за счет андалузитовых разностей, и эта предшествовавшая стадия метаморфизма имела не локальный, а общий для Кейв характер. Превращение андалузита в волокнистый, закономерно ориентированный кианит было связано с послонными дифференциальными движениями. Очевидно, в пределах северного крыла главной синклинали Больших Кейв имел место другой механизм движений, без послонных перемещений, доказательством чего может служить отсутствие закономерной ориентировки параморфоз. В отдельных же ограниченных участках, где возникли послонные движения, образовались волокнистые сланцы.

Параморфические кианитовые сланцы являются вторым типом кианитовых руд — манюкский тип руд, по месторождению Манюк в восточной части Больших Кейв.

При разрушении этих сланцев образуется своеобразный элювий из параморфоз кианита.

Конкреционные, «шаровидно-лучистые» кианитовые сланцы залегают совместно с параморфическими, имея по отношению к ним подчиненное распространение, и известны только в Центральном участке Больших Кейв. Кианит в них образует желвакообразные шаровидные или несколько сплюснутые эллипсоидальные конкреции, заключенные в черную углисто-мусковито-кварцевую массу. Размер конкреций составляет от 0,5 до 10—15 см в диаметре. Конкреции имеют радиально-лучистое спутанно-волокнистое строение: черный игольчатый кианит растет по радиусам из центра конкреций, в котором обычно располагается небольшая полость. На стенки полости нарастают мелкие кристаллы кианита, отличной от волокнистого кианита генерации. Сама полость иногда заполняется кварцем с чешуйками мусковита.

Происхождение конкреций остается неясным. Ассоциация конкреционных сланцев с параморфическими сланцами позволяет предполагать, что центром конкреций могли являться мелкие кристаллы андалузита, трансформированного в кианит, причем пропитанный углеродом кианит, составляющий собственно конкрецию, рос уже за пределами прежнего

кристалла андалузита, подобно тому, как это наблюдается в параморфических сланцах.

Конкреционные сланцы могут рассматриваться как промежуточный тип между параморфическими и радиально-лучистыми сланцами.

Конкреционные кианитовые сланцы являются третьим типом кианитовых руд, служившим в последние годы основным объектом поисковых и разведочных работ.

*Ставролит-кианитовые сланцы.* Эти сланцы залегают на кианитовых сланцах, связаны с ними постепенными переходами и отличаются от них постоянным присутствием хорошо видимых невооруженным глазом мелких порфиробласт коричневого ставролита, составляющего от 2—5 до 30—40%. По характеру развития кианита и составу основной массы те и другие сланцы почти не различаются между собой.

Постоянными компонентами сланцев являются: кианит, ставролит, кварц (2 или 3 генерации), мусковит (2 генерации); примеси — углистое вещество, рутил. Часто наблюдаются также ильменит, в той или иной степени замещенный лейкоксеном и анатазом, биотит, плагиоклаз и хлорит.

Для основной массы некоторых разновидностей сланцев характерно пятнистое распределение углистого вещества. Такие пятна или целиком соответствуют зернам кварца, или занимают только центральную часть последних, или, наконец, одно зерно кварца включает несколько пятен. Очевидно, темные пятна в двух последних случаях соответствуют контурам кварцевых зерен прежней основной массы, существовавшей в предшествующую стадию метаморфизма. В этих запыленных зернах или пятнах присутствуют также рутил, ильменит, тонкие параллельно ориентированные чешуйки мусковита и мелкие реликтовые зернышки кварца. Свободные от включений углерода части кварцевых зерен образованы позднее и вместе с мелкими зернами чистого кварца составляют третью генерацию этого минерала. С этой генерацией кварца связан также мусковит, образующий беспорядочно разбросанные лейсточки.

Кианит наиболее часто представлен мелкими радиально-лучистыми, пучковидными и сноповидными агрегатами, состоящими из тонких игольчатых изогнутых индивидов. Здесь устанавливается такая же ориентировка пучков и снопов кианита, как и в нижележащих кианитовых сланцах, однако выражена она менее определенно, а сами пучки являются более короткими и более широкими.

Ставролит, как и в кианитовых сланцах, образует порфиробласты размерами 1—5—6 до  $1,5 \times 10$  мм, располагающиеся независимо от текстурных элементов породы. Независимая ориентировка ставролита и включения в нем ильменита и других минералов позволяют считать его одним из наиболее поздних — посттектонических минералов. Ставролит развит всегда в виде правильных кристаллов с хорошо образованными призматическими и пирамидальными гранями; содержит значительное количество включений, занимающих обычно только центральную часть порфиробласт. Включения представлены минералами основной массы, углистым веществом, сохраняющим тот же характер распределения, что и в основной массе, реликтами кианита, замещающегося ставролитом, и червеобразными включениями кварца, выделяющегося, по всей вероятности, за счет избытка  $\text{SiO}_2$  при замещении кианита. Иногда углистое вещество располагается зонально, образуя серию тонких зон, повторяющих внешние грани кристалла и указывающих на прерывистый характер роста порфиробласт.



Порфиробласты ставролита и ильменита, расположенные поперек сланцеватости, обтекаются лейстами мусковита; в тенях давления выделяется чистый поздний кварц. По-видимому, во время и после образования ставролита и ильменита слабые дифференциальные движения в сланцах еще продолжались. Более поздними по отношению к ним являются кварц 3-й генерации, мусковит 2-й генерации и биотит — второстепенный породообразующий минерал кианито-ставролитовых сланцев.

Последним по времени образования является плагиоклаз, образующий крупные (до 10 мм) порфиробласты, переполненные включениями основной массы. Состав его изменяется от альбита до андезина, чаще соответствует кислому или среднему андезину.

Количество ставролита и кианита в кианито-ставролитовых сланцах непостоянно. В центральных Кейвах в этих сланцах выделяется горизонт богатых кианитом пород, содержащих мало ставролита — II и III продуктивные пачки.

Толща кианитовых и кианито-ставролитовых сланцев представляет собой глубоко метаморфизованные осадки типа углистых сиаллитов или огнеупорных глин.

Петрографические особенности сланцев, залегающих близ контактов с амфиболитами. Как указывалось выше, и как видно из детальных разрезов сланцевого комплекса Кейв, в его составе большую роль играют пластовые интрузивные тела основных и ультраосновных пород, превращенных в полевошпатовые или мономинеральные (бесполевошпатовые) амфиболиты. Из этих же детальных разрезов видно, что амфиболиты, залегающие в толще Б, подстилаются и перекрываются горизонтами светлых порфиробластических кианито-ставролитовых сланцев.

П. В. Соколовым и С. Н. Немцовым (1940 г.) было установлено, что эти светлые порфиробластические сланцы являются не стратиграфическими горизонтами, а контактово-измененными черными волокнистыми или параморфическими кианитовыми и кианито-ставролитовыми сланцами.

Ниже приводится характеристика сланцев, сопровождающих наиболее крупный пласт амфиболита (амфиболит I), залегающий в свите Б.

1. Черные углистые кианитовые и кианито-ставролитовые сланцы в контакте с амфиболитами обесцвечиваются и переходят в бесцветные разновидности.

2. За счет конкреций кианита, черного волокнистого кианита или за счет его параморфоз по андалузиту образуется пластинчатый кианит в индивидуализированных кристаллах — порфиробластах, которые по мере приближения к амфиболиту, постепенно освобождаясь от углистого вещества, приобретают чистую голубую окраску и увеличиваются в размерах до  $2 \times 10$  см. Размеры зерен и порфиробласт ставролита также увеличиваются и достигают  $2 \times 10$  см.

3. В непосредственном контакте (1—2 м) с амфиболитом образуются плотные светлые или, чаще, розовые и сиренево-розовые силлиманито-лабрадорные роговики.

В районе Червурты в непосредственном контакте с амфиболитом залегают черные плотные ставролитогранатовые сланцы — роговики. Черный цвет этих пород объясняется, вероятно, переходом углистого вещества в непосредственном контакте с наиболее мощным пластовым телом амфиболита в устойчивую в данных условиях модификацию углерода (графит?).

По степени изменения пород и морфологическим особенностям кианита и ставролита выделяются следующие четыре зоны, границы между которыми, а равно и внешняя граница с неизменными сланцами, имеют условный характер.

1. Внешняя зона серых и светло-серых кианито-ставролитовых или кианитовых (в нижнем контакте) сланцев. Переход от черных радиально-лучистых сланцев к этой зоне постепенный. Черный радиально-лучистый кианит постепенно сменяется голубовато-серым пластинчатым кианитом, сохраняющим еще линейную ориентировку и во внешней части зоны агрегатное строение.

Основная масса этих сланцев отличается лишь меньшим количеством углистого вещества, рассеянного в кварце, кианите и плагиоклазе, совершенно отсутствующего в трещинках кианита и между его индивидами, откуда углистое вещество удаляется в первую очередь.

Пластинчатый кианит в отличие от лучистого содержит многочисленные гелицитовые включения, иногда располагающиеся только в центре табличек. Реже мелкие включения кварца и углистого вещества образуют характерный андалузитовый крест, указывающий на предшествовавшую андалузитовую стадию метаморфизма.

Извилистой формы кварцевые включения в кианите и ставролите представляют собой, вероятно, резорбированные зерна основной массы, захваченные при росте порфиробласт кианита; плагиоклаз представлен средним олигоклазом.

По мере приближения к следующей зоне количество углистого вещества постепенно уменьшается. Исчезает запыленный ранний кварц.

Наблюдается замещение кианита кварцем. При этом в кианите часто образуются симплектитоподобные выделения кварца.

Переход к следующей зоне постепенный.

2. Зона светлых кианито-ставролитовых (иногда кианитовых в нижнем контакте) сланцев с мелкими порфиробластами пластинчатого голубого кианита, сохраняющими более или менее закономерную ориентировку, и мелкими порфиробластами ставролита.

3. Зона светлых порфиробластических (гигантопорфиробластических) кианито-ставролитовых сланцев с крупными порфиробластами ( $2 \times 10$  см) светло-зеленовато-голубого кианита и такими же крупными порфиробластами ставролита (в нижнем контакте ставролит отсутствует), нередко образующего двойники в виде косых и очень редко прямых крестов.

Основная масса светлых сланцев 2-й и 3-й зон представлена чистым полигональным кварцем (3-я генерация) и мусковитом с различными количественными соотношениями между ними. Мусковит образует беспорядочно разбросанные, реже параллельно ориентированные лейсты (2-я генерация). В гигантопорфиробластических сланцах наблюдается также тонкочешуйчатый мусковит. Обычные примеси — рутил, ильменит, реже монацит, апатит, анатаз.

В некоторых разностях наблюдается отчетливая слоистость — чередование слоев, содержащих ставролит и кианит, со слоями, лишенными их, и тонкими слоями, обогащенными рутилом и т. п.

Кварц более ранней генерации, содержащий тончайшие лейсточки серицита (мусковита), сохраняется только внутри порфиробласт кианита.

Наблюдается замещение кианита мусковитом и поздним кварцем, а также ставролитом. Поздний кварц выделяется также в теневых участках около порфиробласт кианита и ставролита.

По мере приближения к амфиболитам основная масса становится более однородной и более мелкозернистой, увеличивается в общем содержание мусковита, количество которого непостоянно — до резкого преобладания над кварцем.

Во всех трех зонах, особенно во 2-й и 3-й, наблюдаются крупные ( $1 \times 2$  см) пойкилобласты белого полевого шпата — олигоклаза, реже альбит-олигоклаза.

Описанные выше сланцы при высоком содержании кианита могут рассматриваться как особый — четвертый тип кианитовых руд. Развитие кианита в виде пластинчатых порфиробласт, возможно, явится благоприятным фактором при обогащении. Однако эти вопросы совершенно не изучены.

4. Внутренняя зона, непосредственно соприкасающаяся с амфиболитом, мощность от 1 до 4 м. В ней установлены породы двух типов:

1) плотные светлые розовые или сиреневато-розовые силлиманито-лабрадоровые роговики с крупными порфиробластами ставролита, бледно-голубоватого пластинчатого кианита и редкими чешуйками биотита и мусковита. Они залегают в непосредственных контактах с амфиболитами или реже отделяются от них зоной черных ставролитов-гранатовых сланцев.

От порфиробластических сланцев роговики отличаются раковистым изломом, структурой и составом основной массы, не содержащей слюды.

Крупные порфиробласты светло-зеленовато-голубоватого кианита (до  $1 \times 10 \times 15$  см), являющиеся монокристаллами или агрегатами нескольких пластинок в параллельном срастании, содержат многочисленные включения ( $1-10$  мм) основного плаггиоклаза — лабрадора и мелкие гелицитовые включения кварца. У поверхности лабрадора обычно выщелочен и кианит приобретает изрешеченный (продырявленный) вид. Наблюдается замещение кианита кварцем и силлиманитом. Ставролит (размеры до  $1 \times 1, 5 \times 8$  см) имеет обычный облик. Переполнен многочисленными включениями минералов основной массы.

В состав основной массы входят лабрадор (60% An), силлиманит, кварц; непостоянно — кианит, биотит, иногда хлорит; характерные примеси — ильменит и рутил, иногда апатит и другие аксессуарные. Чаше преобладают лабрадор, кварц.

Лабрадор образует относительно крупные неправильно-таблитчатые зерна с прямолинейными или сложно зазубренными краями. Характерно мозаичное погасание. Содержит множество каплевидных включений кварца, а также включения ильменита и рутила.

Силлиманит (до 40%) представлен отдельными тонкими волокнами или сложными спутанными пучками. Они располагаются или независимо от зерен лабрадора и кварца, или между их зернами, создавая своеобразную очковую структуру.

В роговиках часто наблюдалась отчетливая тонкая слоистость. Изредка для них отмечалась темная окраска;

2) черные плотные ставролитов-гранатовые сланцы мощностью 3—4 м, залегающие в непосредственном контакте с амфиболитом и пользующиеся меньшим распространением, чем предыдущие. Сопровождают главный пласт амфиболита I, залегающий в толще Б. Редко встречаются в контактах других тел амфиболитов.

С внешней стороны они резко сменяются светлыми силлиманито-лабрадоровыми роговиками или светлыми порфиробластическими кианито-ставролитовыми сланцами.

Гранат образует правильные ромбододекаэдры до 1 см в диаметре. Ставролит отличается темной, почти черной окраской. Основная масса густо пропитана углеродом.

Сохранение черной окраски в непосредственном контакте с амфиболитом связано, вероятно, с весьма высокой температурой контакта, при которой легко выгорающая модификация углерода перешла в устойчивую в этих условиях модификацию — графит (?). В связи с этим предположением становится понятным, почему черные сланцы наблюдаются в контакте наиболее мощного тела амфиболитов. За пределами рассматриваемой зоны, где температура для такого перехода была недостаточной, происходило удаление легко мигрировавшей модификации углерода.

Особый тип черных (графитизированных?) роговиков установлен в некоторых контактах амфиболитов, залегающих в порфиробластических сланцах толщи Г. Основная масса их сложена кварцем и хлоритом, на фоне которых выделяются более крупные пойкилобласты основного плагиоклаза-лабрадора. Все минералы породы густо пропитаны углеродом (графит?) или непрозрачным рудным веществом. В некоторых разностях наблюдалась тонкая колчеданная вкрапленность.

В более редкой разности пород, содержащей крупные пойкилобласты кианита и ставролита, основная масса состоит из резко преобладающего кварца, подчиненного лабрадора, чешуек биотита и хлорита и примеси углерода (графит?) или рудного вещества, рутила, апатита, циркона и колчедана (пирита).

Основные породы, вызвавшие контактовый метаморфизм сланцев, в настоящее время представленные амфиболитами, сами обнаруживают ярко выраженную симметричную зональность, рассматриваемую П. В. Соколовым как результат эндоконтактных изменений<sup>1</sup>.

**Толща В.** Мусковитовые кварциты толщи В представляют собой сланцеватые однообразные породы, резко выделяющиеся своей светлой, реже светло-серой окраской и являющиеся маркирующим горизонтом сланцевого комплекса. Они состоят из кварца и небольшого количества мусковита. Последний часто обнаруживается только на плоскостях сланцеватости, где видна его отчетливая линейная ориентировка: длинные оси вытянутых пластинок мусковита составляют небольшой угол с линией падения пласта. Сама порода при этом имеет облик сахаровидного кварцита.

Кварц составляет от 80 до 90%. Зерна его, размером от 0,1 до 0,8 мм, имеют зазубренные контуры и удлиненную форму, вытянутую в направлении сланцеватости. Угlistое вещество отсутствует. Лишь иногда наблюдается незначительное загрязнение кварца, сопровождающееся включениями тонких чешуек мусковита и тончайших кварцевых зернышек, являющихся реликтами предшествующей стадии метаморфизма.

Мусковит присутствует в количестве 10, реже 20%. Образует тонкие пластинки, ориентированные строго по сланцеватости.

<sup>1</sup> Описываемые П. В. Соколовым контактово-метаморфические изменения в породах, ранее метаморфизованных (при региональном метаморфизме), имеют принципиальное значение для понимания геологии района Кейв. Признание контактового метаморфизма в породах, уже регионально-метаморфизованных, дает основание по крайней мере думать, что внедрение основных пород (или части их), вызвавших эти явления, происходило после складчатости и одновременного с ней регионального метаморфизма. Это положение согласуется с высказываниями Л. Я. Харитонова о том, что некоторые амфиболиты в Кейвах образовались после складчатости пород свиты кейв, но до внедрения щелочных гранитов, оказывающих воздействие на эти амфиболиты. Отсюда вытекает, что щелочные граниты следует рассматривать как послескладчатые (Прим. ред.).

В качестве примесей изредка наблюдались биотит, хлорит, гранат и рудный минерал. В западной части, в районе Серповидного хребта, отмечается плагиоклаз № 26 в порфиробластах размерами 1—2 мм. Изредка встречаются пойкилобласты ставролита в форме неправильных пятен.

Исходным материалом для мусковитовых кварцитов послужили кварцевые песчаники, содержащие, вероятно, небольшое количество полевого шпата или глинистого вещества.

К толще мусковитовых кварцитов в западной части Кейв приурочены многочисленные жилы слюдяных пегматитов.

**Толща Г.** Эту толщу слагают порфиробластические ставролитовые и кианито-ставролитовые сланцы, относящиеся к верхней части сланцевого комплекса и залегающие в синклиналях. Особенности этой толщи являются развитие ставролита и кианита в виде крупных (до гигантских) порфиробласт и преобладание ставролита над кианитом. Выделяются две характерные разновидности: темно-серые сланцы, содержащие углистое вещество, и светлые сланцы, не содержащие углистого вещества. Установлено, что последние, как правило, приурочены к контактам с амфиболитами, отделяясь от них в ряде случаев силлиманито-лабрадоровыми породами с порфиробластами ставролита (+кианит). Вблизи контактов с амфиболитами основная масса становится более мелкозернистой, а размеры порфиробласт увеличиваются. Темно-серые сланцы в контактах с амфиболитами встречаются редко.

Порфиробластические сланцы представляют собой темно-серые или светлые сланцеватые породы, состоящие из слюдисто-кварцевой основной массы, в которой беспорядочно разбросаны порфиробласты темно-коричневого ставролита ( $1 \times 2 \times 10$  см), полевого шпата — олигоклаза ( $1 \times 2$  см) и в горизонтах, содержащих кианит, порфиробласты светло-голубоватого кианита ( $1 \times 2 \times 10$  см).

В основной массе обычно преобладает кварц, представленный, по крайней мере, двумя генерациями. Наиболее ранний кварц — мелкозернистый (0,01—0,1 мм), в темных разностях запыленный углистым веществом. Кварц поздней генерации образует более крупные (0,1—0,2 мм) чистые полигональные зерна. Содержание мусковита непостоянно — от отдельных чешуек до преобладания над кварцем.

Мусковит образует также две генерации — мелкочешуйчатую в виде отдельных лейсточек или войлокоподобных агрегатных скоплений, определяющую сланцеватую текстуру породы, и более позднюю — в виде крупных пластинок, не подчиняющихся ориентировке основной массы.

Биотит чаще отсутствует, но в некоторых разностях составляет до 20%. Он является поздним минералом и образует мелкие (0,5—2 мм) порфиробласты, содержащие включения циркона и ильменита. Биотит, реже ставролит и кианит, замещаются хлоритом (клинохлором).

Характерными примесями, как и в большинстве других сланцев Кейв, являются ильменит, образующий мелкие (0,06—0,1 мм) пластинки, ориентированные по сланцеватости, или более крупные беспорядочно разбросанные порфиробласты (до 1,5—5 мм), и рутил; непостоянные примеси — монацит, апатит и циркон.

Ставролит, наряду с кварцем и мусковитом, является главным породообразующим минералом. Образует как микро-, так и макро-, до гигантских размеров порфиробласты в виде беспорядочно ориентированных правильных кристаллов призматического габитуса, переполненных

мельчайшими включениями кварца и мусковита и тонко диспергированного углистого вещества, сохраняющими присущую основной массе ориентировку и сосредоточенными чаще всего в центральной части кристалла. Характерны также включения мелких порфиробласт плагиоклаза. Части двойники в виде косых и реже прямых крестов. Наблюдаются также бесформенные пойкилобласты ставролита, как бы центрирующие зерна основной массы, и являющиеся начальной фазой роста порфиробласт. Этот ставролит является, вероятно, более поздним, чем ставролит в правильных кристаллах, содержащий мельчайшие включения, которые можно рассматривать как реликты основной массы предшествующей фазы или стадии метаморфизма.

Кианит содержится только в нижнем и очень редко в верхнем горизонте порфиробластических сланцев и притом в количествах, уступающих ставролиту. Он образует микро- и макро- (до гигантских) порфиробласты в виде более или менее правильных табличек, содержащих многочисленные включения мелких зерен кварца, а также других минералов основной массы, или в виде бесформенных рваных пойкилобласт. Наблюдается замещение ставролитом, хлоритом и коррозия кварцем поздней генерации.

Плагиоклаз-олигоклаз является одним из наиболее поздних минералов и развивается в форме микроскопических или крупных (до  $1 \times 2$  см) порфиробласт, переполненных захваченными включениями зерен основной массы. Закономерность распределения полевого шпата не выяснена.

Субстратом для кианито-ставролитовых и ставролитовых сланцев толщи Г послужили глинистые осадки, содержащие меньше глинозема и больше железа, чем осадки, послужившие началом для толщи Б продуктивных кианитовых сланцев.

Кианитовые разности порфиробластических сланцев могут рассматриваться как бедные кианитовые руды, аналогично контактовым порфиробластическим сланцам.

**Толща Д.** Эта толща представлена мусковитовыми и двуслюдистыми кварцитовыми сланцами.

Мусковитовые кварцитовые сланцы — серебристые светлые или светло-серые отчетливо сланцеватые породы, отличающиеся от мусковитовых кварцитов толщи В большим содержанием мусковита, в связи с чем они имеют облик сланцев.

Главными минералами являются кварц и мусковит, содержащиеся приблизительно в равных количествах. Кварц образует вытянутые зерна, ориентированные строго по сланцеватости. Иногда он содержит тонкие гелицитовые включения кварца и мусковита, являющиеся реликтами прежней основной массы породы.

Мусковит, как и в других сланцах, образует две генерации — преобладающую раннюю — тонкочешуйчатую с лейстами, ориентированными по сланцеватости, и позднюю — в широких беспорядочно ориентированных лейстах.

В некоторых разностях (нижние горизонты) присутствует биотит (до 4—6%). Характер развития тот же, что и для мусковита (две генерации).

Среди мусковитовых кварцитовых сланцев (в средней части горизонта) выделяется непостоянный горизонт тех же сланцев, содержащих порфиробласты ставролита и кианита, переполненные включениями кварца. В отличие от порфиробласт этих минералов в других сланцах они очень редко обладают развитыми гранями и обычно имеют форму неправиль-

ных удлиненных пятен, соответствующую ранней стадии развития порфиروبласт.

К этим сланцам, а также к двуслюдыстым кварцитовым сланцам и реже мусковитовым кварцитам свиты В приурочены многочисленные мощные мономинеральные жилы высококачественного молочного кварца, частью пегматитовые жилы с амазонитом.

Двуслюдыстые кварцитовые сланцы отличаются от сланцев предыдущего горизонта постоянным наличием биотита в количестве 10—15%.

Изредка в этих сланцах встречаются кислый плагиоклаз (20% An) и кианит, отмечен диопсид (Туркина и Седых, 1940 г.). Из аксессуарных наблюдаются рудный минерал, сфен, циркон, апатит и эпидот.

**Толща Е.** Это наиболее верхняя толща комплекса сланцев, сложенная карбонатными и скарноподобными породами, метаморфизованными кварцито-песчаниками и сланцами.

Карбонатные породы представлены доломитизированными кристаллическими известняками, плотными массивными или ясно слоистыми, светлой и желтовато-розовой с фиолетовым и серым оттенками окраски, в значительной части измененными и превращенными в зеленовато-серые пироксеновые (скарновые) породы. Последние, помимо пироксена ряда диопсид — геденбергит, содержат кальцит, кварц, флогопит, плагиоклаз, мусковит, эпидот.

Метаморфизованные песчаники — тонкорассланцованные породы темно-серого, почти черного цвета состоят в основном из биотита, амфибола, кварца, полевого шпата и небольшого количества граната.

#### Западный участок

Гранатовые сланцы — плотные массивные породы розового или красно-розового цвета, состоящие из граната — альмандина (до 40—60%), образующего крупные кристаллы (3—25 см и больше в диаметре), почти вплотную прилегающие друг к другу. Промежуточная основная масса состоит в основном из кварца, биотита, ставролита и силлиманита с примесью рудного минерала. Гранат часто переполнен включениями кварца, но встречается и гомогенный гранат. Часты хорошо ограненные кристаллы. Немногочисленные силлиманит и ставролит развиты в промежуточной массе в крупных идиобластах, включающих кварц и редкие зерна рудного минерала.

Гранатовый сланец аналогичной структуры, но с мелким гранатом встречен в толще А близ с. Семиостровье. Это обстоятельство позволяет относить гранатовые сланцы Западного участка Больших Кейв к толще А, не имеющей здесь сплошного распространения.

Гранато-мусковитовые сланцы — сланцеватые породы светло-серой серебристой окраски, состоящие из кварца и мусковита, к которым в нижней части, у контакта с подстилающими гнейсами, иногда добавляется биотит. В сланцах большей частью содержится розовый гранат-альмандин, образующий кристаллы от 1—2 до 12 и реже до 20—30 см в диаметре.

В основной массе преобладает кварц. Мусковит и присутствующий в подчиненном количестве биотит обволакивают порфиروبласты граната. Иногда в гранато-мусковитовых сланцах присутствуют полевые шпаты — олигоклаз и преобладающий над ним микроклин. По направлению к

востоку гранат исчезает, количество мусковита убывает, и порода переходит в мусковитовый кварцит.

Мусковитовые кварциты и мусковито-кварцитовые сланцы представляют собой светлые сланцеватые породы, состоящие из кварца и мусковита, к которым добавляется небольшое количество силлиманита и ставролита, иногда граната. Количественные соотношения между кварцем и мусковитом непостоянны: наблюдаются переходы от богатых мусковитом разностей сланцев до кварцитов с небольшим количеством мусковита. Мусковит, располагающийся ориентированно и обуславливающий сланцеватую текстуру породы, обычно загрязнен включениями рудного минерала, распределяющегося по плоскостям спайности. Силлиманит имеет фибролитовое строение.

Силлиманитовые сланцы — светлые или светло-серые сланцеватые породы, состоящие из кварца, силлиманита и мусковита с примесью распыленного графита. Залегают часто в ассоциации с мусковитовыми кварцитовыми сланцами, обнаруживая постепенный переход к ним.

Силлиманит представлен лучистыми кристаллами белого или зеленоватого цвета длиной от 1,5—2,5 иногда до 7 см. Графит образует мелкие листочки, реже желваки. Иногда в этих сланцах появляются ставролит и гранат. Содержание силлиманита непостоянно; иногда он является преобладающим минералом.

В основной массе содержится гранобластический кварц, переменное количество мусковита, биотита, углерода (графит?), изредка сфен.

В районе Слюдяных сопок в сланцах появляется микроклин, количество которого по мере приближения к гнейсам возрастает. В этом же направлении увеличивается количество биотита и уменьшается количество мусковита. Наблюдается сильно серицитизированный плагиоклаз.

Появление силлиманита, заменяющего в Западных Кейвах характерный для остальных Кейв кианит, и графита, вместо легко выгорающей модификации углерода, свидетельствует или о более глубоком региональном метаморфизме, или, что вероятнее, о наложении здесь нового этапа метаморфизма, связанного с контактовым воздействием близких интрузий щелочных гранитов.

Следует напомнить, что восточнее силлиманит и, возможно, графит появляются в контактовых зонах основных пород — амфиболитов. Силлиманит отмечен также на Серповидном хребте в сланцах толщи Б, залегающих вблизи (до 1 км) щелочных гранитов.

В западной части Больших Кейв известны месторождения слюды — мусковита и абразивного граната — альмандина.

Слюдяные пегматиты (месторождения Кулийокское, Слюдяные сопки и др.) залегают в существенно мусковитовых (гранато-мусковитовые и мусковитовые кварцитовые сланцы, мусковитовые кварциты) и силлиманитовых сланцах. Месторождения известны с 1930 г. и с тех пор неоднократно разведывались, но до настоящего времени не разрабатываются.

Несмотря на крупные размеры пластин, мусковит отличается невысоким качеством вследствие деформированности кристаллов и проникновения на большую глубину явлений выветривания.

Месторождения граната — альмандина (Ровозерское, Макзабак, Тахлитуайв и др.) приурочены к гранатовым и гранато-мусковитовым сланцам. Кристаллы граната достигают 20—25 см в диаметре. Месторождения разведаны недостаточно.



### Сводка по стратиграфии

Подробно рассмотренные выше фактические данные по стратиграфии толщ, слагающих свиту кейв, показывают, что при всем своеобразии вещественного состава пород свиты она отличается исключительно устойчивым стратиграфическим разрезом, являя собой редкий пример среди образований докембрия.

Основание свиты не установлено. Однако структурные данные позволяют сделать вывод, что она залегает на гнейсо-гранитах архея, которые были вовлечены в складчатость вместе со свитой кейв и приобрели структуры, сопряженные со структурами последней. Выступают гнейсо-граниты в ядрах крупных антиклиналей. К югу от с. Краснощелья, на р. Пурначе и в районе с. Каневки они рассматриваются как фундамент свиты. Северный контакт свиты кейв с археем является тектоническим. Здесь глыба гнейсо-гранитов надвинута с северо-востока на свиту кейв.

Взаимоотношения свит кейв и имандра-варзуга, для которой принимается протерозойский возраст, остаются неясными. Возможно, они являются близкими по времени отложениями различных зон протерозойского (карельского) подвижного пояса. На эту возможность указывают данные Н. А. Островской (1952 г.) о переслаивании к югу от с. Каневки гнейсов свиты кейв со сланцеватыми амфиболитами, сходными со сланцеватыми амфиболитами протерозоя. Однако эта точка зрения в настоящее время еще не подкреплена достаточным фактическим материалом.

Наибольшее сходство со свитой кейв имеет свита воронья-поросозеро, для которой условно принимается нижнепротерозойский возраст. В составе этой свиты участвуют гнейсы, сходные с гнейсами свиты кейв, двуслюдистые ставролитовые и кианитовые сланцы, мусковитовые кварциты, ортоамфиболиты и основные эффузивы, имеющие преобладающее развитие в районе р. Вороньей (тундры Полмос, Охмыльк, Лешая). Существенная роль основных эффузивов в составе свиты воронья-поросозеро отличает ее от свиты кейв. Сходство разрезов и залегание обеих свит в одной структурной зоне позволяют высказать предположение об их одновозрастности. Вместе с тем, разрезы этих свит не могут быть непосредственно сопоставлены, что заставляет рассматривать их как самостоятельные. Установление их взаимоотношений является одной из задач ближайших исследований.

Другой, близкой по составу, является свита гнейсов и ставролитогранатовых сланцев Корва-тундры в западной части Мурманской области, также условно относимая к протерозою и развитая главным образом на территории Финляндии.

Свита кейв может также сопоставляться с развитыми на территории Карельской АССР глубоко метаморфизованными образованиями зоны Кукаозера и ладожской формацией, относимыми к нижнему протерозою.

А. А. Полканов (1936а), основываясь на направлении складчатых движений, указывал на сходство свиты кейв со свитой кристаллических сланцев хребта Паё на п-ове Канин и осадочной свитой п-ова Рыбачий — о-ва Кильдин, относимых к эопалеозою (гиперборей — синийская или рифейская формации) или кембрию, и допускал для нее возможность эопалеозойского возраста.

Всеми исследователями свиты кейв обращалось внимание на сопряженность структур свиты и щелочных гранитов. При этом некоторые исследователи рассматривают щелочные граниты как интрузивные образования и сопряженность структур считают доказательством синхрон-

ности интрузий с кейвской складчатостью, с одним из ее этапов (Соколов, 1934 г., 1935, 1939, 1940 гг.); Соколов и Немцов, 1940 г.; А. А. Чумаков). При такой точке зрения вопрос о возрасте свиты кейв нельзя рассматривать в отрыве от возраста щелочных гранитов и других щелочных интрузий Кольского п-ова. К сожалению, возраст щелочных гранитов остается до настоящего времени неопределенным. Если исходить из генетических связей щелочных гранитов с многочисленными щелочными интрузиями Кольского п-ова, то их надо рассматривать как относительно более ранние и наиболее глубинные проявления щелочного магматизма в тектонически активной среде, с чем связано и широкое развитие метасоматических процессов, проявившихся почти на всей площади Кейвской складчатой зоны.

Поскольку для Ловозерской интрузии устанавливается возраст не древнее верхнего девона, интрузии щелочных гранитов могут иметь раннегерцинский или каледонский возраст. Учитывая, однако, тот факт, что щелочные граниты, известные в пределах массива Гремяха-Вырмес, генетически связаны с ультраосновными и щелочными породами, которые по-видимому, не моложе силура, щелочные граниты более правильно относить к каледонской эпохе. Последним соображением, которое должно быть принято во внимание, является горизонтальное залегание красных песчаников терской свиты, относимых в настоящее время к девону, на юго-восточном продолжении кейвской складчатой зоны.

Если считать, что внедрение интрузий щелочных гранитов синхронно со складчатостью свиты кейв, то возраст последней может быть повышен до нижнего палеозоя.

Л. Я. Харитонов (1938, 1939, 1951 гг.) выдвинул другую точку зрения на генезис щелочных гранитов, к которой затем присоединились А. В. Перевозчиков (1940 г.) и К. О. Кратц (1940 г.). Л. Я. Харитонов рассматривает щелочные гнейсо-граниты восточной части свиты кейв как метасоматические образования — продукт гранитизации гнейсов свиты кейв. По мнению этого исследователя, гранитизация происходила в тектонически пассивной (уже складчатой и консолидированной) среде и была отделена от складчатости эпохой разломов, по которым внедрялись дайки основных пород, в настоящее время представленных амфиболитами. В этом случае возраст свиты кейв не связывается с временем образования щелочных гранитов и едва ли с этой точки зрения может быть повышен до нижнего палеозоя.

При оценке возраста свиты кейв должны быть приняты во внимание некоторые косвенные данные. Так, например, по Н. А. Островской, наблюдается переслаивание гнейсов свиты кейв и сланцеватых амфиболитов в районе Патчерв-тундры, как об этом уже указывалось выше.

Позднее, в 1954 г. Н. А. Островская, картируя свиту имандра-варзуга в ее наиболее восточной части (район между Бабьим озером и верховьем р. Чапомы), обнаружила мощные толщи конгломератов, содержащих многочисленную гальку гнейсов свиты кейв. Есть основания предполагать, что эти конгломераты старше кварцитов и диабазов верхней подсвиты свиты имандра-варзуга и, по-видимому, моложе сильно измененных и прорванных гранитами мегадиабазов (сланцеватых амфиболитов?) нижней подсвиты.

Следует также иметь в виду, что породы свит кейв и вороньей-поросозеро могут быть разновозрастны. В составе последней известны сланцеватые амфиболиты, которые вместе с комплексом сопровождающих их кератофилов и парасланцев вполне сопоставимы с подобными поро-

дами нижней подсвиты свиты имандра-варзуга (в ее западной части) и с широко известными на территории Карельской АССР аналогичными толщами спилито-кератофировой формации, возраст которых не моложе верхнего протерозоя.

Все это вместе взятое позволяет условно принять для свиты кейв возраст не выше верхнего протерозоя и отнести ее к образованиям нижнего протерозоя.

В то время как положение свиты кейв среди других кристаллических образований Мурманской области остается еще не вполне ясным, внутренняя стратиграфия ее обоснована большим и убедительным материалом, хотя и неодинаково детальным для различных частей площади распространения пород свиты.

В результате многочисленных исследований твердо установлено, что свита разделяется на два различных комплекса — комплекс весьма однообразных гранато-биотитовых гнейсов, являющийся нижней частью свиты, и комплекс разнообразных по составу кристаллических сланцев, залегающих согласно на комплексе гнейсов.

Однообразие состава гнейсов, отсутствие маркирующих горизонтов, широкое развитие в гнейсах метасоматических процессов, а также отсутствие детальных геологических съемок на площади развития гнейсов не позволили до настоящего времени расчленить гнейсовый комплекс и установить его мощность. Можно предполагать, что мощность гнейсов выражается первыми тысячами метров.

На основании редких находок среди гнейсов метаморфизованных аркозовых песчаников с серицитовым цементом и реликтовых обломочных структур (Харитонов, 1939 г.; Носиков, Хинейко и др., 1952 г.) можно считать, что гнейсы представляют собой в основном мощную толщу глубоко метаморфизованных аркозовых песчаников, образовавшуюся за счет интенсивного размыва горной страны. Возможно, что в составе толщи участвовали также кислые эффузивы, о чем свидетельствуют находки кварцевых порфиров и кератофиров к югу от Песочного озера (Соколов, 1935, 1939 гг.). О происхождении гнейсов за счет кислых эффузивов высказывал мнение Ю. С. Неуструев (1937 г.).

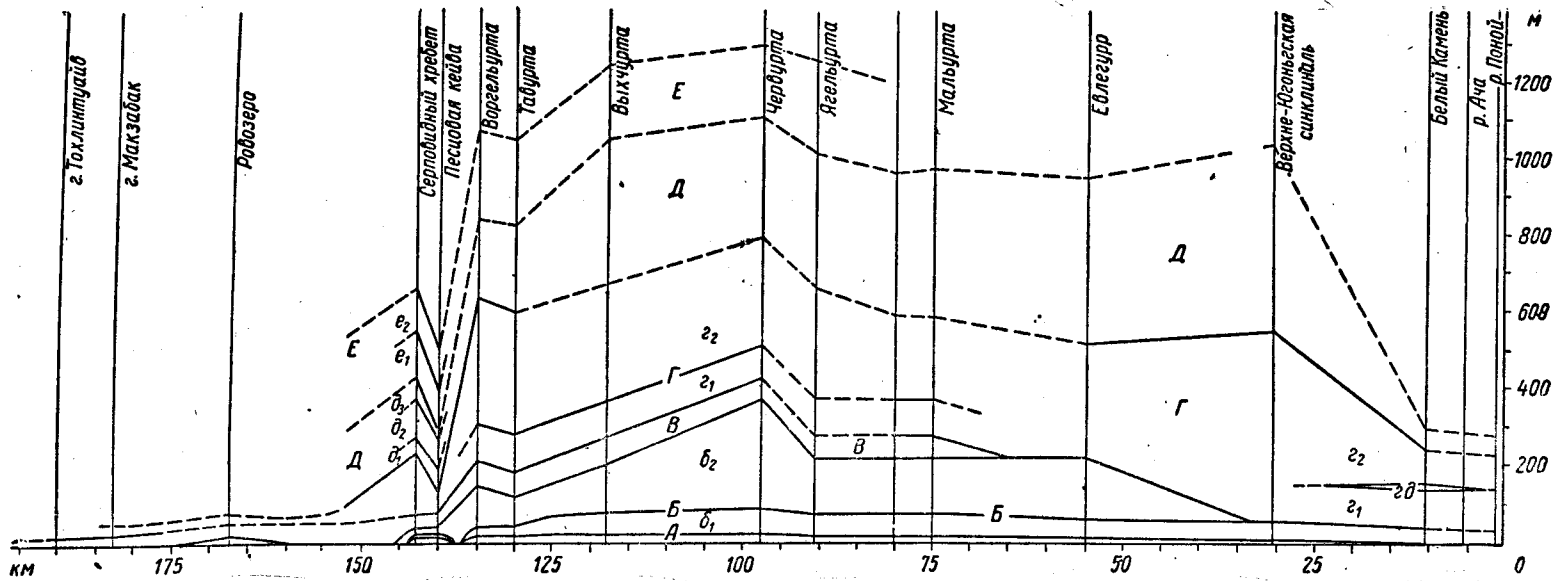
Работами Л. Я. Харитонова и других геологов установлено, что гнейсы постепенно переходят в нижнюю толщу (А) комплекса сланцев. Эта толща представлена мусковито-гранатовыми сланцами, часто с углистым веществом. В средней части толщи залегают прослеженный на большом протяжении пласт черных (углистых) ставролито-гранатовых сланцев. Характерно отсутствие в сланцах полевых шпатов.

Минералогический состав толщи позволяет рассматривать ее как образовавшуюся за счет глинистых, частью углисто-глинистых кварцевых песчаников. В некоторых разрезах в основании толщи А залегают пласт ортоамфиболита.

Несмотря на незначительную мощность, не превышающую 30 м, толща А непрерывно прослеживается в основании сланцевого комплекса Центрального участка Больших Кейв, всюду залегающая на гнейсах и подстилающая вышележащую толщу (Б) черных кианитовых сланцев.

В пределах Восточного участка толща прослежена с перерывами, что объясняется недостаточной обнаженностью и отсутствием детальных исследований. Максимальной мощности (20 м в южном и 30 (?) м в северном крыле) толща достигает между тундрами Шууртуртой и Вальбуртой. К востоку она уменьшается до 8 м. К западу наблюдается постепенное уменьшение мощности. В северо-западном окончании Серповидного

Южное крыло главной синклинали



Северное крыло главной синклинали

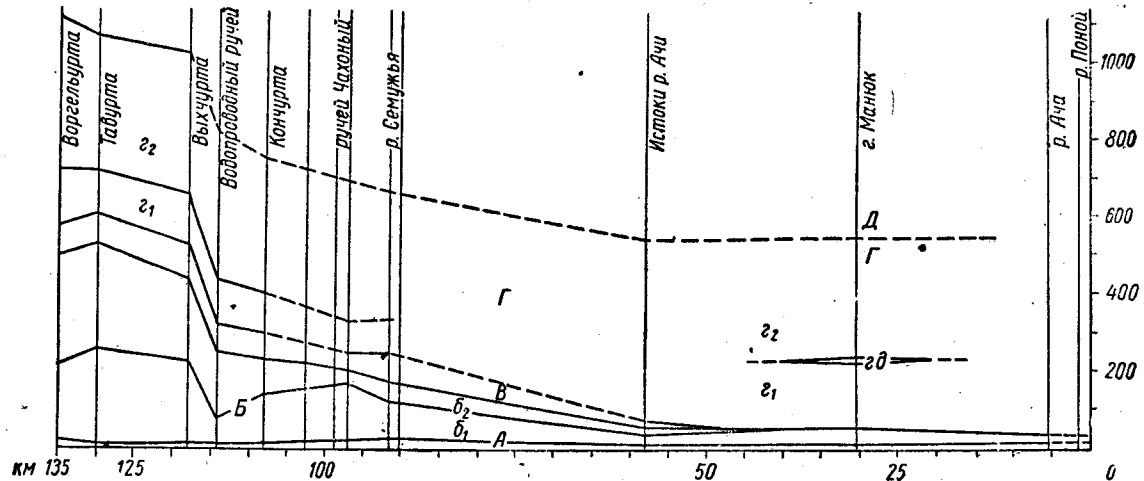


Рис. 7. Схематические продольные разрезы Больших Кейв

хребта толща А выклинивается. Не установлена она и в долине рч. Кейвы, прорезающей Серповидный хребет. В Западном участке Больших кейв толща А вновь появляется южнее Ровозера. Дальше к западу сланцы, достоверно принадлежащие толще А, неизвестны.

На рис. 7 приведена схема изменения мощностей различных толщ по простиранию.

На мусковито-гранатовых сланцах толщи А залегает более мощная продуктивная толща Б черных углистых кианитовых сланцев, вверх по разрезу постепенно обогащающихся ставролитом и переходящих в такие же черные ставролито-кианитовые сланцы. В некоторых разрезах можно видеть постепенный переход от мусковито-гранатовых к кианитовым сланцам, но вместе с тем граница между ними, так же как и между мусковито-гранатовыми сланцами и гнейсами, является вполне четкой, так как переходные зоны незначительны. Иногда между толщами А и Б залегает пласт ортоамфиболита.

Толща Б отчетливо разделяется на два основных горизонта, выдерживающихся на всем ее протяжении: нижний горизонт — кианитовых сланцев (ставролит практически отсутствует) и верхний горизонт — ставролито-кианитовых сланцев. Переход от нижнего горизонта к верхнему постепенный, в связи с чем граница между ними проводится условно по мощному пласти ортоамфиболита (амфиболит I), прослеживающемуся на всем протяжении Центрального участка Больших Кейв (на некоторых участках северного крыла главной синклинали этот пласт отсутствует). Фактически граница между кианитовыми и ставролито-кианитовыми сланцами проходит несколько ниже амфиболита I. Внутри ставролито-кианитовых сланцев залегает пласт амфиболита (амфиболит II). Оба (?) пласта амфиболита отмечены также в наиболее восточной части Больших Кейв, у так называемого Белого Камня.

В. В. Носиков, А. Д. Хинейко и др. (1952, 1953 гг.) разделяют толщу Б на три продуктивные толщи («пачки»): I — нижнюю, II — среднюю и III — верхнюю, границами между которыми являются указанные два пласта амфиболитов. В нижнюю продуктивную пачку, таким образом, входит часть ставролито-кианитовых сланцев.

Упомянутыми авторами на основании разведочных работ и систематического изучения разрезов произведено детальное расчленение толщи Б (до 10 горизонтов и подгоризонтов), вскрывающее и прекрасно иллюстрирующее ее строение, а также сложный характер метаморфических процессов, наиболее отчетливо проявившихся в продуктивной толще. Такое дробное расчленение, весьма важное для изучения вещественного состава и генезиса продуктивной толщи, однако, не является стратиграфическим.

Основным критерием стратиграфического расчленения остается пока содержание железа (ставролит). Однако и этот критерий не является безусловным. На детальных разрезах и продольных профилях Больших Кейв (см. рис. 7) видно, что мощность толщи Б, составляя на тундре Червурта в южном крыле 340 м, уменьшается к востоку и западу. При этом мощность кианитовых сланцев изменяется незначительно. Составляя на Червурте 80 м, она очень медленно уменьшается к востоку до 20 м, вблизи замыкания сланцевой синклинали. На запад мощность кианитовых сланцев убывает быстрее. В северо-западной части Серповидного хребта они, как и вся толща Б, стратиграфически выклиниваются.

Мощность ставролито-кианитовых сланцев менее постоянна. В 25 км восточнее рва Евлегурр эти сланцы выклиниваются, тогда как нижний го-

ризонт толщи Б продолжается до юго-восточного замыкания главной синклинали в районе Каневки. На запад мощность ставролито-кианитовых сланцев уменьшается в общем более равномерно до полного выклинивания в северо-западной части Серповидного хребта.

Отношение мощности кианитовых сланцев к мощности ставролито-кианитовых сланцев в южном крыле непостоянно и составляет от 1:25 (Ягельурта) до 1:4 (Червурта).

В северном крыле максимум мощности толщи Б смещен на 30 км к западу (Тавурта), где общая мощность толщи достигает 530 м (возможно, преувеличена). В 5 км к западу она уменьшается до 480 м. Западнее, вплоть до выклинивания толщи, данные о мощностях отсутствуют. На восток мощность уменьшается постепенно. В районе Игийурты ставролито-кианитовые сланцы выклиниваются, а кианитовые, как и в южном крыле, продолжают вплоть до замыкания сланцевой синклинали, где мощность их составляет 20 м.

Отношение мощности кианитовых и ставролито-кианитовых сланцев имеет здесь иной характер, составляя от 3:1 до 1:2. Иначе говоря, в северном крыле кианитовые сланцы составляют большую часть толщи, в противоположность южному крылу, где они составляют меньшую часть толщи. Соотношения различных горизонтов и толщ, наблюдаемые в южном крыле, вероятно, близко соответствуют истинным стратиграфическим соотношениям.

В северном крыле, вследствие недостаточной ясности его структуры, как указывают В. В. Носиков и А. Д. Хинейко (1953 г.), данные о мощностях нижней продуктивной пачки, в особенности для западной части Центрального участка Больших Кейв, являются условными. Не исключена также возможность тектонического увеличения мощности толщи Б в северном крыле, как на это указывалось выше.

Состав толщи Б на всем ее простираии отличается удивительным постоянством. Только в наиболее западной части количество кианита уменьшается и возрастает количество слюды — мусковита, что связано, вероятно, не столько с фаціальными изменениями толщи, сколько с метасоматическим замещением кианита слюдой в связи с близостью сланцев к щелочным гранитам.

В вертикальном направлении отмечается постепенный переход от нижележащих мусковито-гранатовых сланцев, в связи с чем самая нижняя часть толщи (первые метры) обогащена мусковитом и бедна кианитом. Между кианитовыми и ставролито-кианитовыми сланцами — в первой продуктивной пачке — иногда наблюдается горизонт слюдистых, бедных кианитом сланцев.

В самой верхней части толща Б также обедняется кианитом и обогащается мусковитом, в связи с чем намечается переход к вышележащей толще мусковитовых кварцитов.

Наблюдающиеся в составе толщи горизонты светлых порфиробластических сланцев, светлых или светло-серых сланцев с призматическим кианитом (по существу также порфиробластических), черных порфиробластических ставролито-гранатовых сланцев и силлиманито-лабрадорových роговиков, располагающихся зонально в контактах с амфиболитами, нельзя рассматривать как стратиграфические; они соответствуют различным петрографическим типам пород, образовавшихся в сложных условиях контактового метаморфизма.

На толще Б, а в Западном участке непосредственно на гнейсах, трансгрессивно залегает характерная для Больших Кейв толща В светлых

мусковитовых кварцитов, иногда отделяясь от толщи Б интрузивным пластом амфиболита. Первичный состав этой толщи отвечает, очевидно, кварцевым пескам с небольшой примесью глинистого материала (мусковит 5—15%) и иногда углистого вещества (серые разности кварцитов).

Толща В является весьма однородной по своему составу и не имеет внутреннего подразделения. В нижней части она несколько более слюдиста (переход от толщи Б), в верхней части — у границы с толщей Г — в ней появляются редкие, плохо образованные, не имеющие кристаллографических очертаний порфиробласты ставролита, порфиробласты плагиоклаза, а также еще более редкие гранат и биотит. В Западном участке Больших Кейв, где эта толща лежит непосредственно на гнейсах, в ее составе появляется гранат, и мусковитовые кварциты переходят в гранато-мусковитовые сланцы.

В южном крыле толща В имеет максимальную мощность (свыше 70 м на тундре Вальурта). На восток мощность ее медленно уменьшается, составляя на тундре Мальурта 50 м, а затем вскоре толща, вероятно, выклинивается, так как в ущелье Евлегурр через 20 км она уже полностью отсутствует. В западном направлении мощность мусковитовых кварцитов также уменьшается и в средней части Серповидного хребта составляет 30 м. Далее на запад данные о их мощности отсутствуют.

В северном крыле максимальная мощность толщи (85 м) наблюдается в районе тундры Выхчурты (к северу от Вальурты). К востоку она остается сначала более или менее постоянной, а затем быстро убывает, и толща вскоре выклинивается.

К западу от тундры Выхчурты на протяжении 15 км мощность мусковитовых кварцитов уменьшается незначительно, а далее данные для северного крыла отсутствуют. Для толщи В также отмечаются в части разрезов несколько большие мощности в северном крыле по сравнению с южным крылом. Для западной половины Кейв можно говорить о трансгрессивно-несогласном залегании мусковитовых кварцитов на подстилающих их сланцах и гнейсах.

Толща мусковитовых кварцитов согласно перекрывается наиболее мощной в сланцевом комплексе толщей Г — темно-серых и светлых слюдисто-ставролитовых сланцев, в нижних горизонтах содержащих кианит (порфиробластические ставролито-кианитовые и ставролитовые сланцы). Иногда между толщами В и Г залегает пласт ортоамфиболита. Отличительной особенностью толщи Г является развитие ставролита и кианита в форме крупных — до гигантских (до  $1 \times 2 \times 10$  см) порфиробласт, резко выделяющихся среди тонкочешуйчатой кварцево-слюдистой массы. В этом отношении сланцы толщи Г морфологически почти не отличаются от порфиробластических сланцев, залегающих в толще Б в контактах с амфиболитом (амфиболит I).

Второй особенностью пород толщи Г является подчиненное количество в них кианита, присутствующего только в нижней части толщи, и преобладание ставролита.

Окраска сланцев не характерна. Имеющиеся данные показывают, что светлые разности обычно залегают в контактах с амфиболитами.

Первичный характер осадков толщи Г соответствует, по-видимому, углистым, железистым (ставролит) глинам.

Толща порфиробластических сланцев по составу делится на два горизонта: нижний горизонт порфиробластических кианито-ставролитовых сланцев ( $1/4$ — $1/3$  общей мощности толщи) и более мощный горизонт порфиробластических ставролитовых сланцев.

Толща развита на всем протяжении Центрального и Восточного участков Больших Кейв. В Западном участке она залегает в отдельных изолированных синклиналиях, причем западнее Ровозера представлена силлиманитовыми сланцами, принадлежность которых к рассматриваемой толще не может считаться строго доказанной.

Полный разрез порфиروبластических сланцев наблюдается в наиболее глубоко погруженной синклинали Серповидного хребта и Песцовой кейвы в самой западной части Центрального участка Больших Кейв.

В. В. Носиков и А. Д. Хинейко (1953 г.) делят толщу на четыре горизонта, разделяемых тремя пластовыми интрузиями амфиболитов. Нижний горизонт, по указанным авторам, представлен кианито-ставролитовыми сланцами, а три верхних — ставролитовыми сланцами. Такое разделение оправдано для целей более полного изображения структуры, для детальных разрезов и изучения метаморфизма. При отсутствии амфиболитов три верхних горизонта разделить невозможно (см. выше — Разрезы Серповидного хребта). Стратиграфически можно выделить только нижний горизонт ставролитово-кианитовых сланцев и верхний — ставролитовых сланцев, объединяющий три верхних горизонта В. В. Носикова и А. Д. Хинейко.

В Восточном участке Больших Кейв Л. Я. Харитонов (1939 г.) также выделяет нижний горизонт ставролитово-кианитовых сланцев, выше которых залегают ставролитовые сланцы, содержащие маломощный горизонт мусковитовых кварцитов.

Полная мощность толщи в южном крыле в районе с. Семиостровья составляет 430 м; 110 м приходится на нижний горизонт (западнее этот горизонт отсутствует). В 4 км к западу мощность толщи уменьшается до 175 м (!), а еще через 1 км — в средней части Серповидного хребта — составляет 85 м. Вскоре, в связи с кульминацией оси главной синклинали и ее замыканием, замыкается и толща Г. Западнее, через несколько километров она вновь появляется в следующей синклинали. Еще западнее на протяжении свыше 30 км в отдельных узких синклиналиях залегают силлиманитовые сланцы, подстилаемые гранато-мусковитовыми сланцами. Мощность силлиманитовых сланцев не установлена, поскольку отсутствуют покрывающие их породы. Судя по ширине одной из полос этих сланцев (300—400 м), имеющих моноклинальное залегание, их мощность составляет в районе горы Белый Бычок (20 км к западу от Серповидного хребта) около 150—200 м.

Восточнее с. Семиостровье, на участке до тундр Аккурта и Кайнурта, в связи с пологим поднятием оси главной синклинали, вышележащая толща (Д) и верхняя часть порфиروبластических сланцев эродированы. В синклинали тундры Ягельурта порфиروبластические сланцы отсутствуют.

В районе тундры Кайнурты, где мусковитовые кварциты подстилающей толщи В выклиниваются, порфиروبластические сланцы, по данным Л. Я. Харитонova (1938 г.), залегают на ставролитово-кианитовых сланцах толщи Б. Мощность толщи Г составляет здесь ориентировочно 500—600 м.

Для Восточного участка Л. Я. Харитонов (1939 г.) общую мощность толщи оценивает в 700—750 м, в том числе нижнего горизонта (с кианитом) — 200—250 м. Возможно, что эти цифры преувеличены, так как залегание толщи, по всей вероятности, осложнено второстепенными складками. В верхнем горизонте наблюдается пласт мусковитового кварцита



мощностью 10 м. В районе Каневки мощность толщи уменьшается, составляя у тундры Белый Камень около 100 м (?).

Исходя из того, что мощность толщи Г в районе с. Семиостровье (430 м) и на тундре Кайнурте (500—600 м) приблизительно одинакова, можно принять, что и между этими пунктами, где большая часть толщи Г эродирована, она имела мощность от 500 до 600 м.

В северном крыле главной синклинали в районе с. Семиостровье мощность толщи составляет 545 м, в том числе нижний горизонт 145 м, против 430 и 110 м соответственно в южном крыле. Далее к западу данные о мощности отсутствуют. К востоку — до тундры Кайнурты — верхняя часть толщи эродирована. В районе горы Манюк мощность нижнего горизонта составляет 76 м; на нем залегают ставролитовые сланцы мощностью 100 м, перекрываемые мусковитовым кварцитом мощностью 10 м. Выше снова залегают ставролитовые сланцы, мощность которых неясна, в связи с осложнением крыла дополнительными складками. Она может составлять от 40 до 120 м, а общая мощность толщи от 220 до 300 м.

Состав однообразной толщи порфиробластических сланцев, слагающих внутреннюю часть главной синклинали, часто осложненную мелкими складками, изучен в значительно меньшей степени, чем продуктивной толщи Б. В общем толща является очень устойчивой по составу и характеризуется темно-серой окраской. Светлые разности сланцев залегают обычно в контактах амфиболитов.

Нижний горизонт, содержащий кианит, выдерживается на протяжении Восточного и большей части Центрального участков. К западу от с. Семиостровье кианит исчезает: кианито-ставролитовые сланцы замещаются ставролитовыми.

В наиболее западной части Больших Кейв толща Г, как указывалось, представлена силлиманитовыми сланцами, в связи с чем можно предполагать фаціальное изменение толщи в этом направлении (фашия сиаллитов — огнеупорных глин).

Особенностью восточной части толщи является присутствие в ней маломощного пласта мусковитовых кварцитов.

Толща порфиробластических сланцев согласно перекрывается мощной толщей Д светлых мусковитовых и двуслюдистых кварцитовых сланцев (иногда между обеими толщами залегает пласт ортоамфиболитов). Первоначальные осадки были представлены кварцевыми песками с большим, чем в толще В, количеством глинистого материала, за счет которого образовались слюды (до 30%). Полный разрез толщи Д наблюдается только в районе Серповидного хребта и Песцовой кейвы, где она отчетливо разделяется на три горизонта — нижний и верхний горизонты мусковитовых кварцитовых сланцев и средний горизонт двуслюдистых кварцитовых сланцев. Между нижним и средним горизонтом в одном из разрезов наблюдается пласт ортоамфиболита.

В основании нижнего горизонта иногда наблюдается биотит (до 10%), а в самой верхней его части выделяется непостоянный горизонт, содержащий лишённые кристаллографических очертаний расплывчатые порфиробласты ставролита и редкого кианита.

Общая мощность толщи в южном крыле в восточной части Серповидного хребта составляет 155 м (в том числе нижнего горизонта 50 м, среднего 85 м и верхнего 20 м). Здесь же в северном крыле — на Песцовой кейве — неполная мощность среднего горизонта составляет более 80 м, верхнего — 10 м, мощность нижнего горизонта не установлена. В 1 км к западу общая мощность толщи в южном крыле увеличивает-

ся до 195 м при мощностях отдельных горизонтов (снизу вверх) — 75, 80 и 40 м. Еще несколько западнее мощность нижних мусковитовых кварцитов уменьшается до 45 м, а двуслюдяных кварцитовых сланцев увеличивается до 120 м. Верхний горизонт не обнажается. Для северного крыла в двух последних разрезах данные о мощностях отсутствуют.

В 5—6 км западнее, в связи с кульминацией оси синклинали, толща Д замыкается, а затем вновь появляется в ядре уже упоминавшейся небольшой синклинали складки.

По направлению на восток толща Д также вскоре замыкается в связи с постепенным поднятием оси главной синклинали. Вновь она появляется в 70 км к востоку в районе тундры Кайнурты, откуда прослеживается до восточного окончания главной сланцевой синклинали. Здесь толща представлена мусковитовыми кварцитами или кварцитовыми сланцами светлой или сероватой окраски и реже — биотито-гранатовыми кварцитами.

Л. Я. Харитонов (1939 г.) для Верхне-Югоньской синклинали предполагает общую мощность толщи Д 500—600 м (?), указывая, что в главной синклинали по направлению к северо-западу и юго-востоку она сокращается.

В северном крыле в районе горы Манюк мощность кварцитов (истинная ?) составляет 50 м.

Если принять во внимание, что на участке между с. Семиостровье и тундрой Кайнурта толща Д эродирована (см. рис. 7, мощность толщи Д для этого участка показана путем интерполяции), то ее распространение по простиранию составит около 160 км. Очевидно, она распространялась дальше к востоку и в особенности к западу, поскольку в Серповидном хребте мощность ее еще весьма значительна.

Наиболее верхней толщей, венчающей разрез свиты кейв, является сложная по своему составу толща Е, согласно залегающая на толще мусковитовых и двуслюдяных кварцитовых сланцев и представленная в нижней части доломитизированными кристаллическими известняками, частью превращенными в пироксеновые скарноподобные породы, и в верхней части — полевошпатовыми биотитовыми, гранато-биотитовыми, кианитоставролитовыми сланцами и кварцито-песчаниками. В средней части толщи залегают пласт ортоамфиболита. Толща перекрывается амфиболит-манделъштейнами, выше которых других образований в свите кейв неизвестно. Толща Е имеет очень ограниченное распространение и сохранилась только в ядре наиболее глубоко погруженной синклинали Серповидного хребта—Песцовой кейвы. Судя по мощности толщи (200—330 м), можно предполагать, что она имела значительное распространение, но целиком эродирована на остальной площади Кейвской складчатой зоны.

Первичными отложениями толщи являлись в нижней части карбонатные осадки и в верхней части — пелиты и псаммиты. Средняя часть толщи характеризовалась чередованием карбонатных осадков с пелитами и псаммитами.

В. В. Носиков и др. (1952 г.) границу между верхним и нижним горизонтами проводят по пласту ортоамфиболита, вследствие чего в состав нижнего горизонта входит часть сланцев и кварцито-песчаников. Мощность толщи составляет в южном крыле — для нижнего горизонта 110—120 м, верхнего—100—210 (?) м, в северном крыле соответственно 100 и 100—140 м.

Толща в нижней части имеет светло-серую, желтовато-розовую или бледно-фисташковую окраску, иногда с тонкой слоистостью. Выше окрас-

ка становится пестрой — темно-зеленой, коричневатой, серой до черной и красновато-бурой. Переходы от карбонатных пород к пироксеновым и от последних к сланцам и кварцито-песчаникам — постепенные с тонким переслаиванием.

Данные об области отложения осадков толщи Д отсутствуют.

Общая мощность комплекса сланцев на Серповидном хребте (южное крыло), где наблюдается его наиболее полный разрез, составляет от 511 до 607 или от 500 до 600 м.

В этих разрезах присутствует два пласта ортоамфиболита суммарной мощностью от 40 до 60 м, не считая покрывающего свиту амфиболит-мандельштейна, мощность которого неизвестна (порядка 100—200 м ?).

Если суммировать максимальные мощности всех толщ, приходящиеся в целом на район тундр Вальурта-Червурта, учитывая и эродированные в этом районе верхи толщи Г и вышележащие толщи Д и Е, то общая мощность комплекса сланцев в этом районе максимального опускания составит в южном крыле 1275 м, а в северном крыле — 1288 м или 1580 м, если учитывать не вполне достоверную мощность толщи Б в районе тундр Выхчурты — Тавурты, т. е. цифры мощностей оказываются одинаковыми, хотя соотношения их по отдельным горизонтам имеют различия.

Для восточной части Л. Я. Харитонов оценивает общую мощность сланцев от 800 до 1100 м. Возможно, эти цифры преувеличены, так как залегание толщ Г и Д во внутренней части главной синклинали имеет, вероятно, более сложный характер, чем простая синклинали структура.

Выше неоднократно подчеркивалось, какая большая роль в комплексе сланцев принадлежит пластовым телам ортоамфиболитов и метатипербазитов, занимающим определенное положение в разрезе. Некоторые из этих тел (главный амфиболит, или амфиболит I имеет мощность на тундре Червурта до 170 м и в северном крыле до 230 м. Этот пласт амфиболита прослеживается от Серповидного хребта до рва Евлегурр (свыше 80 км) и отмечается у горы Белый Камень близ восточного окончания свиты. Амфиболиты имеют большое значение при картировании, являясь маркирующими горизонтами.

При детальном картировании Центрального участка Больших Кейв (Носиков и др., 1952, 1953 гг.) зафиксировано 11 пластов амфиболитов и 2 пласта метатипербазитов. Суммарная максимальная мощность амфиболитов для Центрального участка Больших Кейв составляет для южного крыла 560 м, в том числе метатипербазитов 100 м, и для северного крыла 700 м, в том числе 200 м метатипербазитов.

Если увеличить цифры общих мощностей на 100 м (условная мощность амфиболит-мандельштейна, покрывающего толщу Е), то суммарная мощность основных пород составит 660 и 800 м, иначе говоря, при общей мощности сланцевой толщи вместе с амфиболитами в южном крыле 1935 м или, округляя, 2000 м, на долю основных пород приходится до 34%.

В северном крыле при мощности сланцев вместе с амфиболитами 2088 м (округляя, 2100 м) или по менее достоверным данным 2380 м (округляя, 2400 м) на долю основных пород приходится соответственно 38 или 34%.

Приведенные цифры показывают, насколько значительна может быть роль амфиболитов в формировании комплекса сланцев. То обстоятельство, что суммарная мощность амфиболитов в северном крыле выражается большей цифрой, вряд ли является случайным, а выражает, вероятно,

общую для Больших Кейв тенденцию сложного перераспределения вещества в процессе складчатости. Одинаковые суммарные мощности сланцев в обоих крыльях главной синклинали (если исключить указанные выше недостаточно достоверные цифры для северного крыла на участке тундр Выхчурта, Тавурта и Воргельурта) показывают только, что цифра 1300 м близка к истинной мощности и что процесс тектонического перераспределения вещества не был просто направлен от южного крыла к северному, а имел значительно более сложный характер, различный для различных толщ и горизонтов на разных участках больших Кейв. Можно предположить, что движение вещества в общем совершалось от синклиналей (мульд) к антиклиналям, притом преимущественно в северном направлении, с чем может быть и связано усложнение северного крыла дополнительными второстепенными складками и сохранение в нем реликтов андалузитовой фазы метаморфизма (?).

Необходимо еще раз коротко остановиться на разрезе сланцевого комплекса Западного участка Больших Кейв.

Гранато-мусковитовые сланцы Западного участка нами относятся не к толще А, более близкой по составу, а к толще В мусковитовых кварцитов, представленной здесь несколько иным типом первичных осадков. Исходя из этого, силлиманитовые сланцы должны соответствовать низам толщи Г, представленной здесь глиноземистой (без железа) фацией. Основаниями для этого является выклинивание на Серповидном хребте толщи Б кианитовых сланцев, к которой ближе всего подходят силлиманитовые сланцы, и продолжение на запад от Серповидного хребта толщи В мусковитовых кварцитов.

В противном случае нужно допустить, что толща кианитовых сланцев (Б) распространялась дальше на запад, а затем, до отложения свиты В, была в этой части, так же как и нижняя толща (А) эродирована, сохранившись только западнее Ровозера. Очевидно, разрешение этого вопроса должно быть одной из задач дальнейших исследований. При этом должны учитываться особые условия метаморфизма Западного участка Больших Кейв.

Анализ рассмотренных выше данных по стратиграфии комплекса сланцев и высказанные соображения позволяют дать следующую стратиграфическую схему (сверху вниз) для свиты кейв в целом (табл. 11).

### *Заключение*

Отложение осадков свиты кейв отвечает целому периоду осадконакопления, связанному с поднятием континента, следующему за периодом предшествующей складчатости. Этот период характеризовался интенсивным разрушением гор в начале и постепенным превращением горного рельефа в равнину — в конце его. На фоне этого общего процесса происходят колебательные движения, выделяются отдельные периоды поднятий, за которыми следуют периоды разрушения поднятых участков или периоды опускания и связанные с ними перемещения границ бассейна, в котором отлагались осадки. Характер бассейна остается неизвестным, а его границы едва только могут быть намечены.

Для свиты кейв можно говорить о четырех циклах осадконакопления, связанных с четырьмя периодами поднятия.

Первый цикл начинается интенсивным разрушением молодой горной страны и быстрым накоплением мощной толщи полиминеральных существенно псаммитовых осадков — аркозовых песчаных пород. Вследствие

Таблица 11

Комплексы	Толщи	Горизонты	Западный участок	Центральный участок	Восточный участок	Циклы осадко-накопления
			Наименование пород			
К О М П Л Е К С Ы К Е Й В Ц Е Н Т Р А Л Ь Н Ы Й	Е	e <sub>2</sub>	Эродированы (?)	Мандельштейны? Кварцито-песчаники, биотитовые, биотито-гранатовые и кианитоставролитовые сланцы 100—150 м (210 м ?)	Эродированы?	Четвертый цикл
		e <sub>1</sub>	То же	Доломитизированные кристаллические известняки и скарноподобные породы, переходящие кверху в сланцы и кварцито-песчаники 100—120 м	То же	
	Д	д <sub>3</sub>	.	Мусковитовые кварцитовые сланцы 10—40 м	.	Третий цикл
		д <sub>2</sub>	.	Двуслюдистые кварцитовые сланцы 80—120 м	.	
		д <sub>1</sub>	Мусковитовые Мощность ?	кварцитовые сланцы В нижней части иногда с биотитом. В верхней части непостоянный горизонт с порфиробластами ставролита и кианита 45—75 м	50—500 м	
	Г	г <sub>2</sub>	.	Темно-серые углистые (порфиробластические) ставролитовые сланцы В нижней части непостоянный горизонт мусковитовых кварцитов 10 м 65—450 м	200—600 м	Второй цикл
г <sub>1</sub>		Темно-серые углистые порфиробластические ставролитовые сланцы (мощность не определена) или силлиманитовые сланцы 150—200 (?)	Темно-серые углистые порфиробластические ставролито-кианитовые сланцы В наиболее западной части кианит отсутствует 15—145 м	75—200 м		
В	в	Мусковитовые кварциты переходят в гранато-мусковитовые сланцы 16—28 м	Мусковитовые кварциты 19—85 м	Отсутствуют		

Продолжение табл. 11

Комплексы	Толщи	Горизонт	Западный участок	Центральный участок	Восточный участок	Циклы осадко-накопления
			Наименование пород			
Комплекс сланцев	Б	б <sub>2</sub>	Отсутствуют (перерыв)	Черные (углистые) ставролито-кианитовые сланцы 0—270 м	Мощи? В наиболее восточной части отсутствуют	Первый цикл
		б <sub>1</sub>	То же	Черные (углистые) волокнистые и радиально-лучистые или параморфические и конкреционные кванитовые сланцы 0—80	40—20	
	А	а	Гранатовые сланцы 5—8 м	Мусковито-гранатовые сланцы. В средней части непостоянный горизонт черных ставролито-гранатовых сланцев 0—20 м	8 м	
Комплекс гнейсов			Гранато-биотитовые и биотитовые гнейсы мощность ?			

быстрого переноса на короткое расстояния материал подвергается только простому механическому разрушению. Господствует процесс физической дезинтеграции пород. Сортировка материала и химическое разложение практически отсутствуют. Мощность этих осадков выражается, по всей вероятности, первыми тысячами метров. Имеющиеся данные позволяют предполагать, что осадконакопление сопровождалось излияниями кислых эффузивов.

Осадки начала первого цикла вместе с возможными кислыми эффузивами соответствуют комплексу гнейсов.

В конце первого периода этого цикла рельеф разрушающейся горной страны сглаживается, продукты разрушения в процессе замедлившегося переноса начинают подвергаться сортировке: постепенно исчезает полевой шпат, возрастает количество кварца (зона перехода от гнейсов к сланцам).

В связи с дальнейшим выравниванием рельефа разрушающейся суши существенно псаммитовые осадки сменяются алеврито-пелитовыми — типа глинистых песчаников или песчаных глин, повышается роль продуктов химического разложения, создаются условия для сохранения в осадке углистого вещества. Начинается новый этап формирования свиты — отложение существенно глинистых осадков, из которых в дальнейшем образовался комплекс кристаллических сланцев.

В середине времени, соответствующего отложению толщи А, в отдельных частях бассейна происходит значительное обогащение осадка органическим (углистым) веществом (черные ставролито-гранатовые сланцы — непостоянный горизонт?).

Превращение суши в пологую плоскую равнину создает условия для усиления процессов химического разложения пород и образования сиаллитной коры выветривания. Медленно сносимые продукты разрушения последней образовали осадки, соответствующие продуктивной толще Б кианитовых сланцев. Роль механического выветривания в образовании этих осадков совсем незначительна.

Специфической особенностью толщи Б является высокая концентрация кианита (в среднем около 25—30% с колебаниями от 10 до 60%). Содержание  $Al_2O_3$  в этих сланцах составляет в среднем до 34—39% с колебаниями для месторождения Червурта от 29 до 58% (Борисов и др., 1940). Характерно крайне низкое содержание железа (в нижней части в среднем 0,57%  $Fe_2O_3$ ) и постоянное присутствие титана (около 1%  $TiO_2$ ), что типично для таких фаций.

Первичные осадки, за счет которых образовались сланцы толщи Б, представляли собой редкий пример весьма устойчивой на большой площади высокоглиноземистой фации богатых каолинитом пород типа углистых сиаллитов или огнеупорных глин.

Высокая степень химической дифференциации позволяет предполагать, что источником осадков были продукты химического выветривания бедных железом пород типа гранитов или близких к ним по составу осадочных и метаморфических пород, достигшие стадии каолинового разложения, медленно транспортировавшиеся по равнине, находящейся в то время на стадии зрелого пенеплена, и отлагавшиеся в обширном бассейне (Пустовалов, 1940).

Сохранность углистого вещества и присутствие небольших количеств сульфидов указывает на застойный характер бассейна, являвшегося озером или морским заливом, на восстановительные условия и сероводородное заражение его придонной части, связанные с разложением организмов без доступа кислорода. Обширные, хотя и ограниченные (уменьшение мощности и выклинивание) размеры бассейна, в котором отлагалась толща Б, отличают условия ее образования от условий образования огнеупорных глин, отлагающихся чаще в небольших озерных водоемах и залегающих в виде линз.

Западная граница области отложения осадков к началу отложения толщи Б, по-видимому, отодвигается на восток — к западному окончанию Серповидного хребта и Песцовой кейвы. В Западном участке Больших Кейв, вероятно, представлявшем в это время сушу, происходил размыв отложившихся ранее осадков, в связи с чем толща А сохранилась только на отдельных участках. Восточная граница бассейна проходила, по-видимому, несколько восточнее с. Каневки, так как вблизи последней мощность толщи быстро убывает, проявляя тенденцию к выклиниванию. На север бассейн, вероятно, простирался далеко от Больших Кейв. Южная граница располагалась южнее водораздела рр. Поноя и Варзуги, так как на этом водоразделе известны кианитовые сланцы (Малые Кейвы).

К концу первого цикла восточная граница бассейна отступает к району тундры Игийурты (ставролитово-кианитовые сланцы восточнее Игийурты отсутствуют).

Второй цикл осадконакопления, связанный с новым поднятием суши (понижением базиса эрозии) и перемещением границ бассейнов на запад, начинается отложением кварцевых песков с примесью глинистого материала, соответствующих толще В. Высокая дифференциация и однородность отлагавшегося материала позволяет предполагать длинный перенос.

Восточная граница бассейна отступает еще дальше на запад — в район тундры Кайнурты, западная — также перемещается на запад, дальше западной границы современного распространения свиты, так как в крайних западных выходах мощность толщи составляет еще около 20 м. Осадки толщи В ложатся на различные толщи отложений первого цикла: в Центральном участке — на толщу углистых огнеупорных глин (черные ставролито-кианитовые сланцы), а в Западном участке — на комплекс аркозов (гнейсы) и местами сохранившиеся от эрозии глинистые песчаники толщи А. Южная и северная границы бассейна остаются неясными.

Развитие эрозионных процессов приводит снова к выравниванию суши и повышению роли агентов химического выветривания, не имеющих, однако, такого исключительного значения, как в конце первого цикла. Восточная граница бассейна отодвигается на восток, и в нем отлагаются углистые глинистые осадки (толща Г), в которых значительно повышается роль обломочного пелитового материала по сравнению с осадками конца первого цикла. Усиливается роль железа в осадке. В дальнейшем количество продуктов химического разложения, по-видимому, уменьшается (исчезает кианит). Спокойное накопление глинистых пелитовых осадков прерывается кратковременным накоплением кварцевых песков (непостоянный горизонт мусковитовых кварцитов Восточного участка Больших Кейв).

Границы области отложения толщи Г неизвестны. Значительное уменьшение мощности толщи в западной, а также в восточной (?) частях Больших Кейв позволяет предполагать, что в обоих направлениях область отложения толщи распространялась не слишком далеко за современные границы свиты кейв. Северная и южная границы области отложения этой толщи остаются совершенно неясными.

Новое поднятие суши дает начало третьему циклу осадконакопления, начавшемуся, как и второй цикл, отложением кварцевых песков, но с большей примесью глинистых пелитовых частиц (толща Д мусковитовых и двуслюдяных кварцитовых сланцев). В низах и в средней части толщи наблюдается обогащение железом (биотит). В отлагающихся осадках, по-видимому, кратковременно появляется каолинит (непостоянный горизонт с кианитом). Дальнейшее развитие третьего цикла идет по пути, отличному от первых двух циклов. Этим отличием является карбонатный характер осадков (доломито-известковые мергели — нижняя часть толщи Е), сменяющих отложения кварцевых глинистых песков. Отлагающиеся осадки характеризуются тонкой перемежаемостью слоев с различной примесью глинистых частиц.

Вторая половина третьего цикла осадконакопления характеризуется мелкими колебательными движениями, приводящими к частой смене осадков — перемежаемости мергелей с пелитовыми (сланцы) и псаммитовыми (кварцито-песчаниками) осадками. Этот неустойчивый режим завершает третий цикл накопления осадков.

Затем колебательные движения различного направления приобретают тенденцию преимущественного поднятия, что приводит к отложению чередующихся слоев пелитовых глин или вакк (красно-бурые и темно-серые биотитовые, биотито-гранатовые и кианито-ставролитовые полевошпатовые сланцы и гнейсы) и плохо сортированных кварцевых песков (кварцито-песчаники), определяющих начало четвертого цикла осадконакопления. В этом цикле впервые появляются достоверные основные эффузивы — мандельштейны, завершающие разрез свиты кейв.



Учитывая циклический характер осадков, верхнюю часть толщи Е следовало бы выделить в самостоятельную толщу. Однако ее тесная связь с осадками нижнего горизонта и отсутствие данных о дальнейшем развитии осадконакопления четвертого цикла заставляют остановиться в настоящее время на том стратиграфическом расчленении, которое было предложено П. В. Соколовым (1939, 1940 гг.) и развито В. В. Носиковым и А. Д. Хинейко (1952, 1953 гг.).

Данные о границах бассейна в периоды отложения осадков III и IV циклов отсутствуют.

Из приведенных выше данных следует, что внутри свиты кейв наблюдается по крайней мере одно стратиграфическое несогласие — в основании толщи В. Другое несогласие — в основании толщи Г еще не доказано, и залегание этой толщи на различных нижележащих толщах может объясняться замещением одних фаций другими по простираанию.

Тектонические несогласия внутри свиты отсутствуют. Однако многократный последовательный метаморфизм свиты и тектоника щелочных гранитов (наблюдения А. В. Перевозчикова, 1940 г. и К. О. Кратца, 1940 г.) заставляют предполагать, что складчатая структура кейв сформировалась в несколько этапов, последовательность которых во времени и связь с магматизмом и метаморфическими процессами еще неясна.

### Задачи дальнейшего изучения свиты кейв

Свита кейв с ее колоссальными месторождениями кианита и комплексом других полезных ископаемых, несмотря на ряд детальных геологических съемок, остается еще недостаточно изученной.

Степень изученности Кейвской зоны не соответствует ее значению, как одного из важнейших в ближайшем будущем экономических районов Мурманской области. Многие кардинальные вопросы геологии свиты, генезиса и распределения полезных ископаемых не подвергались глубокому изучению и, несмотря на различные взгляды, высказывавшиеся исследователями Кейв, до сих пор остаются неясными и решаются альтернативно. Вследствие этого потенциальные возможности минеральных ресурсов Кейвской зоны раскрыты еще не полностью.

Два основных геологических вопроса требуют разрешения: вопрос о возрасте свиты и тесно связанный с ним вопрос о возрасте щелочных гранитов и их месте в геологической истории Кейв. К этим вопросам тесно примыкает вопрос о времени внедрения пластовых интрузий основных пород (амфиболитов).

Не менее важным является вопрос о взаимоотношении свиты кейв со свитой имандра-варзуга и свитой воронья-поросозеро

Неясной остается и структура огромной площади, сложенной гнейсами, а также возможность выявления на этой площади месторождений полезных ископаемых.

Разрешение этих общих вопросов требует постановки детальной геологической съемки для всей площади свиты кейв и окружающих ее образований и проведения на этой базе тематических работ со специальной углубленной проработкой и обобщением материалов.

Другая группа вопросов относится к кианитоносному комплексу кристаллических сланцев. Здесь ждут своего разрешения вопросы взаимных связей магматических процессов, тектоники и метаморфизма. Сюда от-

носится, в частности, проблема амфиболитов и их роли в формировании комплекса сланцев.

Только на основе глубокого изучения связей всех явлений может быть найдено правильное решение вопроса о генезисе месторождений кианита и о закономерностях распределения отдельных типов месторождений.

Совершенно не подвергался специальному минералогическому изучению вещественный состав комплекса сланцев. Этим путем могли бы быть более глубоко разрешены вопросы первичного состава свиты, последовательности стадий метаморфизма и выявлены новые продуктивные горизонты, а также возможности комплексного извлечения из кианитовых сланцев других ценных примесей и, в частности, титановых минералов. Необходимо, например, минералогическое изучение и опробование порфиробластических ставролито-кианитовых и кианито-ставролитовых сланцев, как залегающих в толще Б, так и относящихся к толщ Г, с целью их оценки как кианитовой руды нового еще не изученного типа.

Одним из важнейших вопросов для поисков и оценки месторождений кианита является вопрос о непостоянстве мощностей кристаллических сланцев, на что выше обращалось внимание и причины чего остаются неясными.

Основой разрешения вопросов, связанных непосредственно с кианитоносными сланцами, должна быть детальная геологическая съемка м. 1 : 25 000 всей территории Больших Кейв, а также сланцевой полосы на водоразделе Поноя с Варзугой, Стрельной и Пурначом. Наряду с геологической съемкой необходима постановка специальных работ по изучению минералогического состава сланцев, изучению амфиболитов и связанных с ними контактово-метаморфических процессов, а также специальных структурных исследований дифференциальных движений, играющих, по-всей вероятности, большую роль в перемещении (перераспределении) вещества и приводящих как к уменьшению мощностей, так и к их увеличению на отдельных участках. Закономерности и пути таких перемещений могли бы быть выявлены этим методом.

### ***Свита Вороньих тундр — Поросозера (воронья — поросозеро)***

Геологические образования, описываемые под названием свиты воронья-поросозеро, охватывают комплекс сланцеватых амфиболитов и кристаллических сланцев и гнейсов, развитых вдоль северной окраины западной части площади распространения свиты кейв (район Поросозера — Колмозера и горы Чудзьваар) и прослеживающихся на северо-запад до р. Вороньей (Вороньи тундры — Охмыльк, Лешая, Полмос). Эти образования были впервые обнаружены и изучены на Вороньих тундрах в 1931 году. Значительно позднее (1940 г.) были открыты гнейсы и кристаллические сланцы в районе Поросозера и горы Чудзьваарь. До последнего времени образования этих районов, ввиду отсутствия данных о их взаимосвязи, рассматривались раздельно и описывались под наименованием свиты охмыльк-лешая-полмос (Вороньи тундры) и свиты поросозеро-чудзьваарь. Только в последние годы (1953) Л. А. Кириченко и Е. Г. Минина (1953 г.) установили, что комплекс кристаллических сланцев Вороньих тундр непрерывно прослеживается до Поросозера.

В связи с этими новыми данными возникла необходимость присвоить породам, развитым на пространстве между р. Вороньей и Поросозером,

наименование свиты воронья-поросозеро. Однако детальному изучению пока подвергались только район Вороньих тундр и район Поросозеро. Поэтому ниже дано описание этой свиты по отдельным лучше изученным участкам.

### Участок вороньих тундр

Протерозойские образования, развитые в бассейне р. Вороньей, слагают ряд тундр (Полмос, Охмыльк, Лешая и др.) к востоку от этой реки до оз. Лявозера. На их простирации к юго-востоку, на северной окраине Кейвской возвышенности, находится свита гнейсов и сланцев оз. Поросозера.

Свита пород, условно относимая к протерозою, в бассейне р. Вороньей, впервые была исследована в начале 30-х годов настоящего столетия. Комплекс пород, слагающих тундру Полмос, был открыт В. И. Влодавцем (1931 г.), а несколько позднее район был посещен А. Д. Михайловым (1932 г.). Они обнаружили здесь слюдяные и андалузитовые сланцы и сланцеватые амфиболиты, сходные с сланцеватыми амфиболитами р. Поной и северо-западного района Кольского полуострова, что послужило одним из оснований для отнесения этого комплекса пород к протерозою. Породы имеют северо-западное простираие при крутом угле падения. В зеленокаменных породах В. И. Влодавец обнаружил никелевый силикат-гарниерит, а А. Д. Михайлов отметил магнитную аномалию, причина которой не выяснена. Он же обнаружил аплитовидные микроклиновые граниты с турмалином (пегматиты), прорывающие сланцеватые амфиболиты.

Позднее район Вороньих тундр был исследован М. Д. Кадыровой (1936 г.), В. И. Намоюшко, В. С. Сверчковым (1936 г.).

Главным членом рассматриваемого протерозойского комплекса, зажатого среди олигоклазовых гнейсо-гранитов архея, являются сланцеватые амфиболиты с подчиненными пачками кристаллических сланцев. Последние имеют широкое распространение только в юго-восточной части описываемой свиты.

Сланцеватые амфиболиты, по-видимому, образовались за счет метаморфизма толщи диабазовых эффузивов, туфов, туфобрекчий и частью интрузивных габбро-диабазов. Толща вытянута в северо-западном направлении и прослеживается на 20—25 км, достигая ширины около 7—8 км. Предположение об образовании амфиболитов за счет диабазов основано на наличии в них местами реликтов офитовой структуры.

Амфиболиты интенсивно рассланцованы и падают под крутыми углами: в северо-восточной части района преимущественно на юго-запад, а в юго-западной части отмечаются падения на северо-восток.

Среди амфиболитов залегают ультраосновные породы, превращенные в серпентиниты. Амфиболиты прорываются более молодыми гранитными и пегматитовыми жилами, среди которых большой интерес представляют пегматиты с сподуменом, поллучитом и полихромными турмалинами. Самыми молодыми образованиями здесь являются дайки диабазов, условно относимые к палеозою.

На горах Длинной, Лешей и Средней наблюдается перемежаемость амфиболитов со светлыми мелкозернистыми кристаллическими сланцами, гнейсами и порфироидами. В северо-западной части эти породы залегают во вмещающей толще зеленокаменных пород в виде пропластков и мощных линз мощностью от 10 до 600 м. По направлению к юго-востоку эти

кристаллические сланцы и гнейсы начинают преобладать в составе свиты и у оз. Лявзеро совершенно вытесняют сланцеватые амфиболиты.

Среди сланцеватых амфиболитов М. Д. Кадырова (1936 г.) выделяет следующие петрографические разновидности: актинолитовые сланцы, амфиболо-карбонатные сланцы, гранатовые амфиболиты и биотитовые амфиболиты. Кроме того, встречаются пироксеновые амфиболиты и габбро-амфиболиты.

В метагаббро и пироксеновых амфиболитах сохраняются реликты первичной габбровой структуры и минералогического состава: лабрадор № 52—70 и светло-зеленый диопсид, замещаемый зеленым амфиболом.

В более измененных разностях основность плагиоклаза значительно понижается (№ 25—50) и пироксен нацело замещается зеленой роговой обманкой, которая является в них господствующим минералом.

В актинолитовых сланцах количество роговой обманки достигает иногда 95% состава породы. Значительное развитие имеют минералы цоизит-эпидотовой группы (в амфиболовых эпидозитах), хлорит, карбонат; встречаются биотит, апатит, сфен, кварц и скаполит. По типу метаморфизма сланцеватые амфиболиты принадлежат к амфиболитовой метаморфической фации.

Кристаллические сланцы, роговики и порфириоиды отличаются лейкократовым обликом, имея вид мелкозернистых гнейсов. Кристаллические сланцы составляют центральную часть толщи. Несмотря на сравнительно небольшую мощность, они очень разнообразны по составу. Главное распространение имеют мусковито-кианито-кварцевые сланцы, но здесь также развиты и двуслюдяно-ставролит-кианитовые, биотито-андалузитовые, прито-биотито-мусковитовые, хлорито-серицитовые роговики и сланцы. Содержание кианита в них колеблется от 15 до 33%.

Структура сланцев кристаллобластовая со следами катаклаза, чаще всего лепидобластовая и пойкилобластовая. Состав и условия залегания сланцев в виде тонкого переслаивания указывают на их осадочное происхождение за счет кремнисто-глинистых пород.

Среди толщи кристаллических сланцев М. Д. Кадырова выделяет своеобразные породы, по своей структуре напоминающие роговики. Последние представлены плотными серыми мелкозернистыми породами; среди них Кадырова выделила биотитовые, гранато-биотитовые, кордиеритовые, андалузитовые, антофиллитовые и пятнистые (серицитовые) разности. Они имеют характерную роговиковую, иногда порфиробластовую и пойкилобластовую структуру.

Образование этих пород Кадырова объясняет контактовым воздействием диабазовой магмы на древние осадочные породы, в настоящее время превращенные в кристаллические сланцы<sup>1</sup>.

Среди роговиков и сланцев М. Д. Кадыровой были обнаружены линзы и пропластки пород эффузивного облика с порфиристыми вкрапленниками, которые заметны макроскопически и состоят часто из зерен опаловидного кварца и полевых шпатов. Под микроскопом полевые шпаты определены как альбит, редкий микроклин; изредка встречен биотит. Основная масса пород очень мелкозернистая кварцево-полевошпатовая, содержащая в виде примеси биотит, серицит, турмалин, апатит, хлорит, рутил, пирит и очень редко касситерит. Состав и структура этих пород

<sup>1</sup> Выделенные М. Д. Кадыровой роговики, по-видимому, представляют собой порфиробластические парасланцы, подобные тем, которые широко распространены среди свиты кейв и образование которых едва ли связано с контактовым воздействием диабазов. (Прим. ред.).

соответствует кварцевым порфирам и кварцевым альбитофирам, хотя местами вследствие сильного рассланцевания они почти не отличимы от серицито-кварцевых сланцев. Эти кислые эффузивы аналогичны подобным эффузивам в других местах Кольского п-ова и подобным же породам нижнего протерозоя Карелии<sup>1</sup>.

Вулканогенные и осадочные породы бассейна р. Вороньей подвергались складчатости и собраны в серии асимметричных складок, оси которых имеют северо-западное простирание. Эти складки замыкаются на северо-западе.

Тектонические движения более позднего времени, чем складчатость, создали систему разломов северо-восточного простирания с крутым падением плоскостей разломов на северо-запад, а также менее резко выраженные меридиональные вертикальные трещины.

К разломам северо-западного простирания приурочены многочисленные небольшие интрузии ультраосновных пород, имеющие вытянутую линзообразную форму. Несколько таких же интрузий связано с меридиональной трещиной между горами Лешей и Длинной.

В некоторых массивах ультраосновных пород отмечается бедная вкрапленность медно-никелевых сульфидов.

В 1936 г. в серицито-кианито-кварцевых сланцах тундры Охмыльк В. С. Сверчковым было обнаружено сульфидное рудопроявление. Здесь толщи сланцев до 300 м мощности инъецированы турмалиновым пегматитом и кварцевыми прожилками, содержащими вкрапленность пирита, халькопирита, магнетита, цинковой обманки, свинцового блеска, блеклой руды, ковеллина, халькозина. В числе полезных ископаемых, связанных с толщей гнейсов и сланцев, следует упомянуть также и кианит, количество которого, однако, уступает кейвским кианитовым сланцам.

Вкрапленные сульфидные минералы встречены также в серицито-кианито-кварцитовых сланцах горы Длинной. Здесь они связываются с прорывающими кристаллические сланцы турмалиновыми пегматитами. Главную массу вкрапленников составляет пирит в идиоморфных кристаллах и крупных зернах, частью корродированный флюоритом и сопровождаемый турмалином. Он образует послойные прожилки, вкрапленники, создающие оруденелые зоны. Из других рудных минералов в очень незначительном количестве встречаются халькопирит, магнетит, блеклые руды, есть следы золота и олова (очень редкие находки мелкого касситерита).

### Участок Поросозеро-Чудзьваар

В 1940 г. на южном берегу Поросозера (к северу от Песцовой кейвы) среди поля микроклиновых гнейсо-гранитов архея был обнаружен комплекс гранато-биотитовых гнейсов и гранато-ставролитовых сланцев, переслаивающихся с амфиболитами (Туркина и Седых, 1940 г.). Тогда же комплекс этих пород был прослежен далее на юго-восток через возвышенность Чудзьваар до оз. Нурис (Ныр) - явр (Соколов и Немцов 1940 г.). Для этого комплекса было предложено наименование «свита поросозеро-чудзьваар». Обращало на себя внимание сходство этой свиты со свитой кейв, хотя провести корреляцию разрезов обеих свит не пред-

<sup>1</sup> Согласно более поздним исследованиям (В. П. Зуева и др.) установлена следующая последовательность пород снизу вверх: 1) гранато-биотитовые и биотитовые гнейсы, 2) порфиroidы и кварцево-серицитовые сланцы, 3) сланцеватые амфиболиты, 4) конгломераты с галькой всех более древних пород, 5) угловатые кианит-биотитовые гнейсы (Прим. ред.).

ставлялось возможным. Вместе с тем в районе Поросозера и на возв. Чудзьваар было установлено, что рассматриваемая свита прорывается микроклиновыми гранитами, что и явилось решающим для ее отнесения к архею и выделения в качестве самостоятельной свиты.

Работами Кириченко и Минина (1953); Кадырова (1952); Богатырева (1952) было установлено, что свита поросозеро-чудзьваар протягивается далее на северо-запад до тундры Полмос и что комплекс гнейсов и кристаллических сланцев, развитый в районе последней, принадлежит к этой же свите. Поэтому в настоящее время для рассматриваемой свиты целесообразно принять наименование свиты воронья-поросозеро.

В таком понимании эта свита протягивается от тундры Полмос на северо-западе до оз. Нурис (Ныр) и далее на юго-восток на расстояние свыше 120 км.

Своеобразна толща сланцевых амфиболитов с подчиненными им серицито-кианитовыми и другими сланцами, прорываемая турмалиновыми пегматоидными гранитами, так называемая свита полмос-охмыльк-лешая, относилась к протерозою (В. С. Сверчков 1936, В. И. Намоюшко, 1936 г.). В настоящее время, в связи с объединением этой свиты со свитой поросозеро-чудзьваар, относимой П. В. Соколовым к архею, вопрос возраста этих отложений должен быть заново пересмотрен.

В районе Поросозера свита залегает среди пород комплекса микроклиновых гранитов—гранодиоритов, которые имеют с ней интрузивный контакт (зона мигматитов). В связи с этим основание свиты неизвестно. Породы свиты здесь залегают в виде сложного изоклинального синклинория, опрокинутого на северо-восток. Структура их сопряжена со структурой вмещающих гранодиоритов. Контактная зона последних с поросозерскими биотитовыми гнейсами представлена широкой полосой мигматитов. Вблизи гранодиоритов мигматиты имеют небулитовый характер с неясными пятнами гранитизированных гнейсов среди преобладающего гранодиоритового материала. Ближе к гнейсам ксенолиты имеют более четкий характер и породы переходят в полосчатые мигматиты-артериты. Еще далее они сменяются гнейсами с кварцевой инъекцией. В гнейсах наблюдаются также секущие жилы аплитов и пегматитов.

Южнее гранодиоритов расположено поле микроклиновых гнейсо-гранитов, имеющих тот же план структуры и являющихся частью большого поля гранитов, слагающих территорию к северу от Кейв. Гранодиориты являются, по-видимому, гибридными породами, образованными за счет ассимиляции пород поросозерского комплекса микроклиновыми гнейсо-гранитами, что дало основание П. В. Соколову рассматривать комплекс пород поросозеро-чудзьваар как более древний по отношению к последним и относить его к архею (Туркина и Седых, 1940 г. Соколов и Немцов, 1940 г.).

Обращают на себя внимание характерные резкие изгибы в плане осевых линий складок в районе Поросозера, отвечающие таким же изгибам складок в свите кейв. Эта сопряженность структур является результатом участия древних образований в наиболее молодой для центральной части Кольского полуострова кейвской складчатости.

На южном берегу Поросозера Поросозерский синклинорий замыкается. После перерыва в несколько километров полоса гнейсов и сланцев поросозерского типа вновь появляется у Колмозера, откуда протягивается в юго-восточном направлении до р. Иоканьги вдоль контакта щелочных гранитов и свиты кейв (гнейсов) с археем. Здесь также намечается синклиналь, но опрокинутая на юго-запад с залеганием в ее ядре ста-

вролитовых сланцев. Амфиболиты здесь представлены четырьмя или двумя повторяющимися в крыльях пластами.

После небольшого перерыва (3—4 км), где рассматриваемый комплекс, вероятно, срезается линией надвига, у горы Ериньпахк вновь появляется полоса гнейсов, протягивающаяся далее на юго-восток через возвышенность Чудзьваар вдоль контакта свиты кейв и архея, принимающая в восточной части широтное направление в соответствии с направлением указанного контакта.

Несколько севернее, уже среди микроклиновых гнейсо-гранитов, в районе оз. Нурис (Нырл)-явр, протягивается еще одна параллельная полоса таких же пород.

В районе Поросозера наблюдается следующий разрез снизу вверх (Туркина и Седых, 1940 г.).

1. Мелкозернистые богатые кварцем биотитовые гнейсы; в южном крыле синклиналя — вблизи гранодиоритов — среднезернистые гнейсы с послойной кварцевой инъекцией. Наблюдаемая неполная мощность 100—120 м.

В южном крыле между гнейсами и гранодиоритами — переходная зона мигматитов.

В гнейсах залегает горизонт (?) кварцево-мусковитовых сланцев.

2. Плотные, отчетливо «слоистые» биотито-гранатовые гнейсы. Мощность ориентировочно от 90 до 200 м. Среди них залегают три пластовых тела амфиболитов. Мощность одного из них на протяжении 7,5 км возрастает от 25 до 140 м.

3. Светлые порфиробластические двуслюдястые сланцы со ставролитом и редкими кианитом и гранатом, в верхней части не содержащие порфиробласт. Мощность ориентировочно 80—100 м, порфиробластических сланцев 8—25 м.

Более верхние горизонты неизвестны.

Биотитовые гнейсы представляют собой слоистые светло-серые мелкозернистые породы, часто пронизанные послойными кварцевыми жилками. Под микроскопом они обнаруживают равномернозернистую гранобластическую структуру и состав из кварца, плагиоклаза, микроклина и биотита с примесью эпидота, мусковита и апатита.

Гранато-биотитовые гнейсы — мелкозернистые серые породы, макроскопически отличающиеся от предыдущих главным образом присутствием граната в кристаллах размером до 5 мм, иногда образующего вместе с кварцем послойные выделения. В состав породы входят: кварц, мусковит, биотит, плагиоклаз, гранат, рудный минерал, ортит.

Двуслюдястые порфиробластические сланцы — сланцеватые породы светло-серебристого или серого цвета, в зависимости от количественных соотношений мусковита и биотита, с темно-коричневыми порфиробластами ставролита, достигающими в длину 5 и 10 см, и более редкими порфиробластами кианита (до 2—3 см) и граната (до 1,5 мм). Основная масса сланцев состоит из кварца, мусковита, бурого биотита, хлорита и рудного минерала; иногда содержатся: плагиоклаз (олигоклаз), ильменит и турмалин. Слюды и хлорит имеют порфиробластическое развитие и так же, как ставролит и гранат, переполнены включениями кварца и других минералов. Наблюдается замещение ставролита кварцем и в особенности мелкочешуйчатым мусковитом.

Ортоамфиболиты — мелкозернистые, чаще сланцеватые серовато-зеленоватые породы, среди которых выделяются бесполевошпатовые актинолитовые сланцы и полевошпатовые амфиболиты, часто содержащие гранат. Первые состоят из лучистого бледноокрашенного актинолита, небольшого количества кварца, кальцита и примеси рудного минерала. Вторая группа амфиболитов имеет более сложный состав: роговая обманка, плагиоклаз (олигоклаз-андезин), кварц, биотит, гранат, аксессуар-

ные минералы — магнетит, сфен, циркон, апатит, рутил, ортит, вторичные — серицит и цоизит. Количественное отношение амфибола к плагиоклазу непостоянно.

В некоторых разностях гранато-биотитовых гнейсов и амфиболитов появляется щелочная роговая обманка (влияние щелочных гранитов?).

На хребте Чудзьваар и в районе оз. Нурис-явр описываемый комплекс пород представлен биотитовыми гнейсами, содержащими прослои мусковитовых гнейсов и мусковитовых кварцитов.

Биотитовые гнейсы имеют здесь несколько иной облик, чем в районе Поросозера. Это — серые и темно-серые, чаще среднезернистые породы со значительным количеством биотита, параллельно-линейное расположение листочков которого обуславливает резко выраженную кристаллизационную сланцеватость. Гнейсы прорываются и послойно инъецируются многочисленными жилками светлого и розового аплита и иногда приобретают облик мигматитов. Они отличаются также большим количеством полевых шпатов и преобладанием микроклина над плагиоклазом.

Мусковитовые гнейсы состоят из кварца, плагиоклаза, небольшого количества мусковита и редких зерен эпидота и микроклина.

Мусковитовые кварциты представлены чистыми зубчатыми зернами кварца, между которыми послойно располагается тонкозернистый агрегат из мусковита, хлорита и эпидота с примесью темно-бурого рутила.

Вдоль хребта Чудзьваар по контакту комплекса пород Поросозера и свиты кейв, местами внутри последней, протягивается на расстояние 35 км пластовое тело амфиболитовых мандельштейнов, имеющее мощность около 100 м.

Основная масса мандельштейнов состоит из спутанно-волокнистого агрегата игольчатой роговой обманки и мелких зерен плагиоклаза. Миндалины выполнены кварцем, реже кварцем и плагиоклазом. Для мандельштейнов характерны те же аксессуарные и вторичные минералы, что и для амфиболитов, и такие же непостоянные количественные отношения амфибола и плагиоклаза. В обоих контактах мандельштейны переходят в сланцеватые амфиболиты, лишенные миндалин. Изредка в мандельштейнах наблюдается микроклин, что указывает на влияние гранитов (может быть, щелочных гранитов?).

Комплекс гнейсов и сланцев от Поросозера протягивается также в северо-западном направлении через Лявозеро до р. Вороней и тундры Полмос — свыше 60 км, образуя синклиорий шириной от 6 до 9 км. Породы на этом протяжении представлены серыми мелкозернистыми биотитовыми гнейсами и подчиненными им гранато-биотитовыми, амфиболо-биотитовыми, кианито-биотитовыми, двуслюдяными гнейсами и мусковитовыми кварцитами. С этими породами переслаиваются пластовые тела мономинеральных, полевошпатовых и гранатовых амфиболитов.

Свита на всем этом протяжении содержит пластовые и реже секущие жилы пегматитов, частью с биотитом, мелким мусковитом, черным турмалином, апатитом и гранатом.

Заканчивая описание комплекса пород, объединяемых под наименованием свиты воронья-поросозеро, необходимо обсудить вопрос о вероятном ее возрасте. Для различных частей ее исследователи принимали разный возраст. Северо-западная часть свиты, развитая в районе Вороньих тундр, относилась к протерозою, так как распространенные здесь в ее составе сланцеватые амфиболиты обнаруживают большое сходство с подобными же породами других частей Кольского полуострова, обычно относимыми к нижнему протерозою.



Для юго-восточной части свиты приписывался архейский возраст на том основании, что породы этой свиты здесь старше прорывающих их микроклиновых гранитов, которые рассматривались как архейские (П. В. Соколов).

В настоящее время, когда новыми исследованиями установлена связь обеих частей свиты и принадлежность их к одной толще, различная трактовка возраста является недопустимой. Факт прорывания толщи гранитами не является еще решающим для отнесения пород к архею, так как подобные же калиевые граниты прорывают и нижнепротерозойские образования.

Поэтому, основываясь на литологическом и петрографическом сходстве пород рассматриваемой свиты с породами свиты кейв и лежащими на ее простирании сланцеватыми амфиболитами района устья рр. Поной—Качковка, с одной стороны, и на структурной взаимосвязи пород описываемой свиты с комплексами пород, относимыми к нижнему протерозою, с другой, в настоящем труде для них принят условный нижнепротерозойский возраст.

## ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО РАЙОНА

### *Комплекс сланцевых амфиболитов*

Наиболее изучены породы данного комплекса, слагающие ряд возвышенностей в северо-западной части Кольского полуострова, начиная от тундры Подвыд на востоке, через тундры Кеулик, Кингерем, Виймь и кончая южным склоном тундры Тукчель на западе. Все перечисленные тундры образуют гряду широтного направления протяженностью около 40 км. Это направление совпадает с простиранием слагающих ее коренных пород, имеющих выдержанное падение на юг под углом 60—65°.

Породы комплекса образуют три изолированных участка широтного простирания, расположенные среди более молодых гнейсо-гранитов бассейна рр. Западная Лица и Лебяжья. Небольшой участок этих же сланцеватых амфиболитов известен на тундре Подвыд.

Среди пород комплекса резко преобладают сланцеватые амфиболиты. Подчиненное значение имеют перемежающиеся с ними первично-осадочные метаморфические сланцы и габбро-амфиболиты. Текстура амфиболитов резко сланцеватая. Нередко в них наблюдается плейчатость и тонкоплитчатая отдельность. Структуры пород принадлежат к нематобластовому, порфиробластовому и пойкилитовому типам.

Главным породообразующим минералом является амфибол, представленный зеленой обыкновенной роговой обманкой, реже бесцветной разновидностью. Формы развития его в виде узких взаимно параллельных кристаллов, слагающих изгибы плейчатости, свидетельствуют об одновременности явлений складчатости и метаморфизма.

Подчиненное значение имеет тонкозернистый плагиоклаз № 40—45, обособленный в полосы или равномерно рассеянный среди зерен амфибола. Нередко он соссюритизирован и серицитизирован.

В качестве примеси присутствуют сфен, ильменит, местами замещаемый лейкоксоном, пирротин и пирит. Содержание рудных минералов, образующих мелкую вкрапленность, не превышает 1—3%. Вблизи контакта со сланцами в последних также появляется заметная сульфидная вкрапленность.

П. В. Соколов (1938 г.) среди сланцеватых амфиболитов выделяет несколько разновидностей: цоизито-эпидотовые, биотито-амфиболовые, диопсидовые и гранатовые амфиболиты.

Сланцеватые амфиболиты данного комплекса глубоко метаморфизованы и почти полностью утратили свою первичную структуру и состав. Однако отмеченные А. А. Полкановым (1935а) реликты миндалекаменной текстуры дают возможность считать их метаморфизованными основными эффузивами, сопровождавшимися туфами, вулканическими брекчиями и небольшими пластовыми интрузиями диабазов и габбро-диабазов. Тела этих интрузий приурочены большей частью к зоне контакта сланцеватых амфиболитов с гнейсами и представляют собой мелкие интрузии, прослеживающиеся по простиранию на несколько десятков или сотен метров.

Метаморфизованные сланцы, перемежающиеся со сланцеватыми амфиболитами и связанные с ними постепенными переходами, образуют ряд пропластков мощностью в 6—7 м (тундра Кеулик). По особенностям минералогического состава среди них выделяются биотито-амфиболовые, амфиболовые, биотито-плагиоклазовые, углистые биотитовые и плагиоклазо-тремолитовые разновидности.

Все эти породы, сочетающиеся в серии тонких слоев, П. В. Соколов считает парасланцами, первоначально углистого, глинистого, мергелистого состава. Несколько неясным является происхождение плагиоклазо-тремолитовых сланцев, по всей вероятности представляющих собой сильно метаморфизованные жильные основные породы. Некоторые из сланцев содержат довольно значительную пирит-пирротиновую вкрапленность.

В районе к югу и юго-западу от Кучин-тундры породы комплекса сланцеватых амфиболитов впервые были изучены на тундре Толпьевд А. А. Полкановым (1935а). К югу от Печенгских тундр эти породы были закартированы Н. А. Курьевой, А. А. Филипповой, Э. А. Лившиц (1948 г.) и Л. С. Коссовым (1949 г.).

Комплекс сланцеватых амфиболитов имеет западно-северо-западное простирание и выдержанное падение в южных румбах. Только в пределах тундры Толпьевд сланцеватые амфиболиты, переслаивающиеся со слюдяными, слюдяно-кианитовыми и амфиболовыми сланцами, имеют простирание, близкое к меридиональному, и падают в западном направлении. В пределах южного окончания тундры Толпьевд падение пород отчетливо указывает на наличие здесь замыкающейся синклинальной складки, погружающейся в северном направлении.

Сланцеватые амфиболиты тундры Толпьевд, по-видимому, соединяются в западном направлении с подобными же породами верховьев р. Печенги. В южном направлении, вследствие поднятия оси синклинали, они не прослеживаются. Здесь распространены мигматиты микроклинового гнейсо-гранита массива р. Западной Лицы, разъединяющие сланцеватые амфиболиты тундры Толпьевд с аналогичными породами вышеописанной широтной гряды тундр Кеулик-Кингерем-Тукчель.

По-видимому, с описываемой зоной развития сланцеватых амфиболитов связаны выходы их близ госграницы СССР и Финляндии на 69° с. ш., закартированные Л. С. Коссовым.

По особенностям структуры и минералогического состава среди описываемого комплекса выделяются: сланцеватые амфиболиты, массивные амфиболиты, амфибол-биотитовые гнейсы, кварцево-биотитовые сланцы.

Сланцеватые амфиболиты состоят существенно из актинолитовой роговой обманки, олигоклаз-андезина и кварца. Из вторичных минералов присутствуют биотит, развивающийся по амфиболу, эпидот, цоизит и кальцит. В качестве акцессорных примесей встречаются рудный минерал и сфен.

Массивные амфиболиты, обычно образующие небольшие тела среди сланцеватых амфиболитов, судя по остаткам магматической структуры, представляют собой метаморфизованные габбро и диабазы. Амфибол-биотитовые гнейсы рассматриваются как амфиболиты, интенсивно измененные гранитами.

Кварцево-биотитовые сланцы, прослеживающиеся в виде узкой полосы от горы Валесшиэта до р. Печенги и далее к западу, по-видимому, являются глубокого измененными осадками. Весь этот комплекс прорывается гранитами.

С диабазами свиты печенга-кучин взаимоотношения комплекса неясны, так как нигде не наблюдались непосредственные контакты между этими формациями. Необходимо отметить, однако, что обнажающиеся поблизости диабазы свиты печенга-кучин не несут, в противоположность сланцеватым амфиболитам, следов изменения их гранитами.

А. А. Полканов (1935а) считает, что комплекс сланцеватых амфиболитов, изученный им в пределах тундры Толпывд, граничит с прилегающей с севера свитой Кучин-тундры по сбросу почти широтного направления; свита Кучин-тундры, по его мнению, является опущенной по отношению к комплексу сланцеватых амфиболитов тундры Толпывд.

В западной части Печенгского района, к югу от диабазов свиты печенга-кучин (район тундры Тальи), Н. А. Курылевой (1946 г.) описаны кристаллические сланцы, рассматриваемые ею как глубоко метаморфизованные осадочные и частично вулканические породы протерозойского возраста. Эти сланцы образуют полосу почти широтного направления, достигающую максимальной ширины (4—4,5 км) в районе оз. Питкярви, постепенно суживающуюся и выклинивающуюся к востоку (р. Шуонийоки).

По минералогическому составу среди комплекса пород Тальи-тундры Н. А. Курылева (1948 г.) выделяет:

- а) амфибол-биотит-кварцевые сланцы, распространенные в северной части тундры и являющиеся нижними горизонтами толщи;
- б) слюдяно-кварцевые сланцы, с прослоями амфибол-биотит-кварцевых сланцев, слагающие центральную и южную часть тундры — верхние горизонты.

Кроме того, ею же отмечаются гранато-слюдяно-кварцевые сланцы, распространенные по правобережью р. Лауккуйоки.

Л. С. Коссовой (1949 г.) в составе этой свиты отмечает хлоритовые сланцы, амфиболиты и кварциты с blastopsemmitовой структурой, неоднократно переслаивающиеся с кварцево-биотитовыми сланцами.

По данным Л. С. Коссового, контакт этой толщи со свитой печенга-кучин имеет тектонический характер. Линия контакта ориентирована в западно-северо-западном (почти широтном) направлении. К зоне контакта приурочена система кварцевых и альбито-карбонатных жил.

По материалам Е. М. Михайлюк, проводившей геологическую съемку в районе оз. Руссельярв (к югу от Печенгских тундр) в 1952 г., для образования, относимых к протерозою, устанавливается следующий разрез (снизу вверх):

1) На биотитовых гнейсах архея залегает мощная толща мелкозернистых слюдяных кварцевых сланцев; среди них встречаются разновидности с кианитом, гранатом и ставролитом. Слюдяно-кварцевые сланцы тонко переслаиваются с рассланцованными амфиболитами. Среди них прослои магнетитовых кварцитов.

Мощность точно не установлена, но, вероятно, не менее 700—1000 м.

2) Выше залегает толща мелкозернистых темно-зеленовато-серых сланцевых амфиболитов с прослоями биотито-кварцевых сланцев. Мощность не менее 1000 м.

3) Толща мраморизованных доломитов с прослоями глинистых и графитистых сланцев. Мощность неизвестна.

Протерозойские сланцеватые амфиболиты отмечены Н. А. Курылевой также по северному контакту свиты печенга-кучин в районе рч. Менникон-Йоки. Здесь они образуют толщу мощностью от 200 до 500 м, простираение которой постепенно меняется от широтного до северо-восточного с падением на юго-восток под углом 45—50°.

Эта толща пересекается плаггиомикроклиновым гранитом, по составу близким к гранитам, прорывающим сланцеватые амфиболиты в зоне тундр Кеулик-Тукчель. Отсутствие воздействия гранитов на породы свиты печенга-кучин и факты пересечения ими сланцеватых амфиболитов послужили Н. А. Курылевой основанием для отнесения последних к протерозою.

Заканчивая описание комплекса сланцеватых амфиболитов, нужно отметить наличие среди них магнетитовых сланцев. Впервые указания об этом находим у А. А. Полканова (1924а), который относил в тот период комплекс сланцеватых амфиболитов тундровой гряды Кеулик-Кингерем к комплексу слюдяных гнейсов и слюдяных сланцев.

Он высказал предположение о вероятной связи встреченных здесь пород с киркинесскими (Сюдварангер) железными рудами через магнитную аномалию, обнаруженную в 1898 г. Б. А. Поповым в районе оз. Мемекярв, и выходы магнитного железняка, отмеченные И. П. Толмачевым в 1917 г. у церкви Бориса и Глеба на р. Паз.

Наличие магнетитовых сланцев среди комплекса сланцеватых амфиболитов отмечалось позднее С. М. Рутштейном западнее тундры Толпывид и в самое последнее время подтверждено Е. М. Михайлюк, которая у северо-восточного основания Кучин-тундры, на берегу озера Безымянного, отметила среди сланцеватых амфиболитов, тонко переслаивающихся с мелкозернистыми биотито-кварцевыми сланцами, магнетитовые сланцы.

Если сопоставить вышеизложенные факты с размещением крупных месторождений Заимандровского района на геологической карте, то становится совершенно очевидной структурно-геологическая связь их с рудным районом Сюдварангера в Норвегии через вышеперечисленные выходы магнетитовых сланцев.

Вместе с тем факт наличия магнетитовых сланцев среди пород комплекса сланцеватых амфиболитов, относимого к протерозою, представляет значительный интерес при решении вопроса о стратиграфическом положении железорудной формации.

Рассмотренный нижнепротерозойский комплекс сланцеватых амфиболитов входит в состав Печенгско-Варзугской структурно-фациальной зоны, простирающейся в юго-восточном направлении от государственной границы с Норвегией почти до горла Белого моря. Только на участке между р. Туломой и оз. Имандра эта зона (судя по простираению архейских пород) имеет крутой меридиональный изгиб. Здесь, по-видимому в области большого антиклинального поднятия, полностью эродированы не только нижнепалеозойские (?), но и более древние протерозойские

осадочно-вулканические толщи. Сохранившиеся здесь небольшие участки пород комплекса сланцеватых амфиболитов залегают среди более молодых гранитов.

Только в северо-западном направлении, южнее Печенгских и Кучин-тундр, породы рассматриваемого комплекса распространены на значительной площади.

В северо-западной части Кольского района среди пород комплекса сланцеватых амфиболитов залегает серия мелких интрузий перидотитов и пироксенитов, частью внедрившихся по зонам разломов, частью приуроченных к сводам антиклинальных и ядрам синклинальных складок. Эти породы, обычно сильно серпентинизированные, залегают согласно со сланцеватостью вмещающей толщи и сами осланцованы в приконтактных зонах.

Более поздними, чем сланцеватые амфиболиты и перидотиты, являются интрузии микроклиновых гранитов III группы. По представлениям А. А. Полканова (1935 а), сланцеватые амфиболиты, по-видимому, являются остатками кровли гранитного массива.

Стратиграфическое положение комплекса сланцеватых амфиболитов определяется их взаимоотношениями с микроклиновыми гранитами III группы, которые несомненно являются более молодыми, чем амфиболиты. Стратиграфическое положение сланцеватых амфиболитов относительно нижнепалеозойских (?) толщ свиты печенга-кучин определяется лишь структурными соотношениями. Действительно, сланцеватые амфиболиты обнажаются в эродированной области наибольших поднятий осей складок или же приподняты по сбросам.

В том и другом случае они являются нижележащими по отношению к свите печенга-кучин. Для последней в районе с. Луостари и на полуострове Кумпула у сс. Теллеви и Неверс-круг известны базальные конгломераты, залегающие на гранитах. Если считать, что микроклиновые граниты в гальке этих конгломератов принадлежат к микроклиновым гранитам, прорывающим комплекс нижнепротерозойских сланцеватых амфиболитов, то последние отделены от свиты печенга-кучин большим перерывом и интрузиями кислых пород.

### НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ БЕЛОМОРСКОГО РАЙОНА

Геологические образования предположительно нижнепротерозойского возраста в Беломорском районе имеют крайне ограниченное распространение. Они были выделены А. М. Шукевичем (1935 г.) и позднее более детально закартированы И. В. Галкиным (1936 г.) близ государственной границы СССР и Финляндии, к югу от гранулитового массива, в районе возвышенностей Малая и Большая Корва-тундра, и несколько южнее их в пределах гряды возвышенностей Подас-тундра, Ханлаут-варака и Реут-варака.

В пределах Корва-тундры нижнепротерозойские образования, получившие название свиты корва, представлены кристаллическими сланцами и гнейсами и подчиненными им сланцеватыми амфиболитами, имеющими почти широтное простирание. Эти породы прорываются малыми телами перидотитов.

В более южной зоне, отделенной от свиты корва олигоклазовыми гнейсо-гранитами, господствующими породами являются сланцеватые амфиболиты, прорванные серией интрузий перидотитов и пироксенитов, из которых наиболее крупная слагает высокую тундру Подас. Сланцева-

тые амфиболиты здесь имеют также почти широтное простирание с отклонением к северу.

Подобный же комплекс сланцеватых амфиболитов, но с северо-западным, близким к меридиональному простиранием был закартирован А. М. Шукевичем (1936 г.) после некоторого перерыва к югу от Реутвараки, также близ государственной границы, на тундрах Норты и Терма, и восточней их, на тундре Карека. Сланцеватые амфиболиты здесь также прорываются перидотитами, которые, в свою очередь, рвутся пегматитами.

Упомянутые комплексы пород, хотя и развиты на отдельных изолированно расположенных участках, по-видимому, представляют собой одну складчатую зону, являющуюся широтной ветвью протерозойских образований Восточной Финляндии.

Помимо этих образований, в пределах данного района, в его наиболее южной части, на границе Мурманской области и Карельской АССР, на территорию первой попадает небольшой отрезок более южной и также широтной ветви протерозойских образований.

Эта южная широтная ветвь протерозоя также отходит от протерозойской зоны Восточной Финляндии в районе Панозера и протягивается через Кукаозеро к Челозеру и Тикшозеру. Наиболее восточный отрезок этой ветви как раз и попадает на территорию Мурманской области и известен в литературе под названием свиты тикшозеро-челозеро (Неуструев, 1939).

### *Свита тундры Корва*

Породы этой свиты слагают тундру Корва и частично тундру Подас.

По исследованиям А. М. Шукевича (1935 г.) и И. В. Галкина (1936 г.) свита смята в складки и имеет северо-восточное 50—70° простирание, согласное с простиранием олигоклазовых гранито-гнейсов на юге и биотитовых гнейсов на севере. Падение на северо-запад под углом 45—70°.

По данным Д. К. Ловицкого (1949 г.), простирание пород широтное, но в районе Яврозера меняется на северо-западное. Падение пород изменчивое. В западной части свиты они падают на северо-запад под углом 40—60°, в средней части — на северо-восток, юго-западнее Яврозера — на север под углом 20—30°. В наиболее восточной части падение пород на юго-запад под углом 35—40°. В породах свиты имеют место мелкие изоклинальные складки с опрокидыванием к югу.

Непосредственных контактов пород свиты с вмещающими породами не было обнаружено; предполагается, что они тектонические. На тундре Подас, в ее северо-восточной части, сланцы свиты корва контактируют с измененными пироксенитами. В контакте они сильно перемяты, и их взаимоотношения с соседними породами неясны. По-видимому, эти сланцы представляют собой восточную часть свиты корва. А. М. Шукевич допускает наличие здесь тектонического контакта между породами свиты корва и пироксенитами.

Породы свиты корва А. М. Шукевич по составу делит на три группы:

- 1) ставролитовые гнейсы с разностями, содержащими слюду, гранат, кианит, амфибол. На тундре Подас развиты ставролитовые гнейсы, содержащие амфибол;
- 2) ставролитовые сланцы, существенно обогащенные кварцем;
- 3) гранато-ставролито-анортитовые породы, в которых встречаются выделения чешуйчатого графита (?).

И. В. Галкин отмечает в составе свиты амфиболиты, встречающиеся в ее наиболее восточной части; к амфиболитам приурочены небольшие массивы ультраосновных пород.

Для свиты корва характерна частая перемежаемость сланцев разного состава. Это обстоятельство и минералогический состав пород свиты, представленный минералами, богатыми глиноземом, железом и кремнеземом, с несомненностью указывают на их первично-осадочное происхождение. Многообразие состава пород свиты отражает переслаивание пластов осадочных пород разного состава (песчанистых, песчано-глинистых и глинистых с незначительными карбонатными и углистыми прослоями), глубоко метаморфизованных в условиях динамотермального метаморфизма.

Среди пород свиты корва в районе Яврозера, на северо-восток от Большой Корва-тундры, А. С. Кузнецовой обнаружены кварциты (Ловицкий, 1949 г.). Последние залегают среди гранато-кианито-биотитовых и биотитовых гнейсов в виде линз, вытянутых в северо-восточном направлении, и достигают мощности до 200 м. В канавах наблюдался непосредственный контакт кварцитов с гнейсами. Переход кварцитов к биотитовым гнейсам постепенный. На контакте кварцитов с двуслюдяными гнейсами обнаружена жила молочно-белого кварца мощностью до 0,5 м.

Сланцы и гнейсы свиты корва имеют тонкосланцеватое сложение. В них слои, представленные мелкими зернами кварца, андезина, слюды, граната и кианита в разных количествах, перемежаются со слоями, состоящими из более крупных зерен граната и кианита вместе со ставролитом, графитом и серицитом. Кианит образует пойкилобласты, включающие олигоклаз, биотит, кварц, магнетит; зерна граната пересечены жилками кварца, магнетита, серицита.

В породах широко развиты явления замещения высокотемпературных минералов — граната, ставролита, кианита, более низкотемпературными пневматогидротермальными — эпидотом, цоизитом, хлоритом, серицитом, скаполитом.

Кварциты представляют собой светло-серую преимущественно мелкозернистую плотную и довольно массивную породу, в некоторых обнажениях хорошо огнейсованную. Под микроскопом установлено, что в основном они состоят из кварца и плагиоклаза. В виде редких чешуек присутствуют мусковит, биотит, хлорит; почти во всех шлифах наблюдается рудный минерал; из аксессуарных, в виде единичных зерен, встречаются сфен, апатит, рутил.

Содержание кварца в породе достигает 95%. Зерна его обычно изометричны, имеют неправильную форму и, в большинстве случаев, извилистые очертания. Размер зерен 0,5—0,3 мм в поперечнике. Встречаются и более крупнозернистые прослои. Иногда зерна кварца расположены длинной сетью в направлении осланцевания породы.

Плагиоклаз представлен олигоклазом или андезином. Зерна его имеют извилистые очертания, очень мелки и занимают промежутки между зернами кварца.

Породы свиты корва по литологическому составу, степени метаморфизма и характеру тектоники имеют сходство с породами свиты кейв. Стратиграфическое положение и возраст последней точно не установлены. Предположительно обе свиты рассматриваются как нижнепротерозойские.

Д. К. Ловицкий (1949 г.) рассматривает свиту корва (двуслюдяные гнейсы с кианитом, дистеном, гранатом и роговой обманкой) как один

из горизонтов гнейсовой беломорской толщи архея, подстилаемый биотитовыми гнейсами и перекрываемый амфиболовыми гнейсами. По его данным, на юге двуслюдяные гнейсы Корва-тундры граничат с олигоклазовыми гнейсо-гранитами, а на севере—с микроклиновыми гранитами и породами гранулитовой формации.

Д. К. Ловицкий отмечает секущее залегание сланцеватых амфиболитов по отношению к свите корва, а также изменение пород свиты в контакте с микроклиновыми гнейсо-гранитами. Эти изменения заключаются в уменьшении содержания и размеров зерен граната, кианита и олигоклаза и увеличении содержания и размеров зерен микроклина и биотита.

Контакт с олигоклазовыми гнейсо-гранитами скрыт наносами, однако в амфиболовых гнейсах встречены инъекции как микроклиновых, так и олигоклазовых гнейсо-гранитов.

Эти данные о соотношениях пород свиты корва с соседними породами и дают основание Д. К. Ловицкому относить ее к осадочным образованиям архея в качестве одного из горизонтов гнейсовой толщи. Однако в соответствии с прежними взглядами для этой свиты условно принят нижнепротерозойский возраст, так как она является естественным восточным продолжением литологически сходных с ней образований нижнего протерозоя Восточной Финляндии и Северной Карелии и структурно с ними связана.

Эти общегеологические данные, привлекаемые для определения стратиграфического положения свиты корва, представляются более убедительными, чем факт наличия в породах свиты жилок пегматита с плагиоклазом ряда олигоклаза.

### ***Свита сланцеватых амфиболитов тундр Подас, Ханлаут-Варака, Терма и Карека***

Примыкающие к свите корва сланцеватые амфиболиты в районе Подас-тундры встречены только в виде ксенолитов в ультраосновных породах. Более широко они развиты юго-западнее, в пределах Ханлаут-вараки, откуда непрерывно прослеживаются в районе Реут-вараки к государственной границе, расширяясь в этом направлении.

В настоящее время мы не располагаем данными относительно того, связаны ли амфиболиты Реут-вараки с амфиболитами Терма и Карека-тундр. Во всяком случае, такая связь если и существует, то ее можно наблюдать, вероятно, только в Северной Финляндии, так как амфиболиты обеих тундр на нашей территории разобщены выходами гнейсо-гранита.

Сланцеватые амфиболиты тундры Подас, Ханлаут-вараки и тундры Терма были исследованы И. В. Галкиным (1936 г.) и А. М. Шукевичем (1935, 1940 гг.). По их данным, это тонкорасслоенные и плейчатые породы, имеющие нематобластовую или пойкилобластовую структуру. Редкие реликты миндалекаменной текстуры, а также состав пород позволяют рассматривать их как основные эффузивы и их туфы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой метаморфической фации.

В состав пород входят вытянутые по сланцеватости гранулированные зерна диопсида, роговой обманки, актинолита, кварца и альбит-олигоклаза. Главным минералом является зеленая роговая обманка. Встречаются линзы и прожилки кварца и карбонатов, а также прослои роговообманковых сланцев, которые рассматриваются как глубокометаморфизованные осадки. Количество их по сравнению с измененными эффузивами незначительно.



С. А. Дюков (1949 г.), исследовавший этот комплекс в районе тундр Терма и Карека, дает более подробное его описание. Согласно Дюкову, сланцеватые амфиболиты тундр Карека, Терма и Норма слагают полосу, простирающуюся из района среднего течения р. Кундас в верховья р. Топор на протяжении 12 км и имеющую ширину от 0,5 до 4—5 км.

Сланцеватые амфиболиты здесь перемежаются с гнейсами, содержащими биотит, амфибол, силлиманит, кианит, гранат, пироксен, в разных сочетаниях. Им подчинены кварцитовидные сланцы с биотитом и гранатом.

Среди сланцеватых амфиболитов С. А. Дюков выделяет следующие разновидности:

- 1) порфиробластические амфиболиты;
- 2) полевошпатовые амфиболиты, наиболее распространенные;
- 3) гранатовые амфиболиты;
- 4) пироксеновые амфиболиты и
- 5) массивные почти мономинеральные амфиболиты.

Простираение пород комплекса северо-западное  $310\text{—}335^\circ$  с однообразным падением на юго-запад под углами  $35\text{—}65^\circ$ .

В районе тундры Терма простираение пород северо-восточное и широтное, с падением на северо-запад и север. Здесь же в сланцеватых амфиболитах наблюдалась мелкая складчатость и плейчатость.

В районе тундры Карека среди толщи амфиболитов были встречены горизонты, или линзы гнейсов, по составу амфиболо-биотитовых, амфиболо-пироксеновых и реже биотитовых. Мощность их небольшая: несколько метров или десятки метров. Только в юго-восточной части тундры Карека эти гнейсы имеют ширину до 1,5 км.

Переход гнейсов в амфиболиты постепенный и выражается в обогащении амфиболитов кварцево-полевошпатовым материалом.

Среди амфиболитов встречены также маломощные прослои светлых кварцитовых сланцев, сходных с кварцитовидными сланцами, наблюдавшимися в районе тундры Терма.

Перемежаемость гнейсов с различными амфиболитами, вещественный состав гнейсов и наличие кварцитовидных сланцев дает основание С. А. Дюкову рассматривать данный комплекс как глубоко метаморфизованную толщу осадочных пород, преимущественно мергелистого и песчано-мергелистого состава; часть амфиболитов, возможно, является измененными эффузивами.

Породы комплекса пересекаются пегматитами, возраст которых неясен и которые по составу соответствуют микроклиновым гранитам. Условно эти граниты относятся к протерозойским гранитам III группы.

К западу от верховьев р. Термы, по данным С. А. Дюкова, отмечается мигматизация амфиболитов плагиоклазовым гранитом. Мигматиты постепенно переходят в плагиоклазовые граниты. С. А. Дюков, считая эти граниты архейскими, находит возможным комплекс сланцеватых амфиболитов в этом районе относить также к архею.

Комплексу амфиболитов подчинены дайкообразные тела ультраосновных пород мощностью до 20—30 м и длиной до 150—200 м. Более крупная интрузия ультраосновных пород, площадью около  $15\text{ км}^2$ , располагается в верховьях р. Термы. Она сложена перидотитами, оливинитами, серпентинитами, местами измененными в тремолито-хлоритовые, талькохлоритовые и серпентинитовые сланцы.

Ультраосновные интрузии являются несомненно более древними, чем предположительно протерозойские микроклиновые граниты, так как последние пересекают их и содержат ксенолиты ультраосновных пород.

### Свита Тикшозера

Наряду с вышеописанными образованиями Беломорского района следует кратко остановиться на породах так называемой тикшозерско-челозерской свиты (Неуструев, 1939). Эта свита, входящая в состав зоны протерозоя Северной Карелии, только на небольшом участке попадает на территорию Мурманской области. Поэтому здесь только укажем, что в составе этой свиты Ю. С. Неуструев выделял целый ряд разновидностей кристаллических гнейсов и сланцев, являющихся глубоко метаморфизованными эквивалентами осадочных пород. Большая роль в этой свите принадлежит амфиболитам, образовавшимся при метаморфизме диабазов-спилитов.

В пределах Мурманской области рассматриваемая свита имеет северо-западное простирание (290—300°) и однообразное падение к северо-востоку под углом 50—70°. В составе свиты Ю. С. Неуструев выделил:

1. Контактные и инъекционные гнейсы, среди которых преобладают плагиоамфиболовые гнейсы с порфиробластами амфибола и плагиоклаза. Первоначально эти породы, по Неуструеву, представляли собой амфиболиты, которые под влиянием более молодого (протерозойского?) гранита были преобразованы в гнейсы. Эти породы преимущественно развиты в южной части распространения свиты, где их изменение Неуструев связывается с протерозойским гранитом.

2. Господствующими среди пород свиты являются гнейсы. Среди них различаются тонкозернистые двуслюдяные разности, содержащие прослой гнейсов с порфиробластами граната.

3. Кристаллические сланцы, представленные кианит-ставролит-гранатовыми, биотито-гранатовыми, двуслюдяными разностями. Они распространены по берегам оз. Иринево, на горах Винчавара и Ермол-вара. Сланцы залегают среди гнейсов и амфиболитов в виде изолированных участков. Вместе с гнейсами они слагают зону между Кукаозером и Челозером, распространяясь к северу от последнего.

4. Порфиробластические амфиболиты, развитые в зоне Винчавара-Тепон-ярви, характеризующиеся наличием в них основного плагиоклаза (битовнита). Встречаются также мономинеральные амфиболиты.

Наряду с этими господствующими разновидностями пород в рассматриваемой свите Ю. С. Неуструев обнаружил кварциты и карбонатные породы (тремолит-доломитовые скарны).

В 1950—1951 гг. К. О. Кратц и Н. Ф. Демидов провели детальные исследования в зоне Тикшозеро-Челозеро и далее к западу в районе Кукаозеро. В результате этих исследований они дают следующий стратиграфический разрез (снизу вверх):

Биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы с гранатом.

Ставролитовые и кианитовые гнейсы и сланцы. Мощность не менее 3000 м.

Толщи метаморфизованных эффузивов (амфиболовые сланцы и зеленые сланцы). Мощность до 2000 м.

Слюдяные кварциты и кварцево-слюдяные сланцы. Мощность до 500 м.

Амфиболиты, гранатовые амфиболиты и кианитсодержащие гнейсы. Мощность до 250 м.

Доломиты с прослоями амфиболовых, кварцевых, глинистых и графитистых сланцев.

Несогласие. Перерыв.

Мощность до 250 м.

Мощная толща конгломератов верхнего протерозоя.

Весь комплекс пород свиты тикшозеро-челозеро прорывается гранитами, возраст которых предположительно считается протерозойским (граниты III группы).

Ю. С. Неуструев предполагает тектонический контакт этой свиты с прилегающими с востока архейскими образованиями.

Рассмотренные выше породы Беломорского района, как уже неоднократно указывалось, по существу не имеют ясного стратиграфического положения. Отнесение этих пород к нижнепротерозойской группе основано главным образом на аналогии их литологического состава и степени метаморфизма со сходными породами Кольского района и соседней территории Карельской АССР, а также Финляндии. В пределах последней, почти вдоль ее границы с СССР, прослеживается довольно мощная зона сходных по составу и условиям залегания геологических образований, несомненно более молодых, чем архей, и относимых там к протерозою.

Обнаруживаемые в пределах Мурманской области и северной части Карельской АССР сравнительно узкие зоны протерозойских образований к югу от массива гранулитов и в зоне Панозеро-Тикшозеро можно рассматривать как восточные широтные ветви протерозойской зоны Восточной Финляндии.

Как уже отмечалось, описываемые здесь толщи только условно могут быть отнесены к нижнему протерозою, поскольку нет ясной стратиграфической границы их с окружающими породами архея.

Наиболее убедительным доказательством нижнепротерозойского возраста описанных свит являются общегеологические данные. Эти данные, а именно особенности литологического состава, характер и степень метаморфизма пород, слагающих эти свиты, обычно свойственные образованиям нижнего протерозоя и придающие им своеобразный фациальный облик, с одной стороны, и расположение этих свит в структурно-фациальных зонах, непосредственно связанных с протерозойскими образованиями Северной Финляндии и Северной Карелии, с другой стороны, позволяют скорее отнести их к нижнему протерозою, чем к архею.

Наличие в этих образованиях инъекций и пегматитовых прожилков олигоклазового гранита, который в этом районе (поскольку он олигоклазовый) считается архейским, иногда принимается за доказательство архейского возраста этих образований.

Однако в этом случае общегеологические данные являются более убедительными, чем вещественный состав гранитов, и при решении вопроса о стратиграфическом положении рассматриваемых свит они предпочтительнее.

### Заключение

Протерозойские осадочные и вулканические образования на Кольском полуострове территориально и структурно группируются и образуют, как уже указывалось, две ясно выраженные структурно-фациальные зоны: 1) Печенгско-Варзугскую и 2) Кейвскую. Они прорваны интрузивами.

зиями разного состава в посткарельскую и, вероятно, отчасти в каледонскую эпохи диастрофизма или еще более молодыми.

Вопрос об отнесении тех или иных свит к протерозою (карельской формации) или палеозою являлся в течение длительного времени дискуссионным. Так, свиту имандра-варзуга первый ее исследователь В. Рамсей (W. Ramsay, 1899a) предположительно считал девонской. Н. Г. Кассин в 1923 г. относил ее частью к ботнию, частью к ятулию и калевию. А. А. Полканов и Б. М. Куплетский склонялись к признанию за ней палеозойского возраста, но затем по аналогии с карельской формацией Карелии причислили ее к протерозою.

Такие же колебания в определении возраста наблюдаются и в отношении свиты печенга-кучин.

Одними финскими геологами (Hausen, 1926) она относилась к палеозою, другими (Eskola, 1929; Wegmann, 1929) к протерозою (карельская формация); Седергольм (Sederholm, 1932) ставил ее между иотнием и ятулием, т. е. считал ее протерозойской. А. А. Полканов (1936a) отнес ее к карельской формации, так же как и комплекс сланцеватых амфиболитов тундр Толпвыд-Кеулик, которые раньше он считал верхнеархейскими (ботнийскими). По аналогии со сланцеватыми амфиболитами к карельской формации были отнесены комплексы пород Вороньих тундр рр. Поной-Снежница.

Главным основанием для объединения всех этих свит в единую карельскую формацию протерозойского возраста послужило их литологическое и петрографическое сходство, а также сходные формы тектоники (залегание в форме полуразмытых складчатых сооружений, преимущественно типа синклинориев).

Нахождение М. Ф. Шестопаловым (1936 г.) на тундре Кучин гранитов, секущих свиту печенга-кучин, и указания П. В. Соколова (1936 г.) на высокую степень метаморфизма пород восточной части свиты имандра-варзуга, по-видимому, обусловленную воздействием гранитов, дали основание Б. М. Куплетскому (1939) считать эти толщи одновозрастными и образовавшимися до интрузии посткарельских гранитов.

Более поздние исследования протерозойских образований Кольского п-ова внесли некоторую ясность в их стратиграфию. Так, выяснилось, что в свите имандра-варзуга намечаются две разновозрастные толщи, разделенные местами межформационным конгломератом (Щучья губа и район рр. Поной и Качковка).

Установлено, что микроклиновые граниты прорывают только сланцеватые амфиболиты (Кучин-тундра), но не оказывают воздействия на породы более молодой группы. То же самое можно сказать и про соотношение гранитов с породами свиты имандра-варзуга, где они прорывают только нижнюю толщу и не оказывают влияния на верхнюю.

Поэтому в настоящее время имеются основания разделить протерозойские или условно к ним относимые образования на две разновозрастные подгруппы:

1) Нижняя, более древняя подгруппа, в которую входят комплексы пород рр. Поной-Снежница и тундр Толпвыд-Кеулик-Кингерем и др., более глубоко метаморфизованные и мигматизированные гранитами III группы; сюда же относятся породы губы Кислой, Вите полуострова и горы Арваренч. Вероятно, сюда же при будущих исследованиях будут отнесены породы нижней подгруппы свиты имандра-варзуга в ее Прихлебинском и Восточном участках.

2) Верхняя, более молодая подгруппа, куда входит свита имандра-варзуга, которая, главным образом в ее Центральном участке, в меньшей степени метаморфизована и не сечется гранитами. В районе западного берега оз. Имандры породы свиты имандра-варзуга трансгрессивно и несогласно залегают на породах нижней, более древней подгруппы протерозоя.

Рассматриваемые протерозойские и условно протерозойские свиты имеют нередко тектонические контакты с гнейсами архея. Непосредственное залегание протерозойских образований на породах архейской группы пока нигде не установлено. Иногда образования протерозоя заключены среди больших масс микроклиновых гранитов, которые имеют с ними эруптивные контакты.

Более древний комплекс пород (нижняя подгруппа) по своему литологическому составу, степени метаморфизма, условиям залегания и, наконец, соотношению с гранитами III группы вполне сопоставим с метаморфизованным кератофиристо-спилито-сланцевым комплексом пород Карельской АССР, который там одними исследователями рассматривается как верхнеархейский или докарельский (Гилярова, 1945 г.), другими — как нижнепротерозойский (Харитонов, 1938, 1940; Кратц, 1951 г. а, б). Так как и на Кольском п-ове, и в Карелии породы нижней подгруппы резко отличаются по литологии и степени метаморфизма от архейских пород, а в Карелии, кроме того, они обычно несогласно подстилают верхнепротерозойские породы карельской формации, то представляется более правильным относить их, вслед за А. А. Иностранцевым (1877), к протерозою.

Исходя из этого, нижнюю группу рассматриваемого комплекса пород целесообразно относить к нижнему протерозою, что и делалось в последние годы.

Породы свит имандра-варзуга и печенга-кучин большинство исследователей относило к верхнему протерозою, объединяя их в разновозрастную группу, главным образом по литологическим (обилие зеленокаменных эффузивов) особенностям и одинаковому стратиграфическому и структурному положению относительно нижнепротерозойских пород. Эти свиты сравнивались с литологически сходными и также залегающими породами карельской формации (ятулия) Карельской АССР и Восточной Финляндии.

Подобные стратиграфические сопоставления протерозойских образований имеют силу и в настоящее время, с той только разницей, что свиту печенга-кучин теперь, после находки в ней нижнепротерозойской фауны, может быть, следует относить уже не к карельской формации протерозоя, а к нижнему палеозою.

Кроме того, есть основания считать, что комплекс пород, объединяемых под названием «свита имандра-варзуга», при более детальных исследованиях расчленился на разновозрастные подгруппы, из которых только часть (вероятнее всего Центрального и отчасти Прихибинского и Мончегорского участков) может быть сопоставлена и параллелизована с породами карельской формации Карельской АССР и, возможно, свиты печенга-кучин. Поскольку последняя, судя по найденной фауне, относится к нижнему палеозою, то, естественно, возникает вопрос, не являются ли нижнепалеозойскими сопоставляемые с этой свитой породы свиты имандра-варзуга? (во всяком случае ее верхней части). На этот вопрос пока, за отсутствием палеонтологических данных, утвердительно ответить нельзя.

Поэтому в настоящее время целесообразнее, до детальных исследований и точного расчленения свиты имандра-варзуга, относить ее к нерасчлененному протерозою, имея при этом в виду, что часть пород этой свиты и скорее всего ее Центрального участка может соответствовать верхнепротерозойским породам карельской формации Карельской АССР. Окончательно вопрос о геологическом возрасте пород этой свиты может быть решен только при будущих углубленных структурно-фациальных исследованиях ее.

Возраст геологических образований, слагающих гряды Кейв, представленных свитой кейв и свитой воронья-поросозера, точно пока не установлен и предположительно считается протерозойским. Объединяющими признаками для них являются сходство литологического состава, одинаковый тип метаморфизма и залегание в одной структурно-фациальной зоне.

В этих свитах встречаются как сланцеватые амфиболиты, возникшие за счет основных эффузивных и гипабиссальных пород, так и кристаллические сланцы, содержащие кианит, ставролит, слюды, гранат, минералы, указывающие на первоначально глинистый состав осадков, измененных в условиях амфиболитовой метаморфической фации.

Мощная и сложноскладчатая свита кейв прорвана огромными массивами щелочных гранитов, возраст которых условно считается нижнепалеозойским.

До сих пор не решен вопрос о стратиграфических соотношениях свиты кейв и структурно (а вероятно и стратиграфически) связанных с ней вышеупомянутых свит, с одной стороны, и свиты имандра-варзуга, с другой. Контакт между ними закрыт болотами.

Для решения этого важного вопроса в настоящее время могут быть привлечены только некоторые косвенные и при том самые общие геологические соображения. Они показывают, что свита кейв и нижнепротерозойские образования комплекса поной-качковка-снежница и сланцеватые амфиболиты, обрамляющие гнейсы кейв в районе к югу от с. Каневки, равно как и сланцеватые амфиболиты Вороньих тундр, являются образованиями, вероятнее всего, разновозрастными и возникшими в общем в одной структурной зоне, но представленными разными фациями. С одной стороны, здесь могут быть выделены более мощные толщи метаморфизованных, преимущественно терригенных осадков (гнейсы и сланцы свит кейв и воронья-поросозера), прорванные пластовыми интрузиями основных пород (амфиболиты в свите кейв). С другой стороны, здесь развиты качественно отличающиеся от первых метаморфизованные осадочные (песчано-глинистые, часто карбонатные) и главным образом эффузивные породы спилитовой серии (породы комплекса поной-качковка-снежница, Вороньих тундр, Вите полуострова, Кислой губы, горы Арваренч и др.).

В свете высказанных соображений может быть поставлен вопрос о соотношениях свиты кейв со свитой имандра-варзуга. Если правильны предположения о возможности расчленения свиты имандра-варзуга на две разновозрастные толщи, то можно думать, что нижнепротерозойская толща пород этой свиты, подобно сходным с ней вышеперечисленным комплексам пород нижнего протерозоя, будет находиться в таких же, как они, соотношениях со свитой кейв, т. е. будет разновозрастной с ней, но фациально отличаться от нее. В этом случае верхняя толща свиты имандра-варзуга будет моложе свиты кейв. В пользу такого предположения говорят факты переслаивания нижних слоев гнейсов кейв со сланце-

ватыми амфиболитами к югу от с. Каневки (Патчерв-тундра). Эти сланцеватые амфиболиты внешне сходны с подобными породами из других районов, которые относятся к нижнему протерозою.

Наконец, также условно нижнепротерозойским считается возраст пород, развитых на тундрах Корва, Терма, Карека и др. Протерозойский возраст данных пород определяется пока только тем, что они являются восточным широтным ответвлением Восточно-Финляндской зоны протерозоя.

По той же причине к нижнепротерозойским образованиям должен быть отнесен и комплекс пород Тикшозера и Челозера, развитый на границе с территорией Карельской АССР. Этот комплекс является восточным окончанием северокарельской широтной ветви протерозойских образований, отходящей на территории Карельской АССР в районе Панозера от Восточно-Финляндской зоны протерозоя.

Свита тундр Терма, Карека и Норма по литологическому составу имеет большое сходство с сланцеватыми амфиболитами Кольского района.

Большое и, быть может, решающее значение для понимания геологии протерозойских образований имеет вопрос о стратиграфическом положении железорудной формации, который обсуждался при описании архейских образований. Ранее известные, а также новые фактические данные указывают, в частности, на наличие магнетитовых сланцев среди относимых к протерозою сланцеватых амфиболитов Кольского района (район тундр Толпвыд и Кучин) и среди пород свиты имандра-варзуга, в ее предположительно нижней части в Прихибинском районе, а также у Полисарских озер (Губачев, 1949 г.) и в бассейне р. Колмак близ свиты кейв (Соколов, 1934 г.; Островская, 1953 г.).

Характерно, что все перечисленные выходы магнетитовых сланцев среди пород, относимых к нижнему протерозою, располагаются в общем вполне закономерно на простирании ряда месторождений Заимандровского и Сюдварангеровского железорудных районов, составляя, таким образом, с породами этих районов структурно связанную группу.

Эти данные, наряду с ранее изложенными соображениями, заставляют вновь со всей настойчивостью поставить вопрос о возможном нижнепротерозойском возрасте пород железорудной формации и о выделении ее при будущих исследованиях из состава архейских гнейсовых комплексов.

Ниже, в табл. 12 сделана попытка корреляции отдельных толщ и свит, относимых к протерозойским образованиям.

Сопоставление протерозойских образований Кольского района между собой и со сходными породами Беломорского района и соседней территории Карелии пока еще сделать трудно, так как сравнительного изучения формаций протерозойских пород, развитых в разных структурно-фациальных зонах, пока еще не производилось. Тем не менее, базируясь на имеющихся, хотя еще далеко и неполных данных, сделана попытка корреляции толщ, причисляемых к протерозою, для основных геоструктурных районов описываемой территории и Карельской АССР.

Так как в настоящее время неясен вопрос об истинном стратиграфическом положении железорудной формации и неизвестно, где следует провести границу между верхним археем и нижним протерозоем, в табл. 12 помещена также и относимая пока к верхнему архею железорудная формация.

Возраст	Кольский район		
	Печенгско-Варзугская структурно-фациальная зона		Кольско-Кейвская
	Печенгский участок	Мончегорский участок свиты имандра-варзуга	Участок Вороньих тундр
Верхний архей или нижний протерозой	Толщи слюдяно-кварцевых сланцев с гранатом, кианитом и ставролитом; переслаивание с сланцеватыми амфиболитами, содержащими прослойки магнетитовых кварцитов	Толщи железорудных сланцев Займандровского района	Железорудные сланцы Западная Лица и зоны
Нижний протерозой	Толща сланцевых амфиболитов с прослоями биотито-кварцевых сланцев Толща мраморовидных доломитов с прослоями глинистых и графитистых сланцев (к югу от Печенгских тундр)	Толща переслаивания гнейсов и сланцев с амфиболитами (паргаситовые, гранатовые, диопсидовые гнейсы и сланцы и согласные залежи сланцеватых амфиболитов и мандельштейнов) Слюдяно-кварцевые сланцы, метаморфизованные кератофиры и базокварцевые порфиры. Линзы диопсидо-карбонатных пород	Толща сланцеватых амфиболитов, метаморфизованных кислых порфиров и подчиненных им кристаллических мусковито-кианито-кварцевых, двуслюдяно-ставролитовых и андалузитовых сланцев и гнейсов
Верхний протерозой	Отсутствует (возможно, свита печенга-кучин?)	Несогласие, перерыв Базальные конгломераты Щучьей губы и Ельнюнь-тундры (?). Кварциты, сланцы и комплекс эффузивных и интрузивных диабазов свиты имандра-варзуга	Эффузивные диабазы к юго-западу от Вороньих тундр
Эокембрий и нижний палеозой	Несогласие, перерыв. Осадочные и вулканические образования свиты печенга-кучин (?)	Неизвестны	Неизвестны



Таблица 12

		Беломорский район	Карельский район
структурно-фациальная зона			Восточно- и Западно-Карельская зоны Карельской АССР
Гряды Кейвских возвышенностей	Участок, прилегающий к устью р. Поноя	Свита корва и комплекс слюдяных амфиболитов тундр (Терма, Карека и др.)	Район месторождений Гимолы, Костамукша, Парандово, Койкары и Хаутовара
в гнейсах зоны Кольский фиорд—Шонгуй-Чудзъявр		Неизвестны	Конгломераты и гнейсы, кварцево-биотитовые и кварцево-мусковитовые сланцы, амфибол-магнетитовые кварциты (железные руды)
Толща сланцеватых амфиболитов Патчерв-тундры. Толща гнейсов и сланцев свиты кейв	Толща сланцеватых амфиболитов и подчиненных им кристаллических сланцев	Комплекс сланцеватых амфиболитов и подчиненных им кварцитовидных сланцев и гнейсов	Толща метаморфизованных диабазовых эффузивов, кератофинов и кварцитов, глинистых и графитистых сланцев и частью карбонатных пород
Неизвестны	Перерыв Базальные конгломераты рч. Травяного Зеленокаменные брекчии Кварциты и диабазы	Неизвестны	Конгломераты Кварциты и кварцито-песчаники Диабазы Местами перерыв, несогласие Аркозы, доломиты, мраморы Глинистые сланцы Силлы диабазов
Неизвестны	Неизвестны	Несогласие, перерыв Конгломераты, песчаники и эффузивы Турьего мыса и Телячьего острова	Неизвестны

### **ИНТРУЗИИ ПРОТЕРОЗОЯ**

Среди относимых к протерозою интрузивных образований Мурманской области широко распространены ультраосновные и основные породы и граниты. Если в результате детальных геологических исследований установлено более или менее точно стратиграфическое положение разнообразных интрузивных образований относительно друг друга, то геологический возраст их в ряде случаев остается далеко не ясным и дискуссионным.

Описание интрузивных образований приводится по выделенным геологическим районам.

#### **ИНТРУЗИИ ОСНОВНОЙ МАГМЫ**

##### ***Нижнепротерозойские основные и ультраосновные породы северо-западной части Кольского района***

Ультраосновные интрузии, залегающие среди комплекса сланцеватых амфиболитов на тундрах Подвыд, Кеулик, Кингерем и Толпъвыд. Комплекс нижнепротерозойских сланцеватых амфиболитов в пределах перечисленных тундр прорван многочисленными мелкими интрузиями ультраосновных пород. Все они залегают согласно с вмещающими породами и так же, как последние, осланцованы в приконтактовых частях; простираение интрузий близко к широтному, падение к югу под углом 40—60°. Отдельные интрузивные тела приурочены к сводам антиклинальных складок или к ядрам синклиналей.

Так, например, на тундре Кеулик интрузия размером 400×80 м, сложенная измененным перидотитом, залегает в своде небольшой опрокинутой на север антиклинальной складки в сланцеватых амфиболитах. Другая, наиболее крупная интрузия, размером 1000×700 м, на тундре Кингерем залегает в ядре синклинальной складки. Она имеет эллиптическую форму. Длинная ось вытянута в широтном направлении.

На тундре Подвыд известны три интрузии ультраосновных пород, вытянутые в северо-восточном направлении. Северо-западные контакты этих интрузий с вмещающими породами комплекса сланцеватых амфиболитов имеют согласный характер и падают на юго-восток; противоположные контакты с микроклиновыми гранитами имеют тектонический характер, причем плоскости контактов совпадают с вертикальным сбросом северо-восточного направления.

На тундре Толпъвыд, на ее восточном склоне ультраосновная интрузия залегает на контакте сланцеватых амфиболитов с биотито-роговообманковыми гнейсами, переходящими далее в микроклиновые гнейсограниты.

Западнее тундры Толпъвыд среди архейских слюдяных гнейсов также известны мелкие тела измененных перидотитов и пироксенитов. Юго-западнее горы Вельмуайв в амфиболовых сланцах согласно залегают наиболее крупная интрузия ультраосновных пород, сложенная уралитизированными пироксенитами.

Среди пород комплекса сланцеватых амфиболитов, распространенных к югу от Печенгских тундр, также встречаются многочисленные мелкие интрузии ультраосновных пород, детально еще не изученные.

Из вышеприведенных данных можно сделать заключение о сравнительно широком распространении среди комплекса сланцеватых амфиболитов ультраосновных, большей частью сильно метаморфизованных пород.

Стратиграфическое положение этих интрузий определяется довольно хорошо; они прорывают сланцеватые амфиболиты и сами прорываются гранитными пегматитами, точно не установленного возраста. Предполагательно эти граниты относятся к нижнему протерозою. Являются ли описываемые ультраосновные породы одновозрастными с никеленосными интрузиями в вышележащей нижнепалеозойской свите печенга-кучин, точно сказать нельзя. Для ультраосновных интрузий свиты печенга-кучин не установлены ясные факты прорывания их гранитами, что может быть истолковано в пользу того, что эти интрузии являются более молодыми.

Ультраосновные породы сильно изменены. В них лишь изредка встречаются реликтовые зерна оливина, замещаемые серпентином, хлоритом, реже тальком и карбонатами. Помимо этих минералов, в состав пород входят актинолит, тремолит, иногда антофиллит и другие минералы. Первичные минералы из группы пироксенов не сохранились.

Химические анализы образцов метаморфизованных ультраосновных пород, взятых из разных массивов, оказались весьма близкими между собой и отвечающими среднему составу перидотита (гарцбургита), хотя минералогический состав этих пород был довольно различным. Это служит указанием на то, что изменения минералогического характера происходили вследствие автометаморфизма без большого привноса или выноса компонентов (табл. 13).

Таблица 13

	Дунит		Сильно измененный гарцбургит	
	Тундры			
	Подвыд	Кингерем	Кеулик	
SiO <sub>2</sub>	41,20	36,87	40,04	37,44
TiO <sub>2</sub>	0,60	0,78	0,70	1,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,56	5,25	4,09	3,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,78	3,70	2,73	3,87
FeO	9,78	9,14	10,57	11,73
MnO	0,18	0,16	0,25	0,16
MgO	27,84	29,72	24,62	28,02
CaO	5,44	1,87	6,69	2,50
K <sub>2</sub> O	0,17	0,20	0,34	0,13
Cr	Сл.	0,15	0,17	0,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не определялось	Не определялось	Не определялось	0,08
NiO	0,11	0,28	0,26	0,22
CaO	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
CuO	0,13	0,09	0,16	0,20
S	0,10	0,53	0,16	0,85
H <sub>2</sub> O	0,45	0,14	0,45	0,70
П. п. п.	5,23	11,06	8,81	8,83
Сумма	99,57	99,94	100,04	99,65

Аналитик К. А. Бакланова.

Непосредственно в контакте с породами комплекса сланцеватых амфиболитов обычно залегают осланцованные метаперидотиты с тремолитом, имеющие немагматическую или порфирированную структуру и содержащие сульфидную вкрапленность. По мере удаления от контакта тремолит уступает место актинолиту и хлориту, а порода может быть названа актинолит-хлоритовым метаперидотитом.

Более или менее чистые серпентиниты встречаются в ультраосновных массивах лишь в виде мелких линз или слоев.

Основываясь на пересчете среднего химического состава метапериодитов, П. В. Соколов выводит следующий минералогический состав первичной ультраосновной породы типа полевошпатового гарцбургита (в %): оливин — 43,30; бронзит — 31,20; диопсид — 1,87; анортит — 9,35; альбит — 1,20; апатит — 0,38; магнетит — 6,26; хромит — 0,36; ильменит — 3,08; пирротин — 3,08; пентландит — 1,02; халькопирит — 0,59.

Присутствующий по анализу глинозем вошел в состав хлорита, который всегда встречается в измененных породах этих ультраосновных интрузий.

Метаморфизованные основные породы Анис-тундры. Массив начинается от северо-восточного конца Нотозера и вытянут в юго-восточном направлении приблизительно на 20 км. Его географические координаты: 68—69° с. ш. и 31—32° в. д.

Вследствие плохой обнаженности и отсутствия детальных геологических работ этот массив точно не оконтурен. Он расположен среди биотито-гранатовых гнейсов, амфиболитов и амфиболовых гнейсов. По данным А. А. Полканова (1935а) и Т. Л. Гольдбурт (1949 г.), среди вмещающих пород встречаются также и интрузии микроклиновых гнейсо-гранитов.

Основные метаморфические породы, слагающие Анис-тундру, протягиваются в северо-западном направлении и отмечены А. А. Полкановым, а позднее Т. Л. Гольдбурт на р. Пече и на Нотозере. Простираение их северо-западное, падение на северо-восток. Среди основных пород были встречены кварцево-гранатовые габбро-нориты, гиперстеновые диориты, гранатовые габбро-амфиболиты и бластомилониты—амфиболиты.

Кварцево-гранатовые гнейсо-габбро-нориты в большинстве мезо- или меланократовые породы, всегда с отчетливой гнейсовидностью и обладающие средне- или крупнозернистой структурой. Иногда меланократовые и светлые участки породы образуют полосатую текстуру. Часто встречается красный гранат. Все темноцветные компоненты обычно группируются вместе, образуя кучки или полосы среди плагиоклаза.

Минералогический состав: плагиоклаз № 44—49, гиперстен, диопсид, амфибол, кварц, биотит, гранат. Акцессорные — апатит, сфен, руда. Плагиоклаз сильно гранулирован. Кварца немного и он приурочен к темным минералам. Для кварца характерно волнистое погасание, мозаичная структура. Амфибол, гранат и биотит образуются за счет пироксенов и плагиоклаза, замещая последние.

Иногда с кварцево-гранатовыми гнейсо-габбро-норитами макроскопически сходны гранатовые амфиболиты. Они обладают кристаллобластической структурой, но иногда сохраняется структура габбро-норитов. Отличаются от габбро-норитов почти полным отсутствием пироксенов и более кислым плагиоклазом № 36—40. Эти породы образуются за счет габбро-норитов.

Амфиболиты-бластомилониты представляют собой измененные амфиболиты и имеют тот же минералогический состав. Они характеризуются полосчатой слоистой текстурой и мелкозернистой гранобластической структурой. Наблюдается перемежаемость слоев темных и светлых минералов. Отдельные зерна кварца и роговой обманки сильно вытянуты по сланцеватости породы. Бластомилониты образуют отдельные зоны в габбро-норитах. Простираение и падение этих зон согласно с простираением и падением сланцеватости габбро-норитов. А. А. Полканов считает, что образование габбро-норитов, их амфиболитизация, образование гра-

натовых амфиболитов и бластомилонитов есть результат одного и того же магматического процесса, происходившего в условиях дифференциального движения.

Гнейсовая текстура кварцево-гранатовых габбро-амфиболитов получилась, вероятно, по мнению А. А. Полканова, при воздействии бокового давления, направленного с северо-востока на юго-запад, как во время кристаллизации магмы, так и при последующей перекристаллизации пород. Образование граната, амфибола и биотита за счет гиперстена и плагиоклаза рассматривается как результат процессов автотемпорморфизма и последующего метаморфизма.

Кварцево-гранатовые габбро-амфиболиты пересекаются дайками габбро-норитов с нормальной магматической структурой. Эти дайки относятся уже к более молодой группе ультраосновных и основных пород.

Комплекс метаморфизованных основных пород Анис-тундры первым исследователем их А. А. Полкановым был описан в составе архейского Нотозерского массива габбро-амфиболитов. А. А. Полканов обратил внимание на необычайное сходство пород Анис-тундры с гранулитами Сальных тундр, описанных А. М. Шукевичем.

Позже Т. Л. Гольдбурт (1949 г.) и В. Ф. Мотычко (1948 г.) установили, что выделенный при обзорных исследованиях А. А. Полкановым Нотозерский массив габбро-амфиболитов как крупное самостоятельное интрузивное тело не существует и что габбро-амфиболиты слагают сравнительно небольшие тела средин древнего комплекса биотито-гранатовых и биотито-амфиболовых гнейсов.

Основные метаморфизованные породы Анис-тундры, согласно данным вышеуказанных исследователей, прослеживаются в юго-восточном направлении в районе оз. Улита и горы Медвежьей. Отсюда продолжение этих пород далее к югу отмечается в Лосевой тундре и еще южнее в пределах Главного хребта Волчьих тундр. Пространственная связь метаморфизованных основных пород Анис-тундры с подобными породами Лосевой и Волчьих тундр позволила Т. Л. Гольдбурт (1949 г.) высказать мнение о их протерозойском (нижнепротерозойском?) возрасте.

Метаморфизованные основные породы Лосевой и Волчьих тундр. Юго-восточней Анис-тундры, после некоторого перерыва, на небольших вараках южнее оз. Медвежьего обнажаются метагаббро и бластомилониты. Далее к югу эти породы начинают приобретать все большее распространение и в южной части Лосевой тундры ими уже сложен хребет, продолжающийся в Волчьих тундрах и далее в тундрах Монче и Чуна. С восточной стороны габбровый массив Главного хребта контактирует с гиперстеновыми диорито-гнейсами, которые к югу постепенно расширяются.

В 2 км севернее оз. Нижнее Ольче, которое отделяет Лосевую тундру от Волчьих тундр и фиксирует собой широтный сброс, приподнявший Лосевую тундру, в контакте диорито-гнейсов с габбро Главного хребта начинают встречаться первые выходы более молодой норитовой интрузии второй фазы. Породы Главного хребта к северу от сброса представлены такими же габбро, которые встречаются южнее Волчьих тундр, но благодаря более глубокой эрозии в поднятой по сбросу части они метаморфизованы значительно сильнее, чем габбро Волчьих тундр. Метаморфизм здесь сказывается в интенсивной амфиболлизации пироксена, сосюритизации плагиоклазов, развитии граната, вторичного кварца и т. д.

Габбровый массив Главного хребта вытянут в меридиональном направлении и приурочен к крупному разлому в гнейсовой толще, собран-

ной в систему сложных складок. Поскольку в отдалении от массива с восточной стороны гнейсы довольно полого падают на восток, а с западной — на запад, по-видимому, основной структурой являлась крупная антиклиналь, в осевой плоскости которой и возник разлом северо-западного простирания.

Габбро Главного хребта интродировало в толщу гнейсов по этому вертикальному разлому. В последующий период интрузия вместе с вмещающими ее гнейсами подверглась интенсивной тектонизации, сопровождавшейся зонами смятия и разрывами, которые преимущественно захватили области контакта.

Внедрение габбровой магмы, образовавшей интрузию Главного хребта, Д. Ф. Мурашовым (1946 г.) связывается с первой фазой посткарьельского диастрофизма (нижний протерозой). Направление тектонических движений было, по-видимому, с запада на восток, так как зоны огнейсования и милонитизации, широко развитые в периферических частях массива, имеют западное падение.

Главный хребет в пределах Волчьих тундр сложен габбро. Здесь крупнозернистое габбро с офитовой или гипидиоморфной структурой сохранилось лишь в центральной части массива. Порода состоит из лабрадора, диаллага или авгита, реже ромбического пироксена и оливина, с примесью апатита и магнетита. К периферии интрузии порода испытывает ряд изменений, которые заключаются в появлении сначала грубо-сланцеватой, затем полосатой текстуры. В контактах и зонах смятия она переходит в милониты и blastsомилониты. Вместе с тем происходит частичная или полная грануляция плагиоклазов, замещение пироксенов роговой обманкой, развитие цоизит-эпидота, пренита, скаполита, частичная альбитизация, появление серицита и карбонатов. В полосатых разностях прослойки и плоские линзочки меланократового состава резко отграничены от преобладающей лейкократовой части породы. В начальную стадию изменения габбро структура переходит в псевдопорфировую, затем в кристаллобластическую и роговиковую.

Метаморфизованные основные породы Монче-тундры. Из Волчьих тундр габбровый хребет непосредственно продолжается в Монче-тундру, отделяясь от нее озером и р. Вайкис. В Монче-тундре хребет вытянут в северо-западном направлении, с юго-запада к нему примыкает меридиональный хребет Чуна-тундра. Восточные предгорья Монче-тундры сложены более молодыми никеленосными интрузиями основных и ультраосновных пород.

В строении Главного хребта в пределах Монче-тундры принимают участие гиперстеновые диориты, развитые на восточных и северо-восточных склонах, и породы группы габбро, слагающие собственно Главный хребет.

Гиперстеновые диориты слагают гору Кепперуайвенч, северный и северо-восточный склоны горы Кутчекки, обрываясь к оз. Вайкис. Далее на север они продолжают в Волчьих тундрах, протягиваясь вдоль контакта габбрового массива.

С востока и северо-востока эти породы на Монче-тундре ограничиваются биотитовыми и биотито-гранатовыми гнейсами, а с запада и юго-запада — породами группы габбро. В южной части Монче-тундры они встречены между юго-восточными отрогами хребта Коттичорр и западным склоном хребта Ельнюнчорр и имеют довольно ограниченное распространение. В ущелье Кымдыкорр кварцево-гиперстеновые диориты за-

жаты в массиве амфиболизированного габбро и оконтуриваются на небольшой площади, по-видимому, являясь ксенолитом в габбро.

Толща кварцево-гиперстеновых диоритов характеризуется повсеместно хорошо выраженной гнейсовой текстурой и сильно дислоцирована. По данным Д. В. Шифрина (1932 г.), эти породы собраны в серию крупных изоклинальных складок, имеющих северо-западное простирание.

По петрографическому составу и степени метаморфизма среди группы кварцево-гиперстеновых диоритов Д. Ф. Шифрин выделяет несколько разновидностей. Наименее измененными, сохранившими черты первичной интрузивной породы являются кварцево-гиперстеновые диориты, иногда с гнейсовой текстурой. Чаще среди них преобладают породы с массивной текстурой. Структура породы, в случае ее слабой метаморфизованности, гранитная или гипидиоморфнозернистая.

Породы эти состоят из гиперстена, плагиоклаза с 28—35% анортитовой молекулы, вторичного биотита, роговой обманки и рудного минерала. Обычно присутствует кварц, количество которого изменяется в широких пределах. Спорадически встречаются калиевый полевой шпат, апатит и совсем редко зеленая шпинель.

Описанные диориты связаны постепенными переходами с выделяемыми Д. В. Шифриным гиперстеновыми гранулитами. Последние значительно сильнее метаморфизованы, нацело перекристаллизованы, гранитные и гипидиоморфные структуры в них уже не встречаются.

По минералогическому составу гиперстеновые гранулиты существенно отличаются от предыдущей группы пород обилием граната, часто измененного и замещенного чешуйками светло-коричневого биотита.

Дальнейший метаморфизм гиперстеновых диоритов приводит к образованию разновидностей пород, которые Д. В. Шифриным выделяются под названием гиперстеново-гранатовых гнейсов.

Кроме вышеуказанных разновидностей пород, образовавшихся в результате метаморфизма гиперстеновых диоритов, в периферических частях массивов последних, особенно вблизи более молодых габбро-норитов, появляются своеобразные породы типа кварцевого габбро.

Породы группы габбро в пределах Главного хребта Монче-тундры имеют широкое распространение, занимая наиболее возвышенные вершины хребта. Ими сложены возвышенности Акабирпакенч, Ельнюнчорр, Пуврнюнчорр, Реутчекки, Коттичорр и Коазлаг. В южной части ими сложена гора Лейпишнюнчорр. Перечисленная группа возвышенностей Главного хребта простирается в северо-западном направлении, обрываясь на севере депрессией оз. Вайкис, севернее которой, на Главном хребте Волчьих тундр, снова находим продолжение габбровой интрузии.

С северо-востока массив габбро контактирует с толщей кварцево-гиперстеновых гнейсо-диоритов, а с северо-запада — с толщей гнейсов архея.

По составу, структуре и текстуре среди габбро Главного хребта различаются габбро-нориты, диаллаговые и авгитовые габбро. Габбро-нориты по сравнению с другими породами габбровой формации имеют незначительное распространение. Ими сложена вершина и северо-восточный склон горы Реутчекки. Эти породы отдельными участками встречаются на северном и северо-западном склонах горы Коттичорр и в меньшем количестве на юго-восточном склоне Ельнюнчорра. Диаллаговые и авгитовые габбро слагают всю остальную часть хребта. Среди габбро широко распространены полосатые разновидности и милониты.

Наиболее широко полосатые габбро распространены в северо-западной части массива (гора Коттичорр), где они занимают его периферическую часть. В юго-восточной части массива эти породы встречаются лишь в виде узких зон и участков, приуроченных к трещинам разлома.

Для габбро-норитов, залегающих среди габбро Главного хребта, характерна хорошая сохранность первичной магматической структуры.

Плаггиоклаз характеризуется высоким содержанием анортитовой молекулы (63—82%), отличается свежестью и не затронут процессами разложения. Из цветных минералов примерно в равных количествах присутствуют диаллаг и гиперстен, а из второстепенных — апатит, рудный минерал, биотит и хлорит.

Диаллаговые и авгитовые габбро — более лейкократовые породы, в которых цветные минералы не превышают 20%, а плаггиоклаз содержит 60% молекулы анортита.

Для габбро Главного хребта характерно широкое развитие процесса амфиболлизации, приводящего к образованию полевошпатовых амфиболитов (особенно вблизи аплито-пегматитовых жил и зон милонитизации). В результате этого процесса за счет габбро образуются гранатороговообманковые blastsмилониты, в которых плаггиоклаз скаполитизирован, пренитизирован. Иногда эти изменения плаггиоклаза сопровождаются развитием эпидота и цоизита.

Полосатые разности габбро характеризуются чередованием полос, состоящих из роговой обманки, граната и плаггиоклаза. Для них характерна ориентировка полосчатости, согласная с залеганием вмещающих гнейсо-диоритов и гнейсов архея.

Габбро Главного хребта, в особенности полосатые разности периферической части его, сильно катаклазированы и милонитизированы. От центра к периферии можно наблюдать все переходы от слабо катаклазированных габбро до ультрамилонитов.

Метаморфизованные породы Чуна-тундры. Чуна-тундра, являясь южным продолжением Волчьих и Монче-тундр, имеет с последними много общего. Это выражается главным образом в строении и составе габбровых массивов. В восточных предгорьях Чуна-тундры, так же как и на Монче-тундре, развиты породы свиты имандра-варзуга, которые отделяются от архейских гнейсов крупным сбросом, проходящим в северо-западном направлении от губы Кислой до Вите-губы. Наряду со сходством с указанными массивами, Чуна-тундра отличается от них бедностью интрузиями второй фазы посткарельского диастрофизма, в связи с чем здесь отсутствуют и более или менее значительные признаки сульфидного оруденения.

Северная, центральная и юго-западная части Чуна-тундры сложены породами группы габбро; в остальных частях ее преобладают гнейсы и мигматиты микроклиновых гранитов. Интрузии габбро залегают согласно с вмещающими породами.

В северной и средней части массива падение полосчатости пород направлено на восток под углом 50—80°, в юго-западной части — на северо-восток.

По петрографическому составу основные породы Чуна-тундры ничем существенным не отличаются от описанных пород Монче- и Волчьих тундр. Следует только отметить, что массивные габбро первичного состава и с габбровой структурой слагают центральные участки хребтов в виде блоков, ориентированных в северо-западном направлении. По направлению к контактам габбро претерпевает ряд изменений: сначала порода



гранулируется, одновременно по пироксенам развивается зеленая роговая обманка, структура переходит в порфирокластическую, текстура — в груболопосчатую, далее — в тонкосланцеватую, и по существу породы переходят в бластомилониты. Плаггиоклазы замещаются агрегатами эпидотоизита, развивается альбит, кварц. Как крайние члены возникают амфиболо-хлоритовые и магнетито-гранатовые сланцы, амфиболиты и милониты.

Описанные выше породы группы гиперстеновых диоритов и габбро, слагающие Главный хребет Лосевой, Волчьих, Монче- и Чуна-тундр, по своему составу и степени метаморфизма несколько отличаются от пород гранулитовой формации Сальных и Туадаш-тундр, являясь, вероятно, более поздними. Большинство исследователей относит эти интрузии к ранней фазе протерозойской (доверхнепротерозойской) складчатости. Некоторым основанием для этого служит наличие своеобразных конгломератов на Чуна-тундре (возвышенность Ельнюнчорр), обнаруженных Н. Г. Судовиковым. Эти конгломераты содержат гальку основных пород и, вероятно, трансгрессивно лежат на породах Чуна-тундры. Возможно, что они являются базальными конгломератами свиты имандра-варзуга и по возрасту соответствуют конгломератам Щучьей губы.

Несомненно, более молодыми геологическими образованиями являются в Монче-тундре и Чуна-тундре широко распространенные аплитовые и пегматитовые жилы<sup>1</sup> и, отчасти, микроклиновые граниты (Чуна-тундра, Шукевич, 1940 г.).

Более молодыми, чем граниты, аплиты и пегматиты, являются никеленосные основные и ультраосновные породы Мончегорской интрузии, Волчьих тундр и Чуна-тундр.

Еще более молодые интрузивные породы, распространенные в пределах Главного хребта Монче-, Волчьих и Чуна-тундр и пересекающие никеленосные основные и ультраосновные породы, представлены диабазами и порфиритами, повсеместно встречающимися как среди габбро, так и среди ультраосновных пород, кварцевым порфиром на горе Сопчуайвенч и горе Кумужей, альбититами и лампрофирами на горе Ньюдайвенч и т. д. Наконец, самыми молодыми являются сульфидные рудные жилы массива Ниттис-Кумужья.

### ***Верхнепротерозойские никеленосные интрузии основных и ультраосновных пород Волчьих, Монче- и Чуна-тундр***

**Волчьи тундры.** Никеленосные интрузии располагаются здесь вдоль восточного контакта габбрового массива Главного хребта с гиперстеновыми диорито-гнейсами и частично залегают в последних. Здесь известны две интрузии норита — западная и восточная — и ряд мелких линзообразных тел норита и пироксенита. Эти интрузии внедрились по разломам и ослабленным зонам, преимущественно с крутым западным падением.

Наиболее молодыми являются жилы перидотита и диабаза, которые секут как габбро, так и нориты.

Западное норитовое тело залегают непосредственно на восточном контакте габбрового массива с толщей гиперстеновых диорито-гнейсов. Оно прослежено по простираанию с некоторыми перерывами на 10 км и имеет мощность от 0,2 до 0,8 км. Восточный контакт этого тела падает на

<sup>1</sup> По устному сообщению А. М. Шукевича, им были найдены в Чуна-тундре жилы амазонитового пегматита (Прим. ред.).

Таблица 1

Район	Название породы	Химический состав в %															
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	CO <sub>2</sub>	П. п. п.	Сумма
Волчьих тундр	Перидотит	41,64	0,04	5,14	2,26	10,08	0,14	3,90	30,45	—	—	0,25	0,01	0,80	—	4,25	98,96
"	Седберит	61,72	1,29	15,39	0,51	7,37	0,11	4,82	3,40	2,99	2,0	0,16	—	0,08	—	0,49	100,33

восток под углом 65—80°, западный — на запад под углом 50—75°, что дает основание предполагать расширение интрузии с глубиной.

Восточное, меньшее по размерам норитовое тело залегает в толще гнейсов и по форме приближается к пластообразной залежи, круто падающей на запад.

Нориты Волчьих тундр по петрографическим признакам подразделяются на несколько разновидностей: лейкократовые, меланократовые и оливиновые. Структура пород офитовая, гипидиоморфная и друзитовая. Каемки вокруг зерен оливина состоят из нескольких слоев: внутреннего, сложенного короткопризматическими кристаллами гиперстена и диопсида, среднего, тонкого, состоящего из зеленой шпинели, и наружного, более широкого, сложенного гранатом или актинолитом. Сливин чаще замещается иддингситом, чем серпентином.

В краевых зонах и вдоль зон смятия порода в той или иной степени метаморфизована: появляются порфирокластическая или очковая структура, полосчатая, сланцеватая текстура и милониты. Пироксены частично или нацело замещаются буровато-зеленой роговой обманкой, по лабрадору развиваются скаполит и карбонаты, появляются кварц и биотит. Химическая характеристика перидотитов и норитов приведена в табл. 14.

Между западной и восточной интрузиями норитов Волчьих тундр зажаты гиперстенные диорито-гнейсы. Они собраны в сложные складки. В южной части восточного крыла одной из таких складок проходит зона смятия меридионального простирания с отклонением к северо-востоку 35°. Зона смятия пересечена мелкими сбросами с амплитудой 1—3 м. К данной зоне приурочено медно-никелевое оруденение, представленное убогой неравномерной вкрапленностью и серией тонких быстро выклинивающихся прожилков и линзочек сульфидов.

Здесь же в западном крыле складки, близ контакта с западным норитовым телом, в гиперстеновых диорито-гнейсах проходит брекчированная рудоносная зона. Параллельно этой зоне, в непосредственном контакте диоритов-гнейсов с норитами располагается вторая зона смятия с бедным сульфидным медно-никелевым оруденением. Еще западнее в мелкозернистых норитах также наблюдается зона смятия, несущая вкрапленность и серию маломощных прожилков и гнезд сплошных сульфидов.

В пределах Вольчих тундр подобные зоны смятия с бедным сульфидным оруденением известны и севернее рч. Никелевого и рч. Сомнительного. В ксенолитах вмещающих пород, заключенных в интрузиях норитов и габбро, также отмечается бедное медно-никелевое сульфидное оруденение.

В меланократовых норитах западной интрузии, у восточного ее контакта с гиперстеновыми диоритами, отмечается рассеянная бедная вкрапленность. Подобная же вкрапленность наблюдается в жильных перидотитах и пироксенитах, обычно приуроченных к контактам норитовых интрузий с гнейсами, и реже в последних.

Состав рудных выделений на Волчьих тундрах более или менее однообразен. Всегда преобладает пирротин, в котором включены редкие пластинки и жилки распада пентландита. Халькопирит присутствует в виде мелких зерен и прожилков, замещающихся халькозином и ковеллином.

Д. Ф. Мурашов (1946 г.) различает на Волчьих тундрах два генетических типа оруденения. К первому типу он относит ликвационные вкрапленники в меланократовых норитах лежащего бока интрузии и в жильных перидотитах, считая их продуктами магматической дифференциации. Второй тип сульфидного оруденения, представленный вкрапленниками и прожилками в зонах смятия и брекчирования, а также в ксенолитах боковых пород, образовался, по его мнению, в постмагматическую гидротермальную стадию и сопровождался выделением реакционных силикатов — роговой обманки, биотита и граната, а также жильного кварца и карбонатов.

Промышленных концентраций руд того и другого типа в пределах Волчьих тундр пока не установлено.

*Мончегорская интрузия основных и ультраосновных пород.* Мончегорская интрузия состоит из трех массивов: Ньюдайвенч-Поазуайвенч, Сопчуайвенч и Ниттис-Кумужья-Травяная (рис. 8). В целом интрузия представляет собой пластообразное тело, залегающее между породами архея и вышележащей свитой имандра-варзуга. Кровля интрузии почти не сохранилась, о ее существовании в прошлом можно судить по присутствию ксенолитов пород кровли в верхних слоях интрузии.

Норитовый массив Ньюдайвенч-Поазуайвенч, расположенный между Монче-губой и Щучьей губой, вытянут в северо-северо-восточном направлении и имеет в длину 8 км и в ширину до 3,5 км. На севере он граничит с верхнеархейскими гранодиоритами, причем контакт здесь падает под углом 30—40° на юг, на западе — с толщиной архейских биотито-плагиоклазовых гнейсов; западный контакт, вероятно, тектонический. Гнейсы довольно полого падают на северо-восток (под углами 35—55°). На востоке норитовый массив контактирует с зеленокаменной свитой имандра-варзуга.

В южной части массива обнажаются подстилающие его породы, представленные различными архейскими гнейсами — биотито-гранатовыми,

диоритовыми, биотито-плагиоклазовыми и т. д. Кроме того, здесь встречено тело основных пород, описанных в литературе как метагаббро.

В непосредственном контакте с массивом отмечаются жилки и линзы альбитофира.

Пластообразный норитовый массив имеет расслоенное дифференцированное строение как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении с запада на восток.

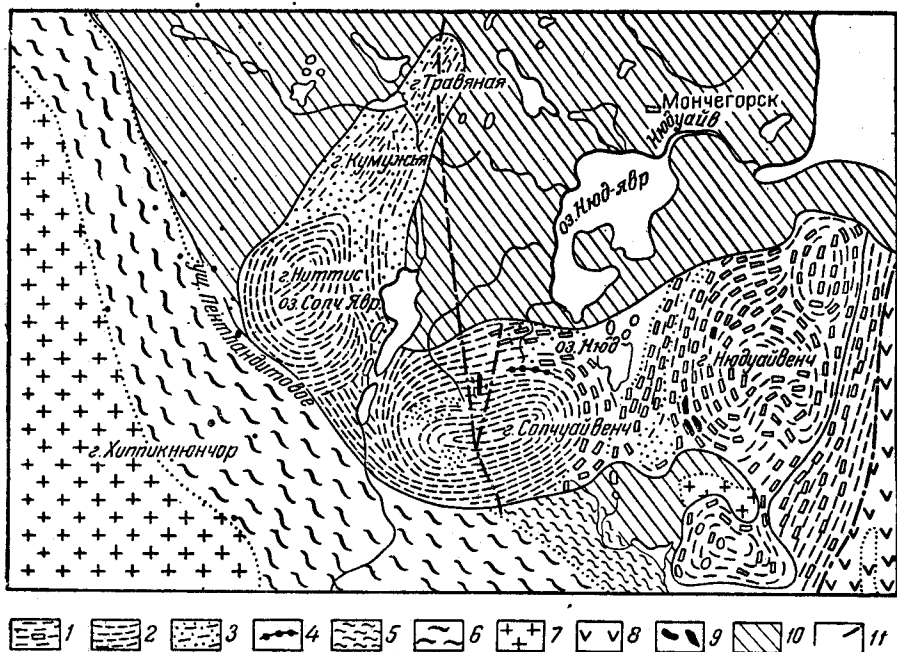


Рис. 8. Схематическая геологическая карта Мончегорской интрузии (по Е. К. Козлову)

1—нориты и габбро-нориты; 2—пироксениты; 3—перидотиты и оливиновые пироксениты, 4—пласты оливиновых пироксенитов и перидотитов; 5—амфибол-плагиоклазовые гнейсы; 6—рассланцованное габбро; 7—габбро главного хребта Монче-тундра; 8—породы свиты имандра-варзуга; 9—«критический» горизонт; 10—архейские гнейсы; 11—сбросы

В вертикальном разрезе выделяется несколько толщ, которые различными исследователями принимались то за самостоятельные интрузии, то за дифференциаты единой магмы. Исследования последних лет дали фактический материал, свидетельствующий об одновременности образования всех толщ массива.

В самой нижней части массива располагается трехсотметровая толща пойкилитовых норитов. В контакте с подстилающими породами нориты обогащены кварцем и биотитом; пироксены замещены амфиболом. Мощность таких эндоконтактных зон не превышает 5 м. Иногда породы эндоконтактной зоны превращены в актинолит-талыко-хлоритовые породы, местами имеющие облик сланцев.

Необходимо отметить слабое развитие контаминированных пород в норитовой интрузии массива тундр Нюда и Поаз по сравнению с другими интрузиями Мончегорского района.

Породы толщи пойкилитовых норитов принадлежат к меланократовой серии и представлены как оливинсодержащими, так и безоливиновыми разновидностями. Последние преобладают. Оливиновые породы за-

легают в норитах в виде слоев. В верхней части толщи пойкилитовых норитов количество оливиновых пород увеличивается, и толща пойкилитовых норитов постепенно переходит в толщу оливиновых норитов.

Толща оливиновых норитов занимает срединное положение в массиве. Ее мощность убывает с запада на восток, а также в меридиональном направлении от 120 до 40 м, а затем до полного выклинивания; таким образом, толща оливиновых норитов распространена не повсеместно.

Оливиновый норит по составу близок к оливиновому пироксениту, поскольку лабрадор в нем присутствует в незначительных количествах. Местами обособляются небольшие шпирь перидотита. Для оливина характерны келифитовые каемки, из которых ближайшие к центру сложены тальком, средние — хлоритом и наружные — лучистым актинолитом.

Выше толщи оливиновых норитов располагается так называемый критический горизонт<sup>1</sup>, мощность которого редко превышает 25 м. Для этого горизонта характерно исключительное разнообразие пород как по составу, так и по структуре. Здесь встречаются нориты, габбро-нориты, оливиновые нориты, пойкилитовые нориты, плагиоклазиты.

Среди пород критического горизонта встречаются ксенолиты микрогаббро, микроноритов, роговиков, глинистых метаморфизованных пород, туффитов. Ксенолиты, вероятно, являются обломками пород кровли свиты имандра-варзуга. Их размер колеблется от десятков метров до нескольких миллиметров. Обычно к критическому горизонту приурочены тела пегматитоподобных очень крупнозернистых пород, имеющих состав норитов, габбро-норитов, кварцевых габбро.

Участки массива, сложенные вышеперечисленными породами, не образуют сплошного горизонта. Однако они располагаются приблизительно на одном уровне, в результате чего создается впечатление о самостоятельном горизонте.

Над критическим горизонтом залегает слой нормальных норитов и габбро-норитов, обнажающихся в северной и восточной частях массива. Для них характерна не пойкилитовая, а гипидиоморфнозернистая структура.

Подстилающие массив гиперстеновые диорито-гнейсы и гранодиориты по мере приближения к контакту постепенно утрачивают полосатую текстуру, в них появляются жилки кварца и развивается процесс альбитизации. Непосредственно в контакте гнейсовая текстура исчезает, и они переходят в породу типа лейкократового кварцевого норита. Мощность экзоконтактной зоны местами достигает нескольких метров.

Элементы прототектоники пород, как-то: полосатость и плоско-параллельная текстура, ориентировка плоских шпиров и контаминационно-измененных ксенолитов всюду имеют пологий наклон (5—20°) на юго-запад. Предполагается, что массив Поазуайвенч отделен от массива Ньюдуайвенча широтным сбросом.

Интрузия пересечена многочисленными скважинами, которые показывают слабый наклон ее подошвы на запад. Об этом же свидетельствуют и первично-полосатые и линейные структуры пород массива. Таким образом, по форме массив относится к пластообразным интрузиям.

Месторождения медно-никелевых сульфидных руд в пределах массива Ньюдуайвенч, по данным Д. Ф. Мурашова (1946 г.), представлены ликвационным и инъекционным типами.

<sup>1</sup> В литературе по Монче-тундре под этим названием понимается горизонт в средней части массива, сложенный породами различного петрографического состава и обогашенный ксенолитами пород кровли.

На месторождении Терраса известны два горизонта руд в оливиновых норитах и небольшие гнезда в породах нижней части критического горизонта. Более мощный верхний рудный горизонт, оконтуренный скважинами на площади  $700 \times 300$  м, залегает непосредственно под критическим горизонтом и в самом критическом горизонте, причем сульфиды в последнем образуют мелкие жилки. В породах критического горизонта иногда встречаются сульфидные гнезда размером до  $2 \times 3,5$  м. По направлению вглубь массива мощность и интенсивность оруденения затухает. Нижний горизонт приурочен к зоне контакта толщи оливинового норита с толщей пойкилитовых норитов, частично захватывая последние. Он имеет меньшие горизонтальные размеры при мощности до 18,7 м. Интересно отметить, что над ним верхний рудный горизонт обладает минимальной мощностью.

Согласно представлениям Д. Ф. Мурашова, считающего оливиновые нориты самостоятельной интрузией, источником оруденения являются оливиновые нориты, в которых сульфиды были рассеяны по всей массе и обособились в два слоя в процессе остывания. Нижний рудный горизонт образовался в результате гравитационной отсадки сульфидов, верхний — в результате флотации при воздействии летучих, скапливавшихся, вероятно, на отдельных участках.

Оруденение в нижней части критического горизонта относится к другому типу. Здесь обособляется горизонтальная залежь, сложенная мелкими гнездами и неправильными прожилками сульфидов. Последние ассоциируют с кварцевым диоритом и сопровождаются заметным гидротермальным изменением боковых пород.

Такого же типа оруденение известно на так называемом Втором участке, в 0,6 км к юго-западу от месторождения Терраса, на сопке, сложенной породами критического горизонта, образующими штокообразную залежь с выпуклым дном. Вкрапленность и мелкие ветвящиеся жилки и гнезда сульфидов весьма неравномерно распределены по всей массе «штока» и ассоциируют с кислыми разностями норита и с кварцевым диоритом, тогда как оливиновые нориты безрудны. Оруденение представлено убогими вкрапленниками и сетчатыми рудами, а также богатыми неправильной формы гнездами, в которых отмечаются сгустки ветвящихся прожилков сульфидов. Для руд характерны жилковатая и брекчиевая текстура и структуры замещения.

Из рудных минералов преобладает пирротин с пластинками и жилками пентландита. Последний изредка встречается и в виде полигональных зерен, по плоскостям спайности замещаемых полидимитом. Халькопирит окаймляет более ранние сульфиды, замещает рудные и породообразующие минералы. Иногда встречается сфалерит; постоянно присутствуют хромит, магнетит и титаномагнетит.

Генетически это месторождение рассматривается как образованное в результате инъекции сульфидной магмы, обогащенной кислыми дифференциатами силикатной магмы и летучими.

В пределах рассматриваемого месторождения Второго участка известны обособления сплошных сульфидных руд небольшой мощности. Они составляют нижний рудный горизонт участка, расположенный в порфириновидном оливиновом пироксените, и рассматриваются как ликвидационные руды придонной части интрузии.

Помимо перечисленных, в массиве норитов Ньюдауайенч известен ряд других месторождений.

Например, месторождение так называемой 10 аномалии приурочено к метагаббро, по одним представлениям, образовавшегося в результате воздействия интрузии альбитофиров на оливиновые нориты, а по другим — являющегося интрузией, одновременной с габбро Главного хребта Монче-тундры.

Месторождение Морошкового озера приурочено к контакту норитового массива с диорито-гнейсами, где проходит зона смятия, представленная актинолитово-хлоритовыми сланцами. Здесь же встречаются жилы альбитофира и лампрофира. Оруденение выражено системой маломощных и коротких линз и жил, сложенных частью массивными сульфидами, частью чистым магнетитом.

Ряд других месторождений в массиве Ньюдауйвенч (аномалии С-39, Д и С-38) приурочен к контакту норитов с диоритами.

Ближайшим к массиву Ньюдауйвенч является массив Сопчуайвенч (рис. 9). Этот массив в плане имеет изометрическую форму и занимает площадь около 10 км<sup>2</sup>. Северный контакт подошвы массива падает под углом 40—45° на юг, южный — также под углом 40—45° — на север. Исходя из приведенных углов падения, максимальная мощность интрузии должна быть около 5 км, по гравиметрическим же наблюдениям она составляет около 1 км, т. е. на глубине подошва массива, по-видимому, выполаживается (рис. 10).

С востока и юго-востока массив отделен от Ньюдауйвенча небольшим валом диорито-гнейсов, прикрытых кварцевыми амфиболитами, с юга он контактирует с метагаббро Главного хребта Монче-тундры, с севера к нему примыкает поле биотитовых гнейсов.

Эндоконтактовый метаморфизм выразился в образовании непосредственно в приподошвенной части массива зоны кварцево-биотитовых норитов, выше переходящих через габбро-нориты и габбро-пироксениты в горизонт полевошпатовых перидотитов, оливиновых пироксенитов и крупнозернистых пироксенитов; к последним и приурочено вкрапленное сульфидное оруденение, так называемая донная залежь. Мощность пород контактиационной зоны в наиболее глубоких скважинах достигает 25—30 м.

Массив Сопчуайвенч, как и массивы Ньюдауйвенч и Поазуайвенч, дифференцирован в вертикальном и горизонтальном направлениях. В нижней части его залегает толща перидотитов с тонкими пропластками пироксенитов и оливиновых пироксенитов. В центральной части массива мощность перидотитовой толщи составляет 300—350 м; к периферии она выклинивается.

Выше располагается горизонт тонкого переслаивания пироксенитов и оливиновых пироксенитов. Мощность его равна 50 м. Он является как бы переходным от перидотитов приподошвенной части интрузии к пироксенитам верхней части интрузии, составляющим 70% от объема массива.

Мощность пироксенитов в центре массива достигает 700—800 м.

В верхней части толщи пироксенитов, обнажающихся на поверхности и слагающих всю гору Сопчуайвенч, на абсолютных отметках от 200 до 400 м, встречаются слои оливиновых пироксенитов и перидотитов, из которых некоторые содержат сульфидную вкрапленность. Они являются одновременными по времени образования с пироксенитами.

Жильные породы в массиве представлены диабазами, реже оливиновыми диабазами; они пересекают массив в меридиональном и северо-

западном направлении и падают в восточных румбах под углом 60—70°. В северной части массива проходит меридиональная жила кварцевого порфира, она же, по-видимому, обнажается и на восточном склоне Кумужей вараки.

Псевдостратификация массива, обусловленная наличием среди пироксенитов верхней его части нескольких горизонтов оливинсодержащих пород различного состава, особенно резко выражена на северном и северо-восточном его склонах.

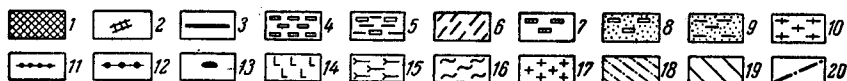
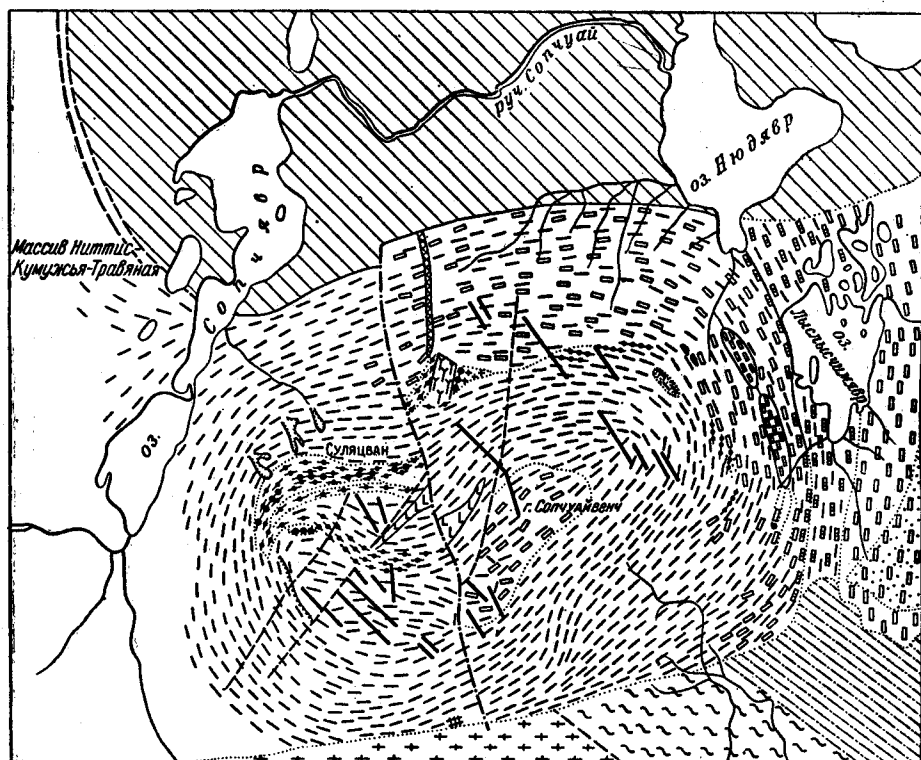


Рис. 9. Схематическая геологическая карта массива Сопчуайвенч (по Е. К. Козлову)

1—кварцевые кератофиры; 2—дайка габбро-норитов; 3—диабазы; 4—нориты; 5—меланократовые нориты и плагиоклазовые пироксениты; 6—пироксениты; 7—кварцево-биотитовые нориты; 8—оливиновые нориты; 9—пироксениты с вкрапленниками оливина; 10—оливиновые пироксениты; 11—пласты оливиновых пироксенитов; 12—пласты перидотитов; 13—оливиниты; 14—пойкилитовые перидотиты; 15—глыбы габбро-норита; 16—амфибол-плагиоклазовые гнейсы; 17—габбро; 18—гиперстенные гнейсы; 19—биотит-плагиоклазовые гнейсы; 20—сбросы

Судя по плоскопараллельной текстуре, расположению шпиров, ксенолитов и, реже, линий течения, массив имеет форму корыта, наклоненного на юго-запад.

Вкрапленное медно-никелевое оруденение приурочено к так называемым рудным пластам и к подошве массива (базальная или «донная» залежь). В последние годы бурением вскрыты сульфидно-магнетитовые жилы, которые, возможно, глубже переходят в сульфидные.



Среди рудных пластов выделяется главный рудный пласт, или пласт 330 — перидотитовый. Этот пласт хорошо обнажен в северо-западной части массива, где он опоясывает полукольцом высоту Скалистую.

Вкрапленность приурочена к перидотитовому пласту. Мощность последнего варьирует от 2 до 3 м. Границы рудной вкрапленности и перидотитового пласта не совпадают. Вкрапленность приурочена преимущественно к верхней части этого пласта и к кроющим его оливиновым пироксенитам.

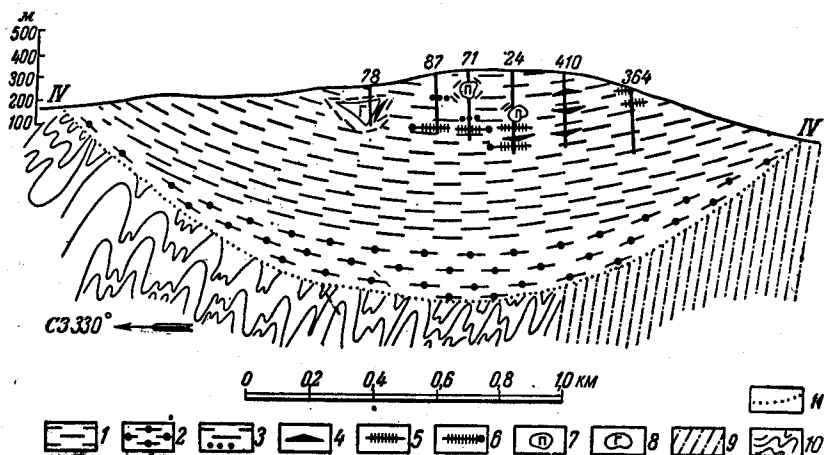


Рис. 10. Геологический разрез массива Сопчуайвенч (по Е. К. Козлову)  
 1—пироксениты; 2—перидотиты и оливиновые пироксениты нижней части массива; 3—пласты пироксенита с сульфидами; 4—пласты оливиновых пироксенитов; 5—пласты оливиновых пироксенитов с сульфидами; 6—рудный пласт Сопчи; 7—пойкилитовые перидотиты; 8—глыба габбро-норитов; 9—амфибол-плаггиоклазовые гнейсы протерозоя; 10—гнейсы архея; 11—зона контаминации

Перидотитовый пласт имеет асимметричное строение. В основании его залегают оливиниты, слой мощностью в 40—50 см. Выше располагаются тонкополосчатые перидотиты с исключительно хорошо выраженной линейностью и трахитоидностью. Поверхность нижнего контакта волнистая, а верхнего прямолинейная. Над перидотитовым пластом встречается горизонт эруптивной брекчии, в которой цементом является оливиновый пироксенит, а обломками — оливинит. Выше этого пласта также имеется горизонт аналогичной брекчии и встречаются линзы крупнозернистого пироксенита с плаггиоклазом.

Пироксен всюду представлен бронзитом, а оливин — хризолитом. Залегают перидотитовый пласт согласно с трахитоидностью в окружающих его породах. Вероятно, он сформировался раньше, чем отдели окружающие его оливиновые пироксениты и пироксениты.

Сульфидные минералы довольно неравномерно распределяются по мощности пласта. В оливинитах лежащего бока их меньше и зерна их мелкие. Наоборот, крупнозернистые бронзититы висячего бока содержат концентрированную вкрапленность сульфидов в сравнительно крупных выделениях.

Структура руды сидеронитовая, но отмечается также коррозионная и структура распада. Из сульфидов преобладает пентландит, замещаемый браунитом. Характерно низкое содержание пирротина. Изредка встречаются пирит, кубанит и сфалерит.

В базальной залежи вкрапленное сульфидное оруденение приурочено к горизонту полевошпатовых перидотитов, оливиновых пироксенитов и крупнозернистых пироксенитов. Оруденение располагается в нескольких метрах выше дна массива и падает параллельно контакту к югу под углом  $40-45^\circ$ . Мощность вкрапленных руд с глубиной постепенно возрастает. Из сульфидных минералов пирротин значительно преобладает над халькопиритом и пентландитом. По содержанию меди и никеля базальная залежь значительно беднее рудного пласта.

Массив ультраосновных пород Ниттис-Кумужья-Травяная вытянут в северо-северо-восточном направлении. Длина его 7 км, ширина в северной части 1 км, в южной достигает 3 км. С юго-запада он почти примыкает к габбро Главного хребта Монче-тундры, отделяясь от него ущельем, в котором проходит полоса диорито-гнейсов с крутым северо-восточным падением. На юго-востоке он соединяется с массивом Сопчуайвенч, что установлено буровыми, геофизическими и структурно-геологическими работами. С северо-востока и северо-запада массив граничит с разнообразными гнейсами: биотитовыми, кордиеритовыми, амфиболо-плагиоклазовыми, гиперстеновыми.

Подошва массива имеет форму мульды, ось которой полого ( $5-10^\circ$ ) наклонена на юго-запад, крылья симметричны и падают под углом  $25-30^\circ$  к центру. По аналогии с массивом Ньюдайвенч предполагается, что кровлей массива являлись породы свиты имандра-варзуга, которые нацело уничтожены эрозией.

Массив дифференцирован: в нижней части его располагаются перидотиты, сменяющиеся горизонтом полосатых пород состава пироксенита, оливинового пироксенита и перидотита. Над ними залегает сравнительно маломощный слой оливиновых пироксенитов, далее следует толща пироксенитов; последние целиком слагают вершину склона горы Ниттис, вершину горы Кумужья и восточную часть Травяной вараки.

В подошве массива широко развиты контактные явления. Уже в нескольких десятках метров от контакта массива с подстилающими гнейсами в перидотите появляется плагиоклаз, с приближением же к контакту порода приобретает тонкую полосатость, обусловленную чередованием слоев неоднородного состава. В контаминационной зоне встречаются пегматоидные полевошпатовые пироксениты. К этим полосатым и пегматоидным породам и приурочена вкрапленность сульфидов базальной залежи массива. Нижняя часть зоны сложена кварцево-биотитовым норитом с характерными зональными плагиоклазами. Породы в различной степени хлоритизированы, оталькованы и амфиболитизированы.

Для пород рассматриваемого массива, так же как и других массивов Мончегорской интрузии, характерны полосатость и трахитоидность. Плоскости полосатости и трахитоидности пород полого падают к центру массива.

Структуры течения наблюдаются в сравнительно редких случаях и выражены не вполне отчетливо; намечается направленность вытянутых кристаллов плагиоклазов на юго-юго-запад, с погружением их осей в том же направлении.

Жильные породы, пересекающие массив, довольно разнообразны и представлены оливиновым и нормальным диабазом, порфиритом и кварцевым порфиром, которые выполняют трещины широтного, меридионального и северо-западного направлений. Наиболее молодыми являются сульфидные жилы, которые во всех случаях пересекают дайки диабазы и кварцевого порфира, цементируя их обломки в зонах брекчий.

В массиве наиболее развиты меридиональные зоны трещин с крутыми углами падения. Они проходят по восточному и северо-восточному склону Ниттис-вараки и по западным склонам Кумужьей и Травяной вараки, достигая длины свыше 2 км. С системой этих трещин связаны сульфидные медно-никелевые рудные жилы. Некоторые трещины выполнены диабазами. Последние связаны также с сравнительно редкими трещинами северо-западного и северо-восточного направлений.

Кроме крутопадающих трещин, в породах массива развита система пологих трещин отдельности, параллельных эрозионной поверхности. По крутопадающим трещинам имеют место небольшие сбросы и сдвиги с зеркалами скольжения и штриховкой.

Дорудные нарушения наблюдаются крайне редко, послерудные нарушения сбросового характера наоборот широко развиты<sup>1</sup>.

Главный меридиональный сброс проходит по восточному склону Ниттис-вараки, имея падение плоскости разрыва на восток под углом 45°. По нему опущен восточный блок на 45 м. Параллельно главному сбросу проходит несколько сбросов с меньшей амплитудой смещений.

Вторым крупным сбросом того же направления опущена восточная часть Травяной вараки, благодаря чему здесь сохранились пироксениты, тогда как к западу от сброса обнажаются подстилающие их перидотиты. В долине между Травяной и Кумужьей вараками проходит сброс северо-западного направления, по которому приподнята Травяная варака на 140 м.

Вдоль сбросов породы рассланцованы и милонитизированы, в них развивается серпентин, тальк, тремолит, хлорит, иногда образования типа сагвандитов и одегордитов<sup>2</sup>.

Для медно-никелевого оруденения массива Ниттис-Кумужья-Травяная выделяется два типа: 1) рудные жилы и 2) базальная залежь вкрапленных руд.

Никеленосные интрузивы Монче-тундры в последние годы (1947—1950) были петрологически исследованы группой геологов (Е. К. Козлов, Т. Н. Иванова и З. А. Образцова) под руководством Н. А. Елисеева. Применяя методы структурного анализа, они смогли по-новому подойти к решению ряда еще неясных вопросов, стоявших перед исследователями этих интрузивов, и дополнить имеющиеся сведения. Так, на основании одинакового залегания элементов трахитоидности и полосатости в верхних и нижних частях массива Е. К. Козлов, Т. Н. Иванова и З. А. Образцова пришли к выводу об однофазности никеленосных интрузий, представляющих собой одно геологическое целое.

Формирование массивов происходило в процессе движения магмы и одновременной ее кристаллизации, причем при формировании массивов Сопчуайвенч и Ньюуайвенч имела место гравитационно-кинетическая дифференциация магмы, а на Ниттис, Кумужьей и Травяной вараках преобладала гравитационная ее дифференциация. Эти процессы привели к возникновению в породах первичной полосатости и выклиниванию отдельных толщ в направлении движения.

Первоначальная магма, по мнению упомянутых исследователей, состояла по составу меланократовому оливиновому нориту. Внедрение ее произошло на границе двух формаций (архей и свита имандраварзуга).

<sup>1</sup> По последним данным З. А. Образцовой (1949 г.), сбросы являются дорудными. Такого же мнения придерживается и П. В. Лялин (*Прим. ред.*).

<sup>2</sup> Одегордит — диапировый (скаполитовый) диорит (*Прим. ред.*).

В результате движения магмы в горизонтальном направлении и происходивших при этом процессов дифференциации краевой массив тундр Ньюда и Поаз обогатился плагиоклазом.

Что касается массивов Сопчуайвенч и Ниттис-Кумужьей-Травяной, более близких к «корням» интрузий, то в силу кинетической и гравитационной дифференциации их состав является более основным и соответствует оливиновому пироксениту.

В отношении генезиса медно-никелевых сульфидных руд Монче-тундры позднейшие исследователи склоняются в пользу их гидротермального происхождения, как рудных жил (Масленников, 1950 г.), так и вкрапленных руд (Э. Н. Елисеев, 1949 г.). Е. К. Козлов считает, что руды Мончегорской интрузии относятся к двум генетическим типам — гидротермальному и магматическому.

*Ультраосновные и основные интрузии Чуна-тундры.* Наиболее молодые ультраосновные и основные интрузии Чуна-тундры приурочены к разломам и зонам смятия, проходящим преимущественно в контактах массива метагаббро с архейскими гнейсами и частью в последних. Краткая характеристика некоторых из этих интрузий приводится ниже.

Массив ультраосновных пород на западном склоне горы Райненчорр залегает среди метагаббро, недалеко от контакта его с гнейсами, и вытянут в северо-северо-западном направлении. Породы отчетливо дифференцированы: центральную часть массива слагают пироксениты и перидотиты, периферическую — оливиниты, в контакте серпентинизированные. В перидотитах известна мелкая вкрапленность сульфидов.

В долине р. Чуны среди гнейсов залегает небольшой массив габбро-норита. В его лежачем боку, круто падающем на северо-восток, обособляются амфиболитизированные оливиновые пироксениты.

На участке оз. Воче-Ламбины насчитывается до двадцати мелких линзовидных тел осланцованного амфиболитизированного оливинового пироксенита, залегающих согласно с вмещающими амфиболовыми гнейсами и мигматитами. Падение крутое северо-восточное.

На северо-восточном отроге горы Райгорчорр в амфиболитах согласно залегает жила измененных ультраосновных пород мощностью от 20 до 60 м. В центральной части она сложена оливиновым пироксенитом и перидотитом, которые к периферии переходят в гранатовые амфиболиты.

Небольшие тундры, расположенные западнее Чуна-тундры, сложены архейскими биотито-гранатовыми и амфиболовыми гнейсами, которые последовательно прорываются олигоклазовыми гнейсо-гранитами, лептистами, породами гранулитовой формации, микроклиновыми гранитами, габбро-норитами и перидотитами. Породы собраны в сложные складки северо-восточного и северо-западного простирания с пологим падением крыльев на юге и более крутым на севере.

С. М. Рутштейн (1935 г.) к гранулитовой формации относит гранато-пироксеновые гнейсы и полевошпато-гранатовые амфиболиты, рассматривая их как глубоко метаморфизованные основные породы. Они встречаются в форме маломощных, но длинных жил, пологопадающих на северо-восток. Эти породы резко расслоены, имеют тонкогранулитовую структуру, местами содержат порфиробласты граната, пироксена и амфибола.

Габбро-нориты образуют среди этих различных пород небольшие пластовые залежи и дайки. На горе Крепс пологопадающая пластовая интрузия габбро-норита мощностью 15—26 м залегает в контактовой

зоне лептитов с ороговикованными биотито-амфиболо-гранатовыми гнейсами. С западного склона горы Подуноайв мощная дайка габбро-норита проходит через долину р. Нявки на Савватееву тундру. Подобные же дайки встречены и в Заячьей тундре.

В краевых частях интрузий габбро-нориты обнаруживают первичную полосатость, параллельную контактам, вместе с тем здесь они более мелкозернисты и обогащены гранатом. Для оливиновых габбро-норитов Нявки и Заячьей тундр характерна друзитовая структура, для безоливиновых разновидностей — габбровая. Среди этих пород местами выделяются небольшие полосы и шпирь пироксенитов и перидотитов.

В северной части ущелья горы Крепс доизито-гранато-роговообманковые гнейсы прорваны пластовой интрузией серпентинизированного перидотита, мощностью 16 м, падающей на северо-запад под углом 50°. В перидотитах встречаются мелкие включения пирротина и халькопирита.

Медно-никелевое сульфидное оруденение в основных и ультраосновных породах Чуна, Нявки- и смежных тундр в промышленных концентрациях не обнаружено, хотя в ряде мест при детальном поисковом разботах и отмечалась бедная сульфидная вкрапленность.

Необходимо отметить, что только немногие выходы ультраосновных пород в этих тундрах подверглись детальному изучению с точки зрения поисков оруденения, и поэтому отрицательная оценка в отношении возможности нахождения здесь медно-никелевых сульфидных руд была бы преждевременной.

В отличие от основных пород Главного хребта Волчьих, Монче- и Чуна-тундр, вышеописанные «малые» интрузии никеленосных основных и ультраосновных пород не пересекаются гранитами или пегматитами. На этом основании они могут считаться несомненно более молодыми, чем габбро Главного хребта. Эти интрузии в настоящее время считаются моложе пород свиты имандра-варзуга, так как ксенолиты последних были обнаружены в кровле Мончегорской интрузии («критический горизонт» массивов Ньюдайвенч и Поазуайвенч).

Таким образом, если конгломераты, найденные на Чуна-тундре, действительно являются базальными породами свиты имандра-варзуга, то породы Главного хребта старше пород этой свиты (подстилают конгломераты), а никеленосные основные и ультраосновные породы моложе их (прорывают их). В настоящее время интрузии Главного хребта большинство исследователей относит к нижнему протерозою (первая доверхнепротерозойская фаза складчатости), а никеленосные интрузии — к верхнему протерозою (донижнепалеозойская фаза складчатости).

Естественно, что вопрос о возрасте никеленосных интрузий получит разрешение только после детального расчленения свиты имандра-варзуга и выяснения ее возраста.

### ***Основные и ультраосновные породы протерозоя восточной части Кольского района***

В восточной части Кольского района основные породы протерозоя приурочены главным образом к свите кейв и к свите имандра-варзуга. Сюда же относятся ультраосновные породы Вороньих тундр (Охмыльк—Лешая—Полмос), расположенные к северо-западу от Кейвской гряды.

В свите кейв основные породы представлены межпластовыми интрузиями амфиболитов и метагаббро-анортозитов и секущими дайками амфиболитов и габбро-диабазов.

В свите имандра-варзуга, помимо широко распространенных эффузивных диабазов (спилитов), имеют место межпластовые интрузивные тела диабазов и габбро-диабазов. Кроме пород диабазового ряда, в ней встречаются также основные и ультраосновные породы состава габбро-норитов, габбро и перидотитов. По разломам вдоль северного контакта свиты имандра-варзуга с археем залегают крупные массивы основных пород на Федоровой и Панских тундрах.

Севернее Панских тундр, в бассейне озера и реки Цаги, располагается большой массив габбро-анортозитов. Контуры этого массива еще не выяснены; не исключается возможность пространственной связи его с габбро-анортозитами, известными к югу от щелочных гранитов в западной части Кейвских возвышенностей.

Группа основных пород, пространственно связанных с комплексом кристаллических сланцев и гнейсов свиты кейв, представлена главным образом амфиболитами и метагаббро-анортозитами, по своему первичному составу являющимися производными габбро-анортозитовой магмы. Амфиболиты большей частью слагают межпластовые интрузивные залежи в гнейсово-сланцевой толще или, реже, дайки, иногда секущие породы свиты кейв. Возможно, что в ряде случаев пластовые залежи представляли собой эффузивные покровы диабазовой магмы (Соколов, 1940). По отношению к осадочным образованиям изверженные породы здесь играют подчиненную роль. Метагаббро-анортозиты главным образом приурочены к северному контакту гнейсов свиты кейв с гранитами архея и прослеживаются в форме плитообразных интрузий почти вдоль всей свиты кейв.

Стратиграфическое положение амфиболитов и метагаббро-анортозитов определяется тем, что они моложе вмещающих их пород свиты кейв и старше микроклиновых и щелочных гранитов. Условно они относятся к нижнему протерозою.

Менее многочисленные секущие дайки габбро-диабазов также известны в районе распространения пород кейвской свиты и являются здесь наиболее молодыми породами, так как они пересекают щелочные граниты, предположительно нижнепалеозойского возраста. По петрографическому составу дайки габбро-диабазов совершенно тождественны подобным породам, известным на Мурманском побережье среди гранитов архея и относимым А. А. Полкановым (1924а, б) к образованиям, возникшим по расколам в палеозойское время. Имеющиеся данные по стратиграфическому положению даек габбро-диабазов в районе Кейв подтверждают такой же возраст (описание этих даек дано в разделе «Интрузия палеозоя»).

В противоположность свите кейв, в свите имандра-варзуга изверженные породы по сравнению с осадочными занимают господствующее положение и представлены главным образом эффузивными спилитами и, в меньшей мере, межпластовыми интрузиями габбро-диабазов и основных и ультраосновных пород. В этом отношении изверженные породы свиты имандра-варзуга сходны с таковыми свиты печенга-кучин.

Комплекс основных пород в свите имандра-варзуга очень характерен для областей, где проявлен магматизм, свойственный ранним этапам развития геосинклинали. Вероятнее всего в зоне имандра-варзуга имеют место комплексы разновозрастных (нижне- и верхнепротерозойских) вулканических и интрузивных пород, расчленить которые пока без специальных дополнительных исследований не представляется возможным.

Описываемые ниже интрузивные породы, известные среди пород свиты имандра-варзуга, по-видимому, большей частью принадлежат к верхнепротерозойским образованиям, так как, в отличие от нижнепротерозойских пород других частей Кольского п-ова, здесь пока не установлено прорывание их гранитами.

С периодом осадконакопления связаны многократные подводные излияния диабазовых лав. К более позднему периоду относится образование интрузий габбро-диабазов, габбро-норитов и габбро-перидотитов. Основные интрузивные породы располагаются как в самой свите, так и по разломам в северном контакте пород свиты имандра-варзуга с гранитами архея.

Возраст габбро-диабазов и пород габбро-норито-перидотитового типа точно не установлен. Известно только, что они несомненно моложе пород свиты имандра-варзуга, но старше девонских интрузий щелочных пород.

Возраст основных пород также точно не установлен. До сих пор они считаются верхнепротерозойскими (II фаза интрузий). Крупный, но еще не оконтуренный массив габбро-анортозитов бассейна озера и реки Цаги пересекается жилами пегматита и гранита, и на этом основании габбро-анортозиты могут быть сопоставлены с основными интрузиями первой фазы.

### Основные и ультраосновные породы свиты имандра-варзуга

Породы свиты имандра-варзуга прорваны многочисленными дайками, пластовыми интрузиями и штоками метадиабазов, метагаббро-диабазов, метагаббро-норитов, небольшими интрузиями ультраосновных пород, большей частью превращенными в серпентиниты. Наиболее крупными из основных интрузий являются габбро-норитовая интрузия Федоровой тундры и габбровый массив Панских высот.

Дифференциаты основной магмы, образующие многочисленные дайки, штоки разных размеров и пластовые интрузии, являются разновозрастными.

Часть из них инъецировала осадочную свиту во время горообразовательных движений. Они имеют залегание, согласное с вмещающими породами, и по типу метаморфизма принадлежат к спилитовой серии пород. Образование другой группы этих пород связано с постскладчатыми разломами. Они слагают более крупные интрузивные тела, приуроченные обычно к ослабленным зонам (Федорова и Панские тундры).

Метадиабазы и метагаббро-диабазы. Эти породы образуют пластовые интрузии, мощностью от нескольких метров до 250—300 м, секущие тела и небольшие штоки. По составу они принадлежат к породам спилитовой формации. И. С. Ожинский (1936 г.), исследовавший эти породы к западу и юго-западу от Хибинского массива, отмечает две фазы интрузии диабазовых пород: к первой из них он относит мелкозернистые сланцеватые метадиабазы, ко второй — массивные, крупнозернистые альбитовые амфиболиты с реликтами офитовой структуры.

В районе горы Тахтарвумчорр (Хибины) пластовые интрузии метагаббро-диабазов достигают до 5 м мощности и прослеживаются по простиранию на расстояние до 2 км. Залегают они согласно с вмещающими породами. Наиболее крупные штоки этих пород, размером в 2—3 км в поперечнике, встречены к югу от массива щелочных и нефелиновых сиенитов, в устье р. Ловчоррйок и на 4-м км железнодорожной ветки Апатиты—Титан.

Породы изменены, имеют зеленовато-серую окраску, массивны или осланцованы.

Уралитовые кварцевые габбро-диабазы. На восточном берегу оз. Имандры, к югу от ст. Имандра, развиты так называемые имандриты (тип II Рамсея). Они слагают небольшие гипабиссальные интрузивные тела, прорывающие покровы эффузивных метадиабазов и мандельштейнов.

Среди кварцевых габбро-диабазов довольно широко развиты явления катаклаза, рассланцевания, милонитизации. Наблюдаются зоны милонитизации меридионального простирания, падающие на запад под углом 40—50° и достигающие 12 м мощности.

Макроскопически уралитовые кварцевые габбро-диабазы представляют собой зеленовато-серые породы с хорошо выраженными реликтами офитовой структуры. Они часто содержат ксенолиты эффузивных метадиабазов, что доказывает их более молодой возраст по сравнению с последними.

В состав кварцевых габбро-диабазов входят плагиоклаз ряда олигоклаза и олигоклаз-андезина, уралитовый амфибол, титаномагнетит, замещаемый лейкоксоном, и кварц, образующий гранофировые сростания с плагиоклазом.

Эти породы, описанные впервые Рамсеем (Ramsay, 1894) под названием «имандритов», тип II, несомненно представляют собой интрузивные основные породы типа кварцевых габбро-диабазов.

Кварцевые метагаббро и габбро-диабазы западного берега оз. Имандры (горы Перькварь и Сеяваренч) образуют небольшие штоки площадью в несколько квадратных километров, сложенные плотной среднезернистой породой. Под микроскопом она обнаруживает крупнозернистую офитовую структуру. Характерно отсутствие явлений катаклаза и частичная сохранность первичных компонентов (лабрадор). Пироксен замещен уралитовым амфиболом; среди второстепенных минералов присутствует кварц. Указанные особенности состава и структуры связывают эти породы с уралитовыми кварцевыми габбро-диабазами восточного берега оз. Имандры, в районе ст. Имандры прорывающими и метаморфизирующими эффузивные породы свиты имандра-варзуга.

Метагаббро-нориты слагают небольшие высоты в южной части Монче полуострова, на берегу оз. Имандры. Эта интрузия, возраст которой определяется условно, как посткарельский, сложена массивной среднезернистой зеленовато-серой породой, с реликтами офитовой, пойкило-офитовой и пойкилитовой структур. Порода состоит из сосюритизированного плагиоклаза с реликтами лабрадора и актинолитовых псевдоморфоз по моноклинному и ромбическому пироксену с редкими реликтами последнего. В контактовой зоне с эффузивными метадиабазами свиты имандра-варзуга ясно прослеживается значительное уменьшение крупности зерна метагаббро-норитов, появление в них ксенолитов метадиабазов и ороговикование последних. Эти контактовые явления свидетельствуют о более молодом возрасте интрузии метагаббро-норитов по сравнению с образованиями свиты имандра-варзуга.

Метагаббро-нориты южной части Монче полуострова очень сходны с метагаббро гор Сеяваренч и Перькварь, менее развитыми на Вите полуострове. Возможно, что эти породы принадлежат к одному циклу интрузивной деятельности, связанной с посткладчатыми разломами.

В Прихибинской части свиты имандра-варзуга Л. И. Пазюк впервые в 1947 г. отметил габбро-нориты с реликтами не только структуры,



но и первичных минералов; эти породы выходят среди поля сильно измененных метагаббро-диабазов и, по-видимому, являются более молодыми.

Гранофиры («имандриты», тип I). С юга к выходам уралитовых кварцевых диабазов («имандритов» типа II) на восточном берегу оз. Имандры примыкают темные сильно осланцованные породы, описанные Рамсеем (1894) под названием «имандритов» тип I, а Кассиным (1923) как гранодиориты. Б. М. Куплетский (1928) установил их несомненный интрузивный характер и рассматривал их как основные интрузивы, измененные контактовым воздействием Хибинского массива. Внешне это темные зернистые породы диоритового облика. Однако под микроскопом выясняется, что состоят они главным образом из кислого плагиоклаза (альбит-олигоклаза), замутненного продуктами разложения и потому макроскопически темного, и кварца, содержание которого в породе не менее 35—40%. Есть также и калиевый полевой шпат. Химический состав этих пород близок к породам гранитного ряда. Отличительной особенностью их структуры является обильное развитие микропегматитовых прорастаний полевых шпатов кварцем. Цветной минерал в них представлен скоплениями мелких чешуек биотита (10—20%), частью перешедшего в хлорит.

Взаимоотношения этих своеобразных пород с другими породами свиты имандра-варзуга мало выяснены. В контакте с нефелиновыми сиенитами Хибинского массива они превращены в роговики, обогащенные калиевым полевым шпатом, и, следовательно, являются более древними, чем щелочная интрузия. Взаимоотношения гранофировых пород с эффузивными метадиабазами и шаровыми лавами, выходы которых лежат от них к югу, не установлены, из-за отсутствия обнажений контактов. Наличие же переходных типов пород от гранофиров к уралитовым габбро-диабазам, выходящим к северу от них, заставило Е. Н. Егорову (1935ф) и К. К. Судиславлева (1935 г.) рассматривать их как дифференциаты уралитовых кварцевых диабазов, генетически и геологически с ними связанные.

Л. И. Пазюк (1947 г.), основываясь на сравнительном микроскопическом изучении и очень сходном химическом составе «имандритов» I типа, кварцевых альбитофиров р. Умбы и биотитовых гранитов Доломитовой вараки, а также гранофиров Вите полуострова, приходит к заключению, что «имандриты» I типа только пространственно близки к уралитовым габбро-диабазам, являясь по существу самостоятельной интрузией глубоко измененных кератофиров. Метасоматические изменения (появление микропегматита) в них и в кварцевых габбро-диабазам, создающие видимость генетической связи, Л. И. Пазюк объясняет воздействием на них гранитов, не выходящих на дневную поверхность. В настоящее время вопрос о генезисе «имандритов» I типа не может считаться окончательно решенным<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Приведенные, казалось бы, противоречивые взгляды К. К. Судиславлева и Е. Н. Егоровой с одной стороны и Л. И. Пазюка, с другой, по мнению К. О. Кратца, рецензировавшего настоящую статью, характеризуют две стороны одного и того же явления. Гипабиссально-эффузивная серия габбро-диабаз—диабаз—кератофир—кварцевый альбитофир соответствует глубинной магматической серии габбро (габбро-диабаз—гранодисрит—гранит). Поэтому одинаково правильно генетически связывать кератофиры и кварцевые альбитофиры как со спилитами, так и с гранитами. Появление микропегматита в габбро-диабазам под влиянием более молодых гранитов, как это указывает Л. И. Пазюк, мало вероятно. Известны многочисленные примеры появления гранофиров в габбро-диабазам при отсутствии какого-либо воздействия на них гранитов (Прим. ред.).

Серпентиниты. Среди пород свиты имандра-варзуга встречаются небольшие линзообразные пластовые интрузии серпентинитов. Они наблюдались И. С. Ожинским (1936) на восточном берегу оз. Имандры, южнее р. Лютнермойок. Здесь тремолито-серпентиниты (метаперидотиты) образуют пластовые тела небольшой мощности среди шаровых лав и метадиабазов.

Небольшие интрузии серпентинитов были встречены Д. Н. Громовым (1937 г.) на Монче полуострове и А. И. Демчуком на горе Арваренч. По составу они принадлежат к хлоритовым и тремолитовым серпентинитам. Слабые реликты первичных структур позволяют различить среди них метапироксениты и метаперидотиты. Возможно, что эти серпентиниты являются лишь небольшими отщеплениями ультраосновной магмы, давшей начало никеленосным интрузиям Монче-тундры.

В отдельных случаях ультраосновные интрузии слагают более крупные тела. Одно из них было встречено Н. Маличем (Вейхер и Ляшенко, 1951 г.) на правом берегу р. Паны, у порога Котельня. Эта интрузия имеет около 1 км в длину и 400—500 м в ширину. Непосредственно контакты с соседними серицито-хлоритовыми сланцами закрыты. Породы контактов зоны ультраосновной интрузии брекчированы и серпентинизированы. Интрузия слагается перидотитами типа верлита и пироксенитами, которые в центральных частях слабо серпентинизированы, а в краевых — нацело изменены. Брежированные породы состоят из тремолита, актинолита, хлорита с мелкими обломками измененных ультраосновных пород. В перидотитах встречены также зеркала скольжения; эти явления указывают на тектонический характер контакта этой интрузии с вмещающими породами.

Кроме описанных основных и ультраосновных пород, в свите имандра-варзуга известны основные и ультраосновные породы в районе между-речья Варзуги и Юзии. Только в последнее время эти породы начинают изучаться.

Крупные основные интрузии Федоровой тундры, Панских тундр и так называемой Большой вараки близ разъезда Тикозеро заслуживают отдельного описания.

Габбро-норитовый массив Федоровых тундр. Федорова тундра образована тремя возвышенностями, имеющими название Малый (наиболее западная), Средний и Большой Ихтегипахк. Северо-восточный отрог Большого Ихтегипахк называется Пахта-варака. Отдельные возвышенности этой тундровой гряды разделены глубокими заболоченными седловинами.

Массив габбро и габбро-норитов Федоровой тундры вытянут в северо-западном направлении, имеет длину 8,5 км и ширину от 2 до 5 км. Ложем интрузии являются биотитовые, биотито-амфиболовые гнейсы и мигматиты, которые падают на юго-запад. Присутствие на южных склонах горы Большого Ихтегипахк россыпей метадиабазов, мандельштейнов и порфирита из состава пород свиты имандра-варзуга, а также близость коренных обнажений этих пород дает основание предполагать, что висячим боком интрузии, подобно Монче-тундре (гора Нюдауйвенч), явились протерозойские образования. Интрузию Федоровой тундры следует рассматривать как лакколитообразное тело с нацело эродированной кровлей.

Породы массива грубо дифференцированы: в нижних горизонтах они представлены преимущественно мелкозернистыми меланократовыми норитами и габбро-норитами, тогда как верхние горизонты сложены крупнозернистыми лейкократовыми габбро. В массиве, особенно вблизи лежа-

чего контакта, наблюдаются полосатость и некоторая осланцованность пород, а местами зоны милонитизации, залегание которых соответствует общему структурному плану массива. Преобладает падение этих зон в южных румбах под средними углами.

Мелкозернистые габбро-нориты и нориты содержат никеленосную вкрапленность сульфидов.

Все разновидности основных пород метаморфизованы более или менее в одинаковой степени, а по сравнению с габбро Главного хребта Волчьих, Монче-Чуна-тундр — слабо. Так, здесь совершенно отсутствуют мощные зоны милонитов, породы почти не катаклазированы, в них сохраняется габбро-офитовая структура. Переход от крупнозернистых лейкократовых габбро и анортозитов верхних горизонтов массива к мелкозернистым рудоносным габбро-норитам и норитам, составляющим его лежащий бок, всюду постепенный. Это приводит к заключению об однофазности интрузии Федоровой тундры, которая, судя по близости петрографического и химического состава слагающих ее пород с норитами горы Ньюдайвенч, может быть отнесена, по Д. Ф. Мурашову, ко 2-й фазе посткарельского диастрофизма.

Массив разбит трещинами двух направлений: одни из них — более ранние — падают на юго-запад и несут тонкие прожилки и примазки пирротина; другие — более позднего происхождения — имеют падение на северо-северо-запад, они выполнены жилами пегматита и кварца, по видимому, являющимися дериватами микроклинового гранита, который обнажается к северо-западу от Пахта-вараки и мигматизирует гнейсы.

Наиболее молодыми являются жилы диабазы и авгитового порфирита, пересекающие описываемый массив в северо-западном направлении. Мощность их достигает 2,5 м, падают они на северо-восток под углом 45—60°.

Мелкозернистые габбро-нориты и нориты, слагающие нижние горизонты массива и являющиеся сульфидоносными, характеризуются габбровой, реже пойкилоофитовой структурой и довольно массивным сложением. Плаггиоклазы принадлежат лабрадору № 65-70, в амфиболизированных разностях до № 45-50. Ромбические пироксены — гиперстен, реже бронзит, моноклинные — авгит и геденбергит; все они в той или иной степени замещены актинолитом, тремолитом и уралитом. Иногда встречается обыкновенная роговая обманка и антофиллит. По амфиболам развиваются серпентин-хлориты и опациitized биотит. Присутствует голубой молочный кварц.

Среди норита и габбро-норита, ближе к лежащему боку массива, иногда обособляются меланократовые разности, в которых количество гиперстена достигает 70-80%, т. е. порода приближается по составу к полевошпатовому пироксениту. Однако такие шилы имеют небольшие размеры и встречаются сравнительно редко, как и шилы габбро-пегматита и лабрадорита.

В верхних горизонтах массива преобладают крупнозернистые лейкократовые габбро и габбро-нориты габбровой и панидиоморфно-зернистой структуры, в основном сложенные лабрадором, диопсидом и гиперстеном. Местами они представлены амфиболизированными и эпидотизированными разностями.

В зоне непосредственного контакта с гнейсами основной массив сложен мелкозернистым кварцевым норитом гранобластической структуры, с зональными плаггиоклазами (ядро № 60, оболочка № 40) и с относительно высоким содержанием кварца, достигающим 15-20%. Кварц вы-

полняет интерстиции и образует включения в плагиоклазах и пироксенах, также сечет прожилками и резорбирует породу. Пироксены (гиперстен и авгит) сохраняются редко; они замещаются уралитовой роговой обманкой, которая, в свою очередь, переходит в агрегат мелкочешуйчатого биотита с пылью магнетита.

Местами в приконтактных частях массива порода представлена габбро-амфиболитом, иногда с реликтами габбро-офитовой структуры. Пироксены в центре замещены тремолитом, по периферии — уралитом, которые содержат пойкилитовые вроски кварца и кислого плагиоклаза; встречается и обыкновенная роговая обманка. Амфиболы частично биотитизированы; за счет роговой обманки и биотита развивается хлорит. Плагиоклазы (андезин-лабрадор) почти нацело выполнены агрегатами цоизит-эпидота, а по периферии замещаются кварцем.

Подобного состава породы образуются и в зонах смятия, но там они изменены еще сильнее — до степени амфиболо-хлоритовых и кварцево-альбитовых сланцев, причем на стыках зерен плагиоклаза с обыкновенной роговой обманкой возникают венчики граната.

Вмещающие архейские биотитовые гнейсы и мигматиты на расстоянии свыше 50—60 м от массива габбро полностью сохраняют свой состав и сложение. По мере приближения к контакту с габбро-норитами гнейсы претерпевают ряд изменений: плагиоклазы приобретают метаморфическую зональность, появляются участки микропегматита и отдельные зерна пироксена. Эти изменения становятся особенно интенсивными в зоне непосредственного контакта, где образуется порода состава кварцевого диорито-гнейса, достигающая мощности двух-трех десятков метров. Эта порода сложена плагиоклазами ряда андезин—кислый лабрадор с включениями роговой обманки и хлорита, обыкновенной зеленой роговой обманкой и пироксеном, которые замещаются мелкочешуйчатым бледно-зеленым биотитом и хлоритом с одновременным выделением магнетита; в ней появляются включения пирротина и пирита, развивается гранофировая или микропегматитовая структура, встречаются обломки амфиболитизированного норита.

Габбро-норитовый массив хребта Панских тундр. К юго-востоку, почти на простирании интрузии Федоровой тундры, располагается хребет Панских тундр, состоящий из ряда возвышенностей. Начиная с северо-запада, эти возвышенности известны под названием: Каменник, Сулейпахк, Киевей, Пешемпахк и, наконец, наиболее юго-восточная возвышенность — Чурькварьуйв. Длина нагорья по простиранию достигает 50 км при ширине 6-8 км. Оно резко возвышается над окружающей холмистой равниной (378—626 м над уровнем моря).

Габбро-норитовый массив Панских тундр с юга граничит со свитой имандра-варзуга, с севера в пределах Белой тундры — с молодыми щелочными гранитами, а к северу от горы Каменник с габбро-анортозитовым массивом Цага. Взаимоотношения габбро-норитов Панских тундр с габбро-анортозитами пока не выяснены.

В основном массив Панских тундр сложен среднезернистыми габбро-норитами, среди которых согласно залегают небольшие вытянутые по простиранию массива тела лейкократовых габбро и анортозитов. Габбро-нориты сложены сравнительно свежим лабрадором, диаллагом или энстатит-авгитом и гиперстеном, которые замещаются актинолитом, реже биотитом и хлоритом, с пылью магнетита; в небольшом количестве обычно присутствует первичная зеленая роговая обманка. Породы в той или иной степени эпидотизированы и хлоритизированы. Вблизи север-

ного контакта массива выделяются полосчатые разности оливинового габбро и габбро-амфиболита.

Плоскости полосчатости и наблюдаемая местами флюидалность основных пород массива падают в южных румбах; сланцеватость эффузивных пород свиты имандра-варзуга, являющихся висячим боком интрузии, отчетливо падает на юго-юго-запад под углом 60-70°, т. е. можно допустить согласное залегание интрузии с перекрывающими породами и ее довольно крутое падение к югу.

В северном контакте с щелочными гранитами в габбро развивается процесс амфиболитизации пироксенов и порода переходит в габбро-амфиболит. Эта разновидность отличается гранобластической структурой, несколько меньшей основностью плагиоклазов, наличием полисинтетических двойников роговой обманки и инъецированного кварца. Как крайняя степень метаморфизма породы образуются амфиболиты и кварц-амфиболо-цоизитовые сланцы.

Панские тундры хотя и неоднократно посещались геологами (Д. В. Шифрин, С. М. Ругштейн и др.), не могут считаться еще изученными вследствие недостаточной обнаженности, в особенности в краевых частях массива.

Будущие исследования, вероятно, позволят выявить среди мощного хребта Панских тундр разновозрастные интрузии основной магмы, подобно тому, как это установлено для хребта Волчьих, Монче- и Чуна-тундр.

Проводимые в Панских тундрах поисковые работы на сульфидные медно-никелевые руды пока не увенчались успехом. Установлена только мелкая рассеянная вкрапленность титаномагнетита.

Габбро-норитовый массив Большой вараки<sup>1</sup>. Рассмотренные выше интрузии основных пород расположены на северной границе площади развития свиты имандра-варзуга, в ее западной и центральной частях. Вдоль южного контакта свиты (с архейскими гнейсами) в ее прихибинской части пока известен только один довольно крупный массив габбро-норитов, точно еще не оконтуренный.

Этот массив расположен близ Кировской железной дороги у ст. Тикозеро на возвышенности с относительной высотой 120 м. Согласно данным М. С. Афанасьева (1939 г.), он прослежен в широтном направлении по простиранию на 3,5 км. Ни с запада, ни с востока массив не оконтурен. По данным Б. В. Губачева (1949 г.), на север он прослеживается почти до полотна железной дороги. Вмещающими породами с юга являются архейские биотитовые гнейсы с редкими прослоями полевошпатовых амфиболитов. Гнейсы имеют широтное простирание и сравнительно полого (20—30°) падают к северу. Близ контакта с основными породами они смяты в мелкие складки, простирающиеся вдоль контакта. С севера габбро-нориты ограничены породами свиты имандра-варзуга.

В пределах изученной М. С. Афанасьевым части массив сложен в лежачем боку габбро-амфиболитами, образовавшимися за счет габбро-норитов. Между обеими породами обычно наблюдаются постепенные переходы. Массивные в центральной части вараки, габбро-амфиболиты становятся сланцеватыми по мере приближения к контакту.

Неизмененные габбро-нориты развиты в северной части массива (висячий бок); они, кроме того, встречаются среди габбро-амфиболитов в виде изолированных участков.

<sup>1</sup> Очерк написан Л. Я. Харитоновым.

По минералогическому составу габбро-нориты довольно однородны и в основном состоят из гиперстена, диаллага, основного плагиоклаза и, редко, оливина. Количественные соотношения трех основных минералов подвержены большим колебаниям. В среднем типе количество плагиоклаза составляет 50%. Из цветных минералов обычно преобладает гиперстен, замещаемый амфиболом. Обычно вокруг зерен гиперстена наблюдается внутренняя кайма из бесцветного амфибола и внешняя из зеленого амфибола. В сильно амфиболизированных разностях гиперстен и диаллаг почти полностью замещаются амфиболом и мелкочешуйчатым тальком. Плагиоклаз при амфиболлизации переходит в более кислую разность (27—29% анортита).

На юго-восточном склоне вараки среди габбро-амфиболитов выделяется оливинный габбро-норит, а к востоку от него меланократовый габбро-норит. Оливиниты и пироксениты были обнаружены также в северной части массива (Губачев, 1949 г.). М. С. Афанасьев рассматривает разновидность оливинных габбро как дифференциат габбро-норита.

В массиве были встречены зоны смятия, где породы превращены в актинолитовые сланцы; ширина подобных зон не превышает 2—3 м. Из жильных образований изредка встречаются секущие кварцевые жилки ничтожной мощности.

Проведенные поисковые работы на медно-никелевые сульфиды не дали результатов. Следует, однако, сказать, что массив в целом далеко еще не изучен как в отношении его геологического строения, так и в отношении полезных ископаемых<sup>1</sup>.

### Основные породы свиты кейв

**Комплекс амфиболитов.** В толще кристаллических сланцев и гнейсов свиты кейв широко распространены пластовые, реже секущие тела амфиболитов и пластовые интрузии метагаббро-анортозитов. Менее распространены актинолитовые и тремолитовые мономинеральные амфиболиты, являющиеся продуктами метаморфизации ультраосновных пород.

Пластовые тела амфиболитов имеют самую различную мощность от нескольких метров до десятков и даже сотен метров и прослеживаются по простиранию на километры и десятки километров. Как правило, они согласно залегают с вмещающими их кристаллическими сланцами и гнейсами. Реже встречаются согласные по простиранию, но секущие по падению тела амфиболитов (Харитонов, 1938, 1939 гг.). Наконец, имеют место и такие тела амфиболитов, которые простираются несогласно по отношению к вмещающим их гнейсам, например, в районе Зимнего Иоканьгского погоста и в верховьях р. Югоньки (Харитонов, 1938, 1939 гг.).

Интересным является характер залегания пластовых тел амфиболитов в районе массивов Ягельурты и Кырпуайв. П. В. Соколов (1939, 1940 гг.) установил, что здесь эти тела, достигающие значительной мощности и совершенно согласно залегающие в сланцевой толще, в синклинальных складках изгибаются вместе со сланцами.

По петрографическому составу амфиболиты в общем однородны, но имеются существенные различия в минералогическом составе амфиболитов, залегающих в сланцах, и амфиболитов, залегающих в гнейсах.

<sup>1</sup> В восточной части свиты имандра-варзуга на южной ее границе Н. А. Островской (1955 г.) закартирован дифференцированный массив основных пород габбро-пироксенит-перидотитового состава.

Амфиболиты, залегающие в сланцах, имеют кристаллобластическую структуру, отчетливо выраженную сланцеватость. Только в редких случаях можно выявить плохо определяемые реликты первичной магматической структуры пород. В приконтактной зоне они обычно значительно обогащены гранатом.

Минералогический состав их характеризуется наличием актинолитовой и реже обыкновенной роговой обманки в порфиробластическом или пойкилобластическом развитии. Амфибол обычно хлоритизируется и реже замещается биотитом. Плаггиоклаз обычно присутствует в виде мелких округлых или изометрических зерен, составляющих основную массу породы. В разностях амфиболитов с актинолитовой роговой обманкой плаггиоклаз обычно основной (50% анортита), а в амфиболитах с темно-зеленой роговой обманкой — андезин и олигоклаз.

Гранат довольно обычный минерал в амфиболитах, залегающих в сланцевой толще, и развит в виде крупных пойкилобласт изометрической формы. Из других минералов-примесей обычными являются минералы эпидот-цоизитовой группы, апатит, рутил и рудный минерал.

П. В. Соколов отмечает характерную симметричную зональность в амфиболитах, залегающих в сланцевой толще и имеющих значительную мощность.

1. Наиболее внешняя эндоконтактная зона мощностью 10—30 м представлена сланцеватой породой, состоящей из аллотриоморфной основной массы сильно серицитизированного полевого шпата (59—83% An), кварца, хлорита и порфиробласт граната. Иногда появляются биотит и чуть зеленоватый амфибол типа тремолит-амфиболита.

2. Следующая наиболее характерная зона — гранатового амфиболита от 0,5 до 3—5 м мощностью.

Здесь отмечается три разновидности пород. В первой из них основная масса состоит из основного плаггиоклаза (87—90% An) с включениями кварца и крупных идиобласт роговой обманки (зеленая). Присутствуют магнетит, циркон, сфен, а также хлорит и цоизит. В другой разновидности встречается более кислый плаггиоклаз (32—59% An), без включений других минералов, и темно-зеленый амфибол. Наконец, в третьей разновидности плаггиоклаз-андезин, а роговая обманка представлена тремолитом.

3. Следующая зона, мощность которой достигает десятков метров, представлена биотитизированным амфиболитом с плаггиоклазом ряда олигоклаза (20—24% An), небольшим количеством темно-зеленого амфибола, биотита и кварца.

4. Внутренняя часть представлена амфиболитом, состоящим из плаггиоклаза ряда битовнит-лабрадора, светло-зеленого амфибола, небольшого количества кварца и чешуек хлорита. Кроме того, присутствуют рутил, сфен и магнетит.

Что же касается амфиболитов, залегающих в стратиграфически нижежающей (по отношению к сланцам) толще гнейсов, то состав их существенно отличается почти полным отсутствием граната, преобладанием сине-зеленой роговой обманки, более кислым плаггиоклазом (олигоклаз), наличием микроклина, кварца, биотита, хлорита, эпидота и акцессорных — ортита, сфена и рудного минерала.

Такое отличие в составе амфиболитов, залегающих в разных стратиграфических горизонтах, находящихся к тому же на различном расстоянии от щелочных гранитов, Л. Я. Харитонов (1939, 1951 гг.) объясняет метаморфической зональностью в связи с щелочным и кварцевым

метасоматозом, вызванным щелочными гранитами. Амфиболиты, залегающие в гнейсовой толще, находятся ближе к гранитным массам и в них так же, как и в толще гнейсов, весьма интенсивно развиты процессы щелочного метасоматоза; амфиболиты, залегающие в сланцевой толще, находятся в зоне более удаленной от гранитов и, следовательно, меньше подвержены их воздействию.

Изучение петрографического состава и структур некоторых амфиболитов в районе Серповидного хребта в Западных Кейвах позволило Л. Я. Харитонову (1933 г.) высказать мнение об изверженном происхождении первичной породы, за счет которой образовались амфиболиты, были найдены миндалекаменные текстуры, реликты бластоофитовой структуры и установлено воздействие этих основных пород на карбонатные породы свиты кейв, сопровождавшееся образованием в них диопсидовых роговиков.

П. В. Соколов (1940 г.) установил, что мощные пластовые тела амфиболитов в районе тундр Ягельурты и Серповидного хребта, залегая согласно с черными кианит-ставролитовыми сланцами, оказывают на них активное магматическое воздействие, выражающееся в обесцвечивании сланцев (выгорание углерода) и в образовании в них у контакта с амфиболитами силлиманитовых роговиков.

Амфиболиты, распространенные в Кейвах, нередко тесно связаны с анортозитами и метагаббро-анортозитами. Наблюдаются постепенные переходы между этими породами, а также переслаивание лейкократовых амфиболсодержащих гигантозернистых анортозитов с мелкозернистыми меланократовыми анортитовыми амфиболитами.

Так, например, на р. Аче (к востоку от горы Манюк) обычные гигантозернистые анортозиты, в которых между крупными кристаллами плагиоклаза распределяется зеленый амфибол, имеют отчетливую дифференциацию с образованием параллельно полосатых грубых текстур. Здесь наблюдается чередование лейкократовых полос плагиоклаза и меланократовых полос, существенно состоящих из амфибола. Гигантозернистые анортозиты постепенно сменяются анортито-амфиболовыми породами с порфировидными крупными таблицами плагиоклаза. Только за этой переходной зоной пород появляются полосатые текстуры, с обособлением плагиоклаза и амфибола. Еще далее следует постепенное увеличение амфибола в породе и анортозит сменяется амфиболитом.

Послойное чередование мощных «пластов» анортозитов и амфиболитов довольно часто наблюдается в телах амфиболитизированных габбро-анортозитов, образующих вдоль всего северного контакта гнейсов свиты кейв пояс вытянутых плитообразных интрузий.

Приведенные данные позволяют считать анортозиты, переслаивающиеся с амфиболитами, за лейкократовые, а амфиболиты — за меланократовые дифференциаты одной и той же магмы. Следовательно, это породы одного магматического ствола, и, несомненно, интрузивного происхождения. В этой связи многие анортитовые амфиболиты в сланцевой толще, вероятно, следует считать за ортоамфиболиты, синхронные с интрузиями анортозитов.

Вероятно, большую часть амфиболитов с плагиоклазом олигоклазового состава, залегающих главным образом в гнейсах, следует отождествлять с амфиболитами, залегающими в вышележащих сланцах. Такое соображение вытекает из того факта, что амфиболиты с плагиоклазом, богатым анортитом, залегают в стратиграфически и гипсометрически вышележащей сланцевой толще, т. е. на более высоком эрозионном сре-



зе, и явления последующего щелочного метасоматоза сравнительно мало изменили их состав.

Олигоклазовые амфиболиты, залегающие в гнейсах, расположенных стратиграфически ниже и гипсометрически на более глубоком эрозионном срезе, могут рассматриваться как нижние части тех же амфиболитов (залегающих в сланцах), но сильнее измененные щелочным метасоматозом на более глубоком уровне, в зоне активного щелочного метасоматоза.

Наряду с согласными пластообразными телами амфиболитов как в гнейсах, так и в сланцах кейвской формации, были встречены амфиболиты, протягивающиеся в виде даек вкрест простирания гнейсов и складчатых структур кристаллических сланцев. Ниже описывается несколько примеров секущих даек амфиболитов.

На тундре Кайнурта, сложенной кристаллическими сланцами, имеющими простирание  $280^\circ$  и падение к северу, в серии обнажений (к северу от высоты 277,4) встречена дайка амфиболитов с простиранием на северо-восток  $35^\circ$ . Мощность ее около 50 м. По простиранию она прослеживается на 500 м; затем простирание ее меняется на северо-восточное  $80^\circ$ . Амфиболит существенно состоит из актинолита и плагиоклаза (олигоклаз—андезин).

К северу от Зимнего Иоканьгского погоста встречены породы с бласоофитовой структурой, по составу относящиеся к метагаббро. Выходы их протягиваются в северо-восточном  $65^\circ$  направлении, в то время как окружающие гнейсы Кейв имеют простирание северо-западное  $290^\circ$ .

На простирании метагаббро к северо-востоку встречены большие коренные обнажения амфиболитов, имеющие простирание северо-западное  $45^\circ$ . В этом направлении они прослеживаются на протяжении 700 м, а затем простирание их меняется на северо-восточное  $25^\circ$  и по этому новому направлению дайка прослеживается еще на 490 м. Мощность дайки не менее 20—25 м. Вблизи контакта с амфиболитами вмещающие их щелочные гнейсо-метасоматиты имеют простирание северо-западное  $320^\circ$ , и дайка, таким образом, является секущей. Амфиболит пересекается жилами микроклинового щелочного гранита и аллита. В амфиболитах наблюдается замещение биотитом и появление ксеноморфного калиевого полевого шпата.

Несогласные со структурой гнейсов тела амфиболитов были встречены еще в ряде мест к востоку от Зимнего Иоканьгского погоста, а также в верховьях р. Югонги.

В наиболее восточной части Кейвской гряды в районе горы Зимняя Лумбовка встречена секущая дайка габбро-диабазов в толще сланцев кейв. Габбро-диабаз этой дайки имеет офитовую структуру и состоит из основного плагиоклаза и моноклинного пироксена. Отношение щелочных гранитов к наблюдаемой в сланцах Кейв дайке габбро-диабазов неясное. Видимых изменений под влиянием щелочного гранита не наблюдается. Возможно, что этот габбро-диабаз является разновозрастным с секущими телами амфиболитов, но уцелевшим от воздействия процессов щелочного метасоматоза. С другой стороны, в Западных Кейвах подобные же диабазы пересекают щелочные граниты и считаются, подобно дайкам Мурманского берега, наиболее молодыми породами в районе Кейв.

Секущие амфиболиты Л. Я. Харитоновым (1938 г.) рассматриваются как метаморфизованные основные породы, внедрившиеся по разломам в более позднее время по отношению к складчатости пород свиты кейв. Поскольку имеет место материальное воздействие щелочных гранитов (щелочной метасоматоз) на секущие тела амфиболитов, то последние

следует рассматривать как более древние породы относительно времени образования щелочного гранита.

В связи с этим время образования щелочных гранитов и появления процессов щелочного метасоматоза определяется, по данным Л. Я. Харитонова, как более позднее по отношению к складчатости пород свиты кейв.

В таблицах 15, 16 и 17 приводятся химические анализы некоторых амфиболитов, залегающих в комплексе сланцев, в Центральном участке Больших Кейв (Носиков и др., 1954 г.).

Таблица 15

Окислы	Амфиболит— мандельштейн	Плагиоклазо- вый порфирит
SiO <sub>2</sub>	50,47	49,45
TiO <sub>2</sub>	1,89	1,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,55	15,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,72	7,93
FeO	5,99	5,19
MgO	6,21	7,06
CaO	9,45	6,86
MnO	0,15	0,15
K <sub>2</sub> O	0,41	0,16
Na <sub>2</sub> O	3,33	4,92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	—
H <sub>2</sub> O	0,04	0,05
П.п.п.	0,16	0,99
Всего	99,52	100,20
Пересчет по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу		
RO	2,5	2,18
R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1	1
SiO <sub>2</sub>	4,5	4,08
α	1,63	1,57
β	78	78
R <sub>2</sub> O:RO	1:7	1:46

(Аналитик В. Г. Загинайченко, лаборатория Кольского филиала АН СССР)

**Метагаббро-анортозиты.** В свите кейв вдоль северного контакта ее гнейсов с гранитами архея отчетливо намечается пояс габбро-анортозитовых интрузий. Эти интрузии в виде узких плитообразных тел в общем приурочиваются к тектоническому контакту и прослеживаются с перерывом вдоль всей площади развития свиты от устья р. Ачи на востоке до Колмозера на западе (Соколов, 1939, 1940 гг.). В районе последнего габбро-анортозиты являются вмещающими породами пегматитов.

По простиранию размеры отдельных интрузивных тел достигают от 1—2 до 10—20 км, при видимой мощности от нескольких сот метров до километра.

Тесная генетическая связь анортозитов с анортозитовыми амболитами, выражающаяся для большинства анортозитовых тел в перемежаемости и взаимопереходах их с амфиболитами, родственный и даже аналогичный минеральный состав говорят о том, что образование этих пород происходило путем дифференциации габбровой магмы.

Для габбро-анортозитов и амфиболитов характерно гигантокристаллическое сложение с крупными овоидами плагиоклаза, между которыми

располагается в небольшом количестве актинолитовая роговая обманка. В более меланократовых слоях амфиболизированного габбро-анортозита количество амфибола довольно значительно, порода имеет более мелкозернистую структуру и темно-зеленый цвет. Местами отчетливо наблюдается план-параллельное расположение призматических или овальных кристаллов плагиоклаза, свидетельствующее о наличии в этих породах первично-магматических текстур течения. Подобного рода текстуры довольно отчетливо наблюдаются во многих выходах этих пород и изучены И. В. Гинзбург (1950 г.) в районе Колмозера. Ею установлено, что в наименее метаморфизованных габбро-анортозитах почти всегда распознается трахитоидная текстура, обусловленная ориентированным рас-

Таблица 16

Окислы	Среднезернистый полевощпатовый амфиболит с южного склона горы Тавурта	Крупнозернистый полевощпатовый амфиболит из западной части горы Вальурта. Южный склон
SiO <sub>2</sub>	54,27	52,15
TiO <sub>2</sub>	1,26	1,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,26	17,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,50	1,20
FeO	10,23	9,70
MgO	5,08	5,07
CaO	8,55	7,60
Na <sub>2</sub> O	2,30	3,65
K <sub>2</sub> O	0,45	1,31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,01
MnO	0,10	0,11
H <sub>2</sub> O	0,02	—
П.п.п.	0,76	0,43
Всего	99,78	99,77
Пересчет по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу		
RO	2,92	2,69
R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1	1
SiO <sub>2</sub>	5,62	4,69
	1,89	1,76
	69,1	74,4
R <sub>2</sub> O : RO	1·10·1	1:5,4

(Аналитик А. М. Бондарева, лаборатория Кольского филиала АН СССР)

положением таблитчатых кристаллов плагиоклаза размером в 2—4—6 мм, а также параллельной вытянутостью их сгустков (шлиров), величина которых колеблется от 15 см до 1,5 м. Господствующим простиранием плоскостей трахитоидности является северо-западное 295—300°, с падением на северо-восток под углом 63—73°.

Интенсивно метаморфизованные породы — метагаббро и метагаббро-анортозиты утратили свой первично-трахитоидный облик и превратились

в мелкозернистые породы, с гранулированными в мелкую мозаику зерен крупными кристаллами плагиоклаза и приобрели гнейсовую текстуру, обусловленную ориентированным расположением актинолитовой роговой обманки. Вторичная гнейсовидная текстура пород, приобретенная ими в процессе катаклаза, милонитизации и перекристаллизации, обычно хорошо совпадает с элементами первичной тектоники.

Анализ трещинной тектоники, проведенный И. В. Гинзбург для анортозитов района Колмозера, привел ее к заключению о приуроченности жил пегматита к системе трещин скалывания северо-западного направления.

Многие метагаббро-анортозиты рассланцованы до ультрамилонитов, другие же сохранили свою гигантозернистую текстуру.

Таблица 17

Окислы	Гранато-полево-шпатовые амфиболиты	Тремолито-актинолитовый амфиболит с северного склона Тавурты
SiO <sub>2</sub>	54,92	45,03
TiO <sub>2</sub>	1,50	0,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,04	10,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,37	0,99
FeO	10,88	8,88
MgO	4,68	22,05
CaO	9,22	7,05
Na <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,05	0,06
K <sub>2</sub> O	0,47	0,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,00
MnO	0,16	0,15
П.п.п.	0,05	5,24
Всего	100,35	100,01
Пересчет по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу		
RO	2,76	7,72
R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1	1
SiO <sub>2</sub>	5,51	7,21
α	1,91	1,34
β	68,3	190
R <sub>2</sub> O:RO	1:19,8	1:266

По отношению к гранитам древнего кристаллического основания анортозиты являются более молодыми, поскольку они залегают среди указанных гранитов и последние не оказывают на них воздействия.

Наблюдаемые в анортозитах гнейсо-гранитовые «прослои», в целом ряде мест являются, вероятно, своеобразными тектоническими «ксенолитами», т. е. участками древнего основания, попавшими в тектонические плоскости, между которыми внедрялся анортозит. Такие же ксенолиты кварцевых сланцев встречаются в анортозитах на р. Аче. Эти данные говорят за то, что анортозиты, так же как и тесно связанные с ними

амфиболиты, залегающие в сланцевой и гнейсовой толщах свиты кейв, являются более молодыми, чем последняя.

Милонитизация анортозитов и метагаббро-анортозитов показывает, что тектонические движения продолжались дольше, чем интрузии основной магмы.

По петрографическому составу среди габбро-анортозитов отчетливо выделяются два основных типа пород: собственно анортозиты и габбро-анортозиты, превращенные в амфиболиты. Для района Колмозера И. В. Гинзбург (1950 г.) дает более дробное петрографическое деление пород: амфиболовые габбро-лабрадориты и габбро-андезиты, диориты, лабрадориты и андезиты, взаимно переслаивающиеся и тесно связанные между собой.

Наиболее широко распространены метаморфизованные разности этих пород, утратившие черты первоначальной магматической породы. Главные породообразующие минералы габбро-анортозитов — плагиоклаз и амфибол. Количественные соотношения между этими двумя минералами, основность плагиоклаза и степень изменчивости пород являются определяющими для выделения вышеперечисленных разновидностей.

Основность плагиоклаза колеблется от 24—30 до 73—80% содержания анортита. В крупных таблицах его отмечается пятнистое угасание, что находится в связи с развитыми процессами альбитизации. Степень последней различна: от изменения плагиоклаза по трещинам спайности до альбитизации целых участков таблиц или целиком всей таблицы. В результате основной плагиоклаз—лабрадор переходит в андезин. В периферической части зерен альбитизация обычно более значительная. Многие кристаллы плагиоклазов имеют зональное строение с основным ядром и кислой краевой оторочкой. В кристаллах плагиоклаза нередки явления катаклаза и грануляции, вплоть до образования за счет крупнокристаллической породы милонита.

Роговая обманка представлена большей частью мелкими чешуйками или агрегатами актинолита, обычно расположенными между зернами плагиоклаза в мезостазисе. Сравнительно широко в этих породах распространен клиноцоизит и его разновидность, близкая к эпидоту. Нередко присутствует в породе коричневый биотит, иногда в крупных скоплениях. Изредка встречается гранат.

Повсеместно в породах распространен титаномагнетит, окруженный иногда лейкоксеном; реже встречается пирит, по которому развиваются псевдоморфозы гидроокислов железа. Обычным минералом является сфен, иногда в виде скоплений; редко встречаются апатит и циркон.

Из вторичных минералов присутствуют кварц, серицит и кальцит.

В восточных Кейвах, по данным Л. Я. Харитонова (1938 г., 1939 г.), помимо перечисленных минералов, в габбро-анортозитах иногда встречается калиевый полевой шпат, замещающий плагиоклаз, а роговая обманка представлена сине-зеленой разновидностью, нередко полностью замещенной биотитом. Процессы образования калиевого полевого шпата под воздействием щелочного (или порфириовидного?) гранита обычно отмечаются в меланократовых слоях габбро-анортозитов — в собственно амфиболитах.

Возраст габбро-анортозитов и генетически тесно связанных с ними амфиболитов определяется довольно ясно: эти породы несомненно моложе прорываемых ими пород свиты кейв и древнее как щелочных, так и порфириовидных гранитов.

Обращает на себя внимание приуроченность к интрузиям габбро-анортозитового пояса пегматитов. Пока еще не выяснена зависимость этих пегматитов от характера и состава вмещающих пород.

Каких-либо полезных ископаемых, непосредственно генетически связанных с анортозитами, в промышленных концентрациях пока неизвестно. Однако учитывая, что в отдельных случаях встречаются прослой сплошного титаномагнетита, не исключена возможность нахождения его и в значительных концентрациях. Проведенная в последнее время аэромагнитная съемка в районе распространения габбро-анортозитов выявила длинную и узкую аномалию, проверка которой наземными методами магниторазведки и горными работами настоятельно необходима.

Габбро-анортозиты, распространенные к юго-западу от Кейвских возвышенностей. К юго-западу от южной границы распространения щелочных гранитов в районе Кейвской гряды Б. М. Куплетским (1932г) на возвышенностях Сефкрапах и Песъварь были обнаружены габбро-анортозиты. К. О. Кратц (1940 г.), картировавший этот район, высказал предположение, что эти породы составляют краевую часть более крупной интрузии, расположенной южнее и до сих пор еще не околтуренной. Возможно, что обнаруженные в 1950 г. габбро-анортозиты бассейна озера и р. Цаги являются южным продолжением указанной интрузии.

Габбро-анортозиты, по К. О. Кратцу, представлены крупнокристаллическими породами, состоящими из идиоморфных лейст лабрадора (50—53% анортита), количество которых в породе достигает 80%.

В краевой, более мелкозернистой части массива вблизи контакта с пегматоидным гранитом лейсты плагиоклаза анортозита по краям корродируются пертитом гранофира и во всех случаях имеют зональное строение с более кислой оболочкой. Местами по плагиоклазу образуются псевдоморфозы пертита. Плагиоклаз здесь — олигоклаз с 20% анортита.

Гипидиоморфная структура этих пород, местами имеющая характер, близкий к офитовой, почти повсеместно нарушена явлениями катаклаза и грануляции.

Плагиоклаз в породе расположен беспорядочно, и лишь иногда обнаруживает груботрахитоидное расположение. Цветной минерал — моноклинный, в редких случаях ромбический пироксен. Пироксен замещается в краевой части, а иногда и нацело (в катаклазированных разностях) зеленой роговой обманкой и реже биотитом.

В измененных крупнокристаллических разностях породы в виде единичных зерен встречается гранат. Изредка присутствует апатит. В контактовых разностях присутствует магнетит, замещаемый бурым биотитом, роговой обманкой и реже гранатом. Из вторичных минералов встречаются хлорит, эпидот, серицит и пренит.

Интересным является наличие в породе ортоклаз-альбитового микропертита, обычно встречающегося в мелкозернистых, более меланократовых контактовых разностях, вблизи пегматоидного гранита. Количество микропертита увеличивается в направлении к пегматоидному граниту.

Пегматоидный гранит, описанный К. О. Кратцем как возможно параллельное образование, образует контактовую оторочку массива габбро-лабрадоритов, мощностью 200—300 м. В нем содержатся ксенолиты габбро-лабрадорита, а местами последние пересекаются жилами пегматоидного гранита.

Стратиграфическое положение габбро-анортозитов К. О. Кратц определяет как более высокое, по сравнению с щелочными гранитами Кейв, поскольку последние пересекаются в этом районе дайкой габбро-анортозита. Б. М. Куплетский, исходя из сходства структуры и состава, сближает габбро-анортозиты с основными породами Панских тундр, расположенных значительно южнее.

К. О. Кратц считает возможным развитие в этом же районе многочисленные дайки габбро-диабазов, диабазов и порфиритов генетически связывать с габбро-анортозитами, считая породы дайковой формации за жильную фацию габбро-анортозитов.

Предположения, высказанные К. О. Кратцем относительно широкого распространения габбро-анортозитов к югу от изученного им района, в последующем были подтверждены В. И. Шмыгалевым (1947 г.). Последним на пространстве между Панскими тундрами и Урмаваракой в ряде мест были отмечены породы габбро-анортозитового состава.

При последующих аэромагнитных работах и следовавших вслед за ними геолого-поисковыми работами (Богачев, 1951 г.) непосредственно к северу от Панских тундр был открыт крупный массив габбро-лабрадоритов с титаномагнетитовым оруденением в районе озера и р. Цаги. Однако имеющиеся в настоящее время данные об этом массиве показывают, что он древнее гранитов.

Габбро-анортозитовый массив в р. Цаги. Этот еще не изученный массив габбро-анортозитов находится в бассейне озера и р. Цаги, непосредственно к северу от Панских тундр.

Известные данные относительно собственно Цагинского участка этого массива дают возможность судить, что здесь имеет место, по-видимому, пластообразная первично-расслоенная интрузия габбро-анортозитов, многократно чередующихся со сплошными титаномагнетитовыми рудами.

Помимо сплошных титаномагнетитовых руд, в габбро-анортозитах присутствуют вкрапленные гнездовые и полосатые титаномагнетитовые руды различной мощности.

Наряду с титаномагнетитовым оруденением, во всех породах и рудах присутствует рассеянная, а иногда имеющая характер сгустков и прожилков сульфидная пирит-пирротиновая и халькопиритовая вкрапленность, обнаруживающая небольшое содержание никеля, меди и кобальта. Предварительные данные показывают, что количество сульфидной вкрапленности несколько увеличивается над слоями сплошных титаномагнетитовых руд.

Среди габбро-анортозитов встречаются различные разновидности пород от анортозитов и габбро-анортозитов до значительно метаморфизованных разновидностей, представленных амфиболитами, габбро-амфиболитами и бластомилонитами.

В некоторых разновидностях габбро-анортозитов и особенно в собственно анортозитах отмечается ясно выраженная трахитоидность, обусловленная послойным почти горизонтальным расположением крупных призматических или овоидных кристаллов плагиоклаза.

Петрографическое изучение пород массива еще не проведено. Не выяснены также размеры, форма, структура и стратиграфическое положение массива.

Титаномагнетитовые руды в Цагинском массиве габбро-анортозитов имеют несомненно важное значение. Вопрос относительно сульфидного оруденения выясняется.

Габбро-анортозиты Цагинского массива секутся серией гранитных и пегматитовых жил. Мощность жил от 1 до 6 м. Гранит имеет кварцево-микроклиновый состав, с немногочисленными зернами роговой обманки и иногда светлой слюдки. Гранитные жилы обуславливают глубокое изменение габбро-анортозитов: замещение амфибола биотитом, изменение плагиоклаза. Возможно, что эти жильные пегматиты и граниты связаны с известными здесь вблизи на Белой тундре щелочными гранитами.

Вопрос о возрасте габбро-анортозитов пока неясен. Приведенные данные о наличии в них жил пегматита и гранитов скорее всего говорят в пользу того, что они разновозрастны с основными породами габбровой формации Главного хребта Волчьих, Монче- и Чуна-тундр.

Основные жильные породы. При картировании гранитов архея к северу от свиты кейв обнаружены дайки диабазы, ранее внедрившиеся в архейские граниты и позднее при дифференциальных тектонических движениях расчлененные (блокированные) на отдельные фрагменты, сдвинутые относительно друг друга.

Указанные особенности залегания даек диабазов позволяют считать их более молодыми по отношению к гранитам архея (I и II группы), но более древними по отношению к движениям, вызвавшим образование в дайках будинаж-структур.

Эти породы являются также более ранними по отношению к процессам гранитизации III группы гранитов, так как к трещинам диабазы приурочены пегматиты.

Эти данные позволяют принять за верхнюю возрастную границу для даек габбро-диабазов появление микроклинового порфириовидного гранита. Очевидно, габбро-диабазы древнее микроклинового гранита. Исходя из вышесказанного, естественно возникает вопрос о возможной генетической и возрастной связи рассматриваемых габбро-диабазов с пластовыми амфиболитами и метагаббро-анортозитами свиты кейв. И те и другие в одинаковой степени тектонизированы в процессе складчатости и также являются более древними по отношению к микроклиновым порфириовидным гранитам.

В то же время, если учитывать, что описанные будинированные дайки диабазов по петрографическому составу совершенно тождественны дайкам основных пород, распространенным на Мурманском побережье, и дайкам, пересекающим щелочные граниты, то они могут рассматриваться как палеозойские образования.

В этом случае тектонические движения, выразившиеся в образовании зон разлома между гранитами архея и породами свиты кейв, и порфириовидные граниты, появляющиеся в этих зонах, должны быть сравнительно молодыми (герцинские?).

Оливиновые нориты и габбро-нориты. Среди гранитов архея к северу от свиты кейв встречаются оливиновые нориты и габбро-нориты. В свите кейв подобные породы отсутствуют.

Оливиновые нориты, габбро-нориты, энстатитовые и энстатит-авгитовые диабазы имеют весьма ограниченное распространение. Непосредственные контакты с окружающими гранито-гнейсами неизвестны, но секущий в общем характер залегания этих интрузий по отношению к гранитам очевиден. В норитах отсутствуют какие-либо заметные следы метаморфизма (обнаруживаются только незначительные аутометаморфические изменения).



Оливиновые нориты, вероятно, моложе гранитов архея. Что касается габбро-норитов, то эти породы встречены в виде небольших обнажений среди поля микроклиновых гранитов, и поскольку они не метаморфизованы, их следует, по-видимому, считать также более молодыми, чем граниты архея. Судя по составу, они принадлежат к тому же магматическому комплексу, что и оливиновые нориты. Взаимоотношение этих пород с породами свиты кейв неясно, так как они залегают только в архейских гранитах и не несут следов воздействия ни порфирированных микроклиновых гранитов, ни щелочных гранитов.

Если основываться на отсутствии метаморфизирующего воздействия гранитов и влияния складчатости на рассматриваемые оливиновые нориты и, если учесть, что их дайки являются скучными по отношению к общей тектонической структуре, то следует считать их наиболее молодыми породами в районе. Однако возможно и иное толкование этих пород, как одновременных с секущими свиту кейв амфиболитами и габбро-диабазами, но не затронутых активным щелочным метасоматозом, благодаря их положению в архейском граните.

### Ультраосновные интрузии Вороньих тундр (Охмыльк, Лешая, Полмос)

Ультраосновные интрузии здесь залегают среди сланцеватых амфиболитов и приурочены к разломам северо-западного направления. Они образуют линзовидные тела<sup>1</sup> не превышающие сотен метров (100—800 м) по простиранию при ширине в несколько десятков и даже сотен метров (40—50 до 200 м). Они сложены перидотитами, серпентинитами и актинолитовыми породами. Вблизи контактов с амфиболитами становятся мелкозернистыми и рассланцованными; непосредственно в контактах переходят в талько-карбонато-тремолитовые или талько-актинолитохлоритовые сланцы.

Породы разбиты трещинами отдельности; наиболее развиты трещины, направление которых совпадает с плоскостями сланцеватости; они имеют простирание северо-западное  $310^\circ$ , падение на юго-запад  $220^\circ$  под углом 60—90°. Менее отчетливы трещины с северо-восточным простиранием 15—25°.

Серпентиниты и продукты их изменения—талько-карбонато-тремолитовые и актинолитохлоритовые сланцы постоянно содержат мелкую рассеянную вкрапленность пирротина с редкими включениями и жилками пентландита и халькопирита. Оруденение заметно увеличивается по направлению к контактам в зонах рассланцевания.

Сульфидное оруденение встречено в ультраосновных породах тундр Полмос и Лешая. Здесь эти породы, превращенные в серпентиниты, содержат довольно редкую рудную сульфидную вкрапленность. В. И. Володавцев (1930) отмечает также находку гарниерита.

В 1951 г. на юго-западных склонах тундры Лешая были проведены поисковые работы на никель, в связи с сульфидной вкрапленностью. Эти работы, однако, не привели к положительным результатам, так как зона пирротиновой вкрапленности оказалась малых размеров, а сама вкрапленность весьма убогой.

В заключение следует отметить, что рассмотренный комплекс основных и ультраосновных пород восточной части Кольского района, как

<sup>1</sup> Ввиду малых размеров эти интрузии на карте не показаны. (Прим. ред.).

видно из предыдущего описания, тесно связан с складчатыми зонами протерозойских образований.

В Кейвской складчатой зоне основные породы играют немаловажную роль. Здесь они проявились главным образом в форме пластовых интрузий габбро и габбро-анортозитов. Одновременно с интрузиями габбро в осадочную толщу свиты кейв происходило внедрение диабазовых интрузий, а частью, вероятно, излияние основных лав на поверхность земли. Наряду с этим имело место внедрение основной магмы по трещинам и сбросам в форме даек.

Рассматриваемые интрузивные породы Кейвской зоны претерпели значительный метаморфизм с образованием за счет пород габбро и габбро-диабазового состава амфиболитов, а за счет габбро-анортозитов — метагаббро-анортозитов.

Как и все породы свиты кейв, интрузии основных пород претерпели по крайней мере две стадии метаморфизма — региональный метаморфизм и более поздний, наложенный, щелочной метасоматоз в связи с мощными интрузиями щелочных гранитов.

Завершается интрузивная деятельность в Кейвской зоне появлением молодых (палеозойских?) даек и штоков габбро-диабазов и оливиновых габбро-норитов и еще более молодых даек нефелиновых сиенитов.

Основные породы типа габбро-анортозитов являются вмещающими для крупных жил пегматитов. Амфиболиты местами содержат незначительную вкрапленность сульфидов, не имеющую практического значения. Что же касается габбро-анортозитов, то с ними может быть генетически связано титаномagnetитовое оруденение.

Вторая область распространения основных и ультраосновных пород в восточной части Кольского района приурочена в основном к свите имандра-варзуга. Эта свита слагает синклинорий, расположенный несколько южнее Кейвской зоны.

Анализ проявления магматизма в этом синклинории свидетельствует о необычайно широком развитии в нем диабазовых эффузивов спилитового типа и связанных с ними интрузий габбро-диабазов. Со спилитовым магматизмом, вероятно, связано и появление внутри синклинория основных и ультраосновных интрузий. По краям этого синклинория располагаются по разломам огромные интрузии перидотитов — габбро-норитов, несущих медно-никелевое оруденение.

Метаморфизм основных и ультраосновных пород ограничивается в этой зоне фацией зеленых сланцев и автометаморфическими процессами.

Так же как и для Кейвской зоны, проявление магматизма здесь завершается образованием даек молодых габбро-диабазов и внедрением мощных нижнепалеозойских и среднепалеозойских интрузий ультраосновных и щелочных пород по крупным региональным разломам.

В отношении полезных ископаемых основные и ультраосновные интрузии этой зоны изучены еще недостаточно. Медно-никелевое сульфидное оруденение, кроме Монче-тундры, известно также на Федоровой тундре, но промышленное значение его еще не установлено. Общая слабая изученность свиты имандра-варзуга, ввиду ее очень плохой обнаженности, не позволяет пока полностью оценить масштабы проявления в ней основных и ультраосновных пород и, возможно, связанного с ними медно-никелевого оруденения.

Продолжающиеся геологические исследования известных массивов, а также поиски новых массивов, вероятно, увеличат их количество.

## Основные и ультраосновные породы Беломорского района

В Беломорском районе основные и ультраосновные породы протерозоя приурочены главным образом к окраинным частям гранулитового массива и к массивам основных метаморфизованных пород Колвицких и Кандалакских тундр, условно относимых к верхнему архею. Среди них по возрасту можно выделить две группы: к более ранней группе относятся породы ряда габбро — перидотит — пироксенит, прорываемые гранитами, в позднюю группу объединяются габбро-нориты и перидотиты, не прорываемые гранитами. Так же, как и в районе Главного хребта Волчьих, Монче- и Чуна-тундр, эта более молодая группа основных и ультраосновных пород является никеленосной. Первую группу условно можно отнести к интрузиям нижнего протерозоя, вторую — к интрузиям верхнего протерозоя.

Остановимся сначала на характеристике основных пород обеих возрастных групп, приуроченных к гранулитовому массиву.

### Интрузии габбро, габбро-норитов, перидотитов и пироксенитов Сальных и Туадаш-тундр

В зоне контакта массива метаморфизованных основных пород с вмещающими породами в районе Сальных и Туадаш-тундр располагаются интрузивные тела габбро-норитов с друзитовой структурой, перидотитов и пироксенитов. А. М. Шукевич (1933, 1935, 1936 гг.) впервые установил их более молодой возраст по отношению к комплексу основных метаморфизованных пород гранулитовой формации.

Ниже рассматриваются наиболее значительные интрузивные тела габбро-норитов.

**Г а б б р о.** Различной величины интрузивные тела габбро были обнаружены среди комплекса гранулитов и вмещающих их пород в юго-восточной оконечности Сальных тундр.

Габбро представляет собой среднезернистую, равномернозернистую, темно-зеленого цвета породу, в которой видны белого или серовато-голубоватого цвета кристаллы плагиоклаза и темно-зеленые или зеленоваточерные кристаллы пироксенов. Пироксен представлен гиперстеном и диопсидом, а плагиоклаз относится к ряду лабрадор-битовнита; иногда содержится оливин.

Габбро обладает массивной текстурой и этим отличается от большинства остальных основных пород района, отчетливо огнейсованных и рассланцованных. На горах Тяг-вакш и Тыртший наблюдались оливинное и нормальное габбро. Обычно какая-нибудь из разновидностей слагает целиком то или иное интрузивное тело, но изредка встречаются оба типа габбро вместе, в составе одной интрузии.

Не во всех случаях отчетливо устанавливается размер и форма интрузий габбро. Нередко габбро образует вытянутые в одном направлении дайкообразные тела или отдельные массивы линзовидной формы. Размер интрузий колеблется от десятков до сотен метров по мощности и до 1,5 км по простиранию (гора Тыртший).

На горе Порш-уайвишь (северо-западная часть Сальных тундр) в лейкократовом габбро наблюдалось пластовое тело габбро мощностью в 2 м. В мигматитах роговообманкового гранита по гранато-биотитовым

гнейсам на южном склоне горы Порш-уайвишь было встречено пластовое тело габбро мощностью не менее 100 м и длиной до полутора километров.

На северных склонах Малой Сальной тундры в биотито-роговообманковых гнейсах наблюдалась небольшая интрузия оливинового габбро.

На южных склонах горы Колб-уайвишь (Сальные тундры) среди гнейсо-норитов встречен небольшой коренной выход габбро. Форма интрузивного тела не установлена. Отдельные обнажения габбро наблюдались еще в нескольких пунктах исследованного района, но форма интрузий и их величина не были определены.

Наиболее крупная из известных интрузия габбро слагает западную часть горы Тьртший и восточную часть Тяг-вакш (Сальные тундры). Она вытянута в широтном направлении и располагается в контакте амфиболитов и биотито-роговообманковых гнейсов. Массив габбро во всех частях сложен одной и той же среднезернистой и равномернозернистой разностью, за исключением одного участка на юге интрузии, где встречается оливиновое габбро, которое занимает нижние части южного склона горы Тяг-вакш.

Выше оливинового габбро находится нормальное габбро; переход одной породы в другую незаметный. Такое распределение габбро, вероятно, результат кристаллизационной дифференциации; оливин, выделявшийся раньше пироксенов, опускался в нижнюю часть интрузивного тела.

Интрузия габбро на горе Тьртший несет на себе следы влияния роговообманкового щелочного гранита. Габбро горы Порш-уайвишь также старше гранита, так как сечется жилой пегматита мощностью в 1,2 м. Жила содержит кварц, микроклин и биотит.

В массиве габбро на горе Тяг-вакш также была встречена жила пегматита, в контакте с которой габбро превращено в породу, состоящую целиком из роговой обманки.

В исследованном районе габбро всюду сохраняет массивную текстуру, хотя вмещающие породы часто интенсивно огнейсованы и рассланцованы; поэтому можно предполагать, что габбро является более молодым образованием, чем породы гранулитовой формации, но более древним, чем щелочные граниты.

На юго-восточном склоне горы Тяг-вакш (Сальные тундры) была встречена небольшая жила серовато-черных тонкозернистых (почти афанитовых) норитов, секущих габбро. Мощность этой жилы колеблется от 1,5 до 25 см. Простираение ее северное, падение на восток под углом в 65°.

**Ультраосновные породы.** Ультраосновные породы представлены серпентинизированными перидотитами, пироксенитами и оливиновыми пироксенитами. Обычно небольшие интрузии указанных пород приурочены к зоне контакта гнейсов с породами гранулитовой формации.

Серпентинизированные перидотиты были встречены главным образом на юге Сальных тундр в виде небольших интрузивных тел среди амфиболитов и гнейсов. Макроскопически это — темно-зеленая порода с массивной текстурой. Состоит из крупных кристаллов ромбического пироксена коричневого цвета, резко выступающих на выветрелой поверхности породы, и из основной мелкозернистой массы, представленной серпентином, хлоритом, тремолитом и мелкими зернами оливина. Мелко-

зернистый агрегат этих минералов, вероятно, образовался за счет крупных зерен оливина.

Интрузии, как правило, имеют линзообразную форму и расположены в виде цепочки в гранатовых амфиболах южного склона Сальных тундр.

В одном из обнажений на южных склонах Сальных тундр мощность пластового тела серпентинизированных перидотитов достигает 50 м, а по простирацию интрузия прослежена на 250 м. Более крупных тел не встречено.

Пироксениты, как правило, мелкозернистые или среднезернистые, зеленовато-черного цвета, состоят из ромбического и моноклинного пироксенов, роговой обманки и иногда незначительного количества оливина.

На западных склонах горы Застейд II (Сальные тундры) встречена дайка оливиновых пироксенитов, в которой наблюдался небольшой величины ксенолит гранато-биотитовых гнейсов. Интересно отметить, что гранато-биотитовые гнейсы в контакте с пироксенитами содержат мелкие кристаллики гиперстена и светло-зеленого диопсида. Очевидно, появление пироксенов в гнейсах есть результат контактового воздействия пироксенитов на гнейсы.

На перевале между горами Ворос-Суз и Застейд II, среди мигматитов роговообманкового гранита по гранато-биотитовым гнейсам встречена жила пироксенитов, которая сечется пегматитом, содержащим остроугольные обломки этих пород. В контакте с пегматитом пироксенит амфиболизирован.

Возрастное положение ультраосновных пород окончательно не выяснено. Дайки пироксенитов и оливиновых пироксенитов несомненно моложе вмещающих гнейсов, так как содержат их ксенолиты; в свою очередь, они секутся пегматитом, который, вероятно, генетически связан с интрузиями роговообманковых гранитов, постоянно встречающихся в зоне контакта массива гранулитов и основных пород с вмещающими породами. Верхний предел возраста роговообманковых гранитов неизвестен.

Серпентинизированные перидотиты, наблюдавшиеся на юго-западе Сальных тундр, моложе вмещающих амфиболитов, но старше тектонических движений, так как сланцеватость амфиболитов огибает их тела. Возможно, эти движения происходили одновременно с внедрением интрузий роговообманковых гранитов, амфиболизировавших основные породы из комплекса гранулитов и воздействовавших на перидотиты, первичные минералы которых превратились в серпентин, хлорит и тремолит.

Наряду с вышеописанными интрузиями основных и ультраосновных пород, стратиграфическое положение которых определяется тем, что они секут породы гранулитовой формации, а сами подвергаются воздействию роговообманковых гранитов, на Сальных тундрах известны основные и ультраосновные породы более молодого возраста. К ним относятся пироксениты, габбро-пироксениты и перидотиты, образующие небольшие дифференцированные тела в районе горы Подасуайв, в Магнетитовом логу и на горе Застейд I. Они представлены обычно безоливиновыми разностями и иногда содержат небольших размеров шширообразные обособления сплошных и вкрапленных титаномagnetитовых руд.

## Основные и ультраосновные интрузии горы Застейд II и Ловнозера<sup>1</sup>

М а с с и в З а с т е й д II. Этот массив приурочен к северо-восточному контакту гранулитовой формации Сальных тундр и заключен в толще биотит-амфиболовых гнейсов, мигматизированных щелочным гранитом. Он вытянут согласно с простираем гнейсов в северо-западном направлении и занимает 3 км<sup>2</sup>. Падение гнейсов вблизи контактов северо-восточное под углом 50—60°. Контакты массива, поскольку это удается наблюдать в неглубоких выработках, хотя и извилистые, но в общем круто падают под массив. Форма интрузии не установлена, скорее всего это суживающийся к низу вертикальный шток, несогласный по отношению к вмещающим гнейсам.

Центральная часть массива сложена оливинитами, которые к периферии постепенно переходят в перидотиты; среди тех и других в северо-западном направлении проходит серия секущих жил габбро-норита мощностью до 2 м.

В западной части массива оливиниты и перидотиты сменяются перидотито-пироксенитовой зоной: здесь пироксениты включают округлые и вытянутые в северо-западном направлении ксенолиты перидотита. Пироксенитами сложена также узкая полоса вдоль северо-восточного контакта; здесь же выделяется и вторая перидотито-пироксенитовая зона, в которой серия жил перидотита сечет пироксениты. Эти жилы падают на юго-восток под углом 50—70°; и в этом же направлении они осланцованы.

В. И. Намоюшко (1939 г.) считает, что массив Застейд II сформировался в несколько интрузивных фаз, причем оливиниты, перидотиты и пироксениты северо-восточной приконтактной зоны относятся к интрузиям первой фазы, жилы же перидотита, внедрившиеся в условиях тектонических подвижек в перидотиты, следует рассматривать как породы жильной фации этой же интрузивной фазы. Далее по расколам северо-западного направления внедрились пироксениты; к жильной фации второй фазы он относит жилы мелкозернистого пироксенита и габбро-норита.

Элементы протектоники в массиве выражены слабо. Зерна пироксена, а также ксенолиты гнейсов ориентированы в северо-западном направлении, с которым совпадают трещины продольной отдельности, падающие на северо-восток под углом 70—85°. Поперечные трещины имеют северо-западное падение под углом 75—85°. К первым приурочены жилы перидотита и габбро-норита, к тем и другим — пегматитовые жилы.

Оливиниты содержат небольшую примесь энстатита и авгита. Зерна оливина несколько вытянуты и слегка затронуты процессом серпентинизации. По мере увеличения содержания пироксена порода постепенно переходит в перидотит и оливиновый пироксенит. Пироксениты состоят из бронзита-гиперстена с пойкилитовыми вростками авгита, содержат небольшое количество мелких ксеноморфных зерен плагиоклаза, оливина, вторичной роговой обманки, биотита и магнетита; последний образует также мелкозернистые оторочки вокруг кристаллов авгита.

В периферической части массива образовалась контаминационная зона, представленная полевошпатовыми пироксенитами, мощностью до 5 м, особенно отчетливо выраженная в северо-восточном контакте. По-

<sup>1</sup> Основной текст написан Д. Ф. Мурашевым, Д. В. Полферовым описаны интрузии Ловнозера.

роды этой зоны характеризуются пятнистой текстурой, пойкилитовой структурой и высоким содержанием плагиоклаза, относящегося к андезин-лабрадору. Из пироксенов преобладают гиперстен и бронзит, в значительно меньшем количестве встречается авгит, окаймленный зеленой роговой обманкой и гранатом. Содержится немного биотита, кварца, оливина, магнетита и сульфидов. В зоне непосредственного контакта развиваются процессы амфиболитизации, эпидотитизации, серпентинизации и серицитизации.

Химический состав пироксенитов горы Застейд II следующий (в %):  $\text{SiO}_2$  — 51,07;  $\text{TiO}_2$  — 0,69;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 3,35;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 1,45;  $\text{FeO}$  — 7,47;  $\text{Mn}$  — 0,15;  $\text{CaO}$  — 15,54;  $\text{MgO}$  — 18,09;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 0,45;  $\text{K}_2\text{O}$  — 0,15, сумма 98,41.

В зоне экзоконтакта гнейсы приобретают массивное сложение, основность плагиоклазов повышается, причем они приобретают метаморфическую зональность, количество кварца уменьшается, граната и роговой обманки, наоборот, возрастает, появляются гиперстен и сульфиды. Эти изменения в толще гнейсов, наиболее резко выраженные в пределах пятиметровой зоны от контакта, проявляются, постепенно затухая, на расстоянии до 30 м.

Контакты массива секутся жилами диабаз, диабазового порфири-та и щелочного сиенита.

Массив Застейд II содержит медно-никелевое оруденение вкрапленного типа, приуроченное к эндоконтакту.

Промышленное значение этого оруденения точно не установлено.

**Интрузии норитов Ловнозера.** Среди гиперстеновых диоритов в районе оз. Ловно залегают интрузии норитов.

В описываемом районе пока установлены четыре небольшие норитовые интрузии. Северная и южная интрузии слагаются зеленовато-серыми среднезернистыми безрудными норитами, содержащими местами единичную точечную вкрапленность медно-никелевых сульфидов. Между северной и южной интрузиями на поверхности в двух местах обнажаются рудные нориты. Они коричневатого-серого цвета, среднезернистого сложения, содержат неравномерную вкрапленность пирротина, пентландита, халькопирита и пирита. Иногда в них встречаются жилки сплошных пентландит-пирротиновых руд, мощностью в несколько десятков сантиметров, реже до 1 — 1,5 м.

Вмещающими породами норитовых интрузий являются гиперстеновые диориты гранулитовой формации, представляющие собой зеленовато-серую среднезернистую породу с гнейсовидной, полосатой и, реже, массивной текстурой. Минералогический состав диоритов весьма однообразен. Основными породообразующими минералами являются гиперстен и андезин; кроме того, присутствуют кварц, амфибол, биотит, серпентин, серицит. Аксессуарные минералы представлены апатитом и густоокрашенным рутилом.

Структура диоритов гипидиоморфнозернистая, реже габбровая. Измененные (окварцованные) разности их обладают гранобластовой структурой.

Гиперстеновые диориты вблизи рудных пород первой залежи мигматизированы микроклиновыми гранитами. В зоне мигматизации можно проследить постепенные переходы микроклиновых гранитов в биотитовые и гранато-биотитовые плагиогнейсы, сменяющиеся окварцованными и гранатсодержащими разностями гиперстеновых диоритов.

Простираение полосчатости вмещающих пород весьма однообразное: северо-восточное  $10-40^\circ$ , падение как к юго-востоку, так и к северо-западу под углами от  $40$  до  $80^\circ$ .

Более детально пока изучена первая рудная залежь; строение второй рудной залежи и интрузий безрудных норитов выяснено только в общих чертах.

Северная и южная интрузии представляют собой вытянутые в плане линзовидные тела, простирающиеся в северо-восточном направлении и падающие на северо-запад. Южная интрузия (по данным буровых работ) погружается в северо-восточном направлении, под первую рудную залежь.

Обе интрузии сложены зеленовато-серыми среднезернистыми безрудными норитами, состоящими из основного плагиоклаза ряда лабрадор — битовнит и ромбического пироксена ряда энстатит — гиперстен. В небольшом количестве присутствует биотит; изредка появляется моноклинный пироксен ряда диопсид — геденбергит. Эпимагматический минерал норитов представлен амфиболом, акцессории — апатитом, рутилом, магнетитом, ильменитом и медно-никелевыми сульфидами (пирротин, пентландит, пирит и халькопирит). Последние присутствуют в весьма незначительных количествах (доли %), локализуясь как правило в шлирах, обогащенных пироксеном. Структура породы габбровая. Текстура массивная; иногда появляется план-параллельная, обусловленная ориентированным расположением линзовидных агрегатов темноцветных минералов.

Нориты обеих интрузий секутся жилами плагиопегматитов — средне- и крупнозернистой массивной породы, состоящей из андезина, кварца и биотита. Иногда в плагиопегматитах появляется микроклин.

Первая рудная норитовая залежь расположена между южной и северной норитовыми интрузиями. В морфологическом отношении она представляет собой линзовидную интрузию весьма неправильной формы, с раздувом головной части, выклинивающуюся по падению в северо-западном, а по простираению в юго-западном направлении. Общее простираение осевой части залежи северо-восточное и соответствует, таким образом, простираению вмещающих пород; в ряде случаев контакты являются секущими по отношению к вмещающим диоритам.

Угол падения залежи  $50-70^\circ$  в приповерхностных частях, до  $20-30^\circ$  на глубине. По простираению наблюдается погружение залежи в северо-восточном и юго-западном направлениях от выходов на поверхность.

Залежь представлена, в основном, рудными норитами. Нориты состоят из основного плагиоклаза ряда лабрадор-битовнит, ромбического пироксена ряда энстатит-бронзит, биотита и медно-никелевых сульфидов (пирротин, пентландит, пирит и халькопирит). Из других минералов встречаются амфибол, апатит, рутил, магнетит и ильменит.

Структура рудных норитов габбровая; реже наблюдаются призматически-зернистая и панидиоморфно-зернистая структуры, которые появляются главным образом в разностях, обогащенных темноцветными минералами.

Сравнивая состав и структуры безрудных и рудных норитов, нетрудно заметить, что эти породы весьма близки между собой. Однако в рудных норитах содержание темноцветных минералов выше, чем в безрудных; кроме того, медно-никелевые сульфиды в рудных норитах могут уже считаться не акцессориями, а породообразующими минералами, так как их содержание повышается до нескольких процентов.



Соотношение породообразующих минералов в норитах по всей залежи не одинаково. Наблюдаются нечетко выраженные переходы от норитов, содержащих 40—50% плагиоклаза, к полевошпатово-пироксенитовым разностям, в которых содержание плагиоклаза снижается до 20—10%. Такое явление наиболее четко выражено в раздуде интрузивной рудной залежи; в местах выклинивания интрузия слагается зеленовато-серыми однородными по составу норитами, почти не отличимыми от норитов северной и южной интрузий.

Рудные нориты также секутся жилами плагиопегматитов, мощностью от одного сантиметра до нескольких метров. Состав и структура этих пегматитов аналогичны вышеуказанным, отличием является присутствие в них вкрапленности медно-никелевых сульфидов, которая иногда скапливается в агрегаты размером до нескольких сантиметров в поперечнике. Так же, как и в интрузиях безрудных норитов, плагиопегматиты в рудной залежи местами содержат микроклин. В этих случаях из сульфидных минералов в пегматите присутствует пирит.

Сплошные пентландит-пирротиновые руды наблюдаются по всей залежи в виде маломощных (обычно не свыше нескольких сантиметров) прожилков, секущих рудные нориты и плагиопегматиты. Но наиболее часто они встречаются в местах выклинивания залежи, где наряду с маломощными жилками нередко присутствуют жилы сплошных руд мощностью до 1—1,5 м.

Любопытной особенностью сплошных сульфидных руд месторождения является наличие в них округлых ксенолитов норитов, размером от миллиметра до нескольких сантиметров в поперечнике. Изучение таких ксенолитов показало, что нориты в них почти не претерпели никаких изменений: первичные породообразующие силикаты (лабрадор, гиперстен) совершенно свежие, явления перекристаллизации и катаклаза отсутствуют. Единственным новообразованием в подобных случаях является тонкая келифитовая кайма зеленого амфибола, возникающая в контактах зерен пиперстена с сульфидами.

Вторая рудная интрузивная залежь, расположенная в юго-западной части месторождения, представляет собой небольшое линзовидное тело, вытянутое согласно с простираем полосатости вмещающих пород (т. е. в северо-восточном направлении) и падающее на северо-запад под углом 25—30°.

Она представлена зеленовато-серыми средне- и крупнозернистыми норитами, приобретающими местами порфирированный облик за счет увеличения размеров зерен гиперстена до 1—2 см. Нориты в основном безрудные, но местами в них появляются нечетко обособленные шлиры коричневатого-серого цвета, обогащенные темноцветными минералами (гиперстен, биотит) и медно-никелевыми сульфидами. Нориты секутся жилами плагиопегматитов и сплошных сульфидных руд.

Таким образом, в районе Ловнозера наряду с совершенно безрудными норитами имеют место нориты с значительной вкрапленностью рудных минералов, содержащие в себе более поздние образования плагиопегматитов и сплошных сульфидных руд. Это указывает на сложное, вероятно многофазное, формирование основных пород в процессе магматической дифференциации.

Последовательность формирования норитового (рудного) комплекса пока окончательно не выяснена. Существует предположение (Полферов, 1951 г.), что безрудные нориты северной и южной интрузий являются наиболее ранними (первая фаза). Наличие в них шлиров, обогащенных

пироксеном и в незначительной мере медно-никелевыми сульфидами, указывает на то, что рудные нориты следует рассматривать как более поздние дифференциаты безрудных. Это подтверждается присутствием в одном из обнажений северной интрузии жилки рудных норитов, секущей безрудные нориты. Таким образом, рудные нориты являются второй фазой интрузии.

К третьей фазе относятся плагиопегматиты, поскольку они секут рудные нориты. В плагиопегматитах появляется иногда вкрапленность и агрегаты медно-никелевых сульфидов.

В последнюю фазу (четвертую) образовались сплошные руды, секущие плагиопегматиты и содержащие в себе ксенолиты норитов.

Стратиграфическое положение и возраст норитовых интрузий точно не установлены. Они, несомненно, моложе гиперстеновых диоритов, условно относимых к верхнему архею, а также моложе гранитов, мигматизирующих эти диориты. Верхняя возрастная граница остается неясной. По аналогии с другими никеленосными интрузиями западной части Кольского полуострова (Монче-тундра, Сальные тундры и др.) нориты оз. Ловно считаются образованиями второй фазы посткарельской (до-нижнепалеозойской) складчатости.

### **Ультраосновные интрузии «серпентинитового пояса» (тундра Подас и др.).**

Ультраосновные интрузии тундр Подас, Лотом, Ягельной, Чапес-вараки, Ханлаут-вараки и др., расположенные к югу от гранулитовой формации, составляют так называемый серпентинитовый пояс (Шукевич, 1936 г.) протяженностью около 40 км, приуроченный к крупному разлому, проходящему в олигоклазовых гранито-гнейсах, частью же по контакту этих пород с протерозойским осадочно-вулканогенным комплексом тундр Норте и Ханлаут-вараки.

С той же тектонической зоной, по-видимому, связан находящийся южнее перидотито-дунитовый массив тундры Терма, который приурочен к контакту сланцеватых амфиболитов с биотитовыми гнейсами и мигматитами, а также массив тундры Карека, расположенный в контакте мигматитов с амфиболитами.

Из всех этих массивов лучше всего изучен массив Подас-тундры. С северо-запада он ограничен полосой биотито-гранатовых гнейсов архея, падающих на северо-запад под углом 50—70°; на севере в контакте с измененными пироксенитами вскрыты канавой ставролитито-гранатовые гнейсы, сходные с породами свиты корва, которые здесь сильно перемяты; каковы их отношения с соседними породами — пока не выяснено. По-видимому, они принадлежат к восточной части полосы сланцев свиты корва. На юге и востоке массив Подас-тундры контактирует с олигоклазовыми гнейсо-гранитами, падающими под массив, причем у восточного контакта структура гнейсов является приспособленной к форме массива, по мере удаления от него гнейсы вновь приобретают элементы залегания, господствующие в этом районе.

Массив Подас-тундры занимает центральное положение в группе ультраосновных интрузий, расположенных к западу и к востоку от него и имеющих линзовидные формы.

К западу и юго-западу от тундры Подас находятся тундры Корва, Терма, Этмос и вараки: Ханлаут, Лебязья, Реут, Кут и Охтырист. К востоку от тундры Подас, как ее продолжение, располагается Чапес-варака, а затем тундры Ягельная, Лотом и др. Все они составляют цепь ультраосновных интрузий (серпентинитовый пояс).

От перечисленных интрузий массив Подас-тундры отличается своей структурой и формой. Он вытянут в направлении на юго-запад  $245^\circ$  на расстояние 6,5 км при ширине в 2—3 км. Для массива характерно ступенчатое строение, обусловленное различным отношением к выветриванию дунитов и пироксенитов, перемежающихся друг с другом.

В связи с отмеченным А. М. Шукевичем в этом районе погружением шарниров складок протерозойских образований к западу и их поднятием к востоку крайние западные массивы (Реут-варака) залегают целиком среди протерозойских образований, более восточные (Ханлаут-варака) — частью среди архейских, частью среди протерозойских образований, а еще более восточные (тундра Подас) — среди пород архея, но содержат ксенолиты пород протерозоя. Наконец, крайние восточные массивы залегают исключительно среди пород архея.

Согласно исследованиям А. М. Шукевича (1938 г.), массив Подас-тундры представляет собой пограничную интрузию на контакте гнейсов и образований протерозоя.

Формы массива в северо-восточной и юго-западной частях, где он выклинивается, приближается к наклонной пластообразной интрузии. В центральной части форма интрузии куполовидная, она представляет собой здесь купол истечения.

Массив состоит из чередующихся слоев дунита и энстатитита, повторяющих форму контакта. Все они выгнуты на северо-восток и в плане имеют вид серпа. Слои с трех сторон падают к центру массива под углом  $45-65^\circ$ ; в северной и северо-восточной части массива наблюдается обратное падение (на северо-восток) под более крутыми углами. Очевидно, слои имеют почти коническую форму, а сама интрузия является асимметричной, конусообразной, расслоенной и наклонной, с осью, падающей на северо-восток. Соседние линзовидные или пластообразные интрузии имеют значительно меньшую мощность и падение обоих контактов на северо-запад под углом  $50-65^\circ$ .

Внедрение интрузии Подас-тундры, по А. М. Шукевичу, происходило в три интрузивные фазы, на что указывает наличие эруптивных брекчий; за ними следовала четвертая жильная фаза. Породы первой фазы располагаются кольцом по периферии массива и представлены тонко перемежающимися дунитом и пироксенитом (энстатититом), приблизительно в равных количествах.

Мощность слоев изменяется от нескольких сантиметров до сотен метров. Контакты дунита и пироксенита согласные, резкие и извилистые.

Дунит значительно серпентинизирован, пироксенит амфиболизирован. От вмещающих олигоклазовых гнейсо-гранитов интрузия отделяется узкой зоной плейчатых амфиболо-биотито-хлоритовых сланцев.

Среднюю часть интрузии слагают энстатититы с небольшими плоскими линзами дунита, оливинового пироксенита и перидотита. Ближе к северо-восточному краю массива располагается дунит третьей фазы, содержащий отдельные линзы энстатитита и неправильные жилообразные выделения хромита.

На контакте пород второй и третьей фаз наблюдается тонкая полосатость пород.

Жильные образования четвертой фазы представлены хромитом, талько-карбонатными породами и асбестом, которые заполнили продольные и поперечные трещины массива.

Дунит в составе массива слагает семь мощных слоев, занимающих площадь около 3 км<sup>2</sup> и расположенных преимущественно в центральной и северо-восточной его частях. В нем отчетливо проявлен кливаж, плоскости которого падают на северо-запад; на отдельных участках они пересекают первичную полосатость под большими углами.

Порода имеет панидиоморфную структуру и почти нацело сложена оливином форстеритового ряда; как примесь, встречаются мелкие зерна хромита и магнетита. Химический состав дунита приведен в табл. 18. Химическим анализом устанавливаются следы платины.

В серпентинизированных разностях структура петельчатая с реликтами оливина. Анализ типичного дунита приведен в табл. 18.

Пироксениты типа энстатитита являются наиболее распространенными породами массива. В их контакте с гнейсами развиты полосы амфиболитов. Структура пироксенитов также относится к типу панидиоморфнозернистой. Помимо энстатитита и иногда встречающегося бронзита, в состав породы входят в незначительном количестве форстерит, магнетит и вторичные минералы: амфибол тремолит-актинолитового ряда, реже куммингтонит-грюнерит, затем тальк и магнетит — на контактах с дунитом и по трещинам в породе, серпентин, хлорит.

Среди энстатититов встречаются тонкие полосы и линзы оливиновых пироксенитов с содержанием оливина до 30%.

Перидотиты в массиве Подас-тундры не имеют большого развития и образуют маломощные линзы с рассеянной вкрапленностью никельсодержащего пирротина среди пироксенитов второй интрузивной фазы. Этим массив Подас отличается от соседних ультраосновных массивов, где перидотиты и оливиновые пироксениты значительно развиты; так, перидотиты слагают юго-западную часть Ханлаут-вараки, где они подстилают пироксениты и контактируют со сланцеватыми амфиболитами, образуя мощные зоны серпентинитов с мелкой рассеянной вкрапленностью никеленосных сульфидов. Вкрапленность никельсодержащих сульфидов имеется также в соседнем малом массиве Ханлаут-вараки.

Жильные породы гидротермального типа развиты главным образом в северо-восточной части массива — в серпентинизированном дуните, в котором они выполняют крутопадающие трещины растяжения двух направлений. Наиболее распространены жилы талько-карбонатных пород (сагвандитов), достигающие 12 м мощности при длине в 200 м, встреченные в восточной части массива. Их образование относится ко времени возникновения молодых радиальных сбросов.

Помимо талько-карбонатных жил, в серпентинизированных перидотитах встречены гнезда и линзы хромита, прослеживаемые по простиранию на 70 м, при мощности до 0,25 м, и жилки асбеста, талька и магнетита, образующие сложный узор.

Изучая метаморфизм пород тундры Подас, А. М. Шукевич (1938 г.) устанавливает следующую последовательность метаморфических процессов:

1. Амфиболизация пироксенитов с образованием амфиболов куммингтонит — грюнеритового ряда.
2. Серпентинизация оливина дунитов.
3. Повторная амфиболизация пироксенитов с образованием амфиболов тремолито-актинолитового ряда.

4. Карбонатизация и оталькование пород.

Первые три процесса проявлены главным образом в краевых частях массива и являются процессами автометаморфизма. В измененных породах встречается сульфидная вкрапленность, отсутствующая в неизмененных породах. Изменения последнего типа приурочены к тектоническим зонам.

**Оливиновые пироксениты, перидотиты и другие более молодые интрузивные породы Колвицкого и Кандалакшского массивов**

З. А. Бурцевой (1950 г.) на р. Порьей и в районе оз. Колвицкого в тонкополосчатых гранатовых габбро-норитах, мигматизированных щелочным гранитом, установлено несколько небольших тел перидотитов и оливиновых пироксенитов размером от очень мелких линз (1×7 м) до двух километров длиной при ширине 300 м. Эти тела имеют линзовидную форму и согласно залегают с вмещающими породами.

Подобные ультраосновные породы были установлены в районе Порьей губы И. С. Ожинским и И. В. Моисеевым (1936 г.) и детально закартированы на Белозерском мысу М. М. Врачинской (Антоновская, 1950 г.). В последнем случае ультраосновные породы прослеживаются вдоль берега губы Малой Порьей на протяжении нескольких километров при мощности до 200—300 м в форме дайки, согласно простирающейся с вмещающими тонкополосчатыми и амфиболизированными габбро-норитами. В краевой части дайки отмечается уменьшение крупности зерна породы и появление порфировых структур, что несомненно указывает на их более молодой возраст по отношению к вмещающим породам. Кроме того, И. С. Ожинским и М. М. Врачинской отмечается наличие в ультраосновных породах ксенолитов вмещающих пород. При этом, как указывает И. С. Ожинский, характерной для оливиновых пироксенитов баркевикитовый амфибол, замещающий с краев зерна диаллага, появляется также в ксенолитах габбро-норитов (случай щелочного метасоматоза ультраосновных пород).

Что касается стратиграфического положения ультраосновных пород, то до последнего времени они рассматривались как породы несомненно более молодые, чем щелочные граниты, поскольку влияние последних на них никем из исследователей не отмечалось (Ожинский, 1936 г. и Бурцева, 1950 г.). Однако при детальном картировании прибрежной части Колвицкого массива (Антоновская, 1950 г., 1951 г.) найдены обнажения, где устанавливается несомненно более позднее образование щелочных гранитов.

Эти последние данные позволяют сопоставить ультраосновные породы Колвицкого массива с комплексом пород группы габбро и пироксенитов Сальных тундр;

Таблица 18

Породы	Химический состав															
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	CO <sub>2</sub>	П.п.п.	Сумма
Дунит	37,48	Следы	1,61	0,80	10,38	0,14	0,67	45,30	0,04	0,04	0,22	0,22	0,02	0,4	1,64	98,96
	39,67		Нет	7,98	4,95	0,15	0,75	42,11	0,50	0,62	0,52	0,54	—	—	—	97,79

стратиграфическое положение последних, как было указано выше, определяется так же, как и в Колвицком массиве, между метаморфизованными основными породами и роговообманковыми гранитами.

Среди интрузивных пород, слагающих Колвицкий массив, особенно в его прибрежной зоне, у Порьей губы и на архипелаге островов, широко распространены дайки щелочных порфиритов. Они по отношению ко всем вышеописанным породам занимают наиболее высокое стратиграфическое положение и относятся уже к интрузиям палеозоя.

К молодым геологическим образованиям, но, вероятно, более ранним, чем указанные щелочные порфириты, относятся многочисленные мало-мощные кальцито-галенито-сфалеритовые жилы, обычно встречающиеся на побережье моря и имеющие постоянное северо-восточное простирание. Их появление связывается с молодыми разломами.

В окрестностях Порьей губы они очень часто связаны с пегматитовыми жилами, обильно развитыми на побережье. Однако эта пространственная связь с пегматитами объясняется чисто механическими причинами. Поздние тектонические движения, следовавшие после образования пегматитов, приоткрывали прежние тектонические швы, залеченные пегматитами, и в эти обновленные трещины поступали телегидротермальные растворы, источник которых пока остается неизвестным.

Основные породы Колвицкого массива с точки зрения наличия среди них медно-никелевых сульфидных руд обстоятельному изучению еще не подвергались.

#### **Основные и ультраосновные породы бассейна нижнего течения рр. Варзуги, Стрельны, Пялицы и Ондомских озер**

В указанном участке восточной части Беломорского района известны сравнительно небольшие массивы основных и ультраосновных пород разного возраста. Только в районе Ондомских озер эти массивы имеют сравнительно крупные размеры. Возрастное положение их определить большей частью трудно, так как здесь отсутствуют осадочно-вулканические образования протерозоя и господствующими породами являются плагио-микроклиновые граниты и гнейсы архея, а на берегу Кандалакшского залива распространены песчаники терской свиты, условно, относимые к палеозою.

Почти все исследователи сходятся на том, что среди рассматриваемой группы основных и ультраосновных пород встречаются породы как более молодые, так и более древние, чем плагио-микроклиновые граниты. Возраст последних, однако, недостаточно ясен; условно они относятся к архейским гранитам II группы.

М. А. Сотниковой (1948 г.) отмечаются габбро-нориты и перидотиты (троктолиты) в виде ксенолитов в указанных гранитах в бассейне р. Варзуги, на рч. Мельничном, что говорит о более древнем возрасте этих пород по отношению к микроклиновым гранитам этого участка. По составу это гиперстеновые габбро-нориты, в которых наблюдаются венчиковые (друзитовые?) структуры вокруг гиперстена. Возможно, что эти габбро-нориты и перидотиты являются аналогами беломорских друзитов. Помимо ксенолитов, габбро-нориты отмечаются М. А. Сотниковой в виде изолированных выходов на правом берегу рч. Собачьего, в 2 км вниз от впадения его в р. Варзугу. Наблюдаемые в краевых частях выходов явления амфиболитизации и биотитизации автор связывает с воздействием гранитов II группы.

Ультраосновные породы типа оливинитов в виде отдельных выходов указываются Л. И. Ивановой (1949 г.) к северу от истоков р. Вересовки. Эти породы, в значительной мере серпентинизированные и содержащие хлорит и тальк, упомянутый автор предположительно считает более древними, чем гранит II группы, основываясь на наличии ксенолитов сходных пород в этих гранитах у рч. Мельничного. По-видимому, к этой же группе пород следует отнести пироксеновые диориты и диориты, на наличие которых в рассматриваемом районе указывает Л. И. Иванова (1949 г.). По ее данным, это сравнительно свежие породы с пироксеном диопсид-геденбергитового ряда и основным зональным плагиоклазом. Содержащиеся в них кварц и микроклин корродируют другие минералы породы и являются, по мнению автора, новообразованиями в связи с воздействием микроклинового гранита.

К группе основных пород, не несущих следов воздействия микроклинового гранита и являющихся предположительно более молодыми, относятся два Ондомозерских массива и ряд мелких тел габбро в районе этих озер, встреченных О. П. Леонтьевой, Н. Б. Ханьковой (1949 г.) и Е. Н. Володиным (1938 г.) в верхнем и среднем течении р. Стрельны. Эти два довольно крупных массива основных пород вытянуты в широтном направлении. Один из них — южный — имеет площадь около 100 км<sup>2</sup>, другой — северный — около 20—25 км<sup>2</sup>. Детальное изучение их еще не производилось. По имеющимся данным О. П. Леонтьевой и Н. Б. Ханьковой, среди этих массивов встречены различные породы семейства габбро, в той или иной степени амфиболизированные. Указанные исследователи отмечают наличие здесь следующих основных типов пород: 1) габбро и габбро-норитов, 2) лейкократовых кварцевых габбро-норитов, 3) лабрадоритов, 4) габбро-амфиболитов, 5) эпидотовых и скаполитовых амфиболитов. Амфиболизированные разновидности, по данным тех же авторов, имеют господствующее распространение.

Основываясь на том, что основные породы Ондомозерских массивов, залегая среди пегматосидных гранитов и плагиомикроклиновых мигматитов не несут следов воздействия последних и, больше того, амфиболизированы сильнее там, где в контакте с ними находятся биотито-амфиболовые гнейсы архея, эти авторы связывают явления амфиболизации, скаполитизации и эпидотизации с автометаморфизмом, отрицая более молодой возраст гранитов по сравнению с основными породами.

К такому же выводу о возрасте небольших тел габбро, обнаруженных в разных местах бассейна р. Стрельны, приходили и предыдущие исследователи. В частности, Е. Н. Володин (1938 г.) наблюдал в габбро уменьшение крупности зерен в направлении к контакту их с окружающими плагиомикроклиновыми гранитами.

Кроме описанных основных пород этого участка, необходимо упомянуть о габбро-диабазовых дайках, описанных Н. А. Волоотовской (1939 г.) в районе устья р. Пялицы. Здесь указанным автором описаны явления палингенеза, связанные с внедрением жильных основных пород в граниты.

Таким образом, рассмотренная группа основных пород, как можно судить по приведенным данным, является разновозрастной. В настоящее время габбро-нориты, перидотиты и пироксеновые диориты, для которых отмечается воздействие гранитов II группы, можно лишь условно отнести к архею, а Ондомозерские массивы и ряд мелких тел габбро, которые не испытали влияния архейских гранитов, — к протерозою.

## ГРАНИТЫ

Вопрос о наличии на Кольском п-ове протерозойских гранитов долгое время оставался неясным в связи с тем, что не были точно установлены осадочные и вулканические образования этого времени. Только после установления протерозойского возраста сланцеватых амфиболитов северо-западной части Кольского района, а также осадочных и вулканических образований района устья рр. Поной и Снежница в восточной части этого района на Кольском п-ове начали выделяться из состава обширных по площади массивов микроклиновых гранитов архея протерозойские, или посткарельские граниты.

Естественно, что при большом развитии на Кольском п-ове архейских гранитов и сравнительно малом распространении осадочных и вулканических пород протерозоя выделение протерозойских гранитов, трудно отличимых по петрографическим признакам от гранитов архея, — задача далеко не простая и до сих пор еще не решенная.

Более или менее доказанным является нижнепротерозойский возраст гранитов, прорывающих относимые к нижнему протерозою комплексы сланцеватых амфиболитов северо-западной части Кольского района (массивы р. Западной Лицы, Лебжьей-вараки, Ара фиорда и Поррьяс-тундры), и гранитов, прорывающих осадочные и вулканические породы района устьев рр. Поной и Снежница. Нужно сказать, что в обоих участках границы массивов нижнепротерозойских гранитов до сего времени точно не определены, так как их почти нельзя отличить от заключающих их микроклиновых гранитов архея. Поэтому обозначенные на геологической карте контуры этих массивов в значительной мере являются условными.

В восточной части Кольского района к гранитам нижнего протерозоя до сих пор условно относятся разновидности лейкократовых турмалиновых гранитов, прорывающих метаморфический комплекс тундр Охмыльк, Лешая и Полмос (Намоюшко, 1936 г.) и порфиروبластические граниты северной окраины гряды Кейв (Харитонов, 1938 г., 1939 г.). Те и другие граниты прорывают условно относимые к нижнему протерозою метаморфические комплексы пород, распространенные в пределах указанных выше тундр и гряды Кейв.

Граниты протерозоя в пределах Монче- и Чуна-тундр, выделенные здесь впервые Б. М. Куплетским (1932а) и Д. В. Шифриным (1932 г.), имеют крайне незначительное распространение и представлены преимущественно жильной фацией аплитов и пегматитов.

В Беломорском районе микроклиновые граниты в виде мелких тел и пегматитовых жил, прорывающие комплекс метаморфизованных основных пород гранулитовой формации и массивов Кандалакши и Колвицы, относились до последнего времени к верхнеархейским (А. М. Шукевич 1932 г., А. П. Лебедев 1937 и Е. Н. Володин 1938 г.). Теперь, поскольку установлено, что они прорывают, кроме гранулитов, основные интрузии, залегающие среди последних, их следует считать по возрасту не старше нижнего протерозоя. Сюда прежде всего следует отнести малые тела микроклиновых гранитов района оз. Ловно (Полферов, 1949 и 1951 гг.) и р. Ярвы (Шукевич, 1932 г.; Ловицкий, 1949 г. и Гуменный 1950 г.). С последними гранитами Ю. К. Гуменный связывает молибденовое месторождение горы Учабююайв (Югас).

Также условно нижнепротерозойскими считаются профировидные микроклиновые граниты района с. Умбы и Турьего полуострова, входящие в состав своеобразного умбинского интрузивного комплекса.



Наконец, с предположительно нижнепротерозойскими гранитами, вероятно, следует связывать пегматиты, пересекающие сланцеватые амфиболиты и ультраосновные породы тундр Карека и Терма (Шукевич и Курылева 1940 г.); однако С. А. Дюков (1949 г.), как уже указывалось, относит метаморфические породы этих тундр к архею, и тогда естественно может быть снижен возраст гранитов.

Наряду с указанными выше биотитовыми микроклиновыми гранитами на Кольском п-ове известны довольно широко распространенные роговообманковые граниты, в которых амфибол содержит примесь эгириновой молекулы. Эти граниты приурочены к поясу метаморфизованных основных пород. Относительно возраста их нет точных данных, но, во всяком случае, они не старше протерозоя. Указанные щелочные (или субщелочные) граниты несколько отличаются от щелочных гранитов района Кейв, условно относимых к нижнему палеозою. Они описываются в настоящем труде в отдельном очерке.

В настоящем очерке описываются только микроклиновые граниты, условно относимые к нижнему протерозою. Вопрос о наличии верхнепротерозойских гранитов до точного выделения на Кольском полуострове пород верхнего протерозоя остается нерешенным. Описание гранитов дано по основным геологическим районам.

### *Микроклиновые граниты северо-западной части Кольского района*

Микроклиновые граниты, относимые к протерозою, пользуются в северо-западной части Кольского района значительным распространением. Возраст их устанавливается по взаимоотношениям с окружающими породами, однако не всегда уверенно, поскольку не является бесспорным возраст окружающих пород.

Микроклиновые граниты в северо-западной части Кольского п-ова слагают несколько массивов, а также мелких сателлитовых тел, и образуют обширные поля мигматитов.

А. А. Полканов (1935а, 1936а), детально исследовавший микроклиновые граниты северо-западной части Кольского п-ова, различает среди них две фации:

1) гнейсо-гранитную, иногда с порфиroidным сложением (граниты бассейна рр. Лебяжьей и Западной Лицы);

2) массивно-гранитную и порфиroidно-гранитную, часто обладающую ясными признаками истечения (граниты Ара фиорда и Поррьяс-тундры).

Первая фация характерна главным образом для согласных интрузий, вторая — для несогласных.

Микроклиновые граниты гнейсовой фации и их мигматиты слагают несколько участков в северо-западной части Кольского района. Наибольшее развитие они имеют в районе тундровой гряды Кеулик — Кингерем. Южнее тундры Толпвьд широко развиты мигматиты микроклиновых гнейсо-гранитов.

Зона этих мигматитов сначала имеет меридиональное простирание, затем постепенно поворачивает на восток.

Восточнее горы Пак микроклиновые гнейсо-граниты слагают дугообразную структуру, обращенную выпуклостью на северо-восток.

Площади, сложенные гнейсо-гранитами к востоку от тундр Толпвьд и Кучин и в районе тундр Кингерем — Кеулик, являются наиболее крупными.

Эти граниты разделены полем порфиоровидных и частью гнейсовидных гранитов массива р. Западной Лицы на западный и восточный участки.

Гнейсо-граниты западного участка имеют интрузивный контакт со сланцеватыми амфиболитами, развитыми к западу от них. Они обычно среднезернистые, серого или бледно-розового цвета, всегда с ясно выраженной гнейсовой текстурой, часто с послыйным обогащением темными минералами. Структура аллотриоморфная или даже кристаллобластическая, с ясным слоистым расположением минералов. В состав их входит микроклин, плагиоклаз (альбит-олигоклаз), кварц, биотит, мусковит и аксессуарные — циркон, апатит, сфен. В некоторых разновидностях плагиоклаз резко преобладает над микроклином.

На востоке микроклиновые гнейсо-граниты западного участка граничат с порфиоровидными гранитами, пегматиты которых прорывают их по сланцеватости.

Гнейсо-граниты восточного участка, заключенные между архейскими гнейсами на севере и сланцеватыми амфиболитами и гнейсами архея на юге, также прорывают и мигматизируют вмещающие породы с образованием за счет амфиболитов биотито-амфиболовых и биотитовых гнейсов. Явления гранитизации, биотитизации, микроклинизации и окварцевания пород комплекса сланцеватых амфиболитов наблюдались П. В. Соколовым (1938 г., 1939 г.) на тундрах Кеулик и Виймь. Среди амфиболитов им встречены мощные пегматитовые жилы.

Среди гранитов восточного участка по составу можно различать слюдяные (без амфибола) и амфиболо-слюдяные гнейсо-граниты. Последние характерны для мигматитов, образованных по сланцеватости амфиболитов<sup>1</sup>.

Микроклиновые гнейсо-граниты других участков, северо-западной части Кольского района в общем сходны с описанными. Колебания в их составе от нормальных гранитов до гранодиоритов А. А. Полканов (1935а) объясняет отчасти процессами ассимиляции боковых пород — амфиболитов, гнейсов и др.

Порфиоровидные граниты северо-западной части Кольского района описаны А. А. Полкановым под названием гранитов р. Лебяжьей и р. Западной Лицы, ара-гранитов и поррьяс-гранитов.

Граниты массива, расположенного в бассейне рр. Лебяжьей и Западной Лицы. Этот массив занимает площадь около 600—800 км<sup>2</sup>. На юге он имеет интрузивный контакт со сланцеватыми амфиболитами тундр Лыствыд и Толпвыд. Граниты близ контакта часто гнейсовидны и имеют в общем простирание, согласно с простиранием вмещающих пород. На западе порфиоровидные граниты, обладающие флюидальной текстурой, контактируют с гнейсо-гранитами и амфиболитами. На севере и востоке они граничат с гранатовыми гнейсами, но характер контакта здесь пока не установлен. В центральной части области их распространения отмечаются крупнозернистые и порфиоровидные разности гранитов массивного сложения.

А. А. Полканов предполагает, что внедрение этих гранитов было одновременным со складкообразованием, а частью с возникновением разрывов, что обусловило развитие в меньшей степени среднезернистой гнейсовой фации пород, в большей — грубозернистой гранитовой фации с типичными явлениями истечения, главным образом в краевых частях массива.

<sup>1</sup> На прилагаемой карте в пределах восточного участка показаны мигматиты микроклинового гранита.

Граниты массива р. Западной Лицы окрашены в розовые и светло-красные цвета. Минералогический состав их очень однообразен; главными минералами являются микроклин, плагиоклаз (№ 20—21), часто с альбитовой каймой, кварц, биотит, иногда сине-зеленый амфибол; второстепенные минералы — ярко окрашенный сфен, ортит, иногда апатит, циркон, рудные минералы. К постериорным минералам принадлежат эпидот, хлорит, мусковит, каолин. Для вкрапленников микроклина характерно двойникование по манебахскому закону. Граниты сопровождаются аплитами, пегматитами и мигматитами.

Граниты Ара-фиорда. Массив этих гранитов впервые был обнаружен А. А. Полкановым в 1925 г. Площадь его около 80 км<sup>2</sup>. Он сложен грубозернистыми мясокрасными порфиоровидными гранитами, залегающими среди олигоклазовых гнейсо-гранитов и слюдяных гнейсов; на юге они граничат с розовыми порфиоровидными гранитами массива тундры Поррьяс<sup>1</sup>. Граниты этого типа встречены, кроме того, в виде небольших штокообразных тел и тонких даек северо-восточного простирания у восточной и северной окраин массива.

По отношению к сланцеватости окружающих пород контуры гранитного тела частью согласные, частью несогласные. А. А. Полканов считает, что гранитная интрузия внедрилась по разрыву северо-восточного простирания, который располагался по направлению сланцеватости олигоклазовых гнейсо-гранитов, частью же пересекал как их сланцеватость, так и сланцеватость слюдяных гнейсов.

В состав массива входят, помимо порфиоровидных мясокрасных гранитов (ара-граниты), массивные или гнейсовидные граниты, аплиты, пегматиты и мигматиты гранитов по другим породам. Состав ара-гранитов сходен с составом лица-гранитов; главные минералы — микроклин, плагиоклаз зональный (0—15% анортита), кварц, биотит; второстепенные — сфен, апатит, ортит, магнетит. Из других рудных минералов отмечаются пирит, пирротин, ильменит, халькопирит (Попова, 1950 г.). Микроклин пертитизирован и обладает ясной решетчатой структурой.

Массивные граниты имеют бледно-красную окраску и гипидиоморфнозернистую структуру. По минералогическому составу они совершенно тождественны порфиоровидным ара-гранитам, но количественные соотношения минералов несколько иные, вследствие чего среди них преобладает разновидность, переходная к граносиениту. Встречаются также аляскитовые разности.

Аплиты и пегматиты образуют маломощные жилы в гранитах и окружающих породах.

Граниты тундры Поррьяс-пахта. Массив тундры Поррьяс-пахта, площадью около 90 км<sup>2</sup>, имеет сходное строение с массивом Ара-фиорда и расположен к юго-западу от него на одной линии простирания. Еще дальше на юго-запад он близко подходит к северному языку массива рр. Лебязьей и Западной Лицы.

Интрузии ара- и поррьяс-гранитов приурочены к разрыву северо-восточного простирания и, вероятно, были одновременными с его образованием. По внешнему виду поррьяс-граниты несколько отличаются от ара-гранитов. Это грубозернистые микроклиновые порфиоровидные граниты бледно-розового цвета, обладающие часто флюидалным сложением. Петрографический состав массива тундры Поррьяс-пахты сложный;

<sup>1</sup> По новым данным эти массивы разобщены (Прим. ред.).

среди порфиroidных гранитов располагаются пачки биотитовых гнейсов или мигматитов по гнейсам.

По минералогическому составу поррьяс-граниты тождественны ара-гранитам. Господствующей разностью являются порфиroidные биотитовые граниты, иногда с редким амфиболом сине-зеленого цвета, обладающим дисперсией оптических осей. Плаггиоклаз № 22 содержит неправильные антипертитовые вроски микроклина: наблюдается обрастание плаггиоклаза микроклином.

Поррьяс-граниты, подобно ара-гранитам, сопровождаются аплитами, пегматитами и мигматитами. В перматитах, помимо обычных минералов, встречены магнетит, мусковит, изредка турмалин.

Резюмируя данные геологического изучения гранитных массивов северо-западной части Кольского п-ова, А. А. Полканов (1936а) приходит к выводу, что массив гранитов рр. Лебяжья — Западная Лица можно предположительно отнести к пограничным телам, интрузии которых частью были сингенетичны со складкообразованием, частью — с возникновением разрывов. В таких условиях местами развивалась гнейсовая фация пород, а в большей части массива — гранитная фация с типичными явлениями истечения.

Массивы ара-гранитов и поррьяс-гранитов, как уже говорилось, приурочены к разлому северо-восточного направления и вытянуты большей частью вкрест простирания древней складчатой структуры гнейсов. Они сложены главным образом породами гранитной фации<sup>1</sup>.

### ***Микроклиновые граниты восточной части Кольского района***

Как уже указывалось, здесь более или менее доказан нижнепротерозойский возраст для микроклиновых гранитов района устья рр. Поной и Снежница. В других пунктах (северная окраина гряды Кейв, район Вороньих тундр, район с. Умба, Турьего п-ова и др.) микроклиновые граниты относятся к нижнему протерозою лишь предположительно.

Граниты района устья р. Поной. Эти граниты были исследованы Д. С. Белянкиным, Н. П. Лупановой (1928 г.), В. И. Володавцем (1934), В. И. Рыцком (1932 г.) и И. В. Моисеевым (1935 г.). По их описаниям, они представлены среднезернистыми массивными разностями красного цвета, иногда профиroidными; им подчинены аплиты и пегматиты. В состав гранитов входят: серицитизированный олигоклаз № 18—24, свежий калиевый полевой шпат, часто с микроклиновой решеткой, кварц с волнистым погасанием.

В небольшом количестве развиты мелкочешуйчатые биотит и эпидот, которые вместе с кварцем составляют мелкозернистые скопления между более крупными зернами полевых шпатов и кварца. Встречаются в небольших количествах сфен, апатит, магнетит, цоизит, хлорит, кальцит.

Из описания Д. С. Белянкина и Н. П. Лупановой можно заметить некоторое сходство этих гранитов с порфиroidными ара-гранитами (например, в зональном обрастании альбитом плаггиоклаза и в порфиroidном сложении). Возрастное положение гранитов этого района определяется тем, что они пересекают метадиабазы комплекса поной — снежница, относимого к протерозою.

<sup>1</sup> Кроме описанных массивов, протерозойские граниты установлены также к северо-востоку от тундры Толльвыд. К протерозою относятся микроклиновые граниты верховьев рр. Чандмы и Стрельны, закартированные в последнее время.

В непосредственных контактах с метадиабазами И. В. Моисеев отмечает появление серых гранитов с меньшим содержанием микроклина, обогащенных цветными минералами, среди которых появляется роговая обманка.

В гранитах можно наблюдать значительное количество ксенолитов метадиабазов, ориентированных согласно с гнейсовидностью гранитов. Иногда в контакте метадиабазов с гранитами видна пластообразная перемежаемость этих пород.

Микроклиновые граниты отмечены В. И. Влодавцем (1934) и А. М. Шукевичем (1934 г.) и к югу от р. Поноя, в районе рр. Сосновки и Снежница, где они прорывают зеленокаменные породы. Здесь в гранитах включены пачки темных амфиболитов. Жилы пегматитов секут и граниты и амфиболиты. Наблюдалось также внедрение микроклиновых гранитов в древние олигоклазовые гнейсо-граниты и образование мигматитов по амфиболитам и олигоклазовым гнейсо-гранитам.

А. М. Шукевич (1934 г.) отмечает выходы микроклиновых гранитов на р. Стрельне и на побережье между устьями рр. Стрельна — Чапома<sup>1</sup>. Это средне- и крупнозернистые розовые и красноватые граниты, прорывающие гнейсы, амфиболиты и олигоклазовые гнейсо-граниты и содержащие ксенолиты этих пород. Структуры их blastsмилонитовые; иногда заметны структуры течения; состав обычный для биотитовых гранитов, бедных флюидами. Главные компоненты — микроклин, всегда имеющий решетчатую структуру, кварц, альбит — олигоклаз, изредка обрастаемый каймой альбита, биотит, вторичный альбит. Акцессорные минералы — апатит, сфен; рудные минералы встречаются редко.

Лейкократовые микроклиновые граниты района Колмозера. Наряду с щелочными гранитами, условно относимыми к нижнепалеозойскому возрасту, близ Колмозера А. А. Чумаков (1949 г.) выделяет микроклиновые гнейсо-граниты, инъецирующие олигоклазовые граниты, и более молодые лейкократовые граниты, по его мнению, генетически связанные с щелочными гранитами.

Лейкократовые граниты инъецируют свиту кристаллических сланцев и гнейсов воронья-поросозера и габбро-анортозиты. Большим распространением эти граниты пользуются в районе близ Колмозера. Они залегают среди габбро-анортозитов горы Потчемварек и кварцево-слюдисто-хлоритовых сланцев и образуют значительные поля.

Рассматриваемые граниты инъецируют и мигматизируют послонно олигоклазовые и микроклиновые гнейсо-граниты и повсеместно сопровождаются многочисленными жилами пегматитов (Чумаков, 1949 г.).

На северном склоне горы Потчемварек лейкократовые граниты постепенно переходят в аплит-пегматиты.

Лейкократовые граниты отличаются от других гранитов района светлой окраской, мелкозернистой, слегка гнейсовидной текстурой и часто дают переходы в аплит-пегматиты и альбититы.

Структура этих гранитов обычно аплитовая, микрогранитовая и, реже, гранобластическая. По составу они характеризуются присутствием микроклина (нередко микроклин-микрпертита), альбита, кварца, мусковита и, реже, биотита. В качестве второстепенных минералов присутствует ортит с каемкой эпидота, гранат, циркон, магнетит, беррилл и турмалин, в аплит-пегматитах — сподумен и очень редко роговая обманка, содержа-

<sup>1</sup> В результате более детальных работ эти граниты позднее были отнесены к архейским. (Прим. ред.).

шая щелочи ( $cNg=28^\circ$ ,  $Ng-Np=0,007-0,008$ ). Берилл и сподумен встречаются как акцессорные минералы в аплит-пегматитах и в одном случае обнаружены в самих гранитах. Химический анализ лейкократового гранита дал следующие результаты:  $SiO_2-76,37$ ;  $TiO_2-0,06$ ;  $Al_2O_3-13,32$ ;  $Fe_2O_3-0,70$ ;  $FeO-0,22$ ;  $MnO-0,44$ ;  $Mg-0,17$ ;  $CaO-0,62$ ;  $Na_2O-3,20$ ;  $K_2O-4,80$ ;  $H_2O-0,15$ ; п. п. п.—0,49. Эти данные указывают на щелочной состав породы, что дает основание А. А. Чумакову (1949 г.) считать лейкократовые граниты связанными с щелочными гранитами Кейв (их дифференциатами). Точно пока стратиграфическое положение этих гранитов не установлено.

Микроклиновые граниты и пегматиты района Вороньих тундр. Микроклиновые граниты в данном районе мало развиты. М. Д. Вагапова отмечает небольшие полосы их среди олигоклазовых гранитов.

Лейкократовые граниты и аплит-пегматиты пользуются в районе значительным распространением. Они слагают отдельные секущие и пластовые тела среди сланцеватых амфиболитов. Размеры их обычно небольшие, до  $50 \times 100$  м, форма изометричная или вытянутая в широтном направлении.

В состав этих пород входят почти исключительно полевые шпаты (олигоклаз, альбит, микроклин) и кварц. В незначительном количестве встречаются мусковит и гранат.

Турмалиновые пегматиты залегают среди сланцеватых амфиболитов в виде штокообразных тел видимых размеров до  $100 \times 200$  м. Помимо обычных для пегматитов минералов—полевых шпатов, кварца, мусковита — они содержат черный турмалин, достигающий в длину 10—15 см, гранат, ортит, редко сподумен.

Помимо этих пегматитов, встречены пегматиты со сподуменом.

Кроме полевых шпатов (микроклин, олигоклаз, альбит) и кварца двух генераций, в состав пегматитов входят сподумен (двух генераций), полихромные турмалины, слюды (калиевая и литиевая), гранат, касситерит, поллуцит и колумбит. Касситерит темно-бурой окраски встречается редко в виде мелких (до 3 мм) включений.

По типу минерализации эти пегматиты относятся к литиево-рубеллитовому подтипу натрово-литиевого типа по А. Е. Ферсману.

Поллуцит (цезиевый минерал) встречается в виде мелких зерен, изотропный, местами образует линзовидные скопления. Находки колумбита единичны, в виде мелких (до 4 мм) включений, которые имеют тонкопластинчатое развитие, слабо просвечивают в краях.

Порфириовидные микроклиновые граниты района Кейв. Эти граниты, обнаруженные по северной и юго-восточной окраинам Кейвской гряды, развиты в виде ориентированных полос в древнем граните архея.

Картирование порфириовидных (строго говоря, порфиробластических) гранитов обнаружило их зональное расположение в архейском граните. Зоны порфириовидных гранитов с крупными, строго ориентированными кристаллами микроклин-микропертита, протягиваются на большие расстояния, всегда следуя при этом простиранию как главных элементов складчатости свиты кейв, так и зон милонитизации в древних гранитах.

Описываемые граниты характеризуются наличием крупных порфиробласт микроклина, нередко замещающих плагиоклаз, плагиоклаза, кварца и биотита. Местами в них отмечаются пироксен и амфибол как

минералы, образующиеся в результате контаминации гранитов включениями основных пород.

Наблюдения над ориентировкой таблиц микроклина по падению, как правило, устанавливают согласное их расположение с падением основных структурных плоскостей к северо-северо-востоку. В ряде мест при пересечении области распространения гранитов вкост простирания (например, в районе горы Лопатной) устанавливается многократная перемежаемость зон мелкозернистого (архейского) и порфиroidного гранита. Ширина этих зон различная и колеблется от нескольких сот метров до 1—1,5 км. Контакты между зонами довольно отчетливые, т. е. замечается довольно резкая смена одних пород другими. Правда, это наблюдается не повсеместно, и в некоторых случаях (например, между рр. Шешайок и Ачей) имеется значительный ареал с ослабленной, но все же заметной мигматизацией окружающего архейского гранита, выражающейся в образовании вторичного микроклина в виде порфиробластических обособлений.

Некоторые данные относительно взаимоотношения порфиroidных микроклиновых гранитов и кейвских гнейсов получены при изучении последних в районе р. Тювинги и своеобразных участков и «прослоев» мелкозернистых биотитовых гнейсов среди микроклиновых гранитов.

Мелкозернистые серые биотито-гранатовые гнейсы, встреченные на большой площади в излучине р. Тювинги, по внешнему виду, минеральному составу и характеру последующего изменения совершенно аналогичны гнейсам, окружающим сланцевую толщу Кейв.

Гнейсы р. Тювинги содержат крупные порфиробластические обособления калиевого полевого шпата. По-видимому, эти гнейсы, будучи заключенными среди порфиroidных микроклиновых гранитов, подверглись гранитизации, выразившейся в образовании в них порфиробласт калиевого полевого шпата, альбита и мусковита. На этом основании можно считать, что биотитовые гнейсы р. Тювинги принадлежат к северной зоне гнейсов Кейв, оказавшихся частично вовлеченными в зону гранитизации наряду с древним гранитом архея.

Так как образование гранитов протекало в общем одновременно со складчатостью Кейв, следует считать микроклиновые граниты более поздними, чем породы свиты кейв. Эти граниты, по-видимому, моложе амфиболитизированных габбро-анортозитов, вблизи которых они обычно залегают. Это устанавливается по наличию пегматитовых жил в указанных основных породах. Однако наряду с микроклиновыми гранитами встречаются и щелочные граниты, воздействующие на основные породы. Поэтому вышеуказанные пегматиты не обязательно могли быть связаны с порфиroidными гранитами.

Полезных ископаемых, которые были бы прямым или косвенным образом связаны с микроклиновыми гранитами, пока неизвестно. Если учесть общую геологическую обстановку, и главным образом наличие почти вдоль всей северной границы свиты кейв интрузий амфиболитизированных габбро-анортозитов, то в связи с микроклиновыми порфиroidными гранитами можно ожидать нахождения минералогически интересных пегматитов. Эти соображения выдвигают район распространения амфиболитизированных габбро-анортозитов и микроклиновых порфиroidных гранитов по северной окраине Кейв как один из несомненно интересных в отношении поисков полезных ископаемых.

Альбитофиры и альбитовые кварцевые диориты. Кроме описанных выше гранитов, относимых к нижнему протерозою,

необходимо остановиться на альбитофирах и альбитовых кварцевых диоритах, известных среди пород свиты имандра-варзуга.

В ряде мест породы свиты имандра-варзуга прорваны интрузиями альбитофиров (кератофиров). Впервые они были встречены Н. И. Соустовым в 1933 г. на правом берегу р. Умбы. Позднее они были обнаружены в ряде других мест в Прихибинском участке свиты имандра-варзуга. Видимая мощность их на р. Умбе достигает 1 км. Они сильно рассланцованы. Интрузивные тела имеют падение на северо-восток  $15-25^\circ$  под углом  $45-65^\circ$  согласно с вмещающей толщей сланцев.

Позднее интрузии альбитофиров были встречены в районе нижнего течения р. Айкуайвенчйок, затем по дороге со ст. Апатиты в Щучью губу на восточном берегу оз. Имандра (гора Белая) и, наконец, на Доломитовой вараке, где они также подстилаются слюдистыми сланцами с реликтовой псаммитовой структурой.

Альбитофиры (кератофиры) большей частью сохраняют реликты порфировой структуры с вкрапленниками альбита, иногда шахматной структуры (по калиевому полевому шпату). Основная масса альбитофиров мелкозернистая аллотриоморфной структуры, состоит из кварца, альбита и микроклина с примесью чешуек мусковита, биотита, мелких зерен циркона и рутила. Участки, затронутые динамометаморфизмом, превращены в серицито-альбитовые сланцы и гнейсы.

Альбитофиры прорываются жилами биотитовых гранитов, что удалось наблюдать Л. И. Пазюку (1947 г.) на горе Белой и на Доломитовой вараке. Воздействием этих гранитов он объясняет большое разнообразие слюдистых сланцев и гнейсов, возникших за счет альбитофиров. Полоса измененных альбитофиров по простиранию достигает 4,5 м, видимая мощность их доходит до 0,5—10 км.

По мнению Н. И. Соустова (1940), альбитофиры представляют собой гипабиссальные интрузии, приуроченные к контакту пород свиты имандра-варзуга с древними гнейсами или к зонам разрывов внутри самой свиты.

Альбитофиры встречены также (по скважинам) среди метадиабазов и сланцевых свит на Монче-полуострове, где они представляют собой маломощные внедрения по зонам расколов. Они имеют порфиритовый или микродиоритовый характер и состоят почти нацело из альбита<sup>1</sup>.

Близкими по составу к альбитофирам являются альбитовые кварцевые диориты (трондьемиты), встреченные в выработках в 1940 г. на северо-западном склоне горы Вурэчуайвенч (Монче-полуостров) на протяжении около 1 км при видимой мощности до 300 м. В результате работ В. В. Григорьева и В. М. Поповой (1949 г.), отыскавших также коренные обнажения, удалось оконтурить интрузию и уточнить ее геологическое положение. Она представляет собой длинное, вытянутое в меридиональном направлении линзовидное тело, внедрившееся в толщу сланцев свиты имандра-варзуга на продолжении тектонической зоны, которая протягивается вдоль западного края горы Вурэчуайвенч.

<sup>1</sup> Вопрос о возрасте и генезисе описанных здесь альбитофиров не является решенным. Не исключена возможность эффузивного происхождения этих пород и нижнепротерозойский возраст их, подобно альбитофирам и кварцевым порфирам горы Арванч и Вите полуострова (*Прим. ред.*).



В краевых зонах интрузии альбитовые кварцевые диориты сильно перемяты и рассланцованы, в центре они более массивны. На контактах можно наблюдать образование гнейсовой структурной фации, что заставляет предположить одновременное с тектоническим процессом внедрение интрузии. Так как тектоническая зона сечет образования свиты имандраварзуга и, следовательно, моложе их, то, по-видимому, и альбитовые кварцевые диориты моложе этой свиты. Это предположение подтверждается находкой жилы порфиroidного трондьемита мощностью около 1 м, внедрившейся по сланцеватости в сланцы свиты имандраварзуга.

Под микроскопом обнаруживается катакластическая структура со следами панидиоморфной. В состав породы входят альбит (до 80%), клорит, биотит и серицит в скоплениях по цветному минералу и кварц, первичный и вторичный.

### *Микроклиновые граниты Беломорского района*

В Беломорском районе микроклиновые граниты обнаружены в виде инъекций в метаморфизованных основных породах гранулитовой формации на северных склонах Сальных тундр, в форме малых согласных тел — в гиперстеновых диоритах в районе оз. Ловно и р. Явры, в виде пегматитовых жил — в гиперстеновых диоритах в районе с. Ниванкюля.

Выделение этих гранитов от развитых в этих же пунктах гранитов с щелочным амфиболом, условно относимых к нижнему палеозою, чрезвычайно затруднено. Поэтому вопрос о их самостоятельном значении и о протерозойском возрасте следует считать пока открытым.

Микроклиновые граниты на горах Ворос-Сув и Подасуайв образуют линзовидные и пластовые инъекции различной мощности (от сантиметров до нескольких метров) в гранатовых амфиболитах и в архейских гнейсах, прилегающих с севера к массиву гранулитовой формации.

Относительно возраста этих гранитов вопрос совершенно неясен и не исключено, что они, быть может, относятся к образованиям верхнего архея. Однако поскольку эти граниты оказывают воздействие не только на породы гранулитовой формации, но и на условно относимые к нижнему протерозою основные интрузии (рвущие в свою очередь породы гранулитовой формации), возраст их также условно считается протерозойским.

Минералогический состав этих инъекционных гранитов характеризуется наличием микроклин-пертита, кварца и биотита. В подчиненном количестве присутствуют плагиоклаз, иногда встречаются гранат и гиперстен как минералы, заимствованные из боковых пород.

В районе оз. Ловно, по данным Д. В. Полферова (1951 г.), микроклиновые граниты залегают в виде малых тел, сопровождаемых значительными ареалами мигматитов в боковых породах — гиперстеновых диоритах. Эти граниты развиты преимущественно в северо-восточной части оз. Ловно и реже встречаются в районе оз. Пайявр и в истоках р. Вокман. Крупное поле гранитов закартировано к северу от Ловнатундры.

Минералогически эти граниты характеризуются присутствием непостоянного количества микроклина (от 50—60 до 10—20%), кислого плагиоклаза ряда олигоклаз—андезин, кварца и биотита. В редких случаях встречаются гранат и гиперстен (на Кацким-тундре). Местами

в гранитах, наряду с массивной текстурой, отмечается линейная текстура, образованная параллельным расположением агрегатов и зерен кварца. Д. В. Полферов (1951 г.) отмечает единичные находки в этих гранитах вкрапленности пирита, пирротина и молибденита (северный берег оз. Пайявр и район Ловнозерского медно-никелевого месторождения).

Более значительная минерализация пиритом и пирротинном, вплоть до образования зон брекчиевидных сплошных руд, в гранато-кварцевых породах района истоков р. Вокман Д. В. Полферовым также предположительно связывается с микроклиновыми гранитами.

Наибольший интерес, однако, представляют малые тела микроклиновых, частью содержащих роговую обманку гранитов, закартированных в районе р. Явры (Шукевич, 1935 г., Гуменный, 1950 г.). Наиболее крупный гранитный массив, занимающий площадь около 50 км<sup>2</sup>, слагающий гору Юоввоайв, находится в верховьях р. Явры близ государственной границы.

Этот массив залегает в гранато-кварцевых породах гранулитовой формации. Слагающие его породы содержат силлиманит, в меньшем количестве дистен и в редких случаях ставролит и рассматриваются Ю. К. Гуменным (1950 г.), в отличие от других авторов, как глубоко метаморфизованные первично осадочные породы.

В боковых породах отмечаются изменения под влиянием гранита (окварцевание и незначительная мигматизация) и наличие кварцевых и, реже, пегматитовых жил. С этими гранитами Ю. К. Гуменный (1950 г.) связывает молибденовое месторождение и флюоритовую минерализацию на горе Учабюоайв.

Рассматриваемые граниты имеют массивную текстуру; следы гнейсовых тектур в породе отсутствуют. Цвет гранитов розово- и темно-красный. В краевой части массива граниты мелко- и среднезернистые, а во внутренней части массива преобладают средне- и крупнозернистые разновидности, участками имеющие порфиroidную текстуру. Мигматиты микроклинового гранита в окружающих массив породах имеют ясную полосатость, согласную с гнейсовой текстурой мигматизируемой вмещающей породы.

Для гранитов рассматриваемого массива характерен в общем лейкократовый облик и гранитная структура. Минералогический состав их характеризуется присутствием до 50% микроклина, 20—25% плагиоклаза (альбита), 15—25% кварца и до 5% биотита. Последний иногда отсутствует. Из аксессуарных минералов характерны флюорит, молибденит, монацит и магнетит.

Несколько отличаются от описанных гранитов граниты района Яврозера, впервые обнаруженные А. М. Шукевичем (1935 г.) и определенные им как щелочные граниты палеозойского возраста. Это обычно более светлые породы, обладающие ясно выраженной гнейсовой текстурой. Ю. К. Гуменный (1950 г.), изучавший позднее этот район, указывает, что эти граниты не представляют собой единого вытянутого массива, а образуют ряд мелких тел, вытянутых цепочкообразно в юго-западном направлении от Яврозера. Эти мелкие интрузии, по его данным, сопровождаются зонами мигматитов. Он считает возможным граниты Яврозера объединить с гранитами горы Юоввоайв, поскольку близости от первых находятся микроклиновые граниты близкого состава<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> На геологической карте для щелочных гранитов Яврозера сохранено прежнее возрастное положение (*Прим. ред.*).

Приведенные в табл. 19 анализы указывают на почти тождественный состав гранитов горы Юоввоайв и горы Наттас-тунтури (Финляндия).

Сравнивая анализы гранитов Юоввоайв и Наттас-тунтури с анализами гранитов, имеющимися в сводке химических анализов известных горных пород А. Н. Заварицкого, можно видеть, что они близки к среднему типу калиевого щелочного гранита. Следует отметить преобладание  $K_2O$  над  $Na_2O$  и  $CaO$  над  $MgO$ , являющееся характерным для рассматриваемых гранитов.

Таблица 19

Гранит с горы Юоввоайв		Гранит с горы Наттас-тунтури, Финляндия (Mikkola, 1928)
$SiO_2$	73,72	72,82
$TiO_2$	9,16	0,55
$Al_2O_3$	14,70	13,66
$Fe_2O_3$	1,23	1,30
$FeO$	—	1,22
$MnO$	0,03	0,03
$CaO$	1,24	1,10
$MgO$	0,89	0,39
$K_2O$	4,84	5,00
$Na_2O$	3,59	3,45
$P_2O_5$	—	0,14
$H_2O$	—	0,35
при 105°		
П.п.п.	0,24	0,06
Сумма . . .	100,64	100,07

Из гранитов Кольского п-ова, судя по имеющимся описаниям, наиболее сходны с рассматриваемыми порфиroidными гранитами массивов Ара, Поррьяс-тундры и р. Умбы.

В связи с тем, что в районе развития массива гранитов Юоввоайв на горе Учабюоайв открыто месторождение молибденита, комплекс микроклиновых гранитов данного района представляет значительный интерес в отношении поисков здесь новых редкометальных месторождений.

Месторождение Учабюоайв представляет собой серию кварцевых жил в гранато-кварцевых породах (гранулитах). Жильное поле имеет значительные размеры по простиранию (до 1200 м) при ширине от 70 до 400 м.

Рудные минералы представлены молибденитом и в резко подчиненном количестве колумбитом, ярозитом и молибдитом; еще реже встречаются пирит и халькопирит. Из жильных минералов, кроме кварца и мусковита, довольно обычен флюорит, местами в весьма значительном количестве (до 10—15%), топаз, циркон, малакон, ксенотим, апатит, рутил, халцедон и опал.

Для пегматитовых жил района месторождения, кроме обычных минералов, отмечается также ортит.

В пределах жильного поля месторождения имеют место своеобразные грейзеноподобные кварцево-слюдяные «зеленые» породы, в которых,

кроме кварца, зеленого мусковита и граната, обнаружены флюорит, топаз, ильменит и пирит. Подобная минерализация, сходная с минерализацией молибденово-кварцевых жил, дает основание Ю. К. Гуменному считать, что процессы грейзенизации и образования кварцевых жил связаны между собой и обязаны гидротермальному воздействию гранитов.

Заканчивая описание микроклиновых гранитов Беломорского района, необходимо отметить, что изучение их еще только начато и при последующих более детальных работах, вероятно, будут выявлены в пределах пород гранулитовой формации еще и другие до сих пор неизвестные массивы, и, возможно, новые месторождения редкометальных, сульфидных полиметаллических жил.

Порфиroidные гранитоиды окрестностей с. Умбы и Турьего полуострова<sup>1</sup>. Порфиroidные гранитоиды были описаны впервые Е. С. Федоровым (1904), а затем Д. С. Белянкиным (1924), определившим их как рапакивиобразный гранит; Кранк (Krank, 1928), описывая коллекции Рамсея, Бреннера и Седерхольма из этого района, отметил развитие наряду с гранитами сиенитов или сиенито-гранитов на западном берегу Турьего полуострова.

Позднее Д. С. Белянкин и В. И. Влодавец (1932б) еще раз подчеркнули, что порфиroidные породы Турьего полуострова следует называть «рапакивиобразными» гранитами. Наконец, изучение геологического строения, петрографического и химического состава этих пород в 1936 г. дало основание И. В. Моисееву и И. С. Ожинскому (1936 г.) назвать их порфиroidными гранитоидами.

Порфиroidные гранитоиды окрестностей с. Умба и Турьего полуострова, объединяемые И. В. Моисеевым и И. С. Ожинским под названием умбинского интрузивного комплекса, исследованы ими лишь в сравнительно узкой прибрежной зоне Белого моря.

В состав комплекса, согласно данным этих исследователей, входит ряд групп пород, обособляющихся в более или менее самостоятельные интрузивные тела. Наиболее древними являются кварцевые гиперстеновые диориты, иногда порфиroidные, за ними следуют порфиroidные гранодиориты; наиболее молодыми являются микроклиновые граниты р. Кузреки.

Кварцевые гиперстеновые диориты, которыми начинается умбинский комплекс, залегают согласно с породами древнейшего комплекса гнейсов и слагают два массива: 1) Порьегубский — к северу и востоку от Порьей губы, и 2) Островский, прилегающий к Островской губе. В виде небольших пластовых тел эти породы встречаются среди гнейсов вблизи массивов кварцевых гиперстеновых диоритов.

Оба вышеназванные массива, по-видимому, представляют собой мощные пластообразные тела, согласные со складчатой структурой вмещающих гнейсов.

Порфиroidные гранодиориты, обнажающиеся у с. Умбы и по юго-западному берегу Турьего п-ова, представляют собой крупнозернистую породу с овоидами полевых шпатов до 6—10 см в диаметре и хорошо выраженной гнейсовидной текстурой. Относительный возраст их устанавливается на том основании, что они в виде пластовых жил внедряются в кварцевые гиперстеновые диориты, сами же они прорываются штокообразными телами и жилами порфиroidных микроклиновых гранитов,

<sup>1</sup> Раздел написан Е. Н. Егоровой-Фурсенко.

которые И. В. Мойсеевым и И. С. Ожинским связываются с порфирировидным микроклиновым гранитом р. Кузреки. Порфирировидные гранодиориты всюду повторяют элементы залегания гнейсов, вблизи контакта пластообразно перемежаются с ними, а вдали от контакта включают в себя пластообразные тела гнейсов, ориентированные согласно гнейсовидности гранодиоритов.

Порфирировидные микроклиновые граниты, помимо жил, в береговой полосе Белого моря, между рр. Черной и Кузрекой, слагают мелкие тела среди кварцевых гиперстеновых диоритов и гнейсов.

Кварцевые гиперстеновые диориты довольно однообразны по составу и разнообразны по структуре. Они нередко гнейсовидные (у контактов), часто порфирировидной структуры. В состав их входят андезин (№ 30—45), биотит, гиперстен, кварц, микроклин (иногда), очень редко роговая обманка, примеси — апатит, рудный минерал, хлорит, цоизит.

Порфирировидные гранодиориты имеют характерную овоидную текстуру с овоидами до 10 см в диаметре, что внешне сближает их с гранитами рапакиви. При суждении о минералогическом составе этих пород необходимо различать состав овоидов и состав основной массы.

Овоиды состоят из 2—3 зерен плагиоклаза (андезин № 34—43) и калиевых полевых шпатов; среди последних присутствуют и микроклин, и ортоклаз; есть также кварц и биотит, причем отчетливо наблюдаются явления щелочного автометасоматоза, выражающиеся в замещении плагиоклаза микроклином на разных стадиях этого процесса с выделением кварца в виде мирмекита.

Основная масса порфирировидных гранодиоритов по минералогическому составу приближается к составу кварцевых гиперстеновых диоритов: она состоит из андезина, биотита, кварца, гиперстена, апатита и граната, к которым иногда присоединяются хлорит и гематит. В юго-западной части Турьего п-ова в результате щелочного метасоматоза порфирировидные гранодиориты обогащены эгирином и щелочной роговой обманкой.

Порфирировидные микроклиновые граниты (типа р. Кузреки) розового цвета, содержат порфирировидные выделения микроклина, иногда правильной четырехугольной формы. В некоторых местах эти граниты приобретают пегматоидный облик и содержат выделения микроклина свыше 15 см в диаметре.

В состав порфирировидных микроклиновых гранитов входят: микроклин-микропертит, грязно-зеленый биотит, иногда замещаемый мусковитом, рудный минерал, развивающийся по биотиту, немного апатита и эпидота.

Образование пород сложного интрузивного умбинского комплекса И. С. Ожинский (1936 г.) объясняет эволюцией норито-диоритовой магмы, причем поздние дифференциаты его несут отчетливые следы щелочного автометасоматоза, выражающиеся в замещении плагиоклаза микроклином.

Интрузивные породы умбинского комплекса сопровождаются значительным количеством пегматитовых и аплитовых секущих жил.

### **Метаморфизм протерозойских образований**

Протерозойские образования претерпели весьма сложные и разнообразные изменения. В основании эти изменения обусловлены как процессами регионального метаморфизма, так и воздействием многочисленных интрузий разного возраста.

## РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Большинство протерозойских пород несет на себе следы изменения в условиях регионального метаморфизма. По степени интенсивности этого процесса среди пород протерозоя могут быть выделены две группы:

1) группа слабо метаморфизованных пород предположительно верхнего протерозоя и нижнего палеозоя. Сюда относятся осадочные и зеленокаменные породы верхней толщи свиты имандра-варзуга и печенга-кучин;

2) группа более метаморфизованных пород, куда входят породы нижней толщи свиты имандра-варзуга, комплексы сланцев и сланцеватых амфиболитов и различные гнейсы и сланцы, относимые к нижнему протерозою.

**Первая группа** пород является наиболее распространенной; для них характерна сравнительно низкотемпературная стадия метаморфизма, выражающаяся в изменении минералогического состава первоначальных пород и в образовании в них новых сравнительно низкотемпературных минералов, с большей или меньшей степенью сохранности первоначальных структур и текстур.

На такой стадии регионального метаморфизма находится большая часть пород Центрального участка свиты имандра-варзуга. Здесь наблюдаются все градации от хорошо сохранившихся структур массивных магматических и осадочных пород до полностью нарушенных структур и перехода этих пород в сланцы, что связано со складчатостью, проявившейся в различных участках протерозойских образований неравномерно.

Метаморфизм этих пород характеризуется развитием сравнительно низкотемпературных минералов (альбит, актинолит, эпидот-цоизитовые минералы, лейкоксен, кальцит, серицит, хлорит) с сохранением реликтов первичных структур.

Подобного рода изменения сопровождают неглубокий региональный метаморфизм, не осложненный внедрением более молодых интрузий. Изменения происходят в присутствии значительного количества воды, так как большинство вновь образующихся минералов принадлежит к гидроксилсодержащим.

Температура метаморфических реакций определяется в пределах 300—400°. Эти границы устанавливаются по появлению аутигенных кристаллов турмалина в сланцах (300°C, E. Groul), а также на основании оптимальной температуры превращения основного плагиоклаза в альбит («спилитовая реакция» Эскола), которая согласно исследованиям Эскола равна приблизительно 350°. Свообразным геологическим термометром служат амфиболы протерозойских пород. Эскола (Eskola, 1925) считает, что температуры образования волокнистых и компактных амфиболов разной окраски различны. Волокнистые бледноокрашенные актинолитовые амфиболы являются низкотемпературными, голубовато-зеленые амфиболы соответствуют более интенсивному метаморфизму и, наконец, появление светло-зеленых амфиболов составляет переход к настоящей амфиболитовой фации.

**Метаморфизм эффузивных пород.** Большинство эффузивных пород протерозоя, превращенных в настоящее время в спилиты, принадлежит к породам основного типа, для которого характерно сочетание существенно кальциевого, реже среднего плагиоклаза и пироксена в различных количественных соотношениях. Оливин, как правило, в этих породах отсутствует, так как псевдоморфозы по нему, выполненные актинолитом, биотитом и хлоритом, являются исключительной редкостью.

Эффузивы или пластовые интрузии кислого состава, превращенные в альбитофиры, встречаются значительно реже, чем основные эффузивы.

Для метаморфизма основных эффузивов характерно разложение обоих основных компонентов — пироксена и основного плагиоклаза, чем они отличаются, например, от спилитов побережья Онежского озера, имеющих пироксено-альбитовый состав. Реликты пироксена в породах свиты имандра-варзуга встречаются очень редко.

Основной состав первичного плагиоклаза доказывается наличием в альбитизированном плагиоклазе реликтовых участков, указывающих на последующую альбитизацию основного плагиоклаза.

Процесс разложения основного плагиоклаза может идти по двум путям. В первом случае, соответствующем более ранней стадии метаморфизма, процесс идет без выноса кальция, образующиеся в результате разложения анортитовой молекулы эпидот-цоизитовые минералы заполняют почти полностью реликтовую форму разложившегося плагиоклаза. Обилие этих минералов указывает на значительную основность первичного плагиоклаза.

Во втором случае процесс разложения плагиоклаза сопровождается выносом кальция, который затем отлагается в виде эпидота и кальцита в прожилках, в миндалинах и в форме самостоятельных кристаллов. Плагиоклаз, лишенный эпидото-цоизитовых включений, имеет состав чистого альбита или альбит-олигоклаза.

Существуют и иные взгляды на процессы альбитизации плагиоклаза. Так, В. А. Заварицкий (1946) при изучении спилито-кератофировой формации месторождения Блявы пришел к выводу об иной последовательности этих процессов; по его мнению, вначале происходила альбитизация плагиоклаза, в результате автосоматического процесса, а затем альбит метасоматически замещался эпидотом. Вопрос об источнике натрия в спилитовом процессе до сих пор остается дискуссионным. Большая литература о спилитах критически освещена в монографиях В. А. Заварицкого и Н. И. Соустова.

Образующиеся в результате процесса альбитизации кристаллы альбита имеют форму первичных кристаллов плагиоклаза; наблюдающаяся в редких случаях грануляция зерен плагиоклаза соответствует более высокой стадии метаморфического процесса и переходу к амфиболитовой фации.

Разложение пироксена заключается в его амфиболитизации. Пироксен замещается бледно-зеленым волокнистым актинолитовым амфиболом или более крупными призматическими зернами синевато-зеленого актинолита, или, наконец, бледно-зеленой роговой обманкой, развитой в виде удлиненных зерен, на концах переходящих в щетку тонких иголок.

Очертания амфиболов лишь отдаленно напоминают форму первоначальных зерен пироксена; только в случае первоначальной пойкилоофитовой структуры сохраняются ее реликты в виде крупных выделений актинолитового амфибола, как бы проткнутых лейстами альбитизированного плагиоклаза.

Дальнейшим процессом изменения является хлоритизация амфибола. Зеленый, почти изотропный хлорит образует в амфиболе пятна или занимает центральные части зерен.

Изменения захватывают и рудный компонент породы, который обычно представлен ильменитом; последний в процессе регионального метаморфизма полностью или почти полностью замещается лейкоксеном в виде крупнозернистого агрегата.

Среди рассматриваемых эффузивов нередко присутствовали афанитовые разности, содержавшие в большем или меньшем количестве стекловатый базис. Стекловатое вещество, являясь неустойчивым, одним из первых подвергалось преобразованиям, превращаясь в тонкозернистый спутанный агрегат актинолитовых иголок, среди которых располагаются незначительные ксеноморфные выделения кислого плагиоклаза и листочки хлорита, мелкие зерна цоизита и довольно обильные рудные зернышки. Последние часто образуют полосы, являясь, быть может, реликтом струпчатой текстуры лавы.

В участках наибольшего одностороннего напряжения все эти альбито-эпидотово-актинолитовые породы подвергались интенсивному осланцеванию; сохраняя свой минеральный состав, они приобретали сланцеватость, иногда пльчатость и переходили в альбито-эпидото-актинолитовые и альбито-актинолито-хлоритовые сланцы.

Таким образом, состав измененных основных эффузивов указывает на принадлежность их, большей частью, к метаморфической фации, характеризующейся устойчивой минеральной ассоциацией (эпидот, альбит, актинолит), свойственной измененным основным эффузивам свит имандра-варзуга и печенга-кучин.

Меньшим распространением пользуется более низкотемпературная фация зеленых сланцев, для которой характерны парагенезис альбита, эпидот-цоизита и хлорита.

Для метаморфизма кислых эффузивов (превращенных в альбитофиры) также характерно замещение первичных компонентов более устойчивыми низкотемпературными минералами. Порфиновые полевошпатовые выделения этих пород полностью или почти полностью альбитизированы, причем альбитовые псевдоморфозы по калиевому полевому шпату или сдвойникованы в виде простых широких двойников, или имеют характерную структуру шахматного альбита. Иногда сохраняются реликты калиевого полевого шпата. Цветной компонент в альбитофирах обычно отсутствует или нацело хлоритизирован. Основная масса тонкозернистая, имеет кварцево-полевошпатовый состав и замутнена чешуйками хлорита.

**Метаморфизм осадочных пород.** Метаморфизм осадочных пород также характеризуется изменением их минерального состава, структурных и текстурных признаков.

В состав осадочной серии входят следующие типы пород: 1) песчаники, 2) известняки и доломиты, 3) сланцы, преимущественно глинистые.

Метаморфизм песчаников характеризуется перекристаллизацией главным образом глинистого цемента; перекристаллизация обломочного материала (главным образом кварца) на начальных стадиях нередко отсутствует, так что порода под микроскопом обнаруживает кластический характер (кварцито-песчаники). Однако нередки и такие разности, в которых процессы перекристаллизации затронули и глинистый материал цемента и обломочный материал; структура таких пород гранобластического типа с зубчатыми очертаниями зерен (кварциты).

Перекристаллизация глинистого и частью карбонатно-глинистого цемента ведет к появлению серицита, хлорита, кальцита; встречается аутигенный зеленый турмалин в виде мелких иголок; иногда наблюдается обрастание этим турмалином пластинчатого светлого турмалина.

Метаморфизм карбонатных пород заключается в перекристаллизации, рассланцевании их, отчасти в окварцевании и доломитизации и, в



конечном счете, образовании мраморов. Метаморфизм глинистых, песчано-глинистых и туфогенных сланцев заключается в изменении их минерального состава и в проявлении кливажа течения и кливажа трещиноватости.

Состав метаморфических сланцев определяется главным образом четырьмя минералами: кварцем, хлоритом, серицитом и кальцитом в разных количественных сочетаниях, чем обусловлено появление различных типов сланцев. Господствующим минералом является хлорит в виде мелких зеленых листочков, вытянутых в одном направлении; присутствие этого минерала придает сланцам зеленоватую окраску разных оттенков. Серицит — также широко распространенный минерал сланцев. Совместное присутствие этих двух минералов, не вступающих в реакцию с выделением биотита, указывает на низкотемпературный характер процесса образования хлорито-серицитовых сланцев.

Из новообразований в сланцах встречаются мелкие столбики зеленого турмалина, иногда значительная примесь рутила в виде мелких столбиков, иголочек и коленчатых двойников; комочки водных окислов железа восстановлены в тонкозернистую рудную пыль или в тонкие рудные нитевидные полоски, сливающиеся и расходящиеся; между ними заключены линзовидные участки хлорито-серицитового состава.

**Вторая группа** пород характеризуется более высокими степенями метаморфизма.

К ней принадлежат нижнепротерозойские комплексы сланцеватых амфиболитов тундр Толпывд, Кеулик, Полмос, Охмыльк и Лешая, часть пород комплекса поной-качковка-снежница и свиты имандра-варзуга, комплекс Кислой губы, горы Арваренч, породы свиты корва и свиты кейв. Метаморфизм пород последней свиты описывается в отдельной статье.

В этих породах уже незаметны реликты первоначальных структур; структуры пород принадлежат к гранобластовому, нематобластовому и лепидобластовому типам. Нередки порфиروبластовые и пойкилобластовые разновидности пород.

Для минерального состава пород этой группы по мере увеличения степени метаморфизма характерно постепенное исчезновение низкотемпературных минералов и замещение их более высокотемпературными (зеленая роговая обманка вместо актинолитовых амфиболов); водные силикаты по мере увеличения температуры и давления начинают уступать место безводным (появление пироксена вместе с роговой обманкой или вместо нее, дистена вместе с белой слюдой), наконец, появляются минералы с малым объемом (альмандин), указывающие на возросшую роль давления в процессе минералообразования.

Все эти минеральные и структурные преобразования совершаются постепенно, вследствие чего можно наметить ряд пород переходного состава от первой ко второй группе.

**Метаморфизм эффузивных пород.** В вышеперечисленных нижнепротерозойских комплексах, так же как и в свитах имандра-варзуга и печенга-кучин, над осадочными породами значительно преобладают основные эффузивы, превращенные в сланцеватые амфиболиты; кислые эффузивы (превращенные в кварцево-серицитовые сланцы) встречаются значительно реже.

Основные эффузивы глубоко метаморфизованы и, как правило, не сохраняют никаких следов первоначальных структур и состава. Изредка

встречаемые реликты миндалекаменной текстуры и офитовой структуры позволяют причислять их к основным эффузивам или породам мелких интрузий.

Состав сланцеватых амфиболитов определяется зеленой роговой обманкой и плагиоклазом средней основности; вместо лейкоксена, характерного для вышеописанной первой группы слабо метаморфизованных пород, здесь присутствуют сфен, ильменит. Отмечено появление диопсида, вытесняющего роговую обманку, цоизита взамен плагиоклаза, развитие граната.

Кислые эффузивы, отмеченные в составе пород Вороньих тундр, на Вите полуострове и на горе Арваренч, превращены в биотитово-альбитовые гнейсы. Они изредка сохраняют реликты порфировой структуры и иногда миндалекаменной текстуры, которые и служат главным основанием для отнесения их к кислым эффузивам. Порфиновые выделения в них кварца и ортоклаза обычно не затронуты процессами изменения; вкрапленники же плагиоклаза альбитизированы с выделением мелких зерен клиноцоизита, иногда гранулированы и тогда отличимы от основной массы только по скоплениям клиноцоизитовых зернышек, приблизительно сохраняющим контуры первоначального плагиоклаза.

Цветной минерал не сохранился, но в основной мелкозернистой кварцево-полевошпатовой массе обычно присутствие большего или меньшего количества биотита.

Помимо указанных изменений, надо отметить микроклинизацию этих пород, выраженную в превращении порфиновых выделений ортоклаза, развитого в основной массе в форме мезостазиса, в свежий микроклин с решетчатой структурой.

Метаморфизм осадочных пород. Осадочные породы рассматриваемых свит и комплексов превращены в различные кристаллические сланцы и гнейсы.

Для измененных пород глинистого типа характерно присутствие слюд, кианита, граната, ставролита. Гнейсы такого состава известны в свите корва-тундры и тикшозера и особенно широко развиты в свите кейв.

Песчанистые породы, перекристаллизованные в биотито-плагиоклазовые и гранато-кварцевые сланцы, биотитизированные и пиритизированные кварциты, известны в комплексе сланцеватых амфиболитов тундровой гряды Кеулик-Кингерем, на Вите полуострове, Вороньих тундрах и т. д.

Породы мергелистого и карбонатного состава на этой стадии метаморфизма преобразованы в амфиболовые и биотито-амфиболовые, диопсидо-амфиболовые, диопсидовые и карбонатные сланцы, которые характерно представлены среди комплекса пород Кислой губы.

Указанный минеральный состав измененных эффузивных и осадочных пород соответствует средним степеням регионального метаморфизма, характерным для биотитовой, альмандиновой и кианито-ставролитовой или амфиболитовой зон.

Более глубокий метаморфизм указанных свит, по-видимому, можно объяснить как более древним возрастом их по сравнению с породами первой группы, так и, отчасти, воздействием на них микроклиновых гранитов. Внедрение этих гранитов в форме штоков, жил и т. д. отмечено в породах тундр Вороньих, Охмыльк и Лешая; широко развиты мигматиты гранитов по породам гряды тундр Кеулик-Кингерем и в комплексе пород поной-снежница; жилы пегматитов встречены в амфиболитах Вите полуострова.

## КОНТАКТОВОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ ИНТРУЗИИ

На процессы регионального метаморфизма накладывались явления контактового воздействия более молодых интрузий, прорывающих и изменяющих протерозойские образования. В результате возникали роговики различного состава, иногда с привнесом вещества со стороны интрузий. Роговики развиты в сравнительно узких приконтактных зонах интрузий.

Серия роговиков отмечена в свите полмос-воронья, где они возникли под воздействием интрузивных диабазов и кварцевых порфиров на древние осадочные породы. Среди них были встречены роговики с андалузитом и кордиеритом, гранато-биотитовые и антофиллитовые, а также пятнистые серицитовые сланцы. Таким образом, по типу метаморфизма эти породы принадлежат к высокотемпературным контактовым образованиям, к так называемой роговиковой метаморфической фации.

Контактово-метасоматические изменения пород свиты имандра-варзуга констатированы по западному и южному контактам ее с Хибинским массивом. Здесь под влиянием нефелино-сиенитовой интрузии вмещающие породы превращены в роговики, минералогический состав которых отражает процесс интенсивного щелочного метасоматоза. В очень незначительных размерах отмечено расплавление вмещающих пород непосредственно на контактах и образование гибридных пород.

Контактовые изменения являются зональными и соответствуют широкому интервалу температур. Роговики внутренней зоны состоят из высокотемпературных минералов и представляют собой метасоматически измененные породы. За счет основных эффузивов и интрузивных метадиабазов возникают диопсидо-баркевикито-плагноклазовые и фаялитодиопсидо-плагноклазовые роговики; диопсид этих роговиков, судя по оптическим данным, имеет примесь эгириновой молекулы.

При значительном метасоматическом изменении такие роговики приобретают состав, близкий к составу пород ийолит-мельтейгитового ряда. Весьма обычен в роговиках оранжево-красный биотит, богатый щелочами и титаном. Одним из характерных метасоматических явлений следует признать понижение основности плагноклаза.

Осадочные породы превращены в кварцсодержащие роговики с кордиеритом, гиперстеном, зеленой шпинелью, ортоклазом, диопсидом, амфиболом. Метасоматические изменения в роговиках по осадочным породам проявлены более интенсивно, чем в роговиках по основным породам, и заключаются в образовании щелочных пироксенов и амфиболов, имеющих резко ситовидное строение, как бы цементирующих зерна кварца и полевого шпата, а также в фельдшпатизации роговиков, приводящей к образованию мелкозернистых щелочных сиенитов типа фенитов в непосредственном контакте с нефелиновыми сиенитами.

Описанные изменения являются высокотемпературными контактовыми и соответствуют роговиковой метаморфической фации.

Во внешней контактовой зоне метасоматические явления отсутствуют. Здесь развиты более низкотемпературные актинолитовые породы с гиперстеном, диопсидом, альбитом и эпидот-цоизитовыми минералами. Нередки обильные новообразования биотита.

Контактово-метасоматические изменения отмечены также в узких приконтактных зонах около пластовых интрузий щелочных биотитовых гранитов. С ними Л. И. Пазюк связывает своеобразную щелочную минерализацию во вмещающих породах, представленную эгирином, арфведсонитом, альбитом, кварцем.

Контактные изменения (ороговикование, биотитизация, появление турмалина и т. д.) пород свиты имандра-варзуга констатированы в контактовых зонах никеленосных интрузий Монче-тундры (по данным буровых скважин) и других основных крупных и мелких интрузий.

### ***Явления метаморфизма и генезис кристаллических пород свиты кейв***

Необходимость отдельного описания явлений метаморфизма в породах свиты кейв вызвана тем, что эти процессы играли определяющую роль в образовании основных месторождений полезных ископаемых, связанных с этой свитой.

Вопрос о первичной осадочной природе гнейсов свиты кейв решается достаточно определенно по характеру соотношений их со сланцевым комплексом, для которого бесспорно устанавливается осадочное происхождение. Согласно залегание гнейсов и сланцев, а также их переслаивание позволяют рассматривать обе толщи как первично осадочные, образовавшиеся в течение одного цикла седиментации.

Для гнейсов характерно большое количество кварца, наличие олигоклаза, а также граната (железистого), равно как и темно-бурого биотита. Подобный состав гнейсов и их структуры также дают основание рассматривать их как первично осадочные породы, представляющие собой мощную толщу песчаников типа аркозов, позднее превращенных при общем региональном метаморфизме сначала в биотито-гранатовые гнейсы, а затем в следующую стадию метасоматоза, — в связи со щелочными гранитами, в гнейсы-метасоматиты и щелочные гнейсы.

Основанием для выделения этих двух стадий метаморфизма служит наличие секущих даек амфиболитов в складчатых гнейсах и сланцах. Процессы щелочного метасоматоза существенно изменили как первоначальные дайковые породы габбрового ряда, так и вмещающие их складчатые гнейсы. Отсюда следует, что явления метасоматоза в связи с щелочными гранитами наступили позднее, чем произошла складчатость осадочной толщи (дайки основных пород внедрились в уже складчатую толщу), а также после явлений регионального метаморфизма, преобразовавших осадочные толщи в гнейсы и сланцы.

Дайки габброидов существенно подверглись метаморфизму только на более поздней его стадии, вызванной щелочным метасоматозом. Щелочные граниты внедрились, по-видимому, по разломам, так как явления связанного с ними метасоматоза происходили после складчатости, и эти процессы не сопровождались тектоническим перемещением материала гнейсового субстрата, чем и следует объяснить сохранность габброидов в форме выдержанных по простиранию даек.

В свою очередь, дайки габброидов внедрялись уже в регионально-метаморфизованные осадочные породы. Так, П. В. Соколов (1940 г.) в Центральных Кейвах установил контактивное воздействие пластовых даек на кианитовые (т. е. уже метаморфизованные) сланцы, выразившееся в обесцвечивании их и образовании по ним силлиманитовых роговиков.

Существование двух стадий метаморфизма подтверждается также сравнением минералогического состава слабо метасоматически измененных гнейсов и типичных гнейсов-метасоматитов (щелочных гнейсов). Наличие в биотитовых гнейсах граната в значительном количестве и сравнительно редкое присутствие его в щелочных гнейсах указывает на то,

что гранат в гнейсах образовался до метасоматоза, т. е. в более раннюю стадию метаморфизма. В пользу такого представления говорит факт наличия реликтовых зерен граната в щелочном амфиболе и пойкилобластическое развитие последнего, напоминающего форму зерен граната.

Исходя из изложенного, можно предполагать, что первичные песчаники (так же как и первичные песчано-глинистые вышележащие толщи) в первую эпоху метаморфизма в процессе складчатости были метаморфизованы до стадии биотито-гранатовых гнейсов и различных кристаллических сланцев. В более позднюю стадию метаморфизма минеральный состав гнейсов подвергся существенной переработке в связи с внедрением щелочных гранитов. О характере этих изменений можно судить по минеральным новообразованиям в щелочных гнейсах, которые почти всегда легко отличить от прежних минералов, так как новые минералы чаще всего образуют порфиробласты и жилковатые скопления в основной мелкозернистой ткани породы.

Новыми минералами в щелочных гнейсах являются: калиевый полевой шпат, альбит, субщелочной амфибол (редко эгирин), вторичный кварц, частью биотит (по амфиболу). Эти новые минералы образованы путем замещения старых минералов: плагиоклаза и граната. Образование щелочных полевых шпатов и субщелочного (калиевого) амфибола, богатого железом, связано с привносом щелочей.

Развитие в породе новых минералов, в частности калиевого полевого шпата, альбита и кварца в виде линзовидных жилок, образование порфиробласт калиевого полевого шпата и, наконец, проникновение его в виде тончайших волосных жилок в промежутки между минералами доказывает более позднее их образование. Это подтверждается также структурой основной массы гнейсов, сохранившейся в порфиробластах в том же виде, как и в гнейсах (гелицитовые структуры порфиробласт).

Субщелочной амфибол (калиевый феррогастингсит) и редко пироксен (эгирин), т. е. минералы, богатые железом и щелочами, присутствуют главным образом в щелочных гнейсах и лишь в небольшом количестве в биотито-гранатовых гнейсах. В то же время два других железистых минерала — биотит и гранат (альмандин с примесью андрадита), в изобилии присутствующие в слабо измененных метасоматозом гнейсах, отсутствуют или уступают место щелочному амфиболу в метасоматитах. Так как и гнейсы и гнейсо-метасоматиты (щелочные) произошли из одного и того же первичного субстрата (одинаковый состав основной массы и структура — отличие только в обилии новых минералов в метасоматитах, — постепенные переходы одних в другие), то можно предполагать, что при привносе в гнейсы щелочей и реакциях щелочных растворов с гранатом могла образоваться субщелочная роговая обманка.

Наблюдаемые замещения амфибола биотитом по трещинкам указывают на продолжающиеся процессы калиевого метасоматоза.

Процесс щелочного метасоматоза заканчивается альбитизацией: порфиробласты микроклина замещаются порфиробластами альбита.

При изучении гнейсовой и сланцевой толщ установлено, что они являются производными песчано-глинистых осадочных пород с сохранившимися реликтами слоистой структуры.

Стратиграфический разрез свиты кейв дает представление как о непрерывности гнейсовой и сланцевой толщ, так и о постепенной вертикальной смене фаций и последовательном замещении одних осадков другими без каких-либо ясно заметных перерывов в процессе седиментации.

Этот разрез позволяет реконструировать следующим образом литологический состав первичной толщи:

Первичные осадки	Метаморфические эквиваленты
1. Аркозовые песчаники (вероятно, в цементе с окислами железа и карбонатами)	Биотито-гранатовые гнейсы
Среди них прослой кварцевых песков и пелитов с глинистым карбонатным и железистым цементом, обогащенные органическим веществом	Прослой мусковитовых кварцитов и черных серицитовых сланцев
2. Кварцевые псаммиты с железисто-карбонатным и глинистым цементом	Мусковито-гранатовые сланцы
3. Глинистая (пелитовая) и песчано-глинистая тонкослойная (ленточная) толща осадков, содержащих углеродистое вещество	Толща кианитовых сланцев
В верхах толщи обогащение железом (пелиты и псаммиты)	Кианито-ставролитовые сланцы
4. Кварцевые псаммиты (с пелитовым веществом) с существенно железистым цементом, с прослоями аркозов; постепенное обеднение органическим углеродистым веществом	Ставролитовые сланцы с прослоями полевошпатово-ставролитовых сланцев
5. Существенно кварцевые и частью полевошпатовые псаммиты.	Кварциты, частью метаморфизованные аркозы

Различные по минеральному составу типы сланцев возникали, по-видимому, за счет отличающихся по литологическому составу и фациальным особенностям первичных осадков. На этом основании можно предполагать, что при общем метаморфизме минеральные трансформации совершались главным образом за счет первичного материала осадков в пределах основных фациально-литологических типов толщи. В пределах отдельных слоев толщи возникают такие типы сланцев, которые обусловлены главным образом первичным составом пород; например, появление линзовидных тел черных серицитовых сланцев в гнейсовой толще обусловлено присутствием в первично-осадочной серии аркозов прослоев пелитов, обогащенных органическим веществом, появление же в толще ставролитовых сланцев прослоев сланцев с полевым шпатом обязано наличию среди первичного осадка существенно кварцевых псаммитов — прослоев аркозов (или богатых известью пород).

Необходимо отметить, что образование (кристаллизация) новых минералов при метаморфических процессах происходило без нарушения первоначальной слоистой структуры исходной породы. Это подтверждается наличием гелицитовых структур в новообразованных минералах. Новые минералы, растущие в форме порфиробласт (кианит, ставролит, плагиоклаз, гранат), включают кварцевые зерна и углеродистое вещество в таком же структурном расположении, как и в первичной слоистой осадочной породе. Таким образом, в порфиробластах видна прежняя структура пелита и псаммита.

Приведенная выше стратиграфическая последовательность разновидностей сланцев выдерживается повсеместно. Различные типы сланцев прослеживаются по простиранию, подобно осадочным породам, с сохранением мощности на весьма значительном протяжении. Поэтому представляется возможным говорить не о метаморфической дифференциации в сланцевой толще, а о наложении процессов метаморфизма на первично дифференцированную в процессе седиментации толщу осадочных пород.

Явления же метаморфической дифференциации в первую стадию регионального метаморфизма если и имели место, то протекали в пределах литологически обособленных фациальных типов первичных осадков, но не приводили к метаморфической зональности всей толщи.

Наоборот, в более позднюю стадию метаморфизма, под воздействием щелочных гранитов свита кейв, независимо от ее первичного состава, приобрела метаморфическую зональность, о чем будет сказано подробнее несколько ниже.

Выше уже указывалось, что процессы метаморфизма протекали неоднократно, и, руководствуясь геологическими данными, можно выделить по крайней мере две стадии метаморфических процессов.

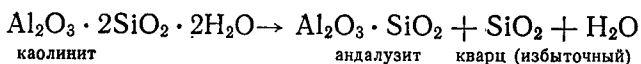
Изучение состава сланцевой толщи показывает, что здесь, так же как и в гнейсах, можно различать более раннюю стадию метаморфизма осадков, до сланцев с высокометаморфными минералами, и более позднюю стадию метасоматических изменений в связи с появлением щелочных гранитов.

Отдельно следует остановиться на происхождении промышленно интересных кианитовых и кианито-ставролитовых сланцев. По-видимому, исходными осадочными породами, за счет которых образовались кианитовые сланцы, были пелитовые, богатые органическим веществом осадки, содержащие значительное количество глинозема. Химический анализ сланцев дает содержание  $Al_2O_3$  свыше 40%, что значительно превышает количество глинозема в обычных глинах.

В метаморфических эквивалентах первично высокоглиноземистых осадочных пород — кианитовых сланцах — кианит представлен радиально-лучистыми и волокнистыми агрегатами, параморфозами по андалузиту и конкреционными образованиями.

В южном крыле складчатой структуры сланцевой толщи кианит встречается главным образом в форме плоских радиально-лучистых и волокнисто-сноповидных агрегатов, расположенных в плоскостях сланцеватости, в то время как в северном крыле той же структуры, имеющем перевернутое залегание, кианит образован в форме параморфоз по андалузиту. В южном же крыле параморфозы кианита по андалузиту встречаются в виде редких реликтов.

Наличие параморфоз кианита по андалузиту в сланцевой толще неопровержимо доказывает, что метаморфизм исходной пелитовой толщи протекал стадийно. В начальную стадию, по-видимому, преобладали условия термального метаморфизма, при которых за счет разложения каолина образовывался андалузит:



Известно, что поля устойчивости минералов группы силлиманита ( $Al_2SiO_5$ ) различны для разных модификаций, и образование кианита в сланцах при достаточно высокой температуре могло происходить через стадию андалузита, который при известных условиях (высокие давления) переходит в «компактный» кианит. Н. А. Кумари (1937), изучавший параморфозы кианита по хиастолиту, пришел к выводу, что в разбираемом им случае первоначально осадочная порода при высоких температурах сначала перешла в хиастолитовую породу, затем при последующих трансформациях в новых условиях высоких давлений она перешла в твердой фазе в кианитовую; при этом кианит сохраняет форму порфиробласт

хиастолита и фигуру углистого креста. При нарастающем давлении (стрессе) в условиях складкообразования в процессе затухающего термального метаморфизма ромбический андалузит в твердой фазе перестроился в более устойчивый компактный триклинный кианит.

Таким образом, тонкослоистая песчано-глинистая толща высокоглиноземистых осадков, богатых органическим веществом, явилась источником кианитовых пород.

Кианитовые, ставролитовые и, частью, гранатовые сланцы, преобладающие в рассматриваемой толще, образовались в условиях значительного давления (стресса). Несмотря на это, такие минералы, как гранат, кианит и, в особенности, ставролит, очень часто лежат в породе диагонально или поперек сланцеватости, что на первый взгляд противоречит представлению об ориентированной стесненной кристаллизации в условиях складкообразования. Такое неориентированное положение идиобласт ставролита и радиально лучистых агрегатов кианита с многочисленными включениями минералов основной массы породы (главным образом кварца и углеродистого вещества), иногда с реликтами слоистой текстуры, должно бы указывать на кристаллизацию этих минералов в спокойной «пассивной» среде. Вместе с тем, это находится в противоречии с наличием изогнутых, одновременно угасающих кристаллов кианита и ставролита, что доказывает существование движений при кристаллизации породы (паракристаллические сланцы).

Эти противоречия, вероятно, можно объяснить высокой кристаллизационной силой кианита, ставролита и граната, стоящих, как известно, в кристаллобластическом ряду выше тех минералов (в данном случае кварца и мусковита), которые, обладая меньшей кристаллизационной силой, обуславливают ориентированную сланцеватую текстуру. Таким образом, наблюдаемое беспорядочное расположение идиобласт ставролита, а также иногда и кианита, есть следствие нормального роста этих минералов, имеющих большую кристаллизационную способность, а не результат более позднего образования их в спокойных условиях кристаллизации.

Необходимо отметить, что в плейчатых радиально-лучистых кианитовых сланцах лучистые и игольчатые агрегаты кианита в общем располагаются параллельно (или под небольшим углом) к сланцеватости. В то же время для параморфических сланцев с крупными кристаллами ставролита мелкая плейчатость не характерна, что должно указывать на меньшую интенсивность складчатости в них.

Несколько иначе метаморфизм пород свиты кейв трактуется П. В. Соколовым. Последний придает особое значение при метаморфизме контактовому воздействию основных пород. По Соколову, для свиты кейв устанавливается по крайней мере четыре стадии метаморфизма.

В первую стадию — андалузитовую — глинистые осадки были превращены в андалузитовые порфиробластические сланцы. Эта стадия прекрасно выражена в кианитовых сланцах северного крыла главной синклинали. Реликты ее наблюдаются кое-где в южном крыле и в кианитовых сланцах водораздела Поноя и Варзуги к югу от оз. Песочного. В других типах сланцев и в гнейсах реликты этой фазы утрачены. Метаморфизм в эту стадию имел региональный характер, захватывая всю Кейвскую зону. Л. Я. Харитонов в период своих исследований в 1938 и 1939 гг., когда не были еще обнаружены параморфозы кианита по андалузиту в южном крыле Кейвской синклинали, андалузитовую стадию метаморфизма связывал с тепловым воздействием интрузий микроклино-



вых порфиридных гранитов и анортозитов, развитых вблизи северного крыла Кейвской синклинали, где типично представлены параморфические сланцы. Однако эта точка зрения теперь не может считаться доказанной, так как в последнее время параморфозы кианита по андалузиту найдены и в кианитовых сланцах южного крыла (Носиков и Хинейко, 1953 г.). Следовательно, метаморфизм андалузитовой стадии имеет региональный характер, в то время как порфиридные микроклиновые граниты в собственно Кейвской зоне (в свите кейв) неизвестны.

Вторая — кианитовая — стадия метаморфизма имела также региональный характер и проявлялась различно в северном крыле главной синклинали и в других районах Кейвской зоны. Образованный в первую стадию андалузит всюду преобразовывался в кианит, имеющий более плотную структурную упаковку. Фактор высокого давления имел при этом, очевидно, решающее значение. Именно этим путем образован кианит продуктивной толщи (Б) кианитовых сланцев. Эта стадия несомненно совпадала со складчатостью (или главным ее этапом), о чем свидетельствуют линейные направленные текстуры волокнистых кианитовых сланцев и текстуры основной слюдисто-кварцевой массы других сланцев.

В северном крыле превращение андалузита в кианит происходило в условиях общего сжатия — неориентированного давления, в связи с чем агрегаты кианита выполняют крупные кристаллы — порфиробласты андалузита, — образуя параморфозы по этому минералу.

В южном крыле, а также в сланцах водораздела Поноя и Варзуги, преобразование андалузита в кианит совершалось в процессе послонных дифференциальных движений — течения вещества, в связи с чем отсутствовали условия для сохранения форм кристаллов андалузита.

Векторы роста кианита оказываются разными по различным направлениям. Растущие из одного центра (на месте бывшего кристалла андалузита?) агрегаты игольчатых кристаллов кианита приобретают форму уплощенных конусов или снопов, располагающихся в плоскости кристаллизационной сланцеватости, в направлении, близком к линии падения пород.

В зонах наиболее интенсивных дифференциальных послонных движений центры кристаллизации уже отсутствовали, и иголки кианита располагались параллельно друг другу в том же направлении, близком к линии падения. Тип таких волокнистых сланцев очень наглядно представлен в зонах пloyчатости.

Конкреции кианита, характерные для северного крыла главной синклинали, а в южном крыле практически отсутствующие, возникли, вероятно, в промежуточных условиях минимальных движений, когда формы кристаллов андалузита уже не могли сохраниться, а дифференциальные движения были недостаточны для образования линейных текстур. Во вторую стадию метаморфизма образовалась и главная часть основной массы сланцев.

Перемещения вещества в процессе послонных движений обусловили колебания мощностей и разницу в мощностях отдельных горизонтов и в особенности кианитовых и ставролито-кианитовых сланцев в южном и северном крыльях главной синклинали.

С первыми двумя стадиями связано превращение глинисто-песчаных осадков нижней части свиты кейв в комплекс гранато-биотитовых и биотитовых гнейсов.

Третья стадия метаморфизма — порфиробласт — связана с интрузиями гипербазитов и габброидов (метагипербазиты и амфиболиты).

Контактный метаморфизм этой стадии имел локальный характер и ограничился относительно узкими зонами сланцев, прилегающими к амфиболитам. Особенно полно он проявился в толще Б — черных кианитовых сланцев.

В контакте с амфиболитами сланцы теряют углерод и обесцвечиваются, иголки и радиально-лучистые агрегаты черного кианита, а также параморфозы его по андалузиту и конкреции преобразуются в порфиробласты светло-зеленовато-голубого цвета, размер которых увеличивается по мере приближения к амфиболиту. Одновременно увеличиваются размеры порфиробласт ставролита. В непосредственном контакте появляются силлиманит и лабрадор. Сохраняющаяся иногда в контактах черная окраска сланцев обязана, вероятно, переходу углистого вещества в графит в условиях высокой температуры.

В самих амфиболитах наблюдаются сложные эндоконтактные изменения. Они описаны выше.

Характерна незакономерная ориентировка порфиробласт кианита и ставролита в контактовых сланцах (посттектоническая кристаллизация).

Неясно происхождение порфиробласт ставролита и кианита в мощной толще Г — порфиробластических сланцев. По беспорядочной ориентировке порфиробласт основной массы эти сланцы практически не отличаются от контактовых порфиробластических сланцев. Однако связывать генезис всей этой толщи с присутствующими в ней амфиболитами в настоящее время нет достаточных оснований. П. В. Соколов ставит вопрос, не являются ли кианитовая стадия и стадия порфиробласт только различными зонами одной и той же стадии метаморфизма, сопряженной с одним из главных этапов складчатости, сопровождавшейся внедрением пластовых интрузий основных пород.

Четвертая стадия метаморфизма — щелочной метасоматоз, связанный с интрузиями щелочных гранитов, широко и повсеместно проявляется в комплексе гнейсов.

В комплексе сланцев, более удаленном от щелочных гранитов, наблюдается только кварцевый метасоматоз. В нижних горизонтах вблизи щелочных гранитов происходит ограниченный привнос калия, в связи с чем кианит частично замещается мусковитом.

#### МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В СВИТЕ КЕЙВ

Обычно при обсуждении генезиса кейвской сланцевой толщи предполагалась активная, если не совсем прямая, то во всяком случае косвенная, роль щелочных гранитов в метаморфических процессах. Эта связь допускалась потому, что щелочные граниты рассматривались как интрузии, одновременные со складчатостью пород кейвской толщи.

Исследования Л. Я. Харитонова (1939 г.) показали, что переход толщи осадков в кристаллические сланцы происходил до интрузий щелочного гранита. Щелочные граниты внедрялись уже после того, как в процессе складчатости и регионального метаморфизма осадочные породы превратились в гнейсы и сланцы. Последние (так же как и гнейсы) несут следы более позднего наложенного метаморфизма в связи с явлениями щелочного и кварцевого метасоматоза.

Метасоматические процессы второй стадии метаморфизма существенно, как уже было сказано, видоизменили гнейсы, и в меньшей степени затронули сланцевую зону. Следствием щелочного метасоматоза в сланцевой толще является: а) замещение кианита белой слюдой, б) образование альбита и, частью, микроклина.

В западной части свиты кейв, в районе горы Лысой, в слюдяных пегматитах Л. Я. Харитоновым (1936) были установлены явления метасоматического замещения полевого шпата белой слюдой. Там же во вмещающих пегматиты породах изучены явления замещения силлиманита белой слюдой.

Обогащение сланцев кварцем выражается в образовании в них кварцевой инъекции и огромного количества кварцевых жил длиной от нескольких до многих сотен метров при большой мощности. Это обогащение происходило как за счет щелочных гранитов, так и при общем метаморфизме глинистых осадков в связи с освобождением при расщеплении каолинового ядра большого количества свободной кремнекислоты и последующей миграции ее.

Более поздний кварц легко узнается по отсутствию в нем углеродистых включений.

Из сказанного видно, что щелочные граниты не только не участвовали в образовании кианита в сланцевой толще, но наоборот, способствовали превращению его в мелкочешуйчатую слюду. С этой точки зрения, например, показательно, что в гнейсах западного крыла синклинали горы Нусса заключена линзовидная пачка черных углисто-серицитовых, но не кианитовых сланцев.

Это объясняется тем, что здесь, в зоне, более близкой к гранитам, происходил также и более активный щелочной метасоматоз, при котором кианитовые сланцы, вероятно, были преобразованы в серицитовые сланцы.

Явления замещения кианита слюдой были установлены и при разведке Червуртского месторождения кианита. Здесь граница наиболее активного щелочного метасоматоза проходит в гнейсах, и главная масса толщи кианитовых сланцев этим процессом затронута незначительно.

Несколько иначе протекали процессы метасоматоза в гранитах архея, прилегающих к Кейвской складчатой зоне с севера. Здесь проникаемыми для метаморфизирующих агентов оказались ослабленные тектонические зоны и пограничные (также тектонические) поверхности между породами. Приуроченные к этим тектоническим зонам древние граниты и дайки диабазов подверглись метасоматозу и амфиболитизации (только в пределах этих зон).

Оливиновые нориты, залегающие в глыбе гранито-гнейсов между гранитами и биотито-гранатовыми гнейсами (если правильно предположение об их одновозрастности с дайками диабазов, подвергнутыми блокированию в милонитах архейских гранитов), не подверглись метасоматическим изменениям, вследствие залегания их в массивных и менее благоприятных для поступления метаморфизирующих растворов породах. В то же время приуроченные к тектонической границе между гранито-гнейсами и биотито-гранатовыми гнейсами анортозиты, будучи рассланцованными, затронуты щелочным метасоматозом, так же как и прилегающие с юга гнейсы кейвской толщи. Таким образом, в северной зоне метасоматические изменения пород в основном обуславливались тектонической обстановкой, которой определялась также подверженность пород явлениям метаморфизма.

Амфиболиты, залегающие в кейвской свите, также отражают зональное проявление щелочного метасоматоза: амфиболиты, приуроченные к гнейсовой толще, подвергнуты более глубокой трансформации своего состава по сравнению с амфиболитами сланцевой толщи.

Таким образом, метаморфическая зональность в кейвских гнейсах, сланцах и залегающих среди них амфиболитах возникла в связи с после-складчатым щелочным и кварцевым метасоматозом. Исходя из гипсометрического распределения метасоматических изменений различных пород свиты кейв, можно отчетливо устанавливать вертикальную зональность метасоматоза в складчатой толще, наложенного на более ранние метаморфические изменения пород (рис. 11).

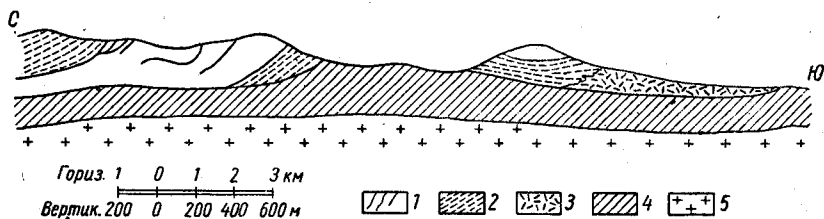


Рис. 11. Схема зональности явлений метасоматоза в свите кейв (по Л. Я. Харитонову)

1—сланцевая толща—область кварцевого метасоматоза; 2—гнейсовая толща—верхняя зона щелочного метасоматоза; 3—порфиробластические щелочные гнейсы—средняя зона щелочного метасоматоза; 4—щелочные гнейсы—нижняя зона щелочного метасоматоза, область мигматитов; 5—скрытые интрузии щелочных гранитов

### ОБЩЕЕ ЗАКЛЮЧЕНИЕ ПО ЯВЛЕНИЯМ МАГМАТИЗМА В ПРОТЕРОЗОЕ

Древнейшими проявлениями вулканизма в протерозое являются мощные излияния основных лав. В глубоко метаморфизованных нижнепротерозойских толщах тундр Толпывд, Кеулик, Вороньих, Вите полуострова, горы Арваренч и др. они превращены в сланцеватые амфиболиты, почти не сохраняющие реликтов первоначальных структур и текстур. В более молодых и менее метаморфизованных эффузивных породах верхней толщи свиты имандра-варзуга основные лавы легче распознаваемы и часто обнаруживают характерные черты подводных излияний, на что указывает развитие здесь таких разновидностей, как шаровые лавы, миндалекаменные и пузыристые породы, вариолиты. Излияния сопровождались образованием пирокластического материала — туфов, вулканических брекчий, широко распространенных среди пород свиты имандра-варзуга.

Особенно большое распространение эффузивы и сопровождающие их туфы имеют в Центральном участке свиты имандра-варзуга. На других участках развития пород этой свиты также встречаются эффузивы. В зеленокаменной толще обнаруживаются прослой альбитофиров. Н. И. Соустов (1940) склонен считать альбитофиры свиты имандра-варзуга гипабиссальными интрузивными образованиями, внедрившимися в зеленокаменную толщу.

Возможно, что альбитофиры представляют собой поздние и кислые дифференциаты тех же глубинных очагов, которые в процессе эруптивной деятельности дали излияния спилитов и порфиритов свиты имандра-варзуга. В таком случае они принадлежат к вулканогенно-осадочной свите. По степени метаморфизма альбитофиры принадлежат к той же метаморфической фации, что и основные эффузивы.

Прослой альбитофиров встречены также и в более древних комплексах нижнепротерозойских сланцеватых амфиболитов Вороньих тундр,

Вите полуострова и горы Арваренч. В настоящее время пока неясно, являются ли альбитофиры, описанные Н. И. Соустовым в Прихибинском участке свиты имандра-варзуга, и альбитофиры вышеуказанных участков разновозрастными или принадлежат к различным вулканическим циклам.

Периоды излияний неоднократно сменялись периодами вулканического покоя и спокойного осадкообразования, в течение которых отлагались песчанистые, глинистые, мергелистые и карбонатные осадки.

В более глубоко метаморфизованных свитах осадочные породы превращены в различные кристаллические сланцы и гнейсы; в менее измененных и, по-видимому, более молодых толщах свиты имандра-варзуга они сохраняют основные черты состава и структуры первоначальных осадков.

Характерным признаком этих сравнительно слабо измененных осадочных пород является широкое развитие в них хлорита, возникшего, по всей вероятности, за счет продуктов выветривания континентальных эффузивных покровов и тонкого вулканического пепла.

Интрузивная деятельность, сопровождавшая излияния основных лав в более ранний, нижнепротерозойский этап, связана с процессами складчатости, вызвавшими расщепление нижнепротерозойских осадочных и вулканогенных образований.

Тектонические движения сопровождались поднятием огромных масс ультраосновной и основной магм, образовавших мелкие массивы перидотитов и крупные массивы габбро, габбро-норитов, габбро-анортозитов первой фазы посткарельского диастрофизма.

Мелкие массивы перидотитов и пироксенитов, как правило, залегают среди осадочных и вулканогенных пород нижнего протерозоя в виде офиолитов и большей частью нацело серпентинизированы и амфиболитизированы. Типично они развиты в сланцеватых амфиболитах гряды Кеулик-Кингерем и Вороньих тундр.

Особенно крупные интрузивные тела основной магмы в первую фазу диастрофизма возникли в Кольском районе, где к ним принадлежат массивы габбро и габбро-норитов Главного хребта Чуна-, Монче-, Волчьих, Лосевой и Анис-тундр.

Основная магма внедрялась или в виде пластовых интрузий в гнейсовую толщу, или по контакту разновозрастных формаций, или по вертикальным разломам в гнейсовой толще. Громадный массив Волчьих, Чуна- и Монче-тундр расположен в месте крутого поворота простирающихся гнейсовой толщи. Возможно, что его форма обусловлена тектоникой вмещающих гнейсов архея.

Интрузии основной магмы первой фазы посткарельского диастрофизма происходили в условиях мощных тектонических движений, продолжавшихся и после отвердевания магмы. Поэтому породы интенсивно расщеплены, частью перекристаллизованы в твердом состоянии и превращены в тонкосланцеватые полосатые разности (Главный хребет Монче- и Чуна-тундр). Эти изменения особенно сильно проявлены в контактовых зонах интрузий.

В этих же зонах наблюдаются и значительные изменения минерального состава пород. Первичные минералы — лабрадор, диаллаг, авгит, ромбический пироксен и более редкий оливин замещаются минералами, характерными для динамо-термального и термального метаморфизма: альбитом, эпидот-цоизитовыми минералами, роговой обманкой и актинолитом; появляются пренит, скаполит, серицит, кварц. В основных поро-

дах Главного хребта характерным метаморфическим минералом, помимо амфибола, является гранат.

Тектонические движения первой фазы посткарельского диастрофизма сопровождались также поднятием гранитных масс, которые, однако, внедрялись позднее, чем основная магма. К гранитам этого времени относятся массивы рр. Западной Лицы, Лебяжьей, устья р. Поноя, Арафиорда, тундры Поррьяс и ряд других. Большей частью это микроклиновые граниты.

Характерным признаком этих гранитов является часто наблюдаемый гнейсовидный характер. Развитие гнейсовых текстур указывает на их формирование одновременно с процессом складкообразования. В качестве косвенных и необязательных признаков посткарельских гранитов Б. М. Куплетский (1939) указывает присутствие в них флюорита, иногда турмалина.

Внедрение гранитов происходило и на поздних стадиях складчатости, когда тектонические напряжения создали в уже отвердевших основных интрузиях первой фазы систему разломов. По этим разломам, по видимому, и внедрились микроклиновые граниты, образующие в основных породах первой фазы всевозможные секущие интрузии. Эти граниты уже не имеют гнейсовидного характера, они представляют собой массивные породы разной крупности зерна.

Секущий характер микроклиновых гранитов по отношению к нижепротерозойским осадочным и вулканогенным толщам и габбровым интрузиям первой фазы установлен в ряде случаев. Так, например, комплекс пород тундр Толпвыд — Кеулик и устья р. Поноя мигматизирован микроклиновыми гранитами; в амфиболитах Вите полуострова встречены многочисленные пегматитовые жилы; в сланцеватых амфиболитах Вороньих тундр значительно распространены лейкократовые граниты и турмалиновые пегматиты.

Гранитные инъекции микроклиновых и роговообманковых гранитов встречены в породах Чуна-тундры, в породах южной части тундры Нявка, в габбровом массиве Тьртший (Сальные тундры), в районе верховья р. Явре, в Колвицком массиве, на Канозере и в других пунктах.

С микроклиновыми гранитами массива Юоввоайв на р. Явре связано промышленно интересное молибденовое оруденение.

Во вторую фазу посткарельской эпохи складчатости главное значение приобретает норитовая и ультраосновная магма, давшая начало интрузиям норитов, габбро-норитов, перидотитов, пироксенитов и дунитов. К этим интрузиям приурочено медно-никелевое оруденение.

Интрузии второй фазы значительно отличаются от интрузий первой фазы своими структурными и текстурными особенностями и степенью метаморфизма, что и является одним из оснований для их разделения, так как взаимоотношения этих интрузий в поле не всегда можно установить.

Характерными признаками интрузий второй фазы является отсутствие в них осланцованности и явлений катаклаза, а также неизменный или сравнительно мало измененный минералогический состав. Лишь более мелкие интрузии перидотитов офиолитового типа превращены в серпентиниты.

К интрузиям второй фазы относятся никеленосные интрузии норитов, перидотитов и пироксенитов Монче-тундры, интрузии норитов и пироксенитов тундр Лосевой, Волчьих, мелкие интрузии и жилы Чуна-тундры, небольшие тела габбро-пироксенитов, пироксенитов и перидотитов района

Сальных тундр, возможно некоторые мелкие и более крупные тела серпентинитов в свите имандра-варзуга, никеленосные нориты и габбро-нориты Федоровой тундры, перидотиты и пироксениты Подас-тундры и др. Эти интрузии имеют секущие контакты с интрузивными породами первой фазы, но не секутся микроклиновыми гранитами, что и определяет их возраст.

Неясным является стратиграфическое положение дайки кварцевого порфира, секущей ультраосновные породы никеленосных интрузий Монче-тундры (второй фазы). Б. М. Куплетский (1939) связывает ее со второй фазой кислых интрузий; А. А. Полканов (1936) высказал предположение о возможности палингенетического происхождения этой дайки.

Ко второй фазе надо, по-видимому, отнести и линзовидное тело кварцевых альбитовых диоритов (трондьемитов) на Монче полуострове. Эта интрузия приурочена к сбросу, проходящему частью по контакту свиты имандра-варзуга с габбро-норитами горы Поазуайвенч, частью в образованиях этой свиты, и потому является более молодой, чем никеленосные интрузии.

Каждая группа основных и кислых интрузий (первой и второй фазы) сопровождается своей формацией даек, приуроченных к системе расколов в самих интрузиях, частью во вмещающих породах.

С изверженными породами протерозоя связано большое количество рудных полезных ископаемых. Ведущее значение имеет сульфидное медно-кобальто-никелевое оруденение, связанное с норитами и перидотитами второй фазы посткарельского (а, возможно, и каледонского?) диастрофизма, являющееся в отдельных месторождениях промышленным; особенно большое содержание рудной вкрапленности наблюдается у контактов как в самих интрузиях, так и в лежащем боку их; встречаются также жилы сплошных сульфидов.

С магматическими породами связано также пирротиновое, пиритовое и титаномагнетитовое оруденение.

Пиритовое оруденение в районе южного контакта Хибинского массива связано с интрузией габбро-диабазов, а в районе Вороньих тундр — с турмалиновыми пегматитами, прорывающими серицито-кианито-кварцевые сланцы. Пирротиновое оруденение связано с основными и ультраосновными породами; в северо-западной части Кольского района оно встречено на контакте сланцеватых амфиболитов с ультраосновными породами и биотитовыми сланцами; рудоносные жилы пирротина обнаружены в районе тундры Кучин.

Вместе с сульфидами железа, связанными с кислыми магмами, встречены, хотя и в незначительном количестве, сульфиды меди, цинка, свинца и молибдена, а также следы олова и золота.

Титаномагнетитовое оруденение приурочено к пироксенитовым дайкообразным телам горы Подасуайв и Магнетитового лога и к интрузии друзитового габбро на горе Яуршлаг (район Сальных тундр). Этот тип оруденения интересен содержанием пятиокиси ванадия.

В основных породах протерозоя в единичных случаях были встречены хромит и платина (тундра Подас).

Кроме указанных полезных ископаемых, связанных с магматическими породами, следует отметить сподумен, поллуцит (цезиевый минерал) и тантало-ниобиевые минералы, слюду в пегматитах гранитов. Наконец, многие разновидности магматических пород (граниты, нориты и др.) сами могут быть использованы как высокосортные строительные камни.

С процессами магматизма и метаморфизма связаны гидротермально-сульфидный и силикатный типы оруденения. Последний характеризуется отложением вторичных силикатов никеля при разрушении никеленосных силикатных пород; промышленного значения не имеет.

К первому из этих типов относятся, например, сульфидные жилы никеленосного массива Ниттис-Кумужья—Травяная (Монче-тундра). Ко второму типу принадлежит образования гарниерита в ультраосновных породах Подас-тундры.

Метасоматический характер имеет оруденение в породах осадочного типа, вмещающих рудоносные интрузии. Таково пирротиновое оруденение биотитовых сланцев тундры Кеулик, пиритовое оруденение серицитокванцито-кварцевых сланцев тундры Охмыльк.

С процессами метаморфизма осадочных пород связано также образование различных нерудных полезных ископаемых, из которых в промышленном отношении наибольший интерес представляет кианит (свита кейв).

### ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШЕГО ИЗУЧЕНИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Как неоднократно уже отмечалось, вопросы стратиграфии протерозоя Кольского п-ова — взаимоотношения отдельных протерозойских свит между собой и их взаимоотношения с архейскими свитами — еще не могут считаться вполне разрешенными.

Много неясного также в определении возраста магматических пород различного состава. Это особенно относится к протерозойским микроклиновым гранитам, сходным по составу с архейскими микроклиновыми гранитами, а также к гиперстеновым диоритам. Б. М. Куплетский еще в 1939 г. наметил ряд задач дальнейшего изучения протерозойских образований. Эти задачи не разрешены полностью и их предстоит разрешить будущим исследователям Кольского п-ова.

1. Не выяснен характер взаимоотношений протерозойских свит с архейскими гнейсами и гранитами. Нигде на Кольском п-ове до сих пор не встречены базальные конгломераты протерозоя, отделяющие протерозойские образования от пород архея.

Конгломераты, известные в свите печенга-кучин, в свите имандра-варзуга (Щучья губа) и среди осадочно-вулканического комплекса Поной—качковка—снежница, не могут считаться базальными образованиями протерозоя, так как они или лежат в основании нижнепалеозойских толщ (Печенга), или разделяют два отдела протерозойских образований (имандра-варзуга).

Конгломераты с галькой габброидных пород (до 80%) и гранитов, встреченные Н. Г. Судовиковым (1935) на горе Ельнюн (Чуна-тундра), принимались им, а вслед за ним и Б. М. Куплетским (1935), за базальные конгломераты протерозоя; последующие работы Н. И. Соустова (1935б) показали, что осадки протерозоя, к которым он относил свиту имандра-варзуга, не доходят на западе до горы Ельнюн, а в районе Кислой губы приобретает меридиональное простирание и протягиваются к Монче-губе. Однако Н. И. Соустов считал архейской свиту Кислой губы, более древнюю, чем свита имандра-варзуга. Свита Кислой губы сейчас по ряду признаков вместе со свитой Вите полуострова и горы Арваренч причисляется также к протерозою.

В связи с этим становится вероятным, что описанный Н. Г. Судовиковым конгломерат на горе Ельнюн может быть отнесен к основанию свиты имандра-варзуга. Вопрос этот требует дальнейшего изучения, осо-



бенно в связи с находкой конгломератов на Щучьей губе, которыми начинается собственно свита имандра-варзуга.

Необходимо детальное исследование мощного горизонта туфобрекчии в Центральном участке площади развития свиты имандра-варзуга, где также могут быть встречены конгломераты по аналогии с Монче полуостровом. На наличие конгломератов в свите имандра-варзуга указывает Б. В. Губачев (1947 г.).

Надо, однако, отметить, что не только наличие или отсутствие базальных образований, обычно трудно устанавливаемых в разрезах древнейших толщ, будет иметь значение для определения границы между археем и протерозоем. Для решения этой задачи должен всемерно использоваться детальный структурно-фациальный анализ древних комплексов.

На новом этапе исследований этот, практически почти не применявшийся еще, метод должен несомненно дать существенные результаты.

2. Наряду с решением кардинального вопроса стратиграфии — выяснением границы протерозоя и архея — перед будущими исследователями стоит такая важная задача, как определение стратиграфического положения железорудной формации. Имеющиеся в настоящее время данные делают вероятным предположение о нижнепротерозойском ее возрасте.

Необходимо установить характер границы железорудной формации с гнейсами архея и выяснить структурно-фациальную связь их с образованиями нижнего протерозоя.

3. Не выяснены взаимоотношения протерозойских свит между собой, поскольку они нередко территориально разобщены. Эти свиты имеют ряд литологических и петрографических аналогий, позволяющих объединить их в одно геологическое целое. Вместе с тем среди них существуют свиты и толщи, отличающиеся характером и мощностью первичных осадочных и вулканогенных пород, степенью метаморфизма и отношением к интрузиям.

Задача будущих исследований состоит в том, чтобы на основе структурно-фациального анализа этих свит установить, являются ли они одновозрастными или же принадлежат к разновозрастным группам пород.

Прежде всего это относится к свите имандра-варзуга, в которой, вероятно, объединяются две разновозрастные группы пород. Это касается и проблемы выяснения взаимосвязи между комплексами пород, образующими свиту имандра-варзуга и свиту кейв, и комплексами пород рр. Поной—Снежница, тундр Охмыльк, Лешая, Полмос и др., лежащими на простирании свиты кейв. Наконец, чрезвычайно важным является изучение взаимосвязи пояса основных пород (гранулитовая формация, Главный хребет, Колвицкие и Кандалакшские тундры) и сопряженных с ним свит Корва-тундры, свиты кейв, свит имандра-варзуга и печенга-кучин, с одной стороны, и протерозоя Северной Карелии, с другой.

Планомерное и детальное изучение протерозойских осадочных и вулканогенных свит будет способствовать выявлению новых месторождений полезных ископаемых, с ними связанных — кварцитов, известняков, доломитов, кианита, возмочно, граната.

4. Находка органических остатков нижнепалеозойского возраста в карбонатных породах свиты печенга-кучин настоятельно ставит вопрос о необходимости дальнейших поисков фауны и уточнения стратиграфического положения этой и других свит, и, в особенности, верхней части свиты имандра-варзуга, так как возможно, что в состав последней входят не только образования протерозоя, но и породы нижнего палеозоя.

5. При определении возраста основных и ультраосновных магматических пород большое, если не решающее, значение имеет их взаимоотношение с микроклиновыми гранитами: основные интрузии первой фазы посткарельского диастрофизма секутся и мигматизируются микроклиновыми гранитами, а основные и ультраосновные интрузии второй фазы — нет.

Отсюда необходимость геологического и петрологического исследования интрузий протерозойских гранитов с целью отыскания достаточно определенных отличительных признаков этих гранитов от сходных с ними по составу архейских микроклиновых гранитов (группа II). Вместе с тем, нуждается в дальнейшем изучении и уточнении вопрос о взаимоотношении микроклиновых гранитов группы III с порфирированными микроклиновыми гранитами группы III-а, которые считаются наиболее молодыми проявлениями протерозойского магматизма. Необходимо также сравнительное изучение и определение абсолютного возраста микроклиновых гранитов, прорывающих и мигматизирующих протерозойские осадочно-вулканогенные свиты, с целью их сопоставления.

Изучение гранитов позволит выявить характер и размеры молибденового и пиритового оруденения, с ними связанного, а также может привести к открытию промышленных концентраций олова, золота, сульфидов, цинка, свинца, единичные находки которых отмечались в протерозойских гранитах, а также месторождений цезиевых и тантало-ниобиевых минералов.

6. Всестороннее изучение образований протерозоя создает геологические предпосылки для дальнейших поисков полезных ископаемых, с ними связанных, и расширения рудной базы.

Большое значение имеет медно-кобальто-никелевое оруденение, связанное с основными и ультраосновными интрузиями второй фазы протерозойского диастрофизма. Как установлено в последнее время, многие ультраосновные интрузии Кольского п-ова в большей или меньшей степени никеленосны. Поэтому изучение этих интрузий, особенно их контактных зон и зон разломов, может способствовать расширению запасов никеленосных сульфидов.

Вместе с тем, при изучении основных интрузий могут быть обнаружены новые месторождения пирита и пирротина, титаномагнетита, ванадия, хромита, талька и асбеста.

## ПАЛЕОЗОИ

### ВВЕДЕНИЕ

О палеозойском возрасте некоторых геологических образований на Кольском п-ове высказывались А. П. Карпинский (1919) и А. А. Полканов (1924а). Указанные исследователи к девону относили терские песчаники, развитые на южном побережье Кольского п-ова, а к силуру — отложения полуострова Рыбачьего и о. Кильдина. К девону А. А. Полканов предположительно относил щелочные породы Хибин, Ловозера и Турьего мыса. Он предполагал также палеозойский возраст (кембро-силур) для осадочных пород, шаровых лав и зеленокаменных пород, распространенных в районе восточного берега оз. Имандры, и формаций даек диабазов и порфиритов, широко развитых на Кольском п-ове.

Однако данных, подтверждающих палеозойский возраст этих образований, в то время фактически не было. Они появились только с развитием широких геологических исследований на Кольском п-ове в советское

время и особенно после 1930 г. Эти данные позволяют говорить о распространении здесь палеозойских осадочных и эффузивных пород.

Установление девонского возраста для массива нефелиновых сиенитов Ловозерских тундр по находкам девонской флоры среди вмещающих его пород, определение девонского возраста Хибинского массива нефелиновых сиенитов радиометрическим путем (возраст около 300 млн. лет) заставляет признать доказанным наличие палеозойских осадочных и магматических образований на Кольском п-ове. В этой связи обращают на себя внимание находки нижнепалеозойской фауны в метаморфизованных породах Печенги (Курылева, 1948 г.).

Уже в прошлом веке русские геологи рассматривали геологическую историю Кольского п-ова и Карелии в тесной связи с развитием Русской платформы. Это позволило, несмотря на отсутствие в то время необходимого фактического материала, высказать предположение о наличии здесь палеозойских образований. Накопленные за последние годы данные подтвердили правильность этого предположения и позволили часть образований, относившихся ранее к протерозою, считать палеозойскими.

Важную роль в определении возраста и стратиграфических соотношений различных толщ, развитых на Кольском п-ове, сыграли недавно открытые проявления кембрийского и девонского вулканизма на Русской платформе, а также известные со времен исследований Ф. Н. Чернышева (1915) данные о распределении палеозойских метаморфических пород и девонском вулканизме на Тимане.

Благодаря глубокому бурению на Русской платформе в ряде пунктов установлено проявление палеозойского вулканизма. Так, например, в предположительно кембрийских отложениях Солигаличская скважина вскрыла базальты. Близ г. Крестцы в гдовских песчаниках скважиной вскрыты туфы. О проявлении вулканизма в нижнем палеозое платформы свидетельствуют находки под мощными четвертичными отложениями Онежского полуострова (р. Верховка) туфов щелочных базальтов.

К настоящему времени накопился большой фактический материал, на основании которого можно говорить о значительно большем распространении на территории Кольского п-ова палеозойских осадочных, эффузивных и интрузивных пород, чем было известно ранее. Понятно, что изучение этих палеозойских образований невозможно вне связи с соседними областями—складчатой геосинклинальной зоной каледонид на севере и северо-западе, с одной стороны, и Русской платформой, с другой.

Наряду с известными успехами в изучении палеозоя имеется еще много неясных вопросов. Если для ловозерской свиты эффузивов и песчаников и прорывающих их нефелиновых сиенитов палеонтологические данные датируют среднепалеозойский (верхнедевонский) возраст, а для таких свит, как печенга-кучин, возможно, нижнепалеозойский (ордовик?), то для известных на Кольском п-ове терских песчаников (терская свита) и отложений полуостровов Рыбачьего, Среднего и о. Кильдина прямых палеонтологических данных для определения их ниже- или среднепалеозойского возраста нет. Вследствие этого указанные образования рассматриваются отчасти как ранние палеозойские (эокембрий), отчасти как просто палеозойские.

На основе имеющихся данных представляется возможным говорить о распространении в пределах северной окраины Кольского п-ова наиболее ранних палеозойских отложений, пока определяемых как эокембрийские. Сюда относятся слабо метаморфизованные отложения полуостровов Рыбачьего, Среднего и о. Кильдина.

Осадочно-эффузивные породы свиты печенга-кучин и прорывающие их никеленосные интрузии габбро-пироксенитов и перидотитов, ранее относимые к протерозою, после находки в 1945 г. Н. А. Курылевой органических остатков, предположительно рассматриваются в томе как нижнепалеозойские.

Толща красноцветных песчаников Терского берега Кольского п-ова, относимая вначале к девону, позднее долгое время рассматривалась как верхнепротерозойская (иотнийская). Только в 1936 г. И. С. Ожинскому удалось доказать, что развитые на Турьем мысу песчаники содержат гальку щелочных пород, которые, если правильно сопоставление их с ловозерскими девонскими нефелиновыми сиенитами, по его мнению, должны относиться также к девону. Ожинский доказал также, что интрузии щелочных пород на Турьем мысу формировались в несколько фаз, так как песчаники, содержащие гальку щелочных пород, в свою очередь прорываются щелочными породами более поздней фазы. Аналогичные соотношения были установлены также и Н. Г. Судовиковым (1936) для конгломератов Телячьего острова в Кандалакшском заливе. Однако, как будет сказано ниже, вопрос о девонском возрасте терских песчаников пока не может считаться решенным.

К несомненно палеозойским (не древнее верхнего девона) относятся осадочно-эффузивные породы, обнаруженные в виде крупных ксенолитов в Ловозерском массиве нефелиновых сиенитов. В ороговикованных сланцах, слагающих ксенолиты, была обнаружена флора, давшая основание А. Н. Криштофовичу (1937) определить возраст содержащих ее отложений не древнее верхнего девона. Это важное открытие позволяет отнести нефелиновые сиениты Ловозерских и Хибинских тундр к интрузиям герцинской эпохи складчатости.

Детальное изучение Ловозерского массива нефелиновых сиенитов показало, что крупные ксенолиты девонских пород, включенные в сиениты, представляют собой переслаивание осадочных и эффузивных пород. Очевидно, девонские отложения, сохранившиеся в виде ксенолитов в нефелиновых сиенитах, достигали значительной мощности и были широко распространены на Кольском п-ове.

Учитывая данные о возрасте Ловозерского массива нефелиновых сиенитов, к палеозою, видимо, следует относить и ряд других интрузий ультраосновных и щелочных пород Кольского п-ова, например, массива Африканды, Ковдорского массива, массива Гремяха-Вырмес, Салмагоры, Хабозера и др. Однако по сравнению с интрузиями Ловозера и Хибин перечисленные интрузии являются более древними, вероятно, каледонскими, поскольку, например, для Африкандовской интрузии определен абсолютный возраст в 340 млн. лет, а для Ковдорской в 370 млн. лет.

Нужно отметить, что приведенные цифры, датирующие каледонский возраст этих интрузий, довольно хорошо согласуются с данными геологии. Для более молодых, чем ультраосновные щелочные породы, нефелиновых сиенитов Хибинского массива возраст теми же методами определен около 300 млн. лет, т. е. герцинский. Эта цифра подтверждается находками флоры верхнего девона в кровле нефелиновых сиенитов Ловозерского массива.

Предположительно к нижнему палеозою относится крупная интрузия щелочных гранитов, располагающаяся в пределах восточного района центрального водораздела Кольского п-ова.

Возможно, что к палеозою следует также отнести ряд более мелких интрузий щелочных гранитов Беломорского района. Щелочные граниты старше, чем нефелиновые сиениты, поскольку дайки последних их пересекают (Кратц, 1940 г.).

К палеозойским (каледонским и герцинским) образованиям относятся многочисленные дайки габбро-диабазов, диабазов, порфиоров и щелочных порфиритов, особенно широко распространенные на северном и отчасти южном побережье Кольского п-ова. Возраст их определяется тем, что они пересекают не только архейские и протерозойские образования, но и палеозойские породы, например ультраосновные породы Печенги, отложения Рыбачьего п-ова и щелочные граниты центрального водораздела Кольского п-ова.

Сопоставляя данные о проявлении вулканизма на Кольском п-ове с данными о девонском вулканизме на Русской платформе, можно с достаточной уверенностью говорить о широких масштабах вулканической деятельности в девоне в пределах Кольского п-ова и Русской платформы.

### СТРАТИГРАФИЯ

#### *Эокембрийские отложения полуостровов рыбачьего среднего и о. Кильдина*

Прежде чем перейти к описанию эокембрийских отложений Кольского п-ова, необходимо кратко остановиться на характеристике донижнекембрийских отложений, развитых на Русской платформе. За последние годы получено много материала по кембрийским отложениям Русской платформы, вскрытым большим количеством буровых скважин в Прибалтике, Белоруссии и центральных областях Европейской части СССР.

Установлено широкое распространение на платформе главным образом нижней песчаниковой толщи кембрия, лежащей под ламинаритовыми глинами и тесно связанной с последними как бы единым циклом осадконакопления. Выше ламинаритовых глин в Прибалтике и прилегающих районах Московской синеклизы обычно залегают фаунистически охарактеризованные синие глины.

Песчаниковая толща нижнего кембрия в нижней части, вблизи кристаллического основания, представлена обычно красноцветными песчаниками, часто с мелкими включениями каолиновых зерен и с гальками кварца и гранита. Мощность красноцветных песчаников колеблется от десятка метров до 300—500 м. В верхней части нижней песчаниковой толщи кембрия наблюдаются участки тонкого переслаивания сероцветных песчаных и глинистых слоев, обычно содержащих глауконит. Эта песчаная толща кембрия прослежена по буровым скважинам от Прибалтики до Белоруссии и Подольского щита.

В скважинах гг. Орши и Городок под средним девоном залегает толща пестроцветных глин и алевроитов. Под этой толщей залегают кварцевые песчаники серого и бурого цвета, участками сливные кварцито-подобные, сходные с овручскими, обнажающимися на северном склоне Украинского кристаллического массива и обычно относимыми к верхнему протерозою.

В районе г. Пензы скважина в Юлово-Ишиме встретила под живетскими отложениями кварцитовидные красноцветные песчаники с прослоями глинистых сланцев.

В районах, прилегающих к территории Балтийского кристаллического массива, и в частности на Онего-Ладожском перешейке, на Онежском п-ове, в Белом море и в г. Коноше, бурением установлено наличие под кембрийскими отложениями мощных, местами метаморфизованных песчаниковых и песчано-глинистых толщ.

Так, например, скважина в Подпорожье в Карельской АССР под верхнедевонской пестроцветной толщей песчаников встретила кембрийские глины, под которыми залегает толща слюдястых серых и красноватых песчаников, подстилаемых мощной толщей песчано-глинистых сланцев и кварцитов серого цвета. Последние постепенно переходят в шокшинские кварцито-песчаники, обычно относимые к верхней докембрийской системе — иотнию.

Петрозаводские серые кварциты Каменного бора, относимые к низам иотния, а также песчаники и конгломераты, известные близ с. Кулумкса на Заонежском п-ове, вместе с подстилающими их диабазовыми эффузивами так называемого Суйсарского вулканического комплекса, трансгрессивно и, вероятно, с угловым несогласием залегают на верхнепротерозойских дислоцированных доломито-сланцевых толщах Южной Карелии.

Скважина в Нёноксе (Онежский п-ов) под каменноподобными глинами кембрия и рассолоносными гравелитами встретила мощную толщу (333 м) оранжевых кварцевых песчаников, залегающих на выветрелых гранитах архея.

Скважина в г. Коноше под верхнедевонскими отложениями вскрыла толщу коричневых аргиллитов с голубыми пятнами нижнего кембрия; под ними залегают серые и зеленовато-серые кварциты с хлоритовым цементом.

Таким образом, на Русской платформе под несомненно нижнекембрийскими образованиями залегает довольно мощная толща метаморфизованных терригенных отложений. Есть некоторые основания считать, что эти толщи моложе верхнепротерозойских образований онежского отдела Южной Карелии и, вероятно, с угловым несогласием перекрывают их.

Накопленный за последние годы материал по отложениям, лежащим заведомо ниже кембрийских отложений, позволил Н. С. Шатскому (1945) выделить в протерозое докембрийскую рифейскую группу, более молодую, чем иотний, а А. Н. Мазаровичу (1947) поставить вопрос о необходимости выделения синийской системы в палеозое.

В настоящем труде для этих отложений, лежащих ниже фаунистически охарактеризованного нижнего кембрия, употреблено принятое во многих работах условное и временное название — зокембрий. Оно указывает на принадлежность этих отложений к палеозою и тесную связь их, без перерыва, с несомненным нижним кембрием и вместе с тем ставит вопрос о необходимости дальнейшей работы над уточнением границы нижнего кембрия.

Для развитых на Кольском п-ове, в пределах Рыбачьего и Среднего полуостровов и о. Кильдина, зокембрийских отложений было дано название гиперборейской формации (Sederholm, 1932). Эти отложения известны также в Норвегии на востоке Финмаркена, главным образом на полуострове Варангер. Юго-восточным продолжением этих образований принято считать дислоцированные и метаморфизованные отложения Канинского Камня и Тимана. Необходимость в особом названии этих отложений была вызвана неясностью их стратиграфического положения и

возраста, определявшегося в разное время различными авторами от протерозоя до девона включительно.

После того как было установлено стратиграфическое положение аналогичных отложений в Гренландии (Koch, 1929), лежащих, как и средняя часть формации Гекла Гук архипелага Шпицбергена и Медвежьего острова (Frebald, 1935) под кембрием, наметилась верхняя возрастная граница эокембрия. За нижнюю границу этих отложений были приняты образования верхнего протерозоя — иотния в Фенноскандии на основании стратиграфического сопоставления их со спарагмитовой формацией Скандинавии (Holtedah, 1934).

Все это вместе взятое определяет возраст гиперборейских — эокембрийских отложений как палеозойский. Эти отложения согласно подстилают вышележащие отложения кембрия и вместе с ними дислоцированы в древнекаледонскую (или салаирскую) фазу складчатости<sup>1</sup>.

Структурная связь эокембрия Кольского п-ова с эокембрием Канина п-ова и Тимана на востоке и с эокембрием Скандинавии и островов Арктики на западе не вызывает сомнения. Почти во всех тектонических построениях эти области распространения эокембрия рассматриваются как части древнекаледонского складчатого сооружения (Архангельский, 1939; Виттенбург и Яковлев, 1922; Карпинский, 1939а; Люткевич, 1940; Полканов, 1939; Хабаков, 1945; Чернышов, 1902, 1915).

Особого внимания заслуживают отложения эокембрия, развитые на полуостровах Рыбачьем и Среднем и на о. Кильдине.

На о. Кильдине (рис. 12) сводный разрез отложений, обнажающихся на поверхности и вскрытых буровой скважиной Ленинградского геологического управления (А. А. Богданов, 1933 г., П. А. Гурвич, 1934 г.) представляется (сверху вниз) в следующем виде:

Желтые песчаники с пачками песчано-глинистых пород — 125 м.

Зеленые песчаники с пачками глинистых и песчано-глинистых сланцев — 325—350 м.

Переменяющиеся песчано-глинистые сланцы с пачками серого и частью глауконитового песчаника с волноприбойными знаками — 650—675 м.

Красные глинистые сланцы с слоями красного плитнякового известняка с *Collenia*. В верхней части прослой песчаников — 184 м.

Песчано-глинистые сланцы с четырьмя пластами доломита и песчаника сферолито-оолитового сложения.

Песчано-глинистые сланцы, иногда слюдястые, с прослоями и пластами глауконитового песчаника, пластами красных конгломератовых известняков и доломитов, а также серых известняков с *Collenia* — 92 м.

Песчаники серые, перемежающиеся с темно-серыми и коричневыми песчано-глинистыми сланцами. Последние в верхах разреза преобладают — 96 м.

Красно-бурые глауконитовые песчаники с редкими тонкими прослоями черного песчаника и глинистого сланца — 46 м.

Буровая скважина остановлена в этих слоях. Вскрытая мощность эокембрия на о. Кильдине достигает 1542 м.

Отложения полуостровов Рыбачьего и Среднего, согласно А. А. Полканову (1936а, 1937б), представлены двумя свитами: свитой п-ова Рыбачьего, находящейся, по его мнению, в аллахтонном залегании, и автохтонной свитой п-ова Среднего, на которую надвинута первая свита.

Согласно прежним исследованиям Лупандера (Lupander, 1934), разрез толщи п-ова Среднего разделялся на две серии: верхнюю — север-

<sup>1</sup> Вопрос о том, где следует провести нижнюю границу эокембрия, не вполне ясен. Не исключено, что в эокембрийскую группу могут быть отнесены также и иотнийские глубже залегающие и более метаморфизованные отложения (Прим. ред.).

ную, тяготеющую к заливу Пуммангивуоно, и нижнюю — южную, развитую у залива Маттивуоно, которые отделены друг от друга не обнаженным пространством.

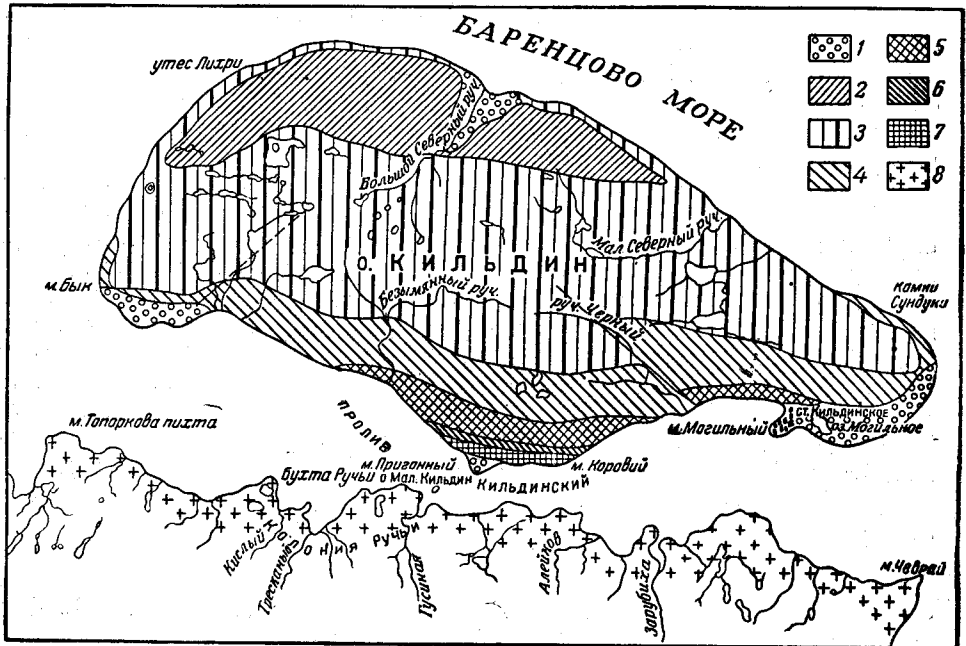


Рис. 12. Литологическая карта о. Кильдина по А. А. Богданову с изменениями П. А. Гурвича

1—современные галечные отложения; 2—желтые песчаники; 3—зеленые песчаники; 4—песчано-глинистые сланцы; 5—красноцветная толща; 6—толща известковых глин и глауконитовых песчаников; 7—доломитовая толща; 8—гранито-гнейсы

Свита Рыбачьего п-ова с севера на юг слагается следующими породами, разрез которых (сверху вниз) описан по восточной части полуострова (Теннер, 1936).

Глинисто-серицитовые сланцы без прослоев песчаника. Массивные неслоистые сланцы чередуются с тонкополосатыми. Верхняя граница неизвестна, так как сланцы уходят в море. Мощность не менее 250—300 м.

Аркозовые светло-серые среднезернистые песчаники, переслаивающиеся с глинисто-серицитовыми сланцами. Через каждые несколько сот метров в этой толще встречаются 40—50-метровые пакки частого тонкого переслаивания темно-серых песчаников с глинистыми сланцами. Мощность около 3200 м.

Аркозовые конгломератовидные песчаники с галькой белого кварца и с редкими валунами гранита, чередующиеся с песчаниками без валунов и с редкими прослоями глинистого сланца. Видимая мощность не менее 250 м.

Конгломераты южной части Рыбачьего п-ова. В аркозовом цементе этих конгломератов встречаются валуны от 0,3 до 1 м в поперечнике олигоклазового гранита, амфиболита, уралитизированного диабазы и гальки белого кварца. Конгломераты переслаиваются с крупнозернистыми песчаниками. Мощность не менее 175 м.

Проведенная в 1948 г. площадная геологическая съемка территории Среднего и Рыбачьего полуостровов (рис. 13) позволила внести ясность в понимание стратиграфии этого района (Агапьев, 1949 г.; Вронко, 1949 г.). В результате этих работ Д. Ф. Агапьевым был однозначно решен вопрос о характере контакта отложений п-ова Среднего с архейскими гранитами.





Д. Ф. Агапьев установил нормальное залегание песчаников на кристаллических породах архея. Им были найдены в кристаллических породах карманы размывания, выполненные песчаниками, литологически сходными с залегающими выше отложениями Среднего п-ова. Кроме того, было установлено, что известковистые песчаники и черные сланцы, выделяемые Лупандером (Lupander, 1934) в качестве верхней серии Среднего п-ова под названием серии Пуммангивуоно, обнажаются также и на перешейке между полуостровами Средним и Рыбачьим в основной толще конгломератов. Они нормально подстилают последние, а следовательно, и свиту Рыбачьего п-ова, поскольку эти конгломераты залегают в ее основании. Эти данные позволили Д. Ф. Агапьеву и Т. П. Вронко считать соотношения между свитами полуостровов Среднего и Рыбачьего не тектоническими, как это предполагалось ранее, а нормальными. Раньше считалось, что тектоническое нарушение, проходящее близ южной границы толщи конгломератов в направлении на северо-запад  $290-300^\circ$  с падением плоскости разрыва к северо-востоку под углом  $65-75^\circ$ , является надвигом, по которому свита п-ова Рыбачьего надвинута на свиту Среднего п-ова (Полканов 1934, 1936). Такое толкование, как было указано, приводило к представлению об аллохтонном залегании свиты п-ова Рыбачьего по отношению к автохтонной свите п-ова Среднего.

Обнаруженные Т. П. Вронко в основании конгломератовой толщи сланцы, аналогичные верхней толще п-ова Среднего (серия Пуммангивуоно), позволяют, однако, рассматривать свиту Рыбачьего п-ова как вышележащую по отношению к верхней серии Среднего п-ова. Указанное выше тектоническое нарушение, проходящее по южной границе толщи конгломератов, по Т. П. Вронко и Д. Ф. Агапьеву, есть не надвиг, а сброс, по которому свита Рыбачьего опущена по отношению к свите Среднего приблизительно на 350 м.

Д. Ф. Агапьевым и Т. П. Вронко было также установлено, что песчаники и сланцы Рыбачьего п-ова прослеживаются через весь полуостров с юго-востока на северо-запад, сохраняя в общем одну последовательность разреза и отличаясь только в деталях.

На основе новейших исследований в настоящее время представляется возможным дать следующий сводный разрез свиты полуостровов Рыбачьего и Среднего (сверху вниз):

По Т. П. Вронко и Д. Ф. Агапьеву

По Д. Д. Теннеру (для восточного берега)

Свита Рыбачьего п-ова

Ст<sub>1</sub><sup>10</sup> 1. Темно-серые и черные глинистые, песчано-глинистые и известково-глинистые сланцы. Мощность неизвестна

Глинисто-серицитовые сланцы без прослоев песчаника. Массивные неслоистые сланцы чередуются с тонкополосчатыми. Верхняя граница неизвестна. Мощность не менее 250—300 м

Ст<sub>1</sub><sup>9</sup> 2. Аркозовые песчаники, глинистые и песчано-глинистые сланцы. Характерно частое чередование толстослоистых и тонкослоистых песчаников, глинистых и песчано-глинистых сланцев. В северо-западной части полуострова в районе Вайда губы, преобладают глинистые и песчано-глинистые сланцы. Мощность около 900 м

Переслаивание аркозовых светло-серых среднезернистых песчаников с темными мелкозернистыми песчано-глинистыми сланцами. Мощность 3200 м

По Т. П. Вронко и Д. Ф. Агапьеву	По Д. Д. Теннеру (для восточного берега)
Ст <sub>1</sub> <sup>8</sup> 3. Аркозовые конгломератовидные песчаники с подчиненными линзообразными прослоями глинистых и песчано-глинистых сланцев и конгломератов. В центральной части полуострова в толще нередко встречаются конгломераты мощностью 1—15 м, прослеживаемые по простиранию до 300—500 м. Мощность около 3600 м	Аркозовые конгломератовидные песчаники с галькой белого кварца и редкими валунами гранита чередуются со среднезернистыми песчаниками, не содержащими валунов Мощность не установлена, видимая не менее 250 м
Ст <sub>1</sub> <sup>7</sup> 4. Конгломераты с крупными валунами гранитов, диабаз, кварца, песчано-глинистых сланцев и песчаников. Толща конгломератов неоднородна: слои с большим количеством валунов и галек чередуются со слоями с небольшим количеством их или с песчаниками, содержащими единичные валуны и гальки. Мощность 250—300 м	Конгломераты с валунами (0,3—1,0 м в диаметре) олигоклазового гранита, гранито-гнейса, амфиболита и уралитизированного диабаз. Мощность не менее 175 м
По Д. Ф. Агапьеву	По К. Лупандеру

## Свита Среднего п-ова

- |  |  |
|--|--|
| Ст <sub>1</sub> <sup>6</sup> 5. Мелко- и тонкозернистый песчаник с пачками черных сланцев. Цемент карбонатный, глинисто-серицитовый и железистый. Ниже залегают пачки черных тонкоплитчатых глинистых сланцев с тонкими прослоями мелкозернистого серо-желтого песчаника — 250 м.<br>На перешейке между Рыбачьим и Средним полуостровами на этой толще согласно залегает конгломерат (4)   | Сланцеватый песчаник, трещиноватый, с угловатыми зернами кварца, с лимонитовым и хлоритовым цементом — 100 м<br>Известковистый песчаник, темно-зеленовато-серый, вверху переходящий в кремнистый песчаник — 75 м |
| Ст <sub>1</sub> <sup>5</sup> 6. Аркозовые песчаники и конгломераты. Крупнозернистые аркозовые песчаники содержат гальки кварца, розового полевого шпата, тонкозернистого песчаника (из нижележащей толщи). В верхней части толщи встречаются окатанные валуны слюдяного песчаника диаметром от 10—15 см до 1,5 м. Ниже эти песчаники подстилаются косослоистыми грубыми песчаниками, в свою очередь подстилаемыми горизонтально-слоистыми песчаниками. Общая мощность 40 м | Серия Пумангвуоно  |

Продолжение

По Д. Ф. Агапьеву	По К. Лупандеру
Ст <sub>1</sub> <sup>4</sup> 7. Пестроцветная толща глинистых сланцев с прослоями доломита в верхней части — 60 м	
Ст <sub>1</sub> <sup>3</sup> 8. Толща мелкозернистых слоистых серо-желтых и серых аркозовых песчаников с пачками глинистых песчаников — 1000 м	Песчаник тонкозернистый, внизу зеленовато-серый; тонкослоистый и коричневый — 1000 м
Ст <sub>1</sub> <sup>2</sup> 9. Толща среднезернистых плотных, массивных толстоплитчатых кварцевых песчаников белого и серо-желтого цвета — 160 м	Кремнистый песчаник, белый, глауконитовый, в толстых слоях с косой слоистостью — 160 м
Ст <sub>1</sub> <sup>1</sup> 10. Тонкоплитчатые тонкозернистые кварцево-глауконитовые песчаники с прослоями конгломерата, главным образом с галькой гнейса — около 140 м	Глауконитовый глинистый песчаник, зеленовато-серый — 340 м Рассланцованный конгломерат — грубый, глауконитовый песчаник с кварцевой галькой и обломками красного гнейса

Серия Мягтвиуголо

Свита Среднего п-ова несогласно и трансгрессивно залегает на гранитах архея.

Приведенный разрез свит Рыбачьего и Среднего полуостровов является нормальным, причем конгломератовая толща Рыбачьего п-ова рассматривается как залегающая внутри формации, а свита Рыбачьего — как вышележащая по отношению к свите Среднего п-ова.

Д. Ф. Агапьев указывает на наличие в свите Среднего п-ова размытая толща 7, на которой несогласно залегает толща 6, что подтверждается присутствием в аркозах этой толщи конгломератов с галькой нижележащих сланцев и песчаников.

Рассмотренные отложения полуостровов Рыбачьего, Среднего и о. Кильдина всегда сопоставлялись со сходными отложениями Варангер п-ова и вообще всего Финмаркена, как наиболее близкой территории. Сложность тектоники Финмаркена никогда не давала уверенности в правильности корреляции свит. Залегание рассматриваемых отложений на Варангер п-ове в Финмаркене на хиолитусовой зоне нижнего кембрия, в которой находятся остатки *Platysolenites antiquissimus* Eichw и *Obolus*, позволило сначала считать эти отложения за нормально залегающие на кембрии и определить возраст их как нижнесилурийский (Holte-dahl, 1918, 1919). Однако после проведенной Хольтедалем (1932) ревизии своих предыдущих исследований, им был установлен тектонический контакт этой свиты с зоной *Hyolithes* кембрия.

Позднее, после находки Фиандтом фаунистически охарактеризованного кембрия, нормально залегающего на толще Варангер п-ова, возраст ее можно было определять как эокембрийский, и эти отложения стало возможным коррелировать со спарагмитовой формацией в Южной Норвегии и сходными отложениями в Арктике (Странд, 1940). Данных для точной корреляции эокембрийских отложений Варангер п-ова с отложениями Рыбачьего и Среднего полуостровов не имеется. Приходится поэтому обратиться хотя и к более отдаленным, но таким районам, где

маркирующие горизонты — тиллиты и доломиты с *Collenia* — находятся в нормальном стратиграфическом залегании. Такими районами являются острова Арктики — Медвежий, Северо-Восточная Земля, Шпицберген и Гренландия, где известны отложения так называемой формации Гекла Гук, аналогичные отложениям полуостровов Рыбачьего и Варангера. К юго-востоку от п-ова Рыбачьего и о. Кильдина сопоставление возможно с метаморфизованными породами Канинского п-ова и Тимана.

На Медвежьем о-ве под нижним ордовиком лежат красноцветные породы, мощностью около 175 м, а под ними доломиты со строматолитами, возраст которых, возможно, эокембрийский. Горизонта тиллитов на Медвежьем о-ве не обнаружено (Кулинг, 1940; Frebold, 1935).

На Северо-Восточной Земле в формации Гекла Гук выделяются три толщи. Верхняя толща мыса Спарре вверху с *Lingulella* sp., а внизу с пестроцветными сланцами предположительно отнесена к нижнему кембрию, хотя *Lingulella* распространена во всем кембрии и нижнем силуре. Средняя толща — свеанор — слагается тиллитами, отнесенными к эокембрию. Нижняя толща — бухты Мурчисона — залегающая под тиллитами, сложена доломитами со строматолитами типа *Collenia*, нижележащими известняками и горизонтами сланцев и песчаников (Кулинг, 1940).

На Шпицбергене несомненных тиллитов не установлено, но тиллитоподобные конгломераты найдены здесь в формации Гекла Гук по западному берегу острова, севернее Айс-фиорда (Кулинг, 1940).

В Гренландии также установлено (Koch, 1929, 1930), что под отложениями, отнесенными к нижнему кембрию (в самых низах, только с *Obolus*), лежат тиллиты и известняки с *Collenia*.

На п-ове Канин исследованиями Е. М. Люткевича (1948) установлено, что метаморфическая толща Канинского Камня разделяется на две свиты: нижнюю — сланцевую, и верхнюю — известково-песчаную с подчиненными пачками сланцев. На мысах Лудоватых Канина п-ова развиты доломиты с *Collenia*, смятые, как и слои Канинского Камня, в интенсивные складки. Доломиты Лудоватых мысов являются по отношению к метаморфическим сланцевым толщам Канинского Камня стратиграфически вышележащими. Также и на Тимане доломиты с *Collenia* венчают метаморфическую толщу, но тиллитов, как и на Канине, здесь не обнаружено<sup>1</sup>.

На Полярном Урале в метаморфической серии, относимой под вопросом к протерозою, кембрию и ордовику, не обнаружено тиллитов, но в ней встречены мраморизованные известняки с *Collenia*, виды которой близки к описанным из кембрия Сибири, и сланцы тремадока с *Billingsella* (Хабаков, 1945). Разрез метаморфической серии Полярного Урала не имеет такого сходства с разрезом эокембрия, как последний с формацией Гекла Гук, поэтому сопоставление разрезов восточной ветви гмпианской геосинклинали и уральской геосинклинали пока затруднено. Отнесение части метаморфической серии Полярного Урала к кембрию по *Collenia* и частью к тремадоку по *Billingsella* заставляет учитывать эти данные при определении возраста эокембрия, хотя развитие ураль-

<sup>1</sup> Просмотр шлифов из коллекции А. М. Виленского по метаморфическим породам Канинского Камня показал, что развитые там породы необычайно сходны с метаморфическими породами свиты кейв на Кольском п-ове, которая в данной работе условно относится к нижнему протерозою. Поэтому пока нет оснований сравнивать метаморфическую толщу Канина с более слабо метаморфизованными эокембрийскими образованиями п-ова Рыбачьего и о. Кильдина (*Прим. ред.*).

ской геосинклинали и было отличным от развития грампианской геосинклинали во время каледонской складчатости.

Таким образом, в районах развития эокембрия и формации Гекла Гук установлено, что слои со строматолитами типа *Collenia* залегают под тиллитами, но выше толщ песчаников, известняков и сланцев. Над тиллитами наблюдается пестроцветная пачка слоев, иногда имеющих характер ленточных отложений. Эта пачка покрывается отложениями с органическими остатками кембрийского и нижнесилурийского возраста.

Примерно такое же стратиграфическое положение водорослевых доломитов о. Кильдина должно быть в толще эокембрийских отложений полуостровов Рыбачьего и Среднего. Исходя из этого и учитывая новые данные Т. П. Вронко и Д. Ф. Агапьева, самыми нижними образованиями эокембрия здесь являются отложения свиты Среднего п-ова, а более верхними — свиты Рыбачьего п-ова.

Возможно, что свита Рыбачьего п-ова выше конгломератовой толщи может соответствовать кембрийской толще мыса Спарре Северо-Восточной Земли.

На о. Кильдине слои, лежащие под известняками с *Collenia*, вскрытые буровой скважиной, соответствуют, вероятнее всего, свите Среднего п-ова. Точное стратиграфическое положение осадочной толщи Кильдина в разрезе эокембрия пока не выяснено.

Доломиты и известняки о. Кильдина могут иметь практическое значение, в частности, как красивый облицовочный материал. Глинистые сланцы Рыбачьего п-ова могут быть использованы в качестве кровельного материала.

Вопрос о возрасте рассмотренных толщ Среднего и Рыбачьего полуостровов и о. Кильдина решается только путем стратиграфического сравнения их с соседними областями. Обнаруженные в доломитах Кильдина *Collenia* монографически не изучались. Проведенное по сборам 1946 г. В. Н. Рябиным изучение *Collenia* с мысов Лудоватых полуострова Канина дало ему возможность сделать заключение, что виды *Collenia* с цилиндрической или чашеобразной формой нарастания слоевищ, судя по изученному материалу из Сибири, развиваются начиная со среднего кембрия, и в ордовике (Рябинин, 1941). Это заключение позволило Е. М. Люткевичу при описании геологии п-ова Канина отнести водорослевые доломиты к среднему кембрию, а нижележащую, одинаково с ними складчатую метаморфическую толщу Канинского Камня к нижнему и среднему кембрию<sup>1</sup>. Находимые в верхах метаморфической серии Тимана *Collenia* сходны с среднекембрийскими *Collenia* Сибирской платформы, что дает основание считать эти отложения кембрийскими.

Сходные отложения островов Арктики—Медвежьего, Северо-Восточной Земли, Шпицбергена и Гренландии, — лежащие под тиллитами, и слои со строматолитами типа *Collenia*, сходными с *Collenia* из кембрия Сибири, отнесены к эокембрию, несмотря на то что лежащие над тиллитами нижнекембрийские отложения охарактеризованы только *Obolus* и *Lingulella* (Frebald, 1935; Koch — 1929, 1935, Кулинг, 1934). Эта фауна не дает основания считать содержащие ее отложения за самые нижние

<sup>1</sup> Вопрос о кембрийском возрасте водорослевых доломитов с *Collenia* является дискуссионным. В Карельской АССР известны водорослевые доломиты с *Collenia* (В. Н. Рябинин), относящиеся к верхнему протерозою на том основании, что они перекрываются как иотийскими, так и вышележащими, как теперь установлено скважиной Подпорожье, кембрийскими глинами (Прим. ред.).

слои кембрия, тем более, что несогласия с нижележащими слоями нет. Остатки водорослей из отложений арктических районов не изучены и поэтому нет основания для возрастного сопоставления по ним. Однако не исключена возможность, что они могут оказаться близкими описанным из кембрия Сибири.

Следует отметить, что в разрезе эокембрия и нижнего кембрия Ленинградской области и Эстонии только самые верхние слои синих глин охарактеризованы нижекембрийской фауной (Янишевский, 1951); ниже лежащие слои битуминозных ляминаритовых глин и аркозовых песков и песчаников, общей мощностью более 200 м, не содержат фауны. Несомненная связь этих нижних слоев с фаунистически охарактеризованными синими глинами устанавливается по постепенной смене песков глинами через пачки их переслаивания. Это указывает, возможно, на единый непрерывный цикл осадконакопления толщ.

Принимая во внимание, что накопление отложений нижнего кембрия в Прибалтике происходило в условиях эпиконтинентального бассейна платформы, т. е. в небольших мощностях, вполне естественно встретить синхроничные им отложения в другой области, ближе расположенной к геосинклинали (в Скандинавии, на севере Кольского п-ова и на островах прилегающей Арктики), в значительно больших мощностях. В этой связи является вероятным предположение о возможной синхроничности эокембрийской спарагмитовой формации Норвегии с нижней песчаниковой толщей эокембрия, венчаемой слоями нижекембрийских синих глин в Ленинградской области.

В Южной Норвегии связь спарагмитов с выше лежащими отложениями кембрия, не отделенными от них несогласием, является несомненной (Хольтедаль, 1934). Такие же взаимоотношения эокембрия с заведомо кембрийскими отложениями наблюдаются на п-ове Варангер. Здесь неизвестно, где нужно проводить границу между кембрийской зоной *Huolithes* и нижележащим эокембрием. Слабое несогласие отмечается в областях Тана и Порсангер на Финмаркене под зоной с нижними тиллитами. Под последними отмечаются межформационные конгломераты (Balley and Holtedah, 1938). Все эти данные показывают, что необходимо дальнейшее сравнительное изучение отложений эокембрия на Кольском п-ове, на Канине, Тимане, Северном и Полярном Урале.

### Терская свита

Это название дано П. В. Соколовым (1939) свите красных песчаников, развитой на южном (Терском) побережье Кольского п-ова. А. П. Карпинский в 1893—1894 гг. относил данную свиту к девону, основываясь на литологическом характере песчаников, почти ненарушенном их залегании и слабом метаморфизме.

После выделения иотнийской формации в протерозое Финляндии И. Седерхольм (Sederholm, 1911) отнес к ней также красные песчаники Терского берега Кольского п-ова и песчаники у г. Петрозаводска и с. Шокши в Карельской АССР. Это мнение, в значительной мере основанное лишь на авторитете И. Седерхольма, было принято и другими скандинавскими (Рамсей, П. Эскола) и русскими учеными (Куплетский, 1932и; Полканов, 1933). Однако А. А. Полканов и Б. М. Куплетский позднее опять стали склоняться к мнению о более молодом девонском возрасте красных песчаников Терского берега. Эта точка зрения после находки в 1935 г. И. С. Ожинским в свите терских песчаников кон-

гломерата с галькой щелочных пород получила серьезное подкрепление, так как возраст интрузий щелочных пород Ловозера и Хибин не старше девона. Предполагалось, что такой же возраст имеют и все другие интрузии щелочных пород.

Это обстоятельство дало основание И. В. Моисееву, И. С. Ожинскому, П. В. Соколову и А. М. Шукевичу в 1936 г. и А. А. Полканову в 1937 г. вновь высказать предположение о девонском возрасте песчаников терской свиты<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> После детального изучения щелочных интрузий Кольского п-ова и Северной Карелии появились данные, позволяющие разнообразный комплекс щелочных и ультраосновных пород Кольского п-ова разделить на две группы: более раннюю — вероятно, каледонского возраста и более позднюю — герцинского возраста.

По петрографическому составу дайковый комплекс Турьего мыса ближе к более ранней группе, вероятно, каледонских интрузий, для которых определен возраст 375 млн. лет (Ковдорский массив) и 370 млн. лет (массив Африканды). Учитывая это, а также данные И. С. Ожинского об одновременности отложения терских песчаников и образования нескольких поколений интрузий дайковой формации Турьего мыса, едва ли можно считать доказанным девонский возраст терской свиты.

Имеющиеся данные заставляют поставить вопрос о том, не являются ли дайки (а также и свита прорываемых ими песчаников) палеозойскими, но додевонскими образованиями.

Для выяснения возраста песчаников Турьего мыса и конгломератов Телячьего о-ва в Кандалякшском заливе могут быть привлечены следующие косвенные данные.

На Онежском п-ове (Архангельская область), в районе с. Нёноксы, при бурении нескольких скважин обнаружены туфы и туфобрекчии среди относимых теперь к кембрию камнеподобных глин и песчаников (Зоричева, 1952 г.); Н. В. Альбовым (1939) и Н. А. Розановой эти породы описаны как граувакки.

Положение туфов и туфобрекчий в разрезе не вполне ясно, но судя по тому, что эти породы содержат обломки и прослой кембрийских пород (глин и песчаников), они должны налегать на кембрий и следовательно или являться кембрийскими, или даже более молодыми.

В составе обломочного материала туфов господствующими являются щелочные (нефелиновые) базальты, встречаются также единичные гальки и обломки пироксенового габро, пегматита и диорита.

Нужно сказать, что щелочные базальты очень близкого химического состава к туфам района с. Нёноксы характерно представлены на Кольском п-ове на Турьем мысу, где, как уже указывалось, отложение песчаников и конгломератов происходило в процессе активной вулканической деятельности, выразившейся в появлении нескольких генераций даек щелочных базальтов, при этом ранние генерации даек подвергались размыву, и гальки этих пород находятся в конгломератах. Из этого следует вывод об одновременном образовании песчаников и щелочных базальтов Турьего мыса и Кандалякши. При сопоставлении этих данных с вышеизложенными данными по Нёнокскому району Онежского п-ова, естественно напрашиваются следующие выводы:

1. Учитывая сравнительно близкое расположение Онежского п-ова и Турьего мыса и близкий химический состав щелочных базальтов Турьего мыса и туфов района с. Нёноксы, можно предполагать, что эти породы образовались в течение одной фазы вулканической деятельности.

2. Отложение песчаников и конгломератов Турьего мыса и Кандалякши, а также туфов (по Н. В. Альбову и Н. А. Розановой, граувакк) происходило приблизительно в одно время.

3. Поскольку возраст толщи камнеподобных глин Нёнокского района определяется как кембрийский (Зоричева, 1952 г.), туфы, содержащие прослой и обломки пород этой толщи, образовались одновременно (прослой) или несколько позднее (обломки), чем кембрийские глины. Поэтому возраст песчаников и конгломератов Турьего мыса и Телячьего о-ва может быть определен как кембрийский или даже несколько более молодой.

В то же время, сделанные выводы о возрасте песчаников и конгломератов Турьего мыса находятся в противоречии с другими данными по тому же району Нёноксы. Здесь под толщей камнеподобных глин кембрийского возраста вскрыта толща (333 м мощности) оранжевых песчаников, несколько напоминающих терские, но отличающихся отсутствием в них полевого шпата. Если рассматривать эти оранжевые песчаники и красные песчаники Терского берега как одновозрастные, то они должны быть несколько старше кембрия. Песчаники Турьего мыса, отличающиеся серым цветом и



### **Свита песчаников и конгломератов Турьего полуострова и Телячьего острова в Кандалакшском заливе**

Песчаники Турьего п-ова отличаются от песчаников Терского берега своей окраской, большей дислоцированностью и несколько большей степенью метаморфизма, что дало основание некоторым исследователям считать эти песчаники разновозрастными.

Слоистые зеленовато-голубые песчаники на Турьем п-ове залегают на порфиroidных гранитоидах, подстилаясь аркозовым грубозернистым конгломератом. Аркозовый конгломерат, мощностью до 3—4 м, состоит из галек кварца, микроклина, олигоклаза и альбита. Цемент очень мало, представлен он разложенным рудным минералом, кальцитом и аморфными землистыми продуктами.

Песчаники существенно сложены из обломков кварца с подчиненным количеством полевых шпатов и, в результате воздействия щелочных порфиридов и ийолитов, сильно изменены и сиенитизированы. Щелочной метасоматоз в песчаниках обусловил замещение кварца, а также микроклина и олигоклаза, альбитом, развитие во вторичном цементе игольчатого эгирина, щелочного зеленовато-голубого сильно диспергирующего амфибола.

В цементе встречен также ксеноморфный кальцит.

Песчаники Турьего п-ова в сравнении с песчаниками остальной части Терского берега более дислоцированы, имеют северо-восточное простирание и пологое падение. Падение делается крутым (60—70°) вблизи контакта их с порфиroidными гранитоидами, при этом простирание изменяется на северо-западное. Среди песчаников И. С. Ожинским был обнаружен конгломерат, залегающий на самом берегу моря. Мощность конгломерата достигает 5 м. В нем встречаются гальки и крупные обломки песчаника и галька щелочных базальтов. В нижней части он имеет характер конгломерато-брекчии, гальки, валуны и обломки которой сцементированы плотной зеленовато-черной массой щелочной породы (турьита).

Как было указано, между песчаниками Терского берега и песчаниками Турьего п-ова имеются значительные различия. Эти различия могут быть объяснены не разновозрастностью тех и других песчаников, а раз-

несколько большей дислоцированностью в сравнении с красными слабо дислоцированными песчаниками остальной части Терского берега, устья р. Поной и рч. Головного, обычно всегда относили к одной свите, что при близком территориальном их положении и некотором литологическом сходстве не вызвало ни у кого существенных возражений.

Иная окраска песчаников Турьего мыса и несколько большая их дислоцированность в сравнении с терскими песчаниками объяснялись воздействием дайковых интрузий щелочных базальтов, которые неизвестны в других пунктах распространения терской свиты.

Нужно заметить, что красные песчаники терской свиты, по мнению Е. М. Люткевича, очень схожи с подобными же песчаниками полуострова Каннина, где они указанным автором относятся к верхнему девону.

Как было сказано выше, песчаники и конгломераты Турьего мыса и Телячьего о-ва, по-видимому, древнее песчаников терской свиты и, вероятно, соответствуют кембрию района Нёноксы. Таким образом, едва ли можно объединять эти породы в одну свиту с остальными красными песчаниками, как это делали раньше.

Не исключена возможность, что песчаники и конгломераты Турьего мыса и Кандалакши являются кембрийскими, а красные песчаники Терского берега — девонскими. В настоящем труде эти породы отнесены к палеозою, без более точного определения возраста (*Прим. ред.*).

ным положением их относительно более молодых щелочных пород<sup>1</sup>, оказавших воздействие на песчаники Турьего п-ова.

Для определения возраста песчаников и конгломератов Турьего п-ова и вообще песчаников Терского берега большое значение имеет конгломерат, описанный И. С. Ожинским для южной оконечности Турьего мыса. Здесь, в зоне прилива, конгломерат прослеживается на протяжении примерно 35 м. Максимальная мощность его достигает 5 м. В восточном направлении он уходит под уровень моря, а в западном выклинивается в песчаниках. Простираание конгломерата приблизительно северо-западное 285°. Среди валунов и галек его, достигающих 2 м в поперечнике, встречаются щелочные базальты. В качестве цементирующей массы иногда отмечается щелочная порода — турьит, что делает конгломераты Турьего мыса сходными с конгломератами Кандалакшской губы. Дайки турьита и щелочного базальта рассекают конгломерат и оказывают на него контактово-метасоматическое воздействие.

Аналогичные конгломераты и кварцито-песчаники обнаружены также на Кандалакшских островах — Телячий о-в (Судовиков, 1934).

Конгломераты Телячьего о-ва состоят из окатанных валунов до 30—40 см в поперечнике. Валунуны представлены различными горными породами, среди которых встречаются щелочные сиениты и фурциты. В обломочном цементе среди других минералов присутствуют эгирин и щелочной амфибол арфведсонитового ряда. Местами наблюдается залегание конгломерата на размытой поверхности даек фурчита. Вместе с тем они пересекаются дайками мончикитов.

В дайках мончикитов наблюдаются гальки тех же щелочных пород, которые встречаются в конгломератах. Таким образом, эти конгломераты старше одной группы дайковых пород (содержат гальки этих пород). Дайковый комплекс Турьего мыса и Телячьего о-ва по петрографическим признакам близок к ультраосновным и щелочным интрузиям этого района, которые относятся вероятнее всего к нижнему палеозою.

Если правильно существующее представление о том, что щелочные интрузии (массивы и дайковая формация) на Кольском п-ове относятся к нижнему и среднему палеозою, то вышеприведенные данные, как указывалось ранее, свидетельствуют о нижнепалеозойском возрасте песчаников и конгломератов Турьего п-ова и Телячьего о-ва.

### *Песчаники Терского берега*

Рассматриваемые песчаники имеют широкое, местами сплошное распространение вдоль южного (Терского) побережья Кольского п-ова, а иногда и в значительном удалении от него (они встречены на рр. Юзии, Чапоне, Снежнице, Сосновке и близ Чаванского озера). К этой же свите относятся песчаники рч. Губного у устья р. Поноя, являющиеся крайними восточными выходами ее и несколько отличные песчаники Турьего п-ова. В нижней части бассейна рр. Варзуги, Кицы и Индеры песчаники распространены на площади свыше 600 км<sup>2</sup>.

Свита Терского берега представлена слоистыми песчаниками краснокоричневого цвета, залегающими на размытой поверхности пород докембрия, главным образом мигматитов микроклиновых гранитов по биотитовым и биотито-амфиболовым гнейсам. Непосредственное залегание тер-

<sup>1</sup> Как указано в примечании к данному очерку, это объяснение маловероятно. Более вероятно, что эти песчаники разновозрастны (Прим. ред.).

ской свиты на кристаллическом фундаменте наблюдается на р. Кице, где почти горизонтально лежащие базальные конгломераты этой свиты налегают на дислоцированные (угол падения  $40-45^\circ$ ), инъецированные гранитом двуслюдяные гнейсы (Сотникова, 1948 г.).

Конгломераты в основании свиты песчаников встречены в ряде других мест. Галька и крупные валуны этих конгломератов состоят из двуслюдяных и биотитовых гнейсов и в меньшем количестве из плагиомикроклиновых и микроклиновых гранитов, пегматита и кварца. Изредка встречаются галька амфиболитов и единичные почти неокатанные обломки красных песчаников. Выше по разрезу конгломераты переходят в мелкогалечные конгломераты, содержащие большое количество микроклина, и еще выше — в красные аркозовые песчаники. В наиболее высоких горизонтах песчаники мелкозернисты, со значительным преобладанием кварца. Здесь в них наблюдаются прослой глинистых сланцев. Последние иногда чередуются с грубозернистыми песчаниками и конгломератами с галькой до 3 см в поперечнике (Соколов, 1932 г.; Моисеев, 1935 г.; Сотникова, 1948 г.).

Эта смена отложений ясно намечает общую тенденцию постепенного углубления трансгрессирующего сюда моря с небольшими местными колебаниями береговой линии и глубины бассейна.

Залегание песчаников слабо наклонное (под углом  $5-10-15^\circ$ ). Этим обусловлены их характерные контуры на выходах в виде ступенчатых террас высотой до 40 м. Однако в ряде мест исследователи отмечают значительную дислоцированность песчаников. Так, И. В. Моисеев (1935 г.) указывает, что песчаники рч. Губного с юга и востока ограничены сбросами, отделяющими их от кристаллических пород. Один из таких сбросов проходит и в самих песчаниках.

Песчаники отчетливо слоисты. Нередко в них заметны следы волноприбойных знаков, трещины усыхания и диагональная слоистость, указывающие на прибрежный характер этих осадков. Состоят песчаники из плохо окатанных зерен кварца, микроклина, кислого плагиоклаза, мусковита; встречаются также гранат, биотит, эпидот, магнетит и обломки пород тонкозернистого строения с хлоритом (эффузивы).

На обломках этих минералов часто встречаются каемки более позднего кварца и микроклина. В более крупнозернистых конгломератовидных песчаниках присутствуют гальки гранита, аплита, жильного кварца.

Цемент богат лимонитом, чем и обусловлен красный цвет песчаников. Помимо лимонита, цементом служат также кварц, кальцит, серицит, последний главным образом в тонкозернистых разностях, богатых глинистым веществом.

Песчаники обычно залегают в пониженных участках рельефа, в повышенных местах они, очевидно, эродированы.

В песчаниках Терского берега в районе мыса Корабль наблюдается довольно мощная зона брекчирования, имеющая направление, почти перпендикулярное берегу. В этой зоне, разбитой многочисленными вертикальными и горизонтальными трещинами, в отдельных участках, и в особенности на мысе Корабль, отмечается значительная минерализация кварцем, аметистом, флюоритом, кальцитом и баритом, выполняющими в виде маломощных ветвистых и пересекающихся жилок систему разнообразно ориентированных трещин.

Более обычны трещины северо-восточного направления, обычно выполненные кварцем. Последний встречается в двух разновидностях. Пер-

вая, мелкозернистая разновидность слагает зальбанды флюоритовых жилок. Вторая разновидность, наиболее распространенная, представлена крупнокристаллическим кварцем, выполняющим как трещины, так и пустоты в песчаниках. Пустоты обычно выполнены по стенкам бледно-фиолетовым аметистом, мелкокристаллическим светлым и желтоватым горным хрусталем.

Кальцит присутствует в незначительном количестве, выполняя трещины. Флюорит является преобладающим минералом в брекчированном песчанике. Он выполняет трещины различных направлений, но чаще приурочен к трещинам северо-восточного направления. Мощность жилок варьирует от нескольких миллиметров до 20 см при длине по простиранию в 20—30 м. По падению в береговом обрыве жилки прослежены на 10—12 м. Флюорит представлен как густо-фиолетовой, так и светло-фиолетовой разностями. Обычно наблюдаются крустификационные слоистые текстуры и кокардовые образования его вокруг мелких обломков песчаников. Флюорит выполняет также пустоты в песчанике.

Барит играет подчиненную роль среди других минералов, являясь сопутствующим минералом кварцевых и флюоритовых жил. Только в редких случаях встречаются мономинеральные жилки или гнездообразные скопления барита. На Турьем мысу в песчаниках также известна кварцево-флюоритовая минерализация с незначительным количеством барита. Генезис кварцево-флюоритовых жил не выяснен. Не исключена возможность их связи с щелочными породами более молодого возраста или же с еще более молодыми интрузиями, не выходящими на поверхность.

Возможно, что свинцово-цинковые гидротермальные жилы и кварцево-флюоритовые жилы, известные в районе Порьей губы и р. Умбы на южном берегу Кольского п-ова, в районе р. Поноя на восточном берегу и в районе губ Долгой и Базарной на северо-западном берегу одновозрастны и обязаны своим образованием одному магматическому источнику, пока не установленному.

### **Аркозовые песчаники и конгломераты рч. Головного (северо-восточная часть Кольского полуострова)**

В районе нижнего течения р. Иоканьги в долине рч. Головного Б. А. Юдиным и В. А. Соколовым в 1949 г. были обнаружены аркозовые песчаники и конгломераты.

Аркозовые песчаники и конгломераты горизонтально залегают на размытой поверхности мигматитов микроклиновых гранитов архейского возраста (рис. 14) и покрываются четвертичными и современными образованиями. Они прослеживаются на расстоянии 1,2 км в виде разрозненных коренных выходов, расположенных по правому склону долины рч. Головного. Общая видимая мощность песчаников и конгломератов 20—26 м.

В свите конгломератов и аркозовых песчаников можно выделить сверху вниз следующие слои или горизонты, различающиеся между собой литологически.

Конгломерат. Мощность 0,1—0,15 м. Гальки имеют размер от 0,5 до 3,5, редко до 8 см. Для большинства из них характерны плоская удлиненно-овальная форма, хорошая окатанность и гладкие поверхности. Обычно встречаются гальки в форме пластин, плохо окатанные и шероховатые.

По вещественному составу можно выделить гальки кварцевые, микроклиновые (мономинеральные), мусковитовых сланцев, железистых кварцитов, альбитофиринов и туффитов. Кварцевые гальки резко преобладают над другими (98%).

Цемент преимущественно песчано-глинистый, реже кварцевый. Последний обычно образован по типу нарастания. Количественно цемент преобладает над галькой. Песчано-глинистый цемент состоит из мелких, иногда тонких, угловатых зерен кварца, плагиоклаза, микроклина, эпидота, магнетита, ортита, циркона, мусковита, биотита.

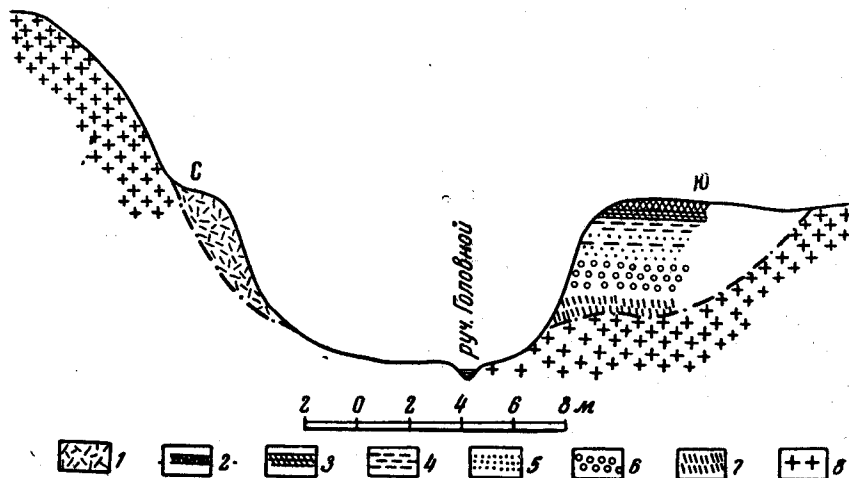


Рис. 14. Разрез песчаников рч. Головного (по Б. А. Юдину)

1—осыпи песчаников; 2—конгломераты; 3—светлые кварцитоподобные песчаники; 4—тонкослоистые аркозовые песчаники; 5—мелкозернистые аркозовые песчаники; 6—среднезернистые аркозовые песчаники; 7—крупнозернистые брекчиевидные песчаники; 8—мигматиты микроклинных гранитов

Светлый кварцитоподобный песчаник. Мощность 1,1 м. Имеет мелкозернистое сложение и массивную текстуру. Размер зерен не превышает 0,5—1,0 мм. Отдельные песчинки обладают угловатой формой с округленными ребрами.

Структура песчаника псаммитовая. Большинство зерен представлено кварцем (65%), плагиоклазом и микроклином (11%), мусковитом. Встречаются единичные зерна эпидота и обыкновенной роговой обманки.

Цемент кварцевый, слабо железистый.

Верхние плоскости кварцитоподобных и плотных тонкослоистых разновидностей песчаников имеют отпечатки волноприбойных знаков. Для первой разновидности характерны асимметричные волноприбойные знаки, для второй — симметричные.

Трещины усыхания наблюдаются на поверхности светлых кварцитоподобных песчаников. Они разбивают их поверхность на неправильные полигональные многогранники диаметром не свыше 10—13 см. Трещины зацементированы песчаным материалом одинакового с песчаниками состава. Часто по трещинам расположены рельефно выделяющиеся веретенообразные палочки, соединяющиеся тонкими кольцами друг с другом. Диаметр палочек 0,3—0,5 см, длина 7—10 см.

Тонкослоистый аркозовый песчаник. Мощность 1,8—2,0 м. Цвет кирпично-красный, сложение обычно мелко-, неравномернозернистое. Размеры зерен варьируют от 0,2 до 0,4 мм. Зерна угловатые.

Характерна отчетливо выраженная тонкая горизонтальная плитчатая отдельность.

Структура песчаника псаммитовая. В составе зерен встречается кварц — 35—40%; плагиоклаз — 20%; микроклин — 7—10%; магнетит — 3%; имеются единичные зерна апатита, циркона, эпидота, ортита, биотита, хлорита. Цемент составляет 30—40% от объема породы. По составу он глинисто-железистый, отчасти кварцевый.

Тонкослоистые разновидности данного песчаника обладают хорошо выраженной диагональной слоистостью дельтового типа.

Мелкозернистые аркозовые песчаники. Мощность 4,5—5 м. Цвет кирпично-красный, текстура массивная, сложение равномернозернистое. Зерна угловатые, слегка окатанные. Размер зерен варьирует от 0,8 до 1,0 мм. По всей мощности песчаники разбиты трещинами отдельности. Хорошо выражена горизонтальная отдельность.

Структура песчаников псаммитовая. Зерна представлены кварцем — 30—35%; плагиоклазом — 15—20%; микроклином — 10—15%; магнетитом — 3%; встречаются единичные зерна апатита, циркона, ортита, биотита, эпидота, сфена и мусковита.

Цемент составляет 30—40% от объема породы. По составу он глинисто-железистый, отчасти кварцевый.

Среднезернистые аркозовые песчаники. Мощность 10 м. Цвет красновато-коричневый. Текстура массивная, сложение равномернозернистое. Размеры зерен варьируют от 0,5 до 1,5 мм. Зерна угловатые, плохо окатанные. Структура породы псаммитовая.

В состав песчаников входит кварц — 30%, плагиоклаз — 20—25%, микроклин — 20%; встречаются второстепенные минералы, такие же, как и в вышележащих горизонтах. Цемент глинисто-железистый, темно-коричневого цвета; составляет 30—25% от состава породы.

Крупно- и грубозернистые брекчиевидные песчаники. Мощность 3—7 м. Цвет красновато-коричневый, отмечается некоторая пестрота в окраске, обусловленная цветом минералов и цемента. Зерна угловатые, с частыми сколами по спайностям. Размеры их от 0,5 до 3 см в поперечнике.

Структура песчаников псефитовая. Зерна представлены кварцем — 20—25%; микроклином — 25%; плагиоклазом — 15%; встречаются единичные зерна магнетита, циркона, эпидота, мусковита и биотита.

Цемент глинисто-железистый, составляет примерно 35% от состава породы.

Мигматиты микроклиновых гранитов по олигоклазовым пнейсо-гранитам являются кристаллическим основанием свиты песчаников.

Как видно из описания, конгломераты и аркозовые песчаники являются озерно-речными или прибрежно-лагунными образованиями. Об этом свидетельствуют косая слоистость песчаников, трещины усыхания, волноприбойные знаки, плохая сортировка галек конгломерата и характер окатанности зерен.

Точное стратиграфическое положение конгломератов и аркозовых песчаников рч. Головного пока не установлено. Тем не менее, сравнивая их по литологическому составу и другим признакам с девонскими песчаниками из других районов и с песчаниками Терского берега, их возраст можно предположительно считать также палеозойским (девон?).

## НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОИ

*Свита печенга-кучин*

Осадочно-вулканогенная свита печенга-кучин развита в северо-западной части Мурманской области.

Печенгские и Кучин-тундры составляют дугообразный горный массив, обращенный выпуклостью к северо-востоку. Образующие его средневысотные горы характеризуются округлыми, сглаженными вершинами, крутыми обрывистыми северными и более пологими южными склонами.

Наиболее высокие вершины с абсолютными отметками 552—636 м (горы Куорпукас, Сереслаки, Хоусу) приурочены к центральной части массива. Отсюда как к северо-западу (горы Каммикиви, Ортоайви, Каула), так и к востоку (горы Ионкисшоайви, Вуоггоайви и др.) высотные отметки постепенно снижаются до 402,5—482 м.

На западе данный массив круто обрывается долиной оз. Куэтс-ярви. С северо-запада к нему примыкает обширная долина р. Коласйоки. На юго-востоке он расчленяется долиной р. Печенги, на правом берегу которой находится часть этого массива с вершиной Маттерт высотой 528 м. Далее к юго-востоку, в районе оз. Гусино и в широкой заболоченной депрессии, образованной долинами рр. Титовки и Валласйоки, горный массив прерывается, хотя породы свиты обнаруживаются и здесь в виде редких выходов. Наконец, в наиболее юго-восточной части распространения свиты породы последней снова слагают горный массив — Кучин-тундру.

Осадочно-вулканогенная свита печенга-кучин получила свое название от Печенгских и Кучин-тундр, которые сложены породами этой свиты. Изучение района Печенгских тундр до 1921 г. имело несколько эпизодический характер. К наиболее ранним исследованиям этого района относятся случайные маршруты Ш. Рабо в 1891 г. При обработке собранных им полевых материалов Ш. Веленом в 1891 г. в одном из образцов песка с р. Паз было обнаружено несколько осколков алмаза. Последующие, как более ранние работы М. П. Мельникова (1893а), так и более поздние работы (1947—1948 гг.), по поискам алмазов не дали положительных результатов.

В 1921 г. район Печенгских тундр посетил русский исследователь С. А. Конради (1913) с целью прослеживания продолжения на территории Печенги железорудной формации Сюдварангер, открытой еще в 1905 г. Этот вопрос был решен им отрицательно. Однако А. Конради впервые установил в Печенгском районе присутствие основных и ультраосновных пород.

С 1921 г. Печенгский район изучается финскими исследователями. К этому периоду относятся исследования А. Тальвина и его помощника Х. Торнквиста, в 1921 г. открывшего по валунам медно-никелевую руду, содержащую большой процент никеля. В 1922 г. в районе Печенгских тундр геологические исследования проводил финский геолог Х. Хаузен (Hausen, 1926). Основная цель его работ — поиски ультраосновных пород и связанных с ними медно-никелевых месторождений. В своей работе Х. Хаузен впервые, на основании сравнений осадочных пород свиты печенга-кучин с отложениями полуостровов Рыбачьего и Финмаркена (Норвегия), высказывает предположение о палеозойском возрасте осадочных пород Печенги. Формирование зеленокаменного массива этого района Х. Хаузен рассматривает, как заполнение основной магмой гра-

беннообразного углубления в кристаллическом основании, а осадочные породы, развитые по ручьям Пикку-Колосс-йоки и Кувернерин-йоки, — как ксенолиты более ранних пород.

В период с 1924 по 1926 гг. в районе Печенги геологические исследования производились Вегманом (Wegmann, 1929).

В период 1928—1931 гг. изучение Печенгского района было продолжено Г. Вейринен (1939). Работы этих лет охватили главным образом центральную часть Печенгских тундр. Вместе с геологической картой всей рудоносной полосы в масштабе 1 : 20 000 Г. Вейринен дал общее геологическое описание района, подробно остановился на петрологической характеристике пород, а также типах и генезисе руд. Г. Вейринен высказал ряд новых соображений по тектонике и стратиграфии района, в значительной мере отражающих, однако, влияние идей Вегмана. Он считает, что весь комплекс пород свиты печенга-кучин состоит из нескольких тектонических покровов, принесенных с юга из других областей и надвинутых один на другой.

Стратиграфическое положение свиты печенга-кучин определяется им на основании сложных тектонических построений. Так, например, он считает, что значительные дислокации, обусловившие формирование свиты печенга-кучин, относятся к карелидам, но тут же оговаривается, что «вещественный состав свиты, конечно, не дает аналогии с карельской зоной». Из сказанного видно, что и сам автор не совсем уверен в своих тектонических построениях. Геологическая карта рудоносной полосы, составленная Вейринен в масштабе 1 : 20 000, также оказалась весьма неточной и впоследствии была значительно уточнена работами советских геологов. Так, например, вместо непрерывных вытянутых тел основные и ультраосновные породы оказались представленными небольшими прерывистыми телами.

С 1934 г. геологические исследования рудоносной полосы переходят в ведение Канадской интернациональной компании (ИНК<sup>о</sup>). Основное направление работ ИНК<sup>о</sup> заключалось в выяснении вопросов промышленного использования открытых месторождений и поисках новых зон оруденения.

Одновременно с исследованиями, проводившимися финскими геологами в районе Печенги, восточное продолжение свиты тундры Кучин, Толпвыд, Кеулик изучалось в 1925—1926 гг. А. А. Полкановым.

Возраст свиты печенга-кучин в это время А. А. Полканову был не совсем ясен, однако, присоединяясь к взглядам П. Эскола и Х. Вейринен, он полагал, что эта свита относится к группе карельских образований.

На основе заключения А. А. Полканова о возможном нахождении в районе тундры Кучин никелевых месторождений было поставлено здесь геологическое картирование и поисковые работы, выполненные С. М. Рутштейном и М. Ф. Шестопаловым (1936 г.). В 1938 г. в районе тундр Кеулик—Кингерем геологопоисковые работы проводились П. В. Соколовым (1938 г.).

Промышленных месторождений никеля и меди этими работами не выявлено. Схема стратиграфии и тектоники данной площади в наиболее полной работе П. В. Соколова (1938 г.) не отличается от схемы, установленной предыдущими исследователями (Г. Вейринен и А. А. Полканов).

В 1945 г. в районе Печенгских тундр работала комплексная экспедиция Ленинградского геологического управления под руководством



Д. Ф. Мурашова и С. Д. Покровского. Изучением медно-никелевых месторождений районов тундры Ортоайви, оз. Пильгу-ярви, Онки-тундры и др. занимались геологи В. И. Ездрава, В. А. Перевозчикова и Т. В. Перекалина (1946 г.). В результате ими было дано описание этих месторождений с подробной петрографической характеристикой. В центральной и восточной частях Печенгского района Н. А. Курылевой в 1946 г. удалось собрать органические остатки из известняков, залегающих в долине рч. Кувернерин-йоки. Последующие определения фауны позволили отнести эти известняки к нижнему палеозою — ордовику (?).

В процессе исследований Печенгского района на протяжении последних лет (1945—1951 гг.) советскими геологами внесены коренные изменения в прежние представления финских геологов о тектонике и стратиграфии свиты печенга-кучин.

Если прежние исследователи свиты печенга-кучин представляли ее как образованную из ряда тектонических покровов, надвинутых друг на друга, то в настоящее время тектоническая структура свиты рассматривается, как огромная асимметричная синклинали складка, обрамленная с запада, севера и востока древними породами архея и протерозоя. Значительная часть южного крыла синклинали, по-видимому, была поднята в результате тектонических процессов и впоследствии полностью денудирована.

Северная граница распространения свиты печенга-кучин на современном эрозионном срезе представляет собой многократно изогнутую линию, протягивающуюся в северо-западном, близком к широтному, направлении от государственной границы с Норвегией до тундры Кучин включительно и составляет по прямой не менее 80 км.

В западной части породы свиты простираются с северо-запада на юго-восток и падают к югу. Следуя на восток к бассейну р. Шуонийоки, породы делают небольшой изгиб к северо-востоку. Второй большой дугообразный изгиб, обращенный выпуклостью к северо-востоку, породы делают в центральной части района (тундры Каула, Каммикиви и Ортоайви). Третий плавный изгиб пород наблюдается значительно южнее тундры Маттерт. И, наконец, последний изгиб свиты, обращенный выпуклостью к юго-востоку, отмечается в районе тундры Кучин. На всем протяжении падение пород выдерживается в южных румбах под углами в 40—60°. Ширина площади пород свиты не везде одинакова. На западе она узкая, не более 5—6 км, в центре достигает 35 км, к востоку она снова сужается до 8—10 км.

В разрезе свиты печенга-кучин отчетливо устанавливается наличие ряда мощных осадочно-вулканогенных толщ. Нижние горизонты свиты в значительной степени метаморфизованы, диабазовые и порфиритовые вулканогенные породы превращены в зеленокаменные.

В ядре синклинали залегают очень мощная более молодая толща пород, представляющая собой чередование ряда покровов авгитовых диабазов, вариолитов и палеотахилитов с крупно- и мелкообломочными туфами и филлитовыми сланцами.

Всего устанавливается пять осадочно-вулканогенных толщ. Образование каждой из них начинается осадконакоплением, которое заканчивается вулканическими выбросами и многократными излияниями основной магмы. В периоды затухания вулканической деятельности происходит отложение терригенных осадков, в значительной степени обогащенных туфогенным материалом. Такие горизонты осадочных пород внутри

вулканогенных покровов встречаются довольно часто, почти во всех толщах и отличаются незначительной мощностью.

Мощность отдельных осадочных и вулканогенных толщ достигает двух, а иногда и четырех километров. Мощность покровов, образующих вулканогенную толщу, неизвестна, можно предполагать, что каждый из них достигает нескольких сотен метров. Видимая мощность осадочных пород в составе каждой толщи не превышает 800—1000 м.

Наиболее мощной толщей осадочно-вулканогенных пород является четвертая снизу толща, представленная свежими неизмененными авгитовыми диабазами, вариолитами и палеотахилитами. Она, как и три нижележащих толщи, содержит много горизонтов осадочных и туфогенных образований.

В основании свиты печенга-кучин залегают базальные конгломераты, обнажающиеся только в двух местах: в западной части района на полуострове Кумпула (оз. Теллеви) и в восточной части района — на р. Печенга (близ с. Луостари). В других местах зеленокаменные породы нижней толщи залегают непосредственно на породах архея.

Остальные горизонты осадочных пород залегают среди зеленокаменных толщ, расслаивая их или отделяя друг от друга. Так, например, второй снизу горизонт осадочных пород, установленный в долине рч. Кувернерин-йоки, представлен тонкозернистыми темно-красными и серыми песчаниками с прослоями конгломератов и аркозов, кварцитами и известняками. К востоку эти породы прослеживаются по берегам оз. Арведемявр и по правому берегу р. Печенги.

Третий горизонт осадочных пород обнажается в долине рч. Пикку-Колос-йоки и литологически мало отличается от второго горизонта. В верховье ручья преобладают тонкозернистые красные песчаники с прослоями крупнозернистых аркозов, конгломератов и филлитов; в низовье — развиты более глубоководные фации: сланцы, кварциты и известняки.

Четвертый горизонт осадочных пород, наиболее мощный и выдержанный по простиранию, отделяет третью зеленокаменную толщу от вышележащей четвертой толщи авгитовых диабазов. Он представлен в основном филлитами с подчиненным количеством туфогенных пород. Этот горизонт является маркирующим и прослеживается на всем протяжении от долины р. Шуонийоки до тундры Кучин.

Наиболее верхний (пятый горизонт) осадочных пород определяется только по отдельным выходам и прослеживается от западных отрогов горы Порьяташ до верхнего течения р. Шуонийоки и еще несколько западнее. Здесь развиты в основном филлиты, обогащенные частично углистым веществом, частично туфогенным материалом. По своему литологическому составу они мало отличаются от филлитов четвертого осадочного горизонта.

Наиболее полно свита печенга-кучин представлена в центральной части рассматриваемой площади, где намечается ширина синклинали до 40 км, тогда как в краевых частях многие перечисленные выше образования выпадают из разреза.

К филлитам четвертого горизонта приурочены небольшие дифференцированные интрузии основных и ультраосновных пород, с которыми связано медно-никелевое сульфидное оруденение. Среди интрузивных пород здесь развиты габбро-диабазы, габбро-пироксениты, пироксениты и в особенности перидотиты. Интрузивные породы встречаются на всем протяжении филлитов четвертого горизонта и приурочены ко второму

ярусу возвышенностей горного массива Печенги (тундры Каула, Каммикиви, Ортоайви, Онки, Чигурайви и Кучин). Центральное ядро горного массива сложено авгитовыми дибазами и другими породами четвертой вулканогенной толщи.

Среди пород первых трех осадочно-вулканогенных толщ интрузий гипербазитов не встречено, за исключением габбро-диабазовых разностей, залегающих внутри более мощных диабазовых покровов. На восточном продолжении филлитов пятого осадочного горизонта были встречены два небольших выхода крупнозернистых габбро.

Контакт пород свиты печенга-кучин с подстилающими древними архейскими гнейсами и олигоклазовыми гнейсо-гранитами, выступающими к северу от рассматриваемой площади, резко несогласный, и предыдущими исследователями считался за тектонический. В настоящее время конгломераты Теллевиарви рассматриваются как базальные (Агапьев, 1949 г.; Садовский, Чапышев, 1949 г.; Харитонов, 1950 г.), поэтому и контакт пород свиты печенга-кучин с древними образованиями считается нормальным — трансгрессивным с угловым несогласием.

На юге породы свиты печенга-кучин контактируют с протерозойскими слюдяными сланцами тундры Тальи. Этот контакт кажется согласным, но непосредственно его никто не наблюдал. По наличию в зоне этого контакта тектонизированных разностей пород и по присутствию карбонатных жил гидротермального происхождения некоторые геологи (Коссовой, 1949 г.) считают его тектоническим. Такое толкование лучше всего может объяснить отсутствие южного крыла общей синклинальной структуры.

### Центральная часть площади развития свиты печенга-кучин

Наиболее полный стратиграфический разрез свиты печенга-кучин представлен в центральной части площади ее развития. Здесь породы залегают в следующей стратиграфической последовательности (снизу вверх):

#### Первая осадочно-вулканогенная толща

1. Конгломераты, аркозы, биотитовые и альбит-серцитовые сланцы залегают прямо на архейском основании; ширина по выходам 200 м.
2. Диабазовые и порфиритовые зеленокаменные породы, частью амигдалоидные, и эпидозиты (метадиабазы). Ширина по выходам от 2 до 8 км.

#### Вторая осадочно-вулканогенная толща

3. Конгломераты, тонкозернистые красные аркозовые песчаники, крупнозернистые сланцы, сланцы, кварциты, известковистые кварциты, доломиты. Суммарная мощность ориентировочно около 250 м.
4. Измененные диабазы и порфириты, альбитизированные плагиоклазовые порфириты и агломератовые туфы. Ширина полосы от 1,5 до 3,0 км в центральной части.

#### Третья осадочно-вулканогенная толща

5. Доломиты, переслаивающиеся с биотитовыми кварцитами, хлорито-серцитовые сланцы — филлиты, аркозовые кварциты и вышележащие конгломераты, состоящие из обломков зеленокаменной породы, кварца, кварцита и микроклина. Конгломераты встречены в элювии. Истинные стратиграфические соотношения между доломито-филлитовыми и аркозо-конгломератовыми слоями неизвестны.
6. Метадиабазы, метапорфириты, метаспилиты с шаровыми лавами. Ширина полосы до 5,0 км.

Агломератовые туфы и туфо-сланцы мощностью около 300 м.

## Четвертая осадочно-вулканогенная толща

7. Пелитовые и алевролитовые филлиты, частью углистые филлиты, туффиты и туфосланцы. Мощностью от 500 до 1000 м<sup>1</sup>.

8. Серия переслаивающихся покровов авгитовых диабазов, вариолитовых афанитов с осадочными и туфогенными породами. Ширина полосы до 15 км.

## Пятая осадочно-вулканогенная толща

9. Филлиты, углистые сланцы, туффиты в виде отдельных изолированных выходов.

10. Плагнопорфириты тундры Порьиташ (метаандезиты). Ширина полосы около 3,0 км.

11. Основные и ультраосновные интрузии и связанное с ними медно-никелевое оруденение.

Как видно из разреза, вся свита печенга-кучин в целом представляет собой чередование мощных осадочно-вулканогенных толщ, состоящих из пачек осадочных отложений и ряда переслаивающихся покровов. Вулканогенные породы нижних трех толщ сильно метаморфизованы и превращены в зеленокаменные породы. В верхних двух толщах вулканогенные породы представлены более свежими авгитовыми диабазами, гяаллодиабазами и вариолитами.

Ниже приводится более подробное описание указанных выше толщ.

Первая осадочно-вулканогенная толща. В основании свиты печенга-кучин залегают конгломераты, называемые конгломератами теллеви-неверскруг. Они слагают небольшой п-ов Кумпула, вдающийся в оз. Клистерванн (Теллеви-ярви).

По поводу образования этих конгломератов и их стратиграфического положения существуют два предположения. Н. Д. Садовский и В. М. Чапышев (1949 г.), Д. Ф. Агапьев (1948 г.), Л. Я. Харитонов (1950 г.), считают их базальными конгломератами свиты печенга-кучин, аналогичными конгломератам района с. Луостари в юго-восточной части свиты. Х. Хаузен (1926) и Н. А. Курылева (1948 г.) на основании условий залегания этих конгломератов, их тиллитоподобного характера, глубокой метаморфизации и спорадического распространения считают эти образования более древними, не относящимися к свите печенга-кучин<sup>2</sup>.

Конгломерат состоит из обломков белого пепматита, розового и светло-серого гранита, серого кварца и кварцита. Петрографический анализ показал, что гранит в гальках относится частично к олигоклазовому граниту, а частично к катаклазированной плаггиомикроклиновому граниту, жилы которого секут конгломерат архейской свиты Сюдварангер в Норвегии. Структура гранита blastsгранитовая со следами катаклаза. Размер галек в среднем 5—7 см в диаметре, нередко доходит до 20—30 см. Цементом является среднезернистый материал того же состава, но в значительной степени обогащенный слюдой и рассланцованный.

<sup>1</sup> В 1952 г. в юго-восточной части района, близ рч. Ламмасйоки, в верхней толще филлитов обнаружены конгломераты с галькой пород свиты печенга-кучин и гранитов основания. Детально конгломерат еще не изучен, но присутствие его среди пород свиты печенга-кучин указывает на вероятность наличия несогласия внутри свиты (Прим. ред.).

<sup>2</sup> Это представление базируется на разном простираннии пород — эффузивов нижней (первой) толщи свиты печенга-кучин и конгломератов теллеви. Однако, поскольку выходы тех и других разделены необнаженным пространством, трудно говорить о структурных и стратиграфических соотношениях между ними. Тот факт, что выходы конгломератов теллеви располагаются так же, как и выходы конгломератов в районе с. Луостари, между эффузивами и древними гранитами архея, заставляет все же высказываться за принадлежность их к свите печенга-кучин (Прим. ред.).

На п-ове Кумпула наблюдается частое чередование конгломератов с аркозами, серицито-карбонато-аркозовыми песчаниками, биотитовыми, биотит-карбонатными и кварц-альбит-серицитовыми сланцами. Мощность горизонта осадочных пород 150—200 м.

Тиллитоподобный характер конгломератов определяется наличием в них участков типа луддингов, насыщенных крупными, от 30 до 40 см в диаметре, округлыми валунами с отчетливо сглаженной поверхностью. Подобные конгломераты снова обнажаются только в юго-восточной части распространения свиты печенга-кучин близ с. Луостари.

Диабазовые и порфириновые зеленокаменные породы первой осадочно-вулканогенной толщи в виде широкой полосы прослеживаются от оз. Сальмиярви (на западе) до р. Петсамо-йоки (на востоке). Наибольшего развития они достигают на север от с. Ахмалахти. Ширина полосы здесь 8 км.

Вулканогенная толща представлена разнообразными зеленокаменными породами, возникшими в результате метаморфизации диабазов, порфиритов и мандельштейнов. Нижние горизонты ее сложены измененными диабазовыми зеленокаменными породами, которые, кроме того, встречаются в виде маломощных прослоев среди порфиритовых зеленокаменных пород, слагающих верхние горизонты этой толщи. Это мелкозернистые и среднезернистые темно-зеленые и серовато-зеленые массивные породы. Структура их кристаллобластическая с реликтами бластофитовой. Минералов, слагающих первичную породу, не сохранилось. Порода состоит, в основном, из альбита и амфибола, в подчиненном количестве присутствуют хлорит, эпидот, цоизит, гидробиотит, лейкоксен и кварц. В районе оз. Куйва-ярви и к югу от оз. Рюсян-ярви встречаются диабазовые зеленокаменные породы с реликтами микрофитовой структуры и миндалекаменной текстурой.

Порфиритовые зеленокаменные породы и эпидозиты развиты в верхних горизонтах описываемой вулканогенной толщи. Они отличаются более тонкозернистым сложением и большим количеством миндалин. Структура пород бластопорфировая, частью миндалекаменная с гранобластовой, бластомикродиабазовой и фибробластовой основной тканью породы. Наблюдаются плохо сохранившиеся реликты интерсертальной структуры, выражающейся в беспорядочно ориентированных лейстах основного плагиоклаза, замещенного альбитом. Бластопорфиритовые вкрапленники представлены в основном альбитом и в подчиненном количестве пироксеном, почти полностью замещенным актинолитом и карбонатом. Альбит во вкрапленниках и в основной массе составляет не более 35% породы. Основная масса в большинстве случаев представлена агрегатом тонковолокнистого актинолита, мелкозернистого цоизита, мелкочешуйчатого хлорита, гидробиотита и землистого лейкоксена.

Среди порфиритовых зеленокаменных пород встречаются участки, сложенные эпидозитами, в поле легко отличающимися по светло-зеленой окраске. Характерная особенность этих пород заключается в том, что они почти на 90—95% состоят из эпидота.

Вторая осадочно-вулканогенная толща. Песчаники, сланцы, конгломераты, кварциты, доломитизированные известняки. На породах первой зеленокаменной толщи согласно залегает вторая пачка осадочных пород, обнажающаяся на южном берегу залива Питка-Лауко, в нижнем и верхнем течении рч. Кувернерин-йоки, по берегу оз. Арведем-ярв и по правому берегу р. Петсамо-йоки. В промежутках между указанными пунктами широко развиты четвертичные отложения, скры-

вающие от наблюдения выходы этих пород, но можно предполагать, что эти выходы принадлежат единому осадочному горизонту.

Наиболее полный разрез, вскрытый горными выработками, можно наблюдать в верховье рч. Кувернерин-йоки (от нижележащих к выше-лежащим).

Основанием для осадочных пород служат порфириновые зеленокаменные породы первой толщи, нацело превращенные в агрегат уралита, хлорита, биотита и альбита.

Выше залегают:

Тонкозернистый известковистый розовый песчаник, переслаивающийся с глинистыми сланцами. Песчаник неравномернозернистый, содержит участки, состоящие из карбоната и мелких зерен кварца, микроклина, альбита и участки, сложенные карбонатом, серицитом и другими минералами. Встречаются прослои, состоящие из одного серицита. Мощность слоя	1,2 м
Известковистые песчаники, частью брекчированные. Обломки розовых известковых песчаников и известняка сцементированы хлоритовой массой. По мере приближения к лежащему боку песчаники обогащаются глинистым материалом	7 м
Аркозовый песчаник, тонкозернистый, розовато-серого цвета. Цемент серицитовый, составляет 10—12% породы	6 м
Аркозовый песчаник тонкозернистый с прослоями глинистого сланца и крупнозернистого песчаника с карбонатным цементом	0,45 м
Аркозовый кварцито-песчаник розового цвета, тонкозернистый, плотный, крепкий	2,0 м
Аркозовый кварцитовидный песчаник светло-серого цвета, тонкопослойчатый	2,4 м
Закрито наносами	2,40 м
Кварцит белого цвета, среднезернистый. Содержание полевошпатовых минералов не превышает 5—8%	3,2 м
Аркозовые кварцитовидные песчаники, очень тонкозернистые, светло-серые, тонкослоистые	3,0 м

Падение пород к юго-западу 190°, угол 35°.

В 5 км западнее, вниз по рч. Кувернерин-йоки, в этой толще преобладают известняки, в которых была обнаружена фауна. Здесь был встречен малоомощный (30 см) прослой, переполненный округлыми и несколько овальными включениями, которые, по определению Н. Н. Яковлева и В. Н. Рябиной, являются деформированными члениками стеблей и рук криноидей.

В одном из шлифов, изготовленных из образца доломитов, обнажающихся на доломитовом мыске залива Питка-Лауко у оз. Куэтьярви, Н. Н. Яковлев обнаружил членик и стебель криноидеи, в середине которого хорошо различимы осевой канал и сечения плоскостей соприкосновения отдельных члеников криноидеи.

В этом же обнажении в доломитах найдены органические остатки, определенные В. П. Нехорошевым как зоарии мшанки отряда *Cyclostomata*, наиболее близко стоящей к семейству *Seraporidae* Ulrich, особенно к роду *Spatipora*, характеризующему верхнюю половину ордовика.

В известняках, обнажающихся по правому берегу р. Петсамо-йоки (обр. 2/25, 6/37), были встречены органические остатки, очень похожие на колонии кораллов *Tabulata*. Б. С. Соколовым установлено присутствие здесь форм, похожих на колонии коралла *Lichenaria*.

В другом шлифе Б. С. Соколов обнаружил обрывок *Clothrodiction*. Кроме того, при просмотре ряда образцов Н. Н. Яковлевым и И. И. Горским среди органических остатков установлено наличие форм, напоминающих остатки колоний кораллов *Tabulata*.

На основании собранного материала видно, что во всех трех пунктах выходов известняков, расположенных друг от друга на расстоянии

многих километров, встречается один и тот же комплекс органических остатков, те же мшанки, криноидеи, кораллы типа *Tabulata* и водоросли.

Таким образом, найденные фаунистические остатки позволяют свиту печенга-кучин отнести к нижнему палеозою<sup>1</sup>.

Породы вулканогенной толщи, залегающие на втором осадочном горизонте, представлены диабазовыми и порфириновыми разностями, частью полностью альбитизированными, и туфами. Породы этой толщи наиболее полно представлены к востоку от оз. Салмиярви. Ширина занятой ими полосы достигает здесь 3,5 км. Западнее Салмиярви, близ р. Паз, эта толща обнажается в верхнем течении рч. Менникон-йоки. Здесь ширина полосы не превышает 0,7 км. Рассматриваемая вторая зеленокаменная толща по сравнению с нижней является более пестрой и состоит из многочисленных покровов, различных не только по структуре, но и по составу пород. Альбитизированные порфириты и их туфы встречаются здесь довольно часто. Разделение этой толщи на горизонты весьма условно, так как каждый горизонт в свою очередь состоит из часто переслаивающихся пород, несколько отличных как по своим структурным признакам, так и по минералогическому составу. Тонкое чередование пород прослеживается даже в одном обнажении, где породы отличаются по цвету и по зернистости.

Нижний горизонт второй вулканогенной толщи представлен амфиболо-порфириновыми зеленокаменными породами, местами с обильными миндалинами. Мощность горизонта непостоянна и меняется от нескольких сотен метров до 1000 м.

Структура пород blastsпорфировая, амигдалоидная, основная ткань blastsмикропорфировая, blastsмикродиабазовая, встречаются реликты интерсертальной. Blastsпорфировые вкрапленники представлены в основном альбитом. Основная масса представляет собой агрегат альбита, хлорита, уралита, эпидота, лейкоксена и рудного минерала.

Среди пород нижнего горизонта встречаются адиагностические афанитовые альбит-хлорито-эпидотовые породы и альбитовые породы, состоящие из одного альбита с незначительным количеством хлорита, сфена и рудного минерала. Они образовались вследствие выноса из пер-

<sup>1</sup> Плохая сохранность органических остатков не дает полной уверенности в безусловном отнесении их к палеозою. Необходимы дополнительные сборы фауны.

В 1956 г. Л. Я. Харитоновым на мысе Доломитовом оз. Куетсяярви были собраны образцы мраморовидных доломитов с концентрической (водорослевой) структурой. В просмотренных В. П. Нехорошевым шлифах и образцах не оказалось бесспорных (плохая сохранность) органических остатков, что не дает никакой определенности для решения возраста этих доломитов.

При обсуждении вопроса о возрасте свиты печенга-кучин, по-видимому, должны быть приняты во внимание новые интересные находки студентом А. М. Михайловым тиллитоподобных образований в карьере рудника Каммикиви. В толще ленточно-слоистых филлитов, подстилающей четвертый покров авгитовых диабазов, здесь была обнаружена пачка несложной оруденелой породы, напоминающей тиллит, с довольно многочисленными угловатыми валунами серого гранита, размером от 5—15 см до 20—45 см в поперечнике.

Эти тиллитоподобные конгломераты следует сопоставлять с конгломератами, обнаруженными В. Я. Кузенковым в той же толще филлитов значительно восточнее (район рч. Ламмасйоки). В связи с этими находками тиллитоподобных образований естественно напрашивается вопрос: не являются ли они одновременными с бесспорными тиллитами, широко известными внутри толщи эокембрийских образований Варангер-п-ова и Рыбачьего п-ова?

Если это окажется так, то возраст свиты печенга-кучин может быть палеозойским (эокембрий). Конгломераты Ламмасйоки и рудника Каммикиви заслуживают самого детального исследования (*Прим. ред.*).

вичной породы магния и кальция и поэтому имеют лейкократовый характер. Однако к альбитофирам эти породы не относятся. Н. А. Курылева назвала их альбитизированными зеленокаменными породами. Здесь же встречен прослой вторичного кварцита, возможно образовавшегося за счет кислых эффузивов.

В верхах этого горизонта обнаружены участки, сложенные измененными крупнообломочными туфами, характеризующимися чередованием участков различного цвета и состава. Обломки представлены различными порфириновыми зеленокаменными породами. Цементирующая обломки масса состоит из агрегата кварца, альбита и незначительного количества актинолита и эпидота.

Над горизонтом диабазовых и порфириновых зеленокаменных пород с амигдалоидами залегают горизонт альбитизированных порфиритов, их туфов и крупнообломочных туфобрекчий. Этот горизонт также весьма неоднороден и состоит из тонко переслаивающихся альбитизированных порфиритов, туфов и порфириновых зеленокаменных пород. Последние имеют подчиненное значение. Мощность отдельных слоев выражается в десятках метров. Общая мощность горизонта не выдержана и колеблется от 500 до 800 м. На востоке в районе р. Печенги горизонт альбитизированных порфиритов и туфов налегает непосредственно на второй горизонт осадочных пород. Цвет альбитизированных порфиритов розовато-серый, частью лиловато-серовато-зеленый. Структура реликтовая, порфириновая, частью амигдалоидная. Структура основной массы микропризматическая, реликтовая, интерсертальная, трахитовидная микролитовая, реликтовая гиаллопилитовая, характеризующая породу, состоящую на 80—85% из лейст альбита и разложенного стекла, причем лейсты альбита имеют раздвоенные концы.

Порфириновые вкрапленники представлены в основном альбитом. Основная масса сложена на 80—85% микролитами альбита, интерстиции заполнены хлоритом, вторичным кварцем, серицитом и главным образом магнетитом, составляющим до 10% породы.

Крупнообломочные туфобрекчий встречаются спорадически. Размеры обломков от 10 мм до 12 см. Форма обломков чаще округлая, но встречается остроугольная. Края их нередко оплавлены. Обломки представлены порфиритами, основная масса которых характеризуется реликтами структур: гиаллопилитовой, микролитовой, интерсертальной, трахитовой. Вкрапленники представлены альбитом, основная масса в обломках состоит из микролитов альбита, интерстиции заполнены разложенным бурым стеклом, рудным минералом и хлоритом.

Кроме того, встречаются обломки серицитовых сланцев, состоящих на 90% из серицита и на 10% из кварца. Обломков древних архейских пород и зерен микроклина, которые входят в состав осадочных пород, здесь не встречено.

Связующая обломки масса представлена хлоритом, альбитом, рудным минералом, тонкозернистым вторичным кварцем, серицитом и множеством мелких обломков стекловатых пород. Стекло разложено в буроватый агрегат. Местами связующая масса представлена лишь вторичным кварцем и рудной пылью.

Третий горизонт второй вулканогенной толщи сложен преимущественно порфириновыми и диабазовыми зеленокаменными породами, грань между которыми провести невозможно, так как среди порфириновых зеленокаменных пород часто встречаются афировые разности. В верхах этого горизонта встречались участки серых, с лиловым оттенком,



альбитизированных плагиоклазовых порфиритов и их туфов. В западной части района, по обоим берегам рч. Менникон-Йоки, породы третьего горизонта в значительной степени подвергнуты катаклазу и милонитизации и представлены рассланцованными альбитовыми порфиридами, чередующимися с прослоями альбитовых и афировых порфиритоидов.

Третья осадочно-вулканогенная толща. Третий горизонт осадочных пород прослеживается в виде узкой прерывистой полосы по правому борту долины рч. Пикку-Колос-Йоки и в его верхнем течении представлен тонкозернистыми красными песчаниками, крупнозернистыми аркозами, сланцами и мелкогалечными конгломератами; в нижнем течении ручья преобладают мелкозернистые известковистые песчаники, слюдястые сланцы, кварциты и доломитизированные известняки. В мелкозернистых красных песчаниках и сланцах верхнего течения рч. Пикку-Колос-Йоки часто наблюдается отчетливая косая слоистость, присутствие которой обычно характеризует дельтовые отложения. На основании сказанного можно предполагать, что эти породы являются дельтовыми отложениями.

Схематический разрез пород третьего осадочного горизонта в верхнем течении рч. Пикку-Колос-Йоки (снизу вверх) следующий:

Тонкозернистые красные песчаники с маломощными прослойками филлитов. В песчаниках хорошо выражена косая слоистость . . . . .	150 м (250)
Крупнозернистый аркозовый песчаник . . . . .	1—2 м
Мелкогалечные конгломераты, прослеживаются в элювии на 200 м выше оз. Лучломполо . . . . .	1—2 м

Обломки в конгломератах представлены микроклином, кварцем, кварцитом, порфиритовой зеленокаменной породой, альбитизированным порфиритом и филлитом. Они в большинстве случаев угловаты, реже слабо окатаны, составляют 80% породы. Цементирующая масса представлена агрегатом серицита, хлорита, карбоната и мелких зерен кварца. Кроме того, в цементе присутствуют сгустки из черной рудной пыли. Интересно отметить отсутствие галек гранита и пегматита и присутствие галек зеленокаменных пород, подстилающих эту толщу. Это говорит о том, что в процессе седиментации этого слоя происходило обмеление водного бассейна и размыв подстилающих вулканогенных пород.

Конгломераты являются внутриформационными.

В нижнем течении рч. Пикку-Колос-Йоки залегают (снизу вверх):

Загрязненные кварцем доломитизированные известняки . . . . .	1 м
Темно-серые мелкозернистые песчаники . . . . .	3 м
Известковистые песчаники с прослоями биотитовых сланцев и чистых скрытокристаллических серых кварцитов-лидитов . . . . .	5 м
Доломитизированные известняки . . . . .	2,5 м

На породах третьего осадочного горизонта залегает третий горизонт голубовато-зеленых зеленокаменных пород, представленный, в основном, спилитовыми разностями и актинолитовыми сланцами. В контакте с этими зеленокаменными породами подстилающие глинистые сланцы несколько брекчированы. Эта толща протягивается непосредственно от р. Паз до р. Печенги и далее поворачивает на юг. Наибольшей мощности она достигает к северу от тундры Ортоайви. Здесь ширина ее достигает 3,5 км. Породы плотные афанитового строения. Текстура массивная, чаще сланцеватая. Породы изменены в значительной степени, но некоторое различие в них наблюдается.

Нижняя часть этого горизонта сложена несколько катаклазированными диабазовыми зеленокаменными породами с хорошо различимой

бластоофитовой и частью бластодиабазовой и гранонематобластовой структурами. Катаклиз проявляется в раздробленности лейст, но затемняется наложением и ростом амфибола, хлорита и эпидота, которые как бы залечивают раздробленную породу. Породы этого горизонта состоят на 15—50% из альбита и на 50—85% из темноцветных минералов: амфибола, эпидота, хлорита, лейкоксена и рудного минерала. Структура реликтовая порфировая и миндалекаменная. Основная ткань породы — микрогранобластовая, микронематогранобластовая, микрофиброгранобластовая и лепидогранобластовая.

В средней и даже верхней части этого горизонта породы отличаются сланцевой текстурой и относятся к альбито-актинолитовым, альбит-эпидот-хлорито-актинолитовым, цоизито-актинолитовым, карбонато-хлоритовым и альбит-лейкоксено-актинолитовым сланцам. Кроме того, среди пород третьего горизонта по левому берегу р. Колас-йоки встречаются маломощные прослойки мелкообломочных измененных туфов и туфопесчаников.

Верхние слои третьего вулканогенного горизонта сложены преимущественно агломератными туфами и туфосланцами также зеленовато-голубого цвета. Мощность туфов, агломератов и туфосланцев составляет 300 м. Агломератные туфы и туфо-сланцы залегают в виде отдельных полос и линз. Наибольшей мощности они достигают к северу от тундр Каула и Каммикиви.

Обломки туфов составляют 70—80% породы. Форма их угловатая и реже округлая. По составу они очень однообразны и отвечают измененной гиаллопилитовой основной массе порфиритов. Кроме того, встречаются обломки кристаллов альбита и актинолита. Связующая обломки масса имеет сланцеватую текстуру и состоит из агрегата хлорита, пылевидного рудного минерала, альбита и лейкоксена.

Туфосланцы обладают фибро-гранобластовой структурой и состоят из войлочной массы, иголок актинолита, листочков хлорита и зерен лейкоксена.

Четвертая осадочно-вулканогенная толща. Как и в первых трех толщах, низы этой толщи слагаются осадочными породами, образующими четвертый осадочный горизонт. Характерной его особенностью является однообразие литологического состава. Этот горизонт сложен в основном филлитами, содержащими прослойки туфопесчаников и различных туфогенных крупнообломочных пород. Они прослеживаются с запада от долины р. Шуонийоки до тундры Кучин, расположенной на востоке. На всем этом протяжении мощность филлитового горизонта довольно выдержана и в среднем составляет 500—700 м, реже достигая 1000 м. Слоистость филлитов выражена то более, то менее отчетливо и обусловлена чередованием слоев различного минералогического состава и различной крупности зерна.

По крупности зерна различают пелитовые филлиты и алевропелитовые филлиты. По минералогическому составу они подразделяются на хлоритовые, серицитовые, карбонатные и углистые разности. Между указанными разностями существуют постепенные переходы в пределах одного слоя.

Наиболее распространенными являются пелитовые филлиты, а в пределах рудных месторождений — серицитовые филлиты.

Текстура филлитов сланцеватая, плейчатая, полосчатая. Структура — пелитовая, алевропелитовая, в зависимости от размеров зерен, чешуйчатая, лепидобластовая — в зависимости от их формы. В состав

филлитов входят следующие минералы: хлорит, серицит, кварц, альбит, олигоклаз-альбит, карбонат, лейкоксен, рудный минерал, актинолит. Углистые сланцы встречаются в ассоциации с кварц-серицитовыми разностями и переходят в них постепенно. Содержание углистого вещества непостоянное.

Из туфогенных образований в сланцевой толще встречаются агломератные туфы и туффиты. Т. В. Перекалина (Перевозчикова, 1946 г.) делит их на стекловатые туфы, отличающиеся реликтовой витрокластической структурой, и обломочные туфы, характеризующиеся пирокластической структурой. Н. А. Елисеев (1947ф) агломератные образования относит к туффитам, образованным в условиях осадконакопления филлитовой толщи.

Вулканогенные породы четвертой толщи представлены чередованием средне- и мелкозернистых, а также афанитовых авгитовых диабазов — спилитов с прослоями туфогенных пород. Эта толща резко отличается от трех нижележащих зеленокаменных толщ свежестью и массивностью пород. Мощность ее колоссальна и определяется в 5—7 км. Горизонтальное расстояние вкrest простираения пород достигает 15 км, а углы падения пластовой отдельности составляют 45—50°.

Мощность отдельных чередующихся слоев диабазов и туффитов, установленная глубокими скважинами № 140 и 240, весьма различна. Так, например, скважиной № 140 вскрыт следующий разрез:

Морена	1,5 м
Мелкозернистые авгитовые диабазы	39,5 м
Туффиты с мелкой вкрапленностью сульфидов	1,70 м
Диабазы серые, мелкозернистые, свежие	73,58 м
Туффиты темно-серые, плотные, мелкообломочные	3,48 м
Диабазы серые с зеленоватым оттенком, мелкозернистые, с редкими прожилками карбонатов	14,69 м
Туффиты с редкой вкрапленностью сульфидов	1,96 м
Филлиты	16,17 м

Разрез четвертой толщи по наиболее глубокой скважине № 240 на месторождении Каула (Н. К. Уткин, 1949—1950 гг.) таков (сверху вниз):

1. Толща переслаивающихся диабазов с филлитами и туфами общей вскрытой мощностью	378,94 м
Диабазы	43,77 м
Филлиты	0,95 м
Диабазы	123,33 м
Филлиты	0,5 м
Диабазы	38,48 м
Туфы	2,14 м
Диабазы	69,82 м
Филлиты	0,55 м
Диабазы	28,71 м
Туффиты	1,95 м
Филлиты	0,96 м
Туффиты	0,25 м
Диабазы	67,53 м
2. Толща переслаивающихся филлитов и туффитов общей мощностью	134,63 м
Филлиты	2,64 м
Туффиты	5,71 м
Филлиты	6,47 м
Туффиты	7,08 м
Филлиты	56,58 м
Туффиты	7,35 м
Филлиты	48,80 м

3. Интрузии гипербазитов мощностью	118,68 м
Пироксениты	5,30 м
Габбро	18,36 м
Пироксениты	22,97 м
Серпентиниты	5,70 м
Пироксениты	23,55 м
Серпентиниты	10,60 м
Пироксениты	7,75 м
Перидотиты	20,30 м
Пироксениты	4,15 м
4. Толща филлитов и диабазов вскрытой мощностью	73,70 м
Филлиты	9,84 м
Серпентиниты	1,25 м
Филлиты	2,44 м
Диабазы	1,52 м
Филлиты	58,65 м

В боковых частях отдельных покровов часто встречаются вариолитовые и стекловатые афаниты, палеотахилиты, в центральной части — хорошо выкристаллизовавшиеся диабазы. При этом в низах толщи преобладают более мощные покровы, в верхах менее мощные и поэтому стекловатые разности здесь встречаются чаще. В поле нередко наблюдаются текстуры шаровых и подушечных лав; промежутки между шарами выполнены кварцем и карбонатом. На основании текстурных особенностей (шаровые лавы), а также полной альбитизации пород и чередования диабазов с туффитами можно предполагать, что излияние диабазовой магмы происходило в подводных условиях.

Авгитовые среднезернистые диабазы имеют темно-зеленую окраску, ясно зернистое массивное сложение, офитовую, пойкилоофитовую, реже мандельштейновую и порфиоровую структуру. Порода состоит из плагиоклаза, пироксена, рудных минералов; вторичные минералы — хлорит, актинолит, эпидот, карбонат и лейкоксен.

Вариолитовые афаниты — темные, реже голубовато-серые. Характеризуются вариолитовыми и вариолито-стекловатыми текстурами, обусловленными радиально волокнистым или тонковетвистым строением пироксена, а иногда пироксена и альбита вместе. Встречаются участки породы с вариолито-стекловатой или вариолито-тахилитовой структурой, обусловленной тем, что вариолы заключены в совершенно аморфную стекловатую массу, разложенную в бурое вещество.

Палеотахилиты — стекловатые афаниты являются наименее раскристаллизованными, иногда даже сплошь стекловатыми разностями вариолитовых афанитов и представляют собой темную стекловатую полупрозрачную массу, в которой различимы редкие мелкие иглы пироксена и плагиоклаза. Местами стекловатая масса имеет пятнистое строение, где пятна представляют собой зародыши вариолей.

Среди пород диабазо-спилитовой толщи, особенно в восточной ее части, встречаются зоны брекчий мощностью от 3 до 5 м. Простираение брекчированных зон северо-восточное, близкое к широтному. Обломки брекчий представлены главным образом стекловатыми афанитами. Цвет обломков серовато-зеленый, по краям красноватый; форма округлая, реже остроугольная. Подобные вариолитовые афаниты и тахилиты встречаются в районе месторождения Блявы на Урале и подробно изучены В. А. Заварицким.

Пятая осадочно-вулканогенная толща. Туфосланцы этой толщи были встречены на северо-западной вершине тундры Порьгаш. Преслой туфосланца мощностью в 5 м протягивается на 25 м по

простирацию в западном (285—290°) направлении. Это темно-серые сланцеватые породы тонкополосатой текстуры, обусловленной переслаиванием мелкообломочного материала с более крупнообломочным. Структура бластокластическая, бластоалеовритовая. Сланец состоит на 50% из мелких угловатых и оплавленных обломков кристаллов плагиоклаза, кварца и обломков порфиритов. Размер обломков 0,1—0,2 мм. Связующей массой является агрегат хлорита, разложенного стекла и черной углисто-пелитовой массы.

К западу от тундры Порьиташ, на простираии туфо-сланцев, в сильно заболоченной местности, спорадически встречаются коренные выходы углистых филлитов. Структура их бластопелитовая. Эти сланцы состоят на 45% из мелких зерен кварца, сцементированных глинисто-углистым веществом, составляющим 55% общей массы породы. В настоящее время неясно, составляют ли эти сланцы один горизонт осадочных пород, залегающий в основании пятой толщи, или они являются маломощными прослойками в толще плагиопорфиритов тундры Порьиташ, являющихся в этом случае верхами четвертой осадочно-вулканогенной толщи. Условно они выделяются в самостоятельную, пятую осадочно-вулканогенную толщу<sup>1</sup>.

Плагиопорфириты порьиташ получили свое название от одноименной возвышенности, которую они слагают. Предыдущие исследователи называли их метаандезитами (Hausen, 1926). Это довольно однообразные тонкозернистые зеленовато-серые породы с массой вкрапленников плагиоклаза и обломками эффузивных афировых пород.

Текстура пород массивная; структура порфировая. Порфировые вкрапленники представлены альбитизированным плагиоклазом, в значительной степени замещенным соссоритом. Кроме того, встречаются вкрапленники цветного минерала, полностью замещенного серпентином. Кварц во вкрапленниках встречается весьма редко. Основная масса породы состоит из хлорита, цоизита, кварца, альбита, сфена и лейкоксена.

Плагиопорфириты тундры Порьиташ заканчивается разрез свиты печенга-кучин в центральной части занятой ею площади.

### Западная часть площади распространения свиты печенга-кучин

В западной части Печенгского района, непосредственно у государственной границы с Норвегией, свита печенга-кучин имеет сравнительно небольшую мощность — 3000 м. В этой части района первые три горизонта осадочных пород свиты отсутствуют. Породы вулканогенных толщ этой свиты сильно метаморфизованы, катаклазированы и милонитизированы. Наиболее полный разрез свиты для западной части площади ее распространения наблюдается в районе оз. Пороярви (снизу вверх):

Архей	— Гнейсы, гнейсо-граниты и мигматиты
Протерозой	— Сланцеватые амфиболиты
Нижний палеозой	
Первая вулканогенная толща	— Диабазовые и порфириновые зеленокаменные породы, развиты незначительно
Вторая вулканогенная толща	— Альбитизированные порфириоиды и порфиритоиды

<sup>1</sup> Высказывается также и другое предположение, что этот горизонт филлитов стратиграфически соответствует четвертому горизонту, но обнажающемуся в южном крыле Печенгской синклинали (Макеенко, 1953 г.).

- Третья вулканогенная толща — Голубые диабазовые и порфиритовые зеленокаменные породы, альбито-актинолитовые сланцы
- Четвертая вулканогенная толща — Отсутствует
- Пятая вулканогенная толща — Сланцы оз. Пороярви. Порфиритоиды, ороговикованные порфириты, карбонат-хлоритовые сланцы (измененные туфогенные образования)

Сланцеватые амфиболиты залегают в основании свиты печенга-кучин. Они протягиваются в виде узкой полосы, длиной в 14 км, следующей от государственной границы с Норвегией через весь о. Менникон-Сари. Простираение их согласное с простираением пород свиты печенга-кучин (северо-восток  $80^\circ$ ), падение к юго-востоку под углом  $30-45^\circ$ . Ширина полосы сланцеватых амфиболитов 800 м. О более раннем возрасте этих образований, по сравнению со свитой печенга-кучин, свидетельствует мигматизация их микроклиновым гранитом.

По наблюдающимся реликтам порфировой структуры предполагается, что сланцеватые амфиболиты возникли за счет метаморфизма каких-то эффузивных пород. Наиболее часто отмечается гранома-тобластовая структура. Состав: амфибол, биотит, кварц, плагиоклаз, микроклин, рудный минерал, апатит, сфен. В верхах толщи сланцеватых амфиболитов залегают пачка биотито-хлорито-кварцевых и магнетитокремнистых сланцев. По данным Печенгской геолого-разведочной партии, скважина № 306 (заданная в западной части района), пройдя толщу кварцево-хлоритовых сланцев, эпидозитов, туффитов и спилитов, на глубине 51,20 м встретила темно-зеленые и черные сланцеватые амфиболиты, обогащенные магнетитом, и прошла по этим амфиболитам 75 м.

Первая вулканогенная толща — диабазовые и порфиритовые зеленокаменные породы — развита на о. Менникон-Сари, в виде узкой полосы, шириной в 400—500 м. Эти породы характеризуются реликтами порфировой структуры, присутствием амигдалоидных разностей и ничем не отличаются от подобных пород, развитых в центральной части свиты.

Породы второй вулканогенной толщи — альбитизированные порфиритоиды и порфиритоиды, являющиеся метаморфизованными порфиритами, по степени метаморфизма значительно отличаются от подобных пород центральной части площади распространения свиты. Они в виде узкой полосы, шириной в 500 м, обнажаются по обоим берегам рч. Менникон-Йоки. Здесь эта толща не является однородной и состоит из прослоев альбитовых порфиритоидов, чередующихся с прослоями альбитовых и афировых порфиритоидов. Мощность отдельных слоев определяется метрами, реже десятками метров, для альбитовых порфиритоидов, и десятками, реже сотнями, метров для порфиритоидов.

Альбитовые порфиритоиды отличаются темно-серым цветом с красноватым, розоватым и лиловатым оттенком. Текстура их сланцеватая, местами плейчатая. Структура породы blastoporphiric, частью афировая, катакластическая. Структура основной ткани породы микрогранобластовая, гранобластовая, реликтовая, фельзитовая, частью реликтовая трахитовидная. Порфиритовые выделения катаклазированы и представлены преимущественно свежим, реже серицитизированным альбитом, в очень редких случаях — агрегатом хлорита и гидробиотита. Последние не имеют характерных для вкрапленников форм и являются скорее амигдалоидами. Количество вкрапленников от 10 до 20%, размеры их 3—4 мм.

Основная ткань породы сложена тонкозернистым агрегатом альбита, вторичного кварца, хлорита, серицита, сульфидов, магнетита и лейкоксена.

Альбитовые порфириоиды переслаиваются с актинолитом-хлорит-эпидот-альбитовыми, альбит-цоизито-актинолитовыми и цоизито-карбонат-амфиболовыми сланцами, образовавшимися в результате рассланцевания порфиритовых и диабазовых зеленокаменных пород. Возможно, что часть этих сланцев относится к альбитовым порфириоидам, отличающимся от порфириодов меньшим количеством вкрапленников альбита и большим количеством хлорита, эпидота и амфибола в основной массе.

Туфобрекчи, встреченные в альбитовых порфириодах, представляют собой мелкообломочную породу (мощность слоя 10 см), состоящую из обломков порфириода, размером в 5—6 мм, сцементированных хлоритовым и кварц-альбитовым материалом.

Породы свиты в этой части района сильно изменены явлениями катаклаза, выразившегося в дроблении минералов, и рассланцевании с образованием вторичных минералов: хлорита, гидробиотита, кварца и рудного минерала.

Зеленокаменные породы третьей вулканогенной толщии залегают здесь непосредственно на зеленокаменных породах второй толщии. В поле они легко отличаются своим зеленовато-голубым цветом, афанитовым строением и присутствием сланцеватых текстур и шаровых лав. Мощность толщии в районе оз. Пороярви 650—700 м. В большинстве случаев это трудно определяемые афанитовые породы, характеризующиеся бластодиабазовой, гранонематобластовой и катакlastической структурами, местами наблюдаются реликты порфириовой и амигдалоидной структур. Основная ткань породы в этих разностях имеет микрогранобластовую, микронематобластовую, микрофиброгранобластовую и лепидогранобластовую структуру. Породы состоят из агрегата актинолита, уралита, альбита, хлорита, эпидота и лейкоксена. Среди этих пород часто встречаются кварц-альбит-хлоритовые сланцы, по всей вероятности, туфогенного происхождения.

Сланцы оз. Пороярви. В западной части свиты печенгачин по берегам оз. Пороярви, расположенного близ государственной границы с Норвегией, обнажается своеобразная пачка сланцев. Здесь наблюдаются следующие разновидности сланцев: альбито-хлоритовые, карбонат-альбито-хлоритовые, карбонат-биотито-хлоритовые, альбит-кварцево-серицитовые, кремнистые, углисто-кремнистые, серицито-углистые и углистые. В низах сланцевой толщии в виде небольшого прослоя, мощностью 10—15 см, встречена легкая пористая пепельно-серая кварцевая порода, напоминающая пемзу. Мощность сланцевой толщии определить весьма затруднительно, так как сланцы обнажаются в виде изолированных выходов, но она не превышает 300 м.

По восточному берегу оз. Пороярви среди сланцев часто встречаются в виде линз сильно карбонатизированные изверженные породы, в которых местами наблюдаются реликты первичных структур. Подобные измененные, сильно карбонатизированные породы наблюдались Б. И. Папушис (1948 г.) в рудной филлитогипербазитовой толще тундры Каула.

Вопрос о стратиграфическом положении описываемых сланцев остается до сих пор открытым. Так, например, Хаузен (1926) считает их естественным западным продолжением филлитовой толщии свиты печенгачин, что видно из его геологической карты.

Л. С. Коссовой (1950 г.), Н. Д. Садовский, В. М. Чаплышев (1949 г.) и другие на основании некоторого литологического сходства этих сланцев с протерозойскими сланцами тундры Тальи относят их к протерозою.

Н. А. Курылева (1948 г.), считая, что в литологическом отношении сланцы оз. Пороярви имеют больше сходства с филлито-углистыми и другими сланцами продуктивной толщи свиты печенга-кучин, относит их к четвертому горизонту осадочных пород этой свиты. Эта последняя трактовка принята на прилагаемой к данному тому геологической карте.

Наиболее интересной разновидностью сланцев оз. Пороярви являются углистые сланцы. Это черные сильно пачкающие и очень легкие породы. Слоистость неясная. По плоскостям наложения располагаются мелкие пустотки от выщелоченных кристалликов пирита. По плоскостям кливажа видны зеркала скольжения.

Химический анализ сланцев показал следующие результаты (в %):  $\text{SiO}_2$  — 67,58;  $\text{R}_2\text{O}_3$  — 13,88 (очень небольшое количество железа)  $\text{MnO}$  — следы;  $\text{CaO}$  — следы;  $\text{MgO}$  — 1,14;  $\text{K}_2\text{O}$  — 1,65;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 2,75; п. п. п. — 12,61. Содержание органического вещества — 9,32%.

После обогащения посредством обработки плавиковой и соляной кислотами было выделено органическое вещество, которое, как показала исчерпывающая экстракция, содержало 12,31% элементарной серы, слегка загрязненной битуминозными примесями. После удаления элементарной серы анализ органического вещества дал следующие результаты (в %): С — 98,49; Н — 0,33; N — 0,06; S — 0,57; O — 0,55; влага при  $100^\circ$  — 1,35; влага при  $150^\circ$  — 1,35; зола — 2,61.

Зеленокаменные породы оз. Пороярви. На сланцевой толще оз. Пороярви залегают зеленокаменные породы. Мощность зеленокаменной толщи в районе бассейна р. Шуонийоки составляет 2700 м, у оз. Пороярви — 1000 м и у государственной границы с Норвегией — 500 м. Здесь широко развиты вертикальные отложения и наблюдению доступны лишь отдельные разобоченные выходы.

Среди зеленокаменных пород встречаются разности, относящиеся к туффидам и сильно измененным порфиридам. Текстура порфиритовых зеленокаменных пород массивная, реже сланцеватая. Структура — порфиробластовая, реликтовая порфировая. Структура основной ткани — микролепидогранобластовая. Вкрапленники представлены крупными кристаллами альбитизированного плагиоклаза, контуры их несколько сглажены. Крупные вкрапленники плагиоклаза обтекаются тонкими полосками, состоящими из пластинок биотита. Такие взаимоотношения напоминают структуру «очковых гнейсов». Основная масса состоит из мелкозернистого агрегата биотита, альбита, кварца, эпидота, цоизита, серицита, карбоната и ильменита, замещающегося лейкоксеном.

В верхах порфиритовой зеленокаменной толщи, близ контакта ее со сланцами тундры Тальи, часто встречаются ороговикованные порфириты и тремолито-хлоритовые, хлорит-тремолитовые и альбит-карбонато-хлоритовые сланцы. Эти сланцы образовались за счет туфогенных образований, а некоторая часть их — за счет порфиритов. Макроскопически это зеленовато-голубоватые породы афанитового строения. Текстура их сланцеватая, реже микроплойчатая. Структура основной массы фибробластовая, частью микронематобластовая. Основная масса состоит из уралит-тремолита, плагиоклаза, кварцита, хлорита, эпидота, карбоната и лейкоксена.



Необходимо отметить, что неизменные авгитовые диабазы четвертой вулканогенной толщи в западной части не встречаются и обрываются, так же как и породы филлитов-гипербазитовой толщи, подходя к долине р. Шуонийоки<sup>1</sup>.

### Восточная часть площади распространения свиты печенга-кучин (тундра Кучин)

Тундра Кучин составляет юго-восточное окончание площади распространения свиты печенга-кучин, имеющий вид дуги, обращенной выпуклостью к северо-востоку.

На большом протяжении, от оз. Туль до Кучин-тундры, свита плохо обнажена. Тем не менее, теперь установлено непрерывное протяжение толщи филлитов на всем этом большом расстоянии. Более или менее полный разрез верхней части свиты дан по Кучин-тундре. Что касается нижележащих толщ, характерно представленных в центральной части, то данных об их распространении пока недостаточно. Известно только, что свита непрерывно прослеживается вплоть до тундры Кучин; филлиты характерны для четвертой толщи.

Только в одном пункте, на островке р. Валлас-йоки, были встречены доломиты и кварциты (Гольдбург, 1951 г.), принадлежащие, по-видимому, к третьей толще.

Большой интерес представляют обнаруженные в районе рч. Ламмас-йоки конгломераты, залегающие в верхнем горизонте филлитов. Они содержат гальку пород нижележащих толщ свиты печенга-кучин и гранитов архейского основания и являются, по-видимому, межформационными, свидетельствующими о наличии перерыва в процессе образования свиты печенга-кучин. Детально эти конгломераты пока еще не изучены.

Посещенная Б. А. Поповым в 1899 г. тундра Кучин позднее была подробно исследована А. А. Полкановым (1926), установившим аналогичную ее геологического строения с Печенгским районом. В последнее время изучением тундры Кучин занималась Т. Л. Гольдбург (1951 г.).

Архейские биотитовые гнейсы и мигматиты с пачками магнетитово-обманков сланцев обнаруживаются только в юго-западной части Кучин-тундры и на тундре Попова. Они имеют господствующее во всем районе северо-западное простирание и юго-западное падение. На остальном пространстве развит осадочно-вулканогенный комплекс пород более молодого возраста, определяемого по аналогии с Печенгским районом как нижнепалеозойский.

В восточной части тундры Кучин А. А. Полканов обнаружил зеленокаменные породы, частью сильно рассланцованные, среди которых он выделил:

а) метадиабазы, частью осланцованные и превращенные в эпидото-плагиоклазовые амфиболиты;

<sup>1</sup> Описываемый в настоящем разделе разрез западной части свиты печенга-кучин изучен крайне недостаточно как вследствие плохой обнаженности, так и из-за отсутствия детальных исследований этого участка. Здесь несомненно имеют место как протерозойские породы (сланцы оз. Пороярви, зеленые сланцы, амфиболиты и метаморфизованные альбитофиры и кератофиры), так и нижнепалеозойские породы свиты печенга-кучин (диабазовые эффузивы). При будущих исследованиях здесь, вероятно, будет выделена спилито-кератофировая формация, характерная для нижнего протерозоя Карельской АССР и Кольского п-ова, и более молодые диабазовые эффузивы (Прим. ред.).

б) актинолитовые сланцы среди метадиабазов, возможно, образовавшиеся по более основным породам;

в) амфиболит-мандельштейны, совместно с которыми развиты кварцево-актинолитовые сланцы, образовавшиеся, по-видимому, за счет туфогенного или седиментогенного материала;

г) шаровые лавы, представленные плагиопорфиритами, перемежающиеся со сланцеватыми амфиболитами; шаровые лавы составляют наиболее высокий из наблюдавшихся горизонтов.

Позднее М. Ф. Шестопалов (1935 г.) обнаружил пояс филлитовых пород, располагающийся в основании свиты. Общая мощность трех горизонтов филлитов достигает здесь 500—600 м.

Этому осадочно-вулканогенному комплексу подчинены sillы метагаббро. По контакту филлитов со сланцеватыми амфиболитами и шаровыми лавами залегают небольшие интрузии серпентинитов. Таким образом, разрез свиты тундры Кучин имеет несомненное сходство с верхней частью разреза Печенгского района.

В результате детальных исследований тундры Кучин П. В. Соколовым (1938 г.) были получены новые данные по геологии, петрологии и тектонике этого района и подтверждена аналогия ее геологического строения с Печенгским районом.

Им описывается полный разрез образований тундры Кучин, наблюдающийся по Лагерному ручью (снизу вверх):

Плотный афанитовый мандельштейн с редкими кварцевыми миндалинами, превращенный в сланцеватый актинолитовый амфиболит . . . . .	4—5 м
Тонкослоистый плотный туфогенный сланец (туффит), превращенный в кварцево-актинолитовый сланец . . . . .	3 м
Афанитовый метадиабаз (сланцеватый актинолитовый амфиболит), местами с миндалекаменной текстурой и пропластками тонкого туфогенного материала . . . . .	50 м
Полевошпатовый амфиболит . . . . .	15—20 м
Афанитовый метадиабаз (сланцеватый амфиболит) с небольшой сульфидной вкрапленностью . . . . .	150 м
Обнажения отсутствуют на протяжении . . . . .	50 м
Кварцитовый сланец, переходящий выше в филлит около 50 м . . . . .	1 м
Крупнозернистый амфиболит (метагаббро) . . . . .	60—70 м
Филлиты углистые, серицитовые, биотитовые, частью хлоритовые . . . . .	35—40 м
Амфиболиты средне- и мелкозернистые . . . . .	80 м
Филлиты . . . . .	90 м
Среднезернистые амфиболиты (метагаббро) . . . . .	30—40 м

Породы свиты имеют простирание северо-западное  $330^\circ$ , падение на юго-запад под углом  $50^\circ$ .

Породы тундры Кучин значительно метаморфизованы и не сохраняют никаких реликтов структур. По типу метаморфизма они занимают промежуточное положение между амфиболитовой метаморфической фацией и фацией зеленых сланцев.

Из пород преобладают полевошпатовые амфиболиты, содержащие от нескольких процентов до 50% полевого шпата.

Филлиты сильно осланцованы, часто пльочаты, содержат значительное количество углистого вещества и пирротиновую вкрапленность. В местах сильного осланцевания они переходят в графитизированные разности.

Изменчивое простирание пород от широтного до меридионального указывает на наличие небольших складок, в связи с чем можно считать, что породы тундры Кучин слагают сложный синклиниорий, шарнир которого погружается к северо-западу под углом  $15^\circ$  (Соколов, 1938 г.).

### Заключение<sup>1</sup>

Таким образом, описанные разрезы свиты печенга-кучин в ее центральной, западной и восточной частях не являются вполне тождественными.

Наиболее полный разрез свиты наблюдается в центральной части синклинали, в области ее наибольшего погружения. Мощность свиты здесь можно оценить цифрой порядка 15 000 м. На долю осадочных пород падает не более 1000—1500 м, хотя мощность их не может считаться точно установленной и при более детальных работах, вероятно, будут обнаружены внутри вулканогенных толщ новые пачки осадочных пород.

Господствующими породами свиты являются диабазовые эффузивы (спилиты). Подчиненную роль играют мелководные осадочные породы. Разрез последних, многократно прерываемый мощными подводными излияниями спилитов, начинается с базальных конгломератов. Принадлежность последних к этой толще в районе с. Луостари никто не оспаривает. Существуют предположения о тиллитовом происхождении этих конгломератов.

Базальные конгломераты и сопровождающие их аркозы, биотитовые и альбит-серицитовые сланцы, хотя и распространены, по-видимому, в виде прерывистого по простиранию горизонта, все же служат указанием на наличие большого перерыва между свитой печенга-кучин и более древними сланцеватыми амфиболитами протерозоя и гранитами архей.

Смена конгломератов песчаниками и выше по разрезу карбонатизированными песчаниками и органогенными доломитами указывает на смену фаций и постепенное углубление бассейна. Накопление этих осадков было прервано мощными излияниями спилитов. Последние выше по разрезу сменяются толщей аркозовых песчаников, кварцитов и карбонатных пород.

Отложение осадочного комплекса третьей толщи свиты снова характеризуется накоплением в начале грубозернистых песчаников и частью мелкогалечных конгломератов; выше по разрезу они сменяются слоями филлитов, карбонатными песчаниками и доломитами.

Необходимо отметить, что перед отложением осадков третьей толщи, по-видимому, существовал небольшой перерыв в осадконакоплении, так как среди седиментогенных образований третьей толщи отмечается прослой конгломерата с галькой подстилающих диабазов.

В настоящее время не представляется возможным установить наличие осадочных пород первых двух (нижних) толщ в западном и восточном разрезах свиты из-за их недостаточной изученности.

Осадки третьей толщи, подобно осадкам нижележащей толщи, характеризуются сменой вверх по разрезу грубозернистых терригенных песчаников органогенными карбонатными породами. Седиментационный цикл этой толщи завершается мощными излияниями спилитов с большим количеством туфов и агломератов.

Осадочные породы третьей толщи распространяются значительно шире по сравнению с первой и второй толщами, что должно указывать на расширение бассейна, в котором они отлагались.

Осадочные породы вышележащей четвертой толщи (глинистые сланцы, филлиты, песчаные сланцы и углистые сланцы), достигающие

<sup>1</sup> Заключение написано Л. Я. Харитоновым.

мощности 650—700 и даже 1000 м, указывают на вероятное углубление бассейна. Эта толща прослеживается в виде постоянного и выдержанного по простиранию и составу горизонта. Только в восточном направлении в районе рч. Ламмас-йоки в ней появляются крупнозернистый песчаник и мелкогалечный конгломерат, залегающий в виде быстро выклинивающихся по простиранию линз.

Длительный период отложения мощной довольно однообразной серии глинистых пород четвертой толщи (в составе которой повсеместно отмечается наличие вулканогенного пелитового материала) характеризуется относительной пассивностью в проявлении вулканической деятельности.

Присутствие в верхних слоях толщи филлитов конгломератов с галькой пород нижних толщ свиты печенга-кучин и гранитов архейского основания должно означать существование перерыва в отложении толщи осадков свиты и указывать на наличие тектонических движений.

Вышележащая осадочно-вулканогенная серия пород представлена очень мощной толщей часто переслаивающихся покровов диабазов с весьма маломощными слоями филлитов, туфов и туфобрекчий. Имеющиеся далеко не полные данные по строению этой толщи, полученные при бурении глубокой скважины (800 м) на месторождении Каула, отчетливо указывают на то, что периоды отложения глинистого материала и вулканического пепла в это время были весьма кратковременными и часто прерывались мощными излияниями покровов авгитовых диабазов.

По этим данным общая мощность сланцев и туфов, переслаивающихся с диабазами, составляет 12,6 м, мощность диабазов равняется 372 м, т. е. мощность эффузивов в 30 раз больше мощности терригенных осадков.

На сравнительно небольшом отрезке разреза, который освещается наиболее глубокой скважиной (№ 240), составляющем лишь  $\frac{1}{20}$  и притом наиболее нижнюю часть всей четвертой толщи свиты печенга-кучин, отмечается семь покровов диабазов, разделенных глинистыми сланцами и туфами.

Эта же глубокая скважина дает представление и о строении подстилающего четвертую вулканогенно-осадочную толщу горизонта филлитов, включающего небольшие, но ясно дифференцированные рудоносные интрузии габбро-пироксенито-перидотитового состава. В верхних частях этого горизонта господствуют филлиты, а диабазы эффузивного происхождения почти отсутствуют. Их место занимают довольно мощные межпластовые гипаббисальные интрузии габбро-диабазов и офиолитовые дифференцированные интрузии энстатит-авгитовых габбро, пироксенитов и перидотитов, являющиеся характернейшими для этой толщи магматическими образованиями; они образуют пояс мелких интрузий на всем протяжении горизонта филлитов. Эти интрузии являются носителями в центральной части района медно-никелевого сульфидного оруденения.

Разрез свиты печенга-кучин венчается мощной толщей плагиопорфиритов (метаандезитов), среди которых Н. А. Курылева (1946 г.) отмечает наличие филлитов и небольших тел перидотитов. Так называемая пятая толща представлена типично только на тундре Порьиташ.

Заканчивая описание свиты печенга-кучин, необходимо подчеркнуть, что разрез ее достигает значительной мощности, причем господствующими породами являются эффузивы спилитового типа при резко под-

чиненном значении мелководных терригенных и органических образований.

Формирование осадочно-вулканогенного комплекса пород происходило в условиях подвижной зоны в процессе колебательных движений. Разрез свиты показывает общее погружение этой области в процессе колебательных движений. Это погружение сменилось общим поднятием и размывом складчатых пород нижних толщ. Вслед за этим произошло новое опускание и отложение мощной осадочно-вулканогенной толщи.

Печенгский район, в котором развита серия пород свиты печенгакучин, является одним из промышленных центров Мурманской области. К филлито-перидотитовой толще приурочены сульфидные медно-никелевые месторождения.

Кроме медно-никелевых месторождений, в районе Печенги встречаются залежи сульфидного оруденения, лишенные никеля и меди. Они приурочены к толще филлитов и в настоящее время еще недостаточно изучены.

Имеющиеся в составе осадочных пород свиты доломиты только отчасти могут быть использованы для строительной извести, а кварциты, содержащие до 95% кремнекислоты, — как флюсы в металлургическом процессе.

## СРЕДНИЙ ПАЛЕЗОИ

### *Ловозерская свита*

При геологическом изучении Ловозерского интрузивного массива и его месторождений в 1935 г. А. В. Ванидовская и С. Д. Покровский обнаружили в ороговикованных глинистых и туфогенных сланцах, являющихся остатками пород кровли массива, органические остатки, оказавшиеся, по определению А. Н. Криштофовича (1937), верхнедевонскими. Среди них были определены *Psygmaephyllum* cf. *Williamsoni*, *Archaeopteris* sp., *Rhachtopteris* sp. Точных видовых определений эта флора не получила.

Разнообразные по петрографическому составу девонские породы встречаются среди нефелиновых сиенитов Ловозерского массива в виде крупных ксенолитов пород кровли. Среди этих пород известны пикрит-порфириты, авгитовые порфириты, эсексит-порфириты, щелочные трахитовые порфиры и кератофиры, ромбен-порфиры, фонолитовые порфиры, псевдолейцитовые фонолитовые порфиры, туфы, иногда содержащие одновременно обломки различных эффузивных пород, туфогенные сланцы, глинистые сланцы с флорой, мергелистые сланцы, песчаники, кварциты и конгломераты.

Необходимо отметить, что до 1935 г. пикрит-порфириты и авгитовые порфириты относились к дайковым породам и вместе с мончикитами, нефелиновыми базальтами и тингуаитами объединялись в группу дайковых пород массива. В 1935 г. было установлено, что пикрит-порфириты и авгитовые порфириты являются эффузивными породами, переслаивающимися с туфогенными и осадочными породами верхнего девона. Ксенолиты эффузивных пород встречаются в различных участках массива.

Различные породы из комплекса девонских эффузивных, туфогенных и осадочных пород встречаются обычно в виде разобщенных ксенолитов, заключенных в нефелиновых сиенитах в разных частях массива. Поэтому соотношения между ними устанавливаются по отдельным отря-

вочным сведениям, собранным на обнажениях, где встречается одновременно несколько пород.

Только в одном обнажении на горе Киткнюн, в южной части Ловозерских тундр, видны непосредственные контакты вмещающих массив девонских пород с архейскими гнейсами. Архейские гнейсы, девонские песчаники с прослоями конгломерата с угловатыми гальками гнейса до нескольких сантиметров в поперечнике, измененные глинистые и мергелистые сланцы слагают здесь ксенолит, включенный в щелочную интрузию Ловозерского массива.

Песчаники, тонко переслаивающиеся с измененными ороговикованными глинистыми сланцами, в большинстве случаев превращенными в кордиеритовые и андалузито-кордиеритовые роговики, слагают крупный ксенолит, обнажающийся в восточной части горы Флоры (в северной части Ловозерских тундр). Местами здесь хорошо видна слоистость, наклоненная преимущественно на юг под углом примерно в  $30^\circ$ . Здесь же в других ксенолитах девонские породы имеют слоистость, наклоненную к северу под таким же углом. Очень часто девонские породы подвергаются контактово-метасоматическому изменению, что выражается в осветлении их (светло-серый цвет).

Среди песчаников и ороговикованных глинистых сланцев встречаются прослой мелкообломочных сильно измененных туфов. Авгит-порфириновые туфы, переслаивающиеся с авгит-порфиритами, обнажаются на северном склоне горы Флоры.

Мелкообломочные туфогенные сланцы, в которых впервые была обнаружена верхнедевонская флора, были встречены на горе Флоре. В таких же туфогенных сланцах на южных склонах горы Куамдеспак также были обнаружены растительные остатки, но гораздо худшей сохранности. На южных склонах горы Куамдеспак, в восточной части Ловозерских тундр, известны обнажения ксенолитов разнообразных девонских пород. В этих несколько разобщенных осыпями довольно крупных обнажениях наблюдается отчетливое переслаивание различных эффузивных пород с туфами и туфогенными сланцами. Можно проследить, что крутопадающие к юго-западу девонские породы изменяют свое простирание и падение и приобретают широтное простирание с падением к северу под углом в  $40^\circ$ . Здесь чередуются щелочные трахитовые порфиры, авгитовые порфириты, туфы различного состава, туфогенные сланцы, туфогенно-глинистые сланцы с прослойками мергелистого сланца.

Ксенолиты фонолитовых порфиров встречаются в нескольких местах на горе Куамдеспак и горе Нинчурт. На северном склоне горы Нинчурт, в среднем течении р. Бухты, хорошо видно переслаивание фонолитовых порфиров с аггломератовыми фонолитовыми туфами и туфами щелочных трахитов. Обломки угловатой и округлой формы сцементированы мелкообломочным туфогенным, местами глинистым материалом, превращенным в сланцы. Выше по течению р. Бухты среди нефелиновых сиенитов обнажаются ромбен-порфиры. Обнажения на р. Бухте являются лучшими в Ловозерских тундрах, где хорошо видна эффузивная природа фонолитовых порфиров, щелочных трахитовых порфиров и ромбен-порфиров. Обнажения ксенолитов, в которых видны постепенные переходы от фонолитовых порфиров к щелочным трахитовым порфирам, неоднократно наблюдались на плато горы Куамдеспак.

Наиболее хорошие выходы эссекситовых порфиритов известны на южном склоне горы Пьялкимпор, в ее восточной части. Здесь наблю-

даются переходы этих пород к авгитовым порфиритам и в одном месте к пикрит-порфиритам.

Вместе с эффузивными породами были встречены эссексит-порфиритовые туфы. Эссексит-порфириты и эссексит-порфиритовые туфы известны также на горе Куамдеспакх.

Обнажения авгитовых порфиритов и их туфов или тех и других пород одновременно в послыном чередовании встречаются в различных местах Ловозерских тундр. Особенно широкое распространение авгит-порфириты имеют в северо-восточной части Ловозерских тундр. Пикрит-порфириты встречаются повсеместно.

Исследование минералогического и химического состава эффузивов указывает на наличие среди них как ультраосновных и основных пород, так и щелочных пород. В табл. 20 приведены химические анализы девонских эффузивных пород.

Таблица 20

Компоненты	Пикрит-порфирит (гора Пункаруайв)	Авгитовый порфирит (гора Пьял-кимпор)	Эссексит-порфирит (гора Куамдеспакх)	Ромбенпорфирит (р. Бухта)	Псевдолейцитовый (фонолитовый) порфирит (гора Куамдеспакх)
SiO <sub>2</sub>	39,48	45,78	48,09	53,86	55,45
TiO <sub>2</sub>	4,89	7,80	2,35	2,38	1,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,89	8,08	13,74	19,67	19,97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,09	5,90	6,00	2,80	2,45
FeO	11,99	8,65	7,00	2,62	2,62
MnO	0,16	0,10	0,17	0,23	0,41
CaO	11,47	10,73	8,77	1,85	1,37
MgO	17,03	7,61	7,19	1,62	1,71
Na <sub>2</sub> O	1,21	2,80	2,84	7,68	8,13
K <sub>2</sub> O	1,59	1,97	2,09	5,57	5,80
H <sub>2</sub> O+	0,97	0,73	1,14	0,66	0,69
H <sub>2</sub> O-	0,19	0,24	0,28	0,26	0,13
Сумма	99,96	100,39	99,66	99,20	100,08

Осадочные и эффузивные породы девона, в районе Ловозера видимому залегают непосредственно на архейских образованиях, среди которых располагается щелочный массив. Сложнодислоцированные архейские образования были, вероятно, глубоко эродированы перед отложением пород верхнего девона. Протерозойские породы, обнаруженные пока только гораздо южнее Ловозерского массива, были, по видимому, нацело эродированы еще до отложения толщ верхнего девона.

На основании исследований последних лет установлено, что авгитовые порфириты и пикрит-порфириты, принимавшиеся ранее за дайковые породы нефелино-сиенитовой магмы, в действительности относятся к вулканогенным породам, возникшим до интрузии нефелиново-сиенитовой магмы. Они переслаиваются с осадочными породами верхнедевонского возраста и их образование, очевидно, связано с проявлением вулканизма в период осадконакопления. Установлено, что состав девонских эффузивов изменяется от пикрит-порфиритов до фонолитовых порфиритов.

В девонское время на Кольском п-ове происходило накопление континентальных и мелководных морских осадков. Осадконакопление сопровождалось вулканической деятельностью, на что указывает послойное чередование осадочных и пирокластических пород с лавами варьирующего состава. Имевшие место позже разрывные дислокации, сопровождавшиеся мощными интрузиями щелочной магмы, нарушили залегающие девонских пород.

Помимо описанных пород, несомненный интерес представляют ороговикованные глинистые песчаники и сланцы, наблюдающиеся к северу от ст. Хибинь и к югу от р. Юмьегорруай, а также в нескольких местах на западном и юго-западном склонах Хибинского массива. Эти породы по возрасту, по-видимому, следует сопоставлять с ловозерской свитой.

К северу от ст. Хибинь наблюдаются сланцеватые породы, переходящие в контакте с нефелиновыми сиенитами в слюдяные сланцеватые роговики. Они имеют северо-восточное простираение  $40^\circ$  с падением к юго-востоку под углом  $38-58^\circ$ , в то время как распространенные здесь же сланцы свиты имандра-варзуга, относящиеся к протерозою, имеют северо-западное простираение.

К югу от р. Юмьегорруай гиперстено-кордиеритовые роговики (ороговикованные песчаники) сохранились в виде отдельных участков в хибините. Они имеют меридиональное или северо-западное простираение при падении под массив под углом  $45-70^\circ$ , в то время как рассланцованные диабазовые эффузивы (зеленые сланцы) свиты имандра-варзуга здесь в большинстве обнажений подходят в притык к плоскости контакта с хибинитом. Диабазовые эффузивы подвергаясь под влиянием интрузий нефелиновых сиенитов ороговикованию, имеют свойственное всей свите имандра-варзуга западно-северо-западное или широтное простираение, лишь иногда обнаруживая следы приспособленных структур, выражающихся в осланцевании, параллельном контакту с массивом.

Таким образом, наблюдаемое несогласие в простираении ороговикованных осадочных пород и зеленых сланцев свиты имандра-варзуга скорее всего указывает на их различный возраст, и вполне вероятным является предположение о принадлежности вышеописанных ороговикованных осадочных пород из зоны контакта Хибинского массива к толще осадков, для которых в Ловозерском массиве был определен верхнедевонский возраст.

Кроме вышеописанных приконтактных пород внутри Хибинского массива, в его центральной части, были встречены андалузито-корундошпинелевые роговики, представляющие собой ксенолиты (остатки кровли) глинистых осадочных пород, метаморфизованных под влиянием нефелиновых сиенитов.

## ИНТРУЗИИ ПАЛЕОЗОЯ

### ВВЕДЕНИЕ

На Кольском п-ове среди интрузий палеозойского возраста выделяются два типа.

Один, печенгский тип основных и ультраосновных пород пространственно и генетически связан с мощной толщей пород свиты печенгачуин. Эти интрузии образуют целый пояс небольших линзообразных факолитоподобных тел в определенном стратиграфическом горизонте — толще филлитовидных сланцев. С этими интрузиями связаны крупнейшие сульфидные медно-никелевые месторождения Печенгского района.



Ультраосновные и основные породы печенгского типа, будучи в общем приуроченными к определенному стратиграфическому горизонту свиты печенга-кучин, характеризующейся мощным развитием диабазовых эффузивов, по-видимому, генетически связаны с последними, являясь крайними дифференциатами основной магмы, внедрившимися в процессе формирования свиты или во время ее складчатости. Другими словами, здесь намечается тесная связь этих интрузий во времени и пространстве с вмещающими породами.

Совершенно другой характер имеет второй тип ниже- и среднепалеозойских интрузий ультраосновных и щелочных пород, залегающих как правило в более древних архейских и протерозойских породах. Эти трещинные и так называемые центрального типа интрузии платформы каледонского и герцинского возраста залегают в форме кольцевых и конических или дайкообразных тел, имеют самостоятельную, независимую от боковых пород внутреннюю протектонику.

Более ранние, вероятно, нижнепалеозойские породы этой группы характеризуются титаномагнетитовым, апатито-магнетитовым и редкометальным оруденением.

По условиям залегания и внутренней автономной тектонике к этой группе тесно примыкает серия основных и ультраосновных пород верхнего протерозоя (II фаза интрузий), типично представленных интрузиями Мончегорска, Ловно- и Подас-тундр и др. Возраст их условно определен как верхнепротерозойский. Однако не исключается и нижнепалеозойский возраст их. Эти интрузии были описаны ранее.

К нижнепалеозойским интрузиям трещинного типа относится массив Гремяха-Вырмес, для которого характерно наличие, наряду с ультраосновными и основными породами, щелочных нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов. Этот массив, по-видимому, представляет собой промежуточное звено между интрузиями ена-Ковдорского типа и более молодыми среднепалеозойскими щелочными породами.

Для более поздних, среднепалеозойских интрузий щелочных пород этого типа очень характерно апатито-нефелиновое и редкометальное оруденение (Хибины, Ловозеро).

Особое место среди интрузий, условно относимых к нижнему палеозою, занимают щелочные граниты и дайки диабазов и порфиритов. Геологический возраст щелочных гранитов не установлен, и они пока, только по аналогии с щелочными гранитами массива Гремяха-Вырмес, рассматриваются как интрузии нижнего палеозоя, хотя возраст их может быть понижен до протерозоя.

Также не определен возраст даек диабазов. Среди них имеют место как несомненно нижнепалеозойские, пересекающие свиту печенга-кучин, так и, вероятно, более древние.

Ниже описание интрузий дается по схеме, примерно отвечающей принятой в том же стратиграфической последовательности их образования:

### *1. Нижнепалеозойские или условно относимые к ним интрузии:*

Основные и ультраосновные интрузии, залегающие среди складчатых образований нижнего палеозоя (в свите печенга-кучин).

Ультраосновные и щелочные платформенные интрузии каледонского возраста.

Щелочные граниты.

Дайки диабазов и порфиритов.

## II. Среднепалеозойские интрузии.

Щелочные интрузии Хибинских и Ловозерских тундр герцинского возраста.

### НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

#### *Интрузии основных и ультраосновных пород в свите печенга-кучин*

Интрузии ультраосновных и основных пород Печенги представляют большой интерес, ввиду того что с ними генетически связаны сульфидные медно-никелевые месторождения.

Печенгские интрузии подробно были описаны Г. Вайринен (1938 г.). В пределах Кучин-тундры интрузии изучались А. А. Полкановым (1935а), П. В. Соколовым (1938 г.), С. М. Рутштейном (1937 г.) и М. Ф. Шестопаловым (1935 г.).

После возвращения Печенгского района к Советскому Союзу геологические исследования и разведочные работы получили здесь широкий размах. В 1945 г., в связи с геологическим картированием этого района, проводившимся Н. А. Курылевой и Т. Л. Гольдбург, было уточнено положение интрузий ультраосновных и основных горных пород в свите туфогенно-осадочных пород и прослежено продолжение их на восток. Геологоразведочные работы, выполнявшиеся Печенгской партией и партией Северо-Западного геологического управления, сопровождалась детальным картированием интрузий (Горбунов, 1947 г.; Карюкин, 1946 г.; Харитонов, 1950 г.). Начиная с 1946 г. Печенгская партия производила систематическое изучение горных пород по кернам буровых скважин (Папушис, 1947 г., 1948 г., 1950 г.). Изучением сульфидного медно-никелевого месторождения Каула занимались М. В. Денисова, коллектив сотрудников Института Гипроникель в 1949 г., А. Г. Остапенко, Г. И. Горбунов.

Многочисленные интрузии основных и ультраосновных пород располагаются в толще туфогенно-осадочных пород — филлитов. Эта толща в виде дугообразной полосы прослеживается от р. Паз на западе до тундры Кучин на востоке. Наибольшая ширина полосы на участке тундр Каула — Каммикиви равна 1,5 км.

Толщу туфогенно-осадочных пород слагают филлитовидные сланцы, филлиты, туфы и туффиты. С туфами и туффитами кое-где переслаиваются мелкие линзы спилитов, протяженностью до 40 м, мощностью 5—6 м (месторождение Каммикиви).

Кроме интрузий ультраосновных и основных пород, среди туфогенно-осадочных пород имеются пластовые тела габбро-диабазов значительной протяженности (до 4 км) и мощностью от 20 до 200 м. Об их интрузивном характере свидетельствуют ксенолиты вмещающих сланцев в всячем боку пластовых тел. Интрузивные пластовые тела ультраосновных и основных пород залегают в общем согласно с туфогенно-осадочными породами и имеют незначительные размеры и мощность. Размеры тел колеблются в широких пределах; в длину они достигают до двух километров; мощность в некоторых случаях измеряется сотнями метров и достигает иногда полкилометра (массив Пильгуярви).

На участке Каула наблюдаются мелкие пластовые тела, мощность которых по скважинам измеряется от 1 до 60 м.

По форме интрузивные пластовые тела представляют собой удлиненные линзы с раздувами и резкими пережимами.

Контакты ультраосновных тел с вмещающими туфогенно-осадочными породами обычно согласные, редко наблюдаются секущие. По отношению к интрузивным габбро-диабазам и диабазам ультраосновные тела являются более поздними, так как секут их.

Экзоконтактовые изменения во вмещающих туфогенно-осадочных породах выражены очень слабо и характеризуются появлением узких зон хлоритовых пород и спилоситов. Максимальная мощность спилоситов равна 10 м (Ждановское месторождение). Редкий случай контактового воздействия интрузий на вмещающие породы с перекристаллизацией последних и образованием гранофировых пород был встречен на восточном фланге месторождения Каула.

Пластовые интрузивные тела по отношению к складчатости свиты печенга-кучин, по-видимому, являются более поздними, в пользу чего говорят иногда отчетливо выраженные секущие по отношению к слоистости вмещающих пород интрузивные контакты. По-видимому, интрузии образовались тогда, когда процессы складкообразования закончились, а тектонические движения еще продолжались.

Возраст интрузий определяется как каледонский, поскольку по найденной фауне свита печенга-кучин относится к нижнему палеозою<sup>1</sup>.

Интрузивные тела сложены серпентинизированными пироксеновыми оливинитами, перидотитами, плагиоклазовыми перидотитами, метаморфизованными оливиновыми пироксенитами, оливиновыми габбро, габбро, монцонитовыми габбро.

Следует отметить, что неизменные пироксеновые оливиниты, перидотиты и плагиоклазовые перидотиты встречены только на Ждановском месторождении, во всех остальных массивах распространены серпентиниты и серпентинизированные перидотиты.

Интрузивные тела, за редким исключением, дифференцированы, что выражается в закономерном послойном чередовании серпентинизированных перидотитов, пироксенитов и габбро. Встречаются отдельные не дифференцированные тела, целиком сложенные серпентинитами и серпентинизированными перидотитами или в редких случаях габбро. В то же время иногда очень мелкие тела, мощностью до 10 м, прекрасно дифференцированы. В результате дифференциации возникло асимметричное строение интрузивных тел. Характер асимметрии один и тот же: лежащий бок интрузивных тел сложен серпентинизированными перидотитами, выше следуют пироксениты, габбро и монцонитовые габбро. Лишь в редких случаях наблюдаются отклонения от общего правила, на чем остановимся ниже.

В большинстве массивов серпентинизированные перидотиты являются преобладающими породами, пироксениты всегда имеют резко подчиненное значение. Габбро в редких случаях составляет 50—55% объема интрузивного тела.

Перечисленные породы слагают своеобразные слои. Расслаивание интрузивной массы происходило параллельно контактам с вмещающими породами. Переходы от серпентинизированных перидотитов к пироксенитам резкие, в то время как переходы от пироксенитов к габбро постепенные, хотя и быстрые. Обычно контактовая поверхность между пироксенитами и подстилающими серпентинизированными перидотитами ровная и лишь в редких случаях волнообразная.

В серпентинизированных перидотитах, пироксенитах и габбро иногда наблюдаются полосатые и линейные текстуры, выражающиеся

<sup>1</sup> См. примечание на стр. 48.

в послойном чередовании пород различной крупности зерна или различного состава. Например, чередование крупно- и мелкозернистых полос плагиоклазовых перидотитов, наличие полос пироксенитов в габбро и перидотитах на Ждановском месторождении и в габбро — полос, обогащенных сульфидами (месторождение Каммикиви и др.).

Первичная линейность обусловлена линейнопараллельным расположением кристаллов пироксена в габбро и перидотитах. Линейность совпадает с направлением падения интрузивных тел к югу под углами 45—60°. Серпентинизированные перидотиты с отчетливо выраженной первичной линейно-параллельной текстурой наблюдаются в нескольких местах горы Каулы; линейно-параллельная текстура в габбро заметна на Ждановском месторождении.

Закономерное расположение первичных трещин не всегда отчетливо видно. Наиболее хорошо заметна система пластовых трещин (параллельно слоистости). Местами одновременно хорошо видны пластовые трещины, круто наклоненные к югу, затем примерно вертикальные трещины меридионального простирания и, наконец, поперечные трещины, пологопадающие к северу.

В дифференцированных массивах иногда встречаются следующие осложнения в распределении горных пород. В пироксенитах встречаются гнезда габбро до нескольких метров в поперечнике. Габбро в них более крупнозернистое по сравнению с пироксенитами. В некоторых случаях гнезда габбро обогащены аксинитом. Среди перидотитов и плагиоклазовых перидотитов (по скважинам) встречаются участки неясной формы, по-видимому гнезда, сложенные крупнозернистыми пегматоидными пироксенитами и оливиновыми пироксенитами, обогащенными титаномагнетитом, в то время как в перидотитах титаномагнетит отсутствует (Ждановское месторождение). Иногда габбро залегает не в висячем боку интрузивного тела, а в лежащем боку или внутри серпентинизированных перидотитов, что наблюдалось, например, на месторождениях Каула и Ждановском. В таких случаях на контактах между габбро и перидотитами наблюдаются узкие зоны рассланцованных горных пород. На месторождении Каула, судя по скважинам, габбро, залегающие внутри перидотитов, выклиниваются по направлению кверху, по восставанию интрузивного тела.

Помимо согласных интрузий основных и ультраосновных пород, имеют место также интрузии в форме даек, секущих основные, ультраосновные и вмещающие породы.

Дайковые породы довольно разнообразны по составу, но встречаются сравнительно редко; они представлены диабазами, метаморфизованными оливиновыми пироксенитами (месторождение Каула), фурчитами, мончикитами, габбро-порфиритами (месторождение Каммикиви), метаморфизованными оливиновыми пойкилитовыми габбро-порфиритами (Ждановское месторождение), пироксено-гранатовыми породами (месторождения Каула, Котсельвара).

Интрузивные тела рассекаются также гидротермальными жилами разнообразного состава. Наибольшее распространение имеют серпентиновые, магнетито-серпентиновые, тремолитовые, тальковые и сульфидные жилы, встречающиеся исключительно в серпентинизированных перидотитах. Особенно разнообразные жилы встречаются в перидотитах на Ждановском месторождении. Здесь по главным минералам выделяются следующие жилы в порядке их распространения, начиная от наиболее редких: плагиоклазово-пироксеновые, пироксеновые, биотитовые, биоти-

то-гранато-пироксеновые, везувиано-гранато-пироксеновые, пироксено-гранатовые, пироксено-хлоритовые.

Аксинитовые, эпидотовые и хлоритовые жилы встречаются только в габбро, диабазах и в габбро-диабазам и никогда не встречаются в ультраосновных породах. Карбонатные жилы свойственны всем породам.

Едва ли не самой интересной особенностью геологического строения толщи филлитов и залегающих в ней пластообразных и линзообразных основных и ультраосновных пород является наличие среди них крупных тектонических нарушений — разломов широтного простирания, к которым приурочиваются месторождения меди и никеля.

Наиболее важное значение имеет зона разлома широтного простирания, прослеживающаяся с перерывами от тундры Каула до тундры Онки на протяжении свыше 30 км. Эта зона несогласно сечет толщу туфогенно-осадочных пород с залегающими в ней интрузивными телами. Местами зона разлома проходит по контакту интрузивных тел с туфогенно-осадочными породами, местами целиком в ультраосновных или в туфогенно-осадочных породах. К этой зоне приурочено медно-никелевое оруденение.

Разлом имеет отчетливо выраженное падение к югу, но по сравнению с падением толщи туфогенно-осадочных пород, под более пологим углом 35—40° в западной части и 45—60° в восточной. Наибольшая часть зоны разлома наблюдается в выпуклостях приподошвенных частей массивов.

Кроме главной тектонической зоны, имеются параллельные ей второстепенные тектонические зоны, также подвергшиеся оруденению. Эти зоны маломощные, быстро выклинивающиеся, располагающиеся преимущественно в филлитах. На продолжении главной тектонической зоны к востоку оруденение выклинивается, хотя сама зона продолжается.

Характерным для оруденелых тектонических зон, проходящих в филлитах, является ничтожное наличие или почти полное отсутствие в руде никеля. Оруденение в этом случае преимущественно широтное.

Главная тектоническая зона сложена оруденелой брекчией ультраосновных пород и филлитов. Массивная сульфидная руда с крупнокристаллическим пентландитом в этой зоне имеет небольшое распространение.

По данным Н. А. Елисеева (1949 г.), занимавшегося микроструктурным изучением оруденелой тектонической брекчии, последовательность геологических процессов была следующей: сначала возникла тектоническая брекчия, позднее имело место оруденение.

Все породы, залегающие над главной тектонической зоной, претерпели интенсивный гидротермальный метаморфизм, благодаря которому серпентиниты превращены в хлорито-тальковые породы, пироксениты — в амфиболовые породы, габбро — в кварцево-карбонатно-хлоритовые породы. Туфогенно-осадочные породы сильно серицитизированы до образования серицитовых сланцев.

Ниже рассматриваются главнейшие породообразующие минералы, структуры горных пород, их химизм и процессы дифференциации магмы. Остановимся также на возникающих при этом естественных рядах горных пород.

Первичные минералы ультраосновных и основных горных пород представлены оливином, моноклинным пироксеном, плагиоклазом, ка-

лиевым полевым шпатом, рудными минералами; из аксессуарных минералов присутствует — апатит, из автопневматологических — красновато-коричневая роговая обманка (керсутит) и биотит. Широкое развитие имеют постериорные минералы — роговые обманки, серпентин, тальк, хлорит, минералы эпидотовой группы.

Оливин первоначально входил в состав перидотитов, оливиновых пироксенитов, оливиновых габбро. Обычно он нацело замещен постериорными минералами и сохранился лишь в единичных случаях в серпентинизированных перидотитах на горе Каула. Исключение представляет Ждановское месторождение, где перидотиты очень слабо серпентинизированы. Оливин по составу относится к хризолиту, и содержание фаялитовой молекулы в нем меняется от 19% в нижней части интрузивного тела до 29% в всячем боку перидотитовой части массива. В оливиновых пироксенитах и в габбро встречаются только псевдоморфозы по оливину.

Моноклинный пироксен, наиболее устойчивый в отношении изменений из всех первичных минералов, встречается во всех породах, слагающих интрузивные тела.

Форма кристаллов пироксена обычно короткостолбчатая. В серпентинизированных перидотитах пироксен имеет ситовидный облик, благодаря включению псевдоморфоз по оливину. Кроме призматической спайности наблюдается отдельность по (100) и (001), двойники по (100).

Сравнение оптических свойств моноклинного пироксена из различных горных пород позволило обнаружить следующее:

1. Сходство моноклинного пироксена из различных горных пород.
2. Изменение в окраске пироксена, величине углов оптических осей, углов погасания в одной и той же породе.
3. Иногда зональную окраску пироксена: более интенсивно окрашенная в розовато-сиреневый цвет периферия кристаллов с меньшим углом оптических осей, и в то же время почти бесцветная центральная часть с большим углом оптических осей. Величина угла оптических осей колеблется в пределах 45—48° с уклонением в ту и другую сторону. Углы погасания изменяются от 39 до 48%, редко до 54% (в габбро и монцонитовых габбро).

Химические анализы моноклинного пироксена из пироксенитов показали, что соотношение волластонитовой, энстатитовой и ферросилитовой молекул в нем равно в одном случае 48,4 : 41,3 : 16,3%, а в другом 42,4 : 31,6 : 26%. Высокое содержание кальция выявляет ошибочность мнения предшествующих исследователей (Вейринен, 1939) о пижонитовой природе моноклинного пироксена. Содержание глинозема 12,25% в первом анализе и 18,35% во втором, а также наличие титана указывает на то, что пироксены следует относить к титансодержащим авгитам.

Плагиоклаз в неизменном виде не встречается. Судя по подсчетам химических анализов, плагиоклаз относится к лабрадору в плагиоклазовых перидотитах, к андезину в лейкократовых и монцонитовых габбро. В габбро первичный плагиоклаз, по-видимому, имел зональное строение. В плагиоклазовых перидотитах он замещается постериорными минералами — альбит-олигоклазом, хлоритом и гранатом. В габбро плагиоклаз замещается альбитом и минералами эпидотовой группы.

Калиевый полевой шпат встречается в монцонитовых габбро в виде каемок вокруг зерен плагиоклаза и находится с последним в гомоосевом сростании. Представлен он нерешетчатым микроклином и ортоклазом и нередко замещается шахматным альбитом.

Красновато-коричневая роговая обманка (керсутит) имеет довольно широкое распространение в перидотитах, плагиоклазовых перидотитах, серпентинизированных перидотитах и пироксенитах. Очень редко встречается в габбро.

Следующие наблюдения позволяют относить эту роговую обманку к постериорным минералам:

1) она не встречается в виде самостоятельных кристаллов, а замещает моноклинный пироксен в виде небольших участков;

2) в пироксене роговая обманка наблюдается в виде бухтообразных заливов, ветвящихся жилок, неправильных участков;

3) сплошных каемок вокруг пироксена роговая обманка не образует.

Оптические свойства роговой обманки следующие: резко выраженный плеохроизм по *Ng* — красновато-коричневый, по *Nm* — красновато-коричневый, по *Np* — светлый желтовато-коричневый. Угол оптических осей колеблется от 70 до 79°, угол погасания изменяется от 8 до 17°. Двупреломление: 0,27—0,029.

Судя по тому, что описываемая роговая обманка развивается по титансодержащему авгиту, она, вероятно, содержит титан и поэтому ее можно отнести к керсутиту.

Биотит встречается главным образом в группе перидотитов, плагиоклазовых перидотитов и серпентинизированных перидотитов. Очень редко находится в габбро. Он имеет несколько форм развития: в виде пластинок в промежутках между остальными минералами, в виде мелких чешуек, развивающихся за счет других минералов, в том числе и за счет керсутита, в псевдоморфозах серпентина по оливину и пироксену вместе с серпентином.

Рудные минералы — титаномagnetит, ильменит, magnetит и сульфиды, из которых главным образом является пирротин.

Титаномagnetит образует скопления идиоморфных зерен размерами 1—0,8 мм и меньше на границе пироксенитов и перидотитов. В крупнозернистых пироксенитах и габбро наблюдаются крупные скелетные зерна замещенного лейкоксеном титаномagnetита с сохранением решетки ильменита. Иногда встречаются графические сростания пироксена и титаномagnetита.

Ильменит присутствует в значительном количестве в метаморфизованных оливинсодержащих габбро на Ждановском месторождении. Здесь для ильменита и титаномagnetита характерно повышенное содержание ванадия.

О сульфидах будет сказано ниже.

Как уже указывалось выше, керсутит и биотит относятся к автопневматолитическим минералам. Совершенно отчетливый вторичный характер имеют следующие минералы: темно-зеленая роговая обманка, светло-зеленая актинолитовая роговая обманка, тремолит, серпентин, хлорит, тальк, карбонаты, минералы группы эпидота, серицит, альбит и гранат. Следует отметить, что обычно имеется несколько разновидностей серпентина — хризотил, антигорит, аморфный серпентин. Н. Н. Попова и В. В. Григорьев (1949ф) отмечают присутствие никеля в серпентине, обнаруженного микрохимической реакцией.

Судя по оптическим свойствам и кривым нагревания, хлориты в габбро магнезиально-железистые, а в метаморфизованных перидотитах магнезиальные (Папушис, 1950ф). Карбонаты, судя по показателям преломления, относятся к кальциту, магнезиту, ферродоломиту и анкериту.

При одновременном присутствии двух карбонатов кальцит является более поздним и замещает магнезиально-железистые карбонаты.

Типичным для печенгских интрузий основных и ультраосновных пород является хорошая сохранность первичных структур, несмотря на интенсивные процессы аутометаморфизма. Это позволяет выяснить соотношения между различными первичными минералами, определить количественные соотношения между ними, а также судить о первичной природе породы, подвергшейся аутометаморфизму.

Химическая характеристика различных горных пород описываемого района приведена в табл. 21.

Разнообразие горных пород указывает на процессы дифференциации магмы. При переходе от ультраосновных пород к основным происходит постепенное увеличение железа и кальция в составе цветного минерала. Для химизма печенгских горных пород типично повышенное содержание титана (присутствие титано-магнетита и титанистого авгита).

Несмотря на очень сильные аутометаморфические изменения, каким подверглись интрузивные горные породы, химический состав их, не считая повышенного содержания воды и местами углекислоты, указывающих на гидротермальный характер аутометаморфизма, оставался постоянным. Наиболее показательны в этом отношении серпентиниты.

В противоположность аутометаморфизму, более поздние гидротермальные изменения горных пород сопровождаются выносом щелочей, кальция, на чем подробнее остановимся при рассмотрении процессов гидротермального метаморфизма.

Несмотря на разнообразие горных пород, слагающих печенгские интрузивные тела, все они связаны единством происхождения. Все породы можно объединить в одну серию или естественный ряд: пироксеновые оливиниты—перидотиты—оливиновые пироксениты—пироксениты—габбро (меланократовое нормальное) — монцонитовые габбро. По-видимому, начиная с перидотитов, было две ветви дифференциации:

а) перидотиты—плагиоклазовые перидотиты—меланократовые оливиновые габбро—габбро;

б) перидотиты—пироксениты—габбро.

Появление различных горных пород в результате дифференциации подтверждается общностью их геологического залегания, постепенными переходами между ними, характером асимметрии пластовых интрузивных тел, составом и типичными особенностями главных породообразующих минералов, особенностями структур горных пород.

Главным фактором первичного расслаивания было движение магмы, в результате которого возникли полосатые и линейные текстуры течения, параллельные контактам с вмещающими породами.

Пироксеновые оливиниты и перидотиты, обладавшие большим удельным весом, располагаются в нижних частях интрузивных тел, в то время как породы с меньшим удельным весом (монцонитовые габбро) залегают висячем боку этих тел. Рудные минералы пока исключим из рассмотрения. В таком случае разница в удельном весе этих пород и габбро будет равна примерно 0,45 (3,35—2,90). Следовательно, другим фактором, обусловившим дифференциацию, была гравитация.

Таким образом, печенгские интрузивные тела относятся, согласно генетической систематике, к первично-паракристаллизационным (Полканов, 19456).



Таблица 21

Группы пород	Название породы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	NiO	CuO	S	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	П.п.п.	Сумма	
Интрузивные	Пироксеновый оливинит	35,92	2,79	1,62	4,86	12,16	0,16	34,10	0,12	0,10	0,48	—	—	0,44	0,12	0,81			7,14	100,82	
	Плагноклазовый перидотит	41,92	0,92	3,06	4,27	12,76	0,20	20,60	11,18	0,22		0,11		0,02	0,05	0,37			4,36	100,04	
	Перидотит с титано-магнетитовым оруденением	18,58	6,00	4,63	22,32	24,19	0,13	17,25	0,90	1,09	0,19	0,24		0,08	0,04	1,65	0,03		4,51	101,83	
	Серпентинизированный перидотит	37,17	1,02	3,63	8,90	5,95	0,13	30,96	2,81	0,25	0,31	8,07				0,09		0,41		99,70	
	Хлоритизированный серпентинит	33,13	1,29	5,24	10,79	10,47	0,13	27,31	0,12	0,33	Следы	0,86		0,34	0,15	1,46			10,23	101,85	
	Пироксен из грубозернистого пироксенита	48,81	2,22	4,45	1,15	8,51	0,18	13,86	19,80	Следы	Следы	1,23				0,03					100,24
	Пироксенит	46,66	1,82	4,57	0,33	12,17	0,16	13,68	17,02	0,86	0,23	0,11		0,055	0,09	0,17			2,80	100,72	
	Пироксенит крупнозернистый	39,12	7,07	6,67	3,57	16,11	0,18	8,18	15,28	0,35	0,30	0,51							3,18	100,52	
Дайковые	Мелкозернистое габбро	47,37	4,02	11,48	1,88	11,81	0,13	6,49	10,24	2,79	1,42	2,09	0,08			0,23				100,03	
	Монцитовое габбро	51,87	2,50	14,38	2,24	9,33	0,17	2,26	6,93	3,81	3,20	1,93						0,62		99,24	
	Диабаз	46,77	1,05	15,30	2,02	11,61	0,10	6,90	5,90	3,96	1,29	0,14		0,04	0,20				4,69	99,97	
	Порфиридовое габбро	43,33	2,79	10,55	3,78	12,47	0,12	9,12	10,98	2,55	0,60	0,36							2,98	99,63	
	Лампрофир (фурчит)	44,88	4,00	12,92	—	16,13	0,14	5,46	10,48	1,53	0,86	0,43							3,78	100,61	
	Пироксено-гранатовая порода	41,16	1,89	9,89	1,99	11,23	0,24	6,04	24,95		0,02	0,30							2,32	100,03	
	Гидротермально-метаморфизованные	Хлорито-тальковая порода с тремолитом	45,21	2,14	6,16	2,44	13,43	0,11	19,06	3,33	0,54	0,20	0,52							7,23	100,37
		Оталькованный оруденелый перидотит	40,21	2,21	4,55	9,72	8,97	0,24	22,05	3,50	0,42	Не обнаружено	0,26		0,90	0,6	3,30			6,85	103,78
Амфиболовая порода (по пироксениту)		39,12	1,93	6,19	Не обнаружено	15,82	0,22	17,33	11,48	Следы	0,32	0,34							7,70	100,45	
Полностью метаморфизованное габбро (кварцево-карбонатно-хлоритовая порода)		47,24	3,00	9,44	0,80	14,09	0,20	7,48	8,28		0,24	0,35							8,86	99,98	

Обращает внимание пространственное распределение рудных минералов в интрузивных телах. Закономерное распределение их особенно отчетливо наблюдается на Ждановском месторождении.

Здесь, в верхней части дифференцированного интрузивного тела, в габбро, рудный минерал представлен ильменитом с хорошей кристаллографической огранкой. По мере приближения к пироксенитам ильменит постепенно вытесняется титаномагнетитом. Особенно возрастает количество последнего в пироксенитах у контакта их с подстилающими перидотитами, где рудные минералы составляют 35—40% от объема породы, образуя обогащенный прослой на границе пироксенитов и перидотитов. Структура перидотита, обогащенного титаномагнетитом, сидеритовая. Сульфиды играют здесь ничтожно малую роль.

В нижней части разреза, начиная от всячего бока перидотитов до лежащего бока интрузивного тела, рудные минералы представлены магнетитом и сульфидами (главным образом пирротинном с подчиненными пентландитом и халькопиритом).

Магнетит приурочен к верхам этой части разреза, по мере движения вниз он постепенно сменяется сульфидами, количество которых возрастает. Здесь обращает внимание распределение магнетита с удельным весом 5,15 вверху, а сульфидов с удельным весом 4,77 внизу перидотитов.

Приуроченность рудных минералов с большим удельным весом к верхним частям разреза, а рудных минералов с меньшим удельным весом к низам разреза указывает на то, что гравитация, играющая важную роль при распределении силикатных минералов в интрузивных телах, не оказывала влияния на распределение рудных минералов, что можно объяснить лишь при допущении, что рудные минералы образовались после кристаллизации силикатных минералов.

Закономерное распределение различных пород в интрузивных телах и количественные соотношения между перидотитами, пироксенитами, габбро и моноцитовыми габбро позволяют составить представление о примерном составе родоначальной недифференцированной магмы. Такая магма, примерно, соответствовала по составу меланократовым оливиновым габбро.

Заслуживают специального рассмотрения явления метаморфизма как самих основных и ультраосновных пород, так и боковых пород в связи с этими интрузиями.

Контактные изменения вмещающих пород под влиянием основных интрузий выразились в возникновении узловатых сланцев, спилзитов и адинолов, хлоритовых сланцев; очень редко в виде ксенолитов в габбро (Ждановское месторождение), встречаются диопсидо-плагиоклазовые роговики. Н. А. Елисеев указывает, что адинолы возникли не метасоматическим путем, а при термальном воздействии интрузии на туфогенно-осадочные породы, содержавшие альбит. Скопления зерен альбита в желваках возникли в результате собирательной кристаллизации при контактовом метаморфизме.

Эндоконтактные изменения наблюдаются довольно часто и выражаются в уменьшении размера зерен различных пород — габбро и перидотитов, появлении в эндоконтакте серпентинизированных перидотитов тремолитовых сланцев. Мощность зоны эндоконтактных изменений незначительная, измеряется долями метра или несколькими метрами. Таким образом, контактовый метаморфизм отличается незначительной интенсивностью.

Хотя контактовые явления выражены слабо, некоторые косвенные факты дают возможность высказать предположение о том, что во время подъема магмы могли иметь место явления контаминации. Эти косвенные указания на явления контаминации обнаруживаются при сравнении минералогического и химического состава горных пород печенгских интрузий с горными породами никеленосных интрузий из других районов и в частности Мончегорска.

Для печенгских интрузивных пород характерно повышенное содержание титана, относительное обогащение кальцием и глиноземом, что выражается в появлении моноклинного пироксена (титаносодержащий авгит) вместо ромбического, присущего горным породам Мончегундры.

К автометаморфическим изменениям основных и ультраосновных пород относятся амфиболизация, серпентинизация, хлоритизация, оталькование, деанортизация плагиоклаза, а также возникновение граната за счет плагиоклаза и пироксена, лейкоксенизация титаномагнетита и, наконец, процессы карбонатизации.

Обращает внимание повсеместное, региональное распространение автометаморфических изменений в дифференцированных интрузивных телах Печенгского района.

Namечается несколько стадий автометаморфизма. Так, в ультраосновных породах пироксен замещается красновато-коричневой роговой обманкой (керсутитом), которая, в свою очередь, замещается темно-зеленой роговой обманкой и актинолитом. В последнюю стадию замещения возникает хлорит. В габбро пироксен подвергается амфиболизации, плагиоклаз — деанортизации, в результате чего возникают альбит и минералы эпидотовой группы.

Последовательная смена стадий автометаморфизма происходила по мере падения температуры и увеличения количества гидротермальных растворов. В общем, среди автометаморфических процессов преобладали гидротермальные ступени. О более высокотемпературных стадиях (например, амфиболизации) можно судить по реликтам минералов, уцелевших от замещения.

Для процессов автометаморфизма характерны следующие особенности:

1. Хорошая сохранность реликтовых первичных магматических структур горных пород.

2. Неравномерность химических процессов, примером чему служит совместное нахождение реликтов первичных минералов и минералов, возникших в высоко- и низкотемпературные стадии автометаморфизма. Другой пример: в одной и той же породе в одних участках пироксен замещается тальком, а оливин серпентином, и рядом оливин замещается тальком, в то время как пироксен совершенно свежий.

В связи с интенсивно выраженными процессами серпентинизации ультраосновных пород возникает вопрос об источнике воды — содержалась ли вода первоначально в магме или была абсорбирована магмой из окружающих пород. Мелкие интрузивные тела имели большую поверхность соприкосновения с вмещающими породами. Обогащение магмы водой в этом случае могло происходить за счет последних. Такое обогащение началось на глубине, во время поднятия магмы. Кристаллизация оливина и пироксена происходила из расплава, обогащенного водой.

Все изменения минералов в интрузивных горных породах следует относить к автометаморфическим, происходившим за счет воды, по-видимому, абсорбированной магмой из вмещающих пород при ее подъеме.

В противоположность автометаморфизму, охватившему все интрузивные тела, явления гидротермального метаморфизма приурочены к зонам тектонических нарушений. Это говорит о том, что процессы гидротермального метаморфизма протекали позднее. Изверженные породы, подвергшиеся автометаморфизму, в условиях гидротермального метаморфизма претерпевают дальнейшие изменения. Кроме изверженных пород, гидротермальному метаморфизму подвергаются и вмещающие породы висячем боку тектонической зоны. Чем больше мощность тектонической зоны, тем более интенсивны гидротермальные изменения горных пород.

Главная тектоническая зона содержит сульфидное медно-никелевое оруденение. За счет интрузивных пород при наложении гидротермального метаморфизма возникли оталькованные серпентиниты, хлоритотальковые породы, хлоритотальковые сланцы, тальково-тремолитовые породы с порфиробластами карбоната, оруденелые и оталькованные серпентиниты, амфиболитизированные и хлоритизированные пироксениты, хлорито-амфиболовые породы (по пироксениту), карбонато-хлоритовые и кварцево-карбонатно-хлоритовые породы (за счет габбро).

Интенсивность гидротермального изменения туфогенно-осадочных пород значительно уступает интенсивности изменения изверженных пород, особенно ультраосновных. Изменения туфогенно-осадочных пород выражаются в хлоритизации, серицитизации, окварцевании, карбонатизации и обогащении сульфидной вкрапленностью.

Для интрузивных пород, подвергшихся гидротермальному метаморфизму, характерно сохранение реликтовой структуры (в случае массивной текстуры). При сланцеватой текстуре структура пород лепидобластовая, нередко с порфиробластами карбоната.

Для гидротермально-метаморфизованных пород свойственно небольшое число устойчивых минералов. Таковыми являются хлорит, тальк, карбонаты. Почти постоянно присутствуют сульфиды. Оталькование происходит и при автометаморфизме, но там эти процессы имеют незначительное развитие.

Характер химизма при наложенном гидротермальном метаморфизме заметно отличается от химических процессов, происходивших при автометаморфизме. Гидротермальный метаморфизм способствовал перераспределению элементов внутри массивов.

В геологической и пространственной связи с описываемыми ультраосновными породами Печенгского района находится сульфидное медно-никелевое оруденение.

Вещественный состав руд довольно простой: главными минералами являются пирротин, пентландит, халькопирит, второстепенное значение имеют пирит, валлерит, виоларит, бравоит. Рудные минералы отличаются большой свежестью, окисленные руды встречаются лишь в поверхностных условиях.

Морфологически различаются следующие типы руд: сплошные сульфидные руды, порфировые руды — разновидность сплошных сульфидных руд с вкрапленниками пентландита, брекчиевые руды (оруденелая тектоническая брекчия), «серые» руды — интенсивно оруденелые и оталькованные серпентиниты, вкрапленные руды.

По условиям залегания выделяются следующие типы оруденения:

1) оруденение, приуроченное к рудной зоне (оруденелая тектоническая зона);

2) сульфидное вкрапленное оруденение в висячем боку разлома в гидротермально-метаморфизованных породах различного состава;

3) сульфидная вкрапленность в интрузивных породах.

Оруденение, приуроченное к зоне разлома, является наиболее интересным. Эта зона отличается сложностью и многообразием структурных и генетических взаимоотношений между различными типами оруденения, здесь встречаются почти все минералогические типы руд.

Оруденелая тектоническая брекчия состоит из обломков силикатных пород и цемента, представленного преимущественно сульфидами и подчиненным количеством не всегда встречающихся кальцита, кварца и хлорита.

Обломки представлены в одних случаях оталькованными ультраосновными породами, в других — филлитами. Реже в обломках встречаются вместе те и другие породы. В первом случае цемент состоит преимущественно из сульфидов, в небольшом количестве встречается кальцит. Во втором случае, в цементе, кроме сульфидов, в небольшом количестве встречаются кварц, кальцит и хлорит. Объемные отношения между обломками и цементом изменяются в широких пределах.

Обломки силикатных пород имеют округлую и часто удлиненную форму и сплюснуты параллельно сланцеватости. Длинные оси обломков, как правило, совпадают с направлением падения сланцеватости. Цемент не обнаруживает следов рассланцевания. В редких случаях в участках, обедненных обломками, наблюдается удлиненно-таблитчатая форма развития зерен сульфидов. Вытянутые и округленные обломки брекчии нередко разбиты поперечными трещинами, выполненными сульфидным цементом. Размер обломков от нескольких сантиметров до нескольких миллиметров в поперечнике. Иногда в них сохраняется реликтовая структура перидотитов, заменяющаяся при рассланцевании лепидобластовой. Нередко обломки окружены тонкой сланцеватой оболочкой из параллельно расположенных пластинок талька. Рассланцованные обломки имеют также S-образную форму.

Обломки туфогенно-осадочных пород состоят из тонкозернистого агрегата зерен кварца, альбита и чешуек хлорита. Отчетливо выражена сланцеватая текстура и лепидобластовая структура. Микроструктурное изучение показывает закономерную ориентировку обломков брекчии, что позволяет судить о характере тектонических движений, которые послужили причиной возникновения тектонической зоны. Эти движения сопровождалось вращением обломков вокруг длинных осей. Оси вращательных дифференциальных движений указывают на горизонтальное направление тектонических движений и сдвиговый характер тектонической зоны. Сопоставление тектонитовых узоров брекчий и изотропных узоров агрегатов минералов из цемента указывает на кристаллизацию сульфидов в спокойной обстановке, после того как возникла тектоническая брекчия. Встречающиеся в некоторых случаях полосатые текстуры сплошных сульфидных руд, возможно, возникли вследствие пластических деформаций, но эти движения были слабыми и не везде проявлялись.

Несмотря на обычно небольшие размеры обломков, в них нигде не обнаружено перекристаллизации горных пород под влиянием высокой

температуры. Нередко хорошо сохраняются реликтовые структуры первичных магматических пород.

В тесной генетической связи с оруденением находятся интенсивные изменения горных пород надрудной толщи. Процессы рудоотложения сопровождалась гидротермальным изменением как обломков рудной брекчии, так и вмещающих пород всякого бока. Ассоциация талька, хлорита и кальцита или кварца, серицита, хлорита и карбонатов с сульфидами указывает на низкую температуру кристаллизации последних (Елисеев, 1949 г.).

Сульфидная вкрапленность в гидротермально-метаморфизованных породах тесно связана с вышеописанным типом брекчиевых руд. Наиболее интенсивно оруденелыми являются вмещающие породы непосредственно у контакта с оруденелой тектонической зоной. Здесь появляются так называемые «серые» руды — сильно оруденелые серпентиниты и реже туфогенно-осадочные породы, главным образом алевриты.

В интенсивно оруденелых и оталькованных серпентинитах сульфиды заполняют псевдоморфозы по оливину, а также располагаются в промежутках между ними. Оруденелые туфогенно-осадочные породы чрезвычайно бедны никелем, в противоположность оруденелым ультраосновным породам, богатым никелем.

Наиболее ранним типом оруденения по сравнению с первыми двумя является сульфидная вкрапленность в неизменных гидротермальных основных и ультраосновных породах. Сульфиды развиваются в промежутках между зернами оливина или замещают метасоматически такие минералы как биотит и пироксен. По своему составу эти сульфиды не отличаются от сульфидов, встречающихся в других типах руд. Вкрапленность такого рода встречена на Ждановском месторождении. Бурение позволило установить обильную сульфидную вкрапленность в пироксеновых оливинитах и перидотитах, слагающих нижнюю часть мощного дифференцированного интрузивного тела.

Таким образом, в Печенгском районе среди основных и ультраосновных пород имеется несколько типов сульфидного оруденения, различающихся по структурным особенностям, возрасту и способу происхождения.

Наиболее ранним типом оруденения является сульфидная вкрапленность в пироксеновых оливинитах и перидотитах, связанная с позднематматическим этапом эволюции интрузии. Этот тип оруденения занимает определенное положение в структуре интрузивных тел; первичная полосчатость руд определяет структуру рудного поля.

Гидротермальное оруденение является более поздним. Последовательность образования руд разного типа тесно связана с геологической историей. С эволюцией интрузий ультраосновных и основных пород связано возникновение вкрапленного сульфидного оруденения в конце интрузивной деятельности (третий тип оруденения). Позднее в этих интрузивных породах происходило образование тектонических зон с тектонической брекчией и протекали процессы рудоотложения (первый и второй типы оруденения). Эти процессы протекали в спокойной тектонической обстановке и в тесной генетической связи с гидротермальным метаморфизмом.

Тектонические зоны служили благоприятными путями для циркуляции гидротермальных растворов, переотлагавших сульфиды, заключенные в ультраосновных породах. Богатые никелем сульфиды метасоматическим путем отлагались внутри измененных ультраосновных пород. Сульфидные руды в туфогенно-осадочных породах, как правило, бедны никелем. Это

подчеркивает давно известный факт приуроченности сульфидно-никелевого оруденения к интрузивным телам ультраосновных и основных пород. Поэтому предположение о том, что оруденение в тектонических зонах связано с какими-то последующими интрузиями, мало вероятно. Интрузии ультраосновных и основных пород содержали сульфиды и магнетит до того, как возникли тектонические зоны. Гидротермальный метаморфизм способствовал переводу силикатного никеля заключенного в интрузивных породах, в сульфидный — под влиянием серы в гидротермальных растворах. При этом же происходило замещение магнетита сульфидами.

### ***Ультраосновные и щелочные платформенные интрузии каледонского возраста***

Интрузии, описываемые в данном очерке, представляют собой единую возрастную и генетическую группу, которая может быть объединена под общим названием Карело-Кольской петрографической провинции ультраосновных, щелочных и карбонатных пород.

Главными представителями этой провинции являются:

1. Ковдорский массив, сложенный оливинитами, перидотитами, пироксенитами, щелочными породами ийолит-якупирангитовой серии, турьяитами, апатито-оливиновыми породами, связанными с ними апатито-магнетитовыми рудами (Ено-Ковдорское месторождение) и карбонатитами.

2. Массив Африканда, сложенный оливинитами и пироксенитами несущими титаномагнетито-перовскитовое оруденение, и щелочными породами мальтейгит-якупирангитовой серии.

3. Массив Лесная варака, представленный оливинитами и пироксенитами, несущими титаномагнетито-перовскитовое оруденение.

4. Массив Озерная варака, сложенный ийолит-мельтейгитами и небольшими жилами карбонатитов.

5. Недавно открытый и еще слабо изученный Салмогорский массив, представленный ультраосновными породами, несущими титаномагнетито-перовскитовое оруденение, ийолитами и турьяитами.

6. Жильные комплексы южной и западной частей Кольского п-ова, представленные щелочными базальтами, ийолитами, турьяитами, турьяитами, мелилитовыми базальтами, карбонатитами (п-ов Турий), мончикитами, пикрит-порфиритами, анальцимовыми порфиритами и т. д.

Различные члены этой петрографической провинции, слагающие сложные, многофазные интрузии платформы, объединяются следующими общими чертами:

1) единством структуры, обусловленной наличием вложенных друг в друга конических тел;

2) типом родоначальной магмы, характеризующейся недосыщенностью  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  высоким содержанием  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  и преобладанием  $\text{Na}$  над  $\text{K}$  и  $\text{Mg}$  над  $\text{Ca}$ ;

3) единым последовательным ходом процессов дифференциации от ультраосновных через щелочные к карбонатным породам;

4) характером металлогении, проявляющимся в широком развитии титановых и железных руд.

Для данной петрографической провинции отмечается два периода рудообразования:

а) более ранний титаномагнетито-перовскитовый, генетически связанный с ультраосновными породами первых интрузивных фаз; по своему характеру это типичные фазивные руды;

б) более поздний магнетитовый, генетически связанный с последними фазами интрузивной деятельности; образование руд этого типа, по видимому, связано с кристаллизацией остаточного магматического расплава, сильно обогащенного летучими компонентами;

б) рядом минералогических особенностей, как-то:

а) характером пироксена щелочных пород, представленного преимущественно эгирин-диопсидом;

б) характером оливина, представленного почти чистым форстеритом;

в) присутствием существенно мелилитовых пород;

г) присутствием меланита, волластонита и содалита в различных членах щелочной серии;

д) появлением бадделеита и пирохлора в магнетитовых рудах и карбонатах.

По-видимому, все интрузии данной петрографической провинции относятся к каледонскому интрузивному циклу, так как определения абсолютного возраста, произведенные для массивов Ковдорского, Африканды и Озерной вараки, дают близкие цифры, колеблющиеся в пределах 340—375 млн. лет.

Карело-Кольская петрографическая провинция ультраосновных, щелочных и карбонатных пород имеет крупное промышленное значение, так как к ней приурочен ряд интересных месторождений (Ено-Ковдорское, месторождение Салмогорского массива и др.).

### Ковдорский массив

Ковдорский массив и связанное с ним Ено-Ковдорское месторождение магнетитовых руд открыты в 1933 г. К. М. Кошиц (1934фа). Систематическая геологическая съемка его масштаба 1 : 25 000 начата в 1940 г. Ц. Г. Златкинд и А. И. Шалитовым (1946) и закончена в 1949—1950 гг. Н. А. Вологовской. Разведка Ено-Ковдорского железорудного месторождения производилась в 1940—1941 гг. Д. В. Шифриным и в 1949—1950 гг. В. И. Намоюшко. Минералогия магнетитовых руд изучалась с 1945 по 1950 г. О. М. Римской-Корсаковой (1947 г.).

Большой Ковдорский массив расположен в юго-западной части Кольского п-ова в бассейне оз. Ковдор. Площадь массива 37,5 км<sup>2</sup>. В плане он имеет форму несколько искаженного эллипса, длинная северо-западная ось которого равна 8 км и короткая северо-восточная 5,5 км.

Ковдорский массив представляет собой интрузию центрального типа, залегающую в толще гнейсов и гнейсо-гранитов архея, в той или иной степени измененных процессами щелочного метасоматоза (рис. 15, 16). Центральная часть его сложена оливинитами, перидотитами, пироксенитами; периферическая — ийолитами, мельтейгитами, якупирангитами, образующими коническую интрузию, круто падающую к центру массива. К контакту между ультраосновными и щелочными породами приурочены относительно крупные тела турьяитов, образующие неправильное прерывистое полукольцо с крутым падением к центру массива. Более мелкие линзовидные тела турьяитов, подчиненные системе кулисных конических трещин, залегают среди щелочных пород периферической зоны и оливинитов центрального ядра.



В юго-западной части массива к контакту между ийолитами и пироксенитами приурочен рудный комплекс, представленный апатито-оливинитовыми породами и магнетитовыми рудами варьирующего состава. Различные члены Ковдорского массива, а также вмещающие гнейсы и

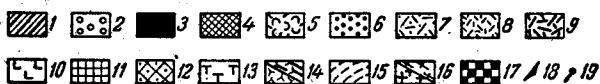
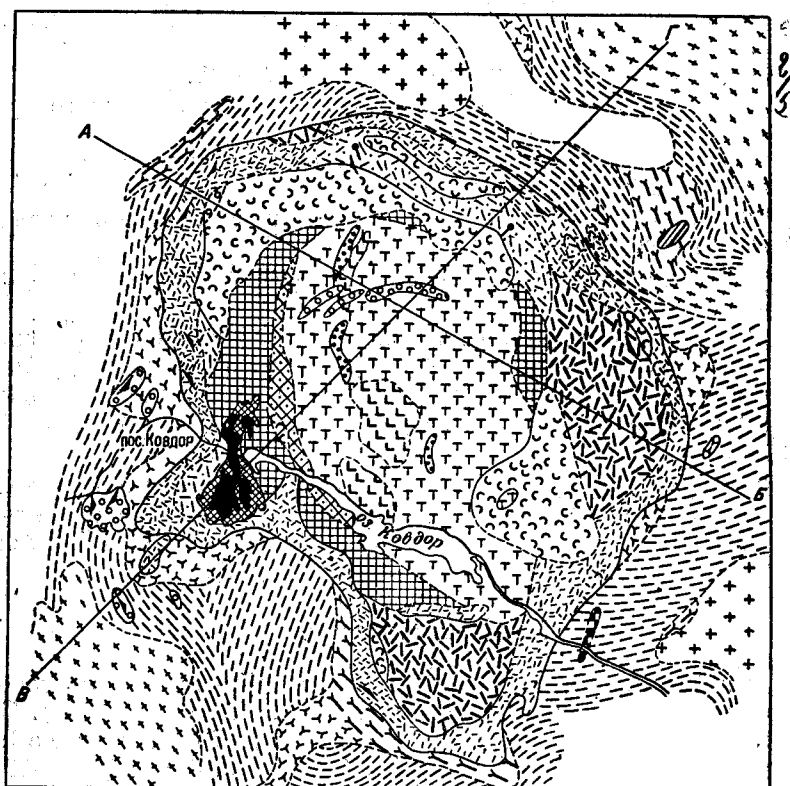


Рис. 15. Геологическая карта Ковдорского массива

1—щелочной комплекс малого Ковдорского массива; 2—карбонатиты, V фаза интрузии; 3—магнетитовые руды различного типа, IV фаза интрузии (вторая подфаза); 4—мелкозернистые апатито-оливинитовые породы, IV фаза (первая подфаза); 5—турьянты, III фаза интрузии, 6—жилльные ийолиты, II фаза интрузии (третья подфаза); 7—крупно- и среднезернистые ийолиты, частично ийолит-уртиты, I фаза (вторая подфаза); 8—мелкозернистые ийолиты, ийолит-мельтейгиты и мельтейгиты, II фаза (первая подфаза); 9—крупнозернистые щелочные пироксениты, II фаза (первая подфаза); 10—свингулитизированные оливиниты, I фаза интрузии; 11—пироксениты, I фаза интрузии; 12—перидотиты, I фаза интрузии; 13—оливиниты и метаоливиниты, I фаза интрузии; 14—фенитизированные гнейсы и гнейсо-граниты архея (частично фениты); 15—гнейсы архея со слабыми следами щелочного метасоматоза; 16—олигоклазовые (частично с микроклином) граниты и гнейсо-граниты архея; 17—амфиболиты архея; 18—полосчатость и трахитоидность в породах большого Ковдорского массива; 19—линейность в породах большого Ковдорского массива

гнейсо-граниты архея секутся карбонатитами, образующими систему жил и узких линзовидных тел, пологопадающих к центру его.

Формирование массива, представляющего собой сложное тело, произошло в пять фаз.

В I фазу по разлому в толще гнейсов и гнейсо-гранитов архея внедрилась ультраосновная магма, давшая начало оливинитам, перидо-

титам и пироксенитам. Господствующим распространением пользуются оливиниты, образующие ядро массива площадью около  $10 \text{ км}^2$ . С северо-востока, севера, запада и юго-запада, они окаймляются крупнозернистыми пироксенитами, образующими в плане неполное кольцо, обращенное выпуклостью к западу.

В юго-западной части массива, между оливинитами и пироксенитами расположена маломощная промежуточная зона перидотитов. Отсутствие резких контактов между различными членами ультраосновной серии и наличие гнезд пироксенита в оливините и гнезд оливинита в пироксените позволяет предполагать, что все эти разновидности образовались в одну фазу, в результате длительного процесса дифференциации в пределах интрузивной камеры.

Оливиниты и пироксениты несут незначительное магнетитовое оруденение, имеющее жильный или мелкогнездовой характер. Мощность жил магнетита колеблется от миллиметров до  $20\text{--}25 \text{ см}$ , размер гнезд от  $3\text{--}5$  до  $15\text{--}20 \text{ см}$ , редко до  $0,5\text{--}1,0 \text{ м}$ .

Концентрация рудных тел в массе вмещающей породы ничтожная. Присутствием их объясняется ряд мелких магнитных аномалий, отмеченных магнитной съемкой на площади ультраосновного ядра. Среди ультраосновных пород широко развиты процессы ослюденения. Оливиниты часто в той или иной степени замещены серпентином и кольскитом<sup>1</sup>. По данным Н. А. Вологовской (1951 г.), образование этих вторичных минералов связано с процессами аутометаморфизма, заканчивающими I фазу формирования Ковдорского массива. В эту постмагматическую стадию изменение оливина шло под действием водных богатых магнием и щелочами остаточных растворов, накапливающихся в процессе кристаллизации той же ультраосновной магмы.

После застывания ультраосновных пород по контакту между ними и вмещающими гнейсами и гнейсо-гранитами архея прошел конический разлом, открывший пути большим порциям щелочной магмы (II фаза интрузии). Периодическое поступление этой магмы привело к образованию сложного комплекса пород ийолит-якупирангитовой серии. Судя по залеганию полосатости, трахитоидности и линейности, эти породы образуют коническую интрузию, падающую к центру массива под углами  $70\text{--}80^\circ$ .

Среди данной группы господствующее распространение имеют мелкозернистые ийолиты и мельтейгиты с содержанием нефелина от 25 до

<sup>1</sup> Кольскит — водный силикат магния, близкий по составу к серпентину.

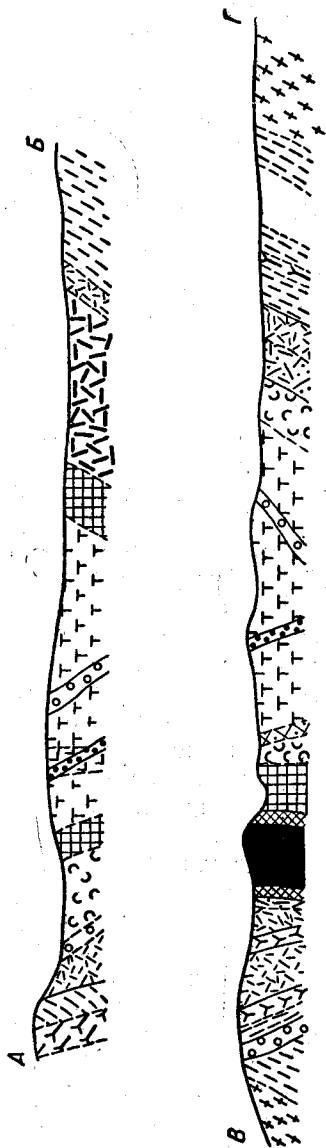


Рис. 16. Разрезы к геологической карте Ковдорского массива

65% и пироксена от 30 до 70%, а также крупнозернистые щелочные пироксениты (якупирангиты), в которых количество нефелина, канкринита и цеолитов не превышает 8—10%.

Подчиненную роль играют средне- и крупнозернистые ийолит-уртиты с содержанием нефелина до 70—80% и полевошпатовые разновидности типа малиньитов.

Щелочные породы Ковдорского массива обладают рядом минералогических особенностей, характерных для большинства магматических комплексов подобного типа. Так, пироксен в них представлен эгириндиопсидом с содержанием молекулы эгирина от 4 до 16—20%. Характерно относительно широкое распространение меланита, волластонита, содалита и низкое содержание сфена, апатита, канкринита и вторичных минералов группы цеолита.

Щелочные породы II фазы образуют сложное тело, сформировавшееся в несколько интрузивных подфаз. В первую из них разлом между ультраосновными породами и вмещающими гнейсами и гнейсо-гранитами архея был заполнен щелочной магмой, давшей начало мезо- и меланократовым членам щелочной серии. Во вторую подфазу произошло внедрение лейкократовой щелочной магмы, образовавшей средне- и крупнозернистые ийолиты и ийолит-уртиты. Наконец, в третью подфазу по системе трещин поднялись небольшие порции щелочной магмы, давшей начало ряду жил ийолита и ийолит — мельтейгита в оливинитах и пироксенитах центрального ядра и щелочных породах первой и второй подфаз.

С внедрением щелочных пород связано метасоматическое изменение гнейсов и гнейсо-гранитов архея, превращенных в различные члены контактовой фенитовой серии. Среди последних наблюдается вся гамма переходов от слабо измененных разновидностей, в которых процессы щелочного метасоматоза проявляются только в образовании тончайших жилок и венчиков эгирина по системе трещин и границам зерен, до типичных фенитов, по химическому и минералогическому составу отвечающих щелочным и изредка нефелиновым сиенитам. В последних кварц полностью отсутствует, плагиоклаз нацело замещен щелочными полевыми шпатами (альбитом и микроклином), а биотит — эгириндиопсидом.

К контакту между ультраосновными и щелочными породами приурочены турьяиты, образующие два крупных тела в юго-восточной и северо-западной частях массива (III фаза интрузии). Ряд линз и небольших жил этих же пород встречен в оливинитах центрального ядра и различных членах ийолит-якупирангитовой серии. Судя по пространственному положению тел, турьяиты приурочены к системе концентрических конических трещин, круто падающих к центру массива.

Возрастное положение турьяитов устанавливается по присутствию в них ксенолитов ийолита и мельтейгита и по наличию отдельных жил их в ультраосновных и щелочных породах.

Среди турьяитов Ковдорского массива по особенностям структуры и состава выделяются две разновидности: а) среднезернистые пироксеновые турьяиты, местами переходящие в мелилититы и б) крупнозернистые существенно флогопитовые турьяиты.

Обе эти разновидности представляют собой светло-серую массивную породу, в основном состоящую из мелилита, резко подчиненного количества диопсида, флогопита, отдельных зерен граната — меланита и магнетита. Под микроскопом в них в небольшом количестве отмечены фор-

стерит, монтичеллит, амфибол, перовскит, апатит, шпинель, канкринит, везувиан, цеболлит и кальцит.

В геологической литературе существуют две точки зрения на генезис турьяитов Ковдорского массива. Так, Ц. Г. Златкинд и А. И. Шалимов (1946) рассматривают их, как самостоятельную интрузивную фазу, более молодую, чем интрузия щелочных пород. Согласно Б. М. Куплетскому (1948а), турьяиты не представляют отдельной интрузии, но тесно связаны с ийолитами, образуясь при автометаморфном изменении последних.

В свете данных, собранных в 1948—1950 гг. Н. А. Волотовской точка зрения Б. М. Куплетского не находит подтверждения. Действительно, турьяиты, местами явно прорывающие ийолиты, несомненно отделены некоторым промежутком времени от момента формирования щелочных пород.

Как видно из химической характеристики (табл. 22), турьяиты отличаются от щелочных пород II фазы значительно более высоким содержанием  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  и более низким —  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ . Таким образом, для перехода от щелочных пород к турьяитам в пределах одной и той же фазы требуется, чтобы остаточные продукты кристаллизации этой фазы несли весьма значительное количество  $\text{Ca}$  и  $\text{Mg}$ , необходимых для превращения нефелина в мелилит. Между тем, судя по данным анализов (табл. 23), развитие щелочной интрузии шло в направлении непрерывного обогащения ее щелочами,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и обеднения  $\text{CaO}$ ,  $\text{Mg}$  и  $\text{FeO}$ . Отсюда ясно, что скопление значительного количества кальция в остаточных продуктах кристаллизации щелочной магмы мало вероятно, а следовательно, мало вероятно и образование турьяитов за счет щелочных пород путем автометаморфного метасоматического изменения их.

В юго-западной части массива расположено Ено-Ковдорское железорудное месторождение, представленное мелкозернистыми оливиновыми, апатито-оливиновыми и слюдяно-оливиновыми породами и магнетитовыми рудами различного состава (IV фаза интрузии). По данным буровой разведки, оно приурочено к вертикальной зоне разлома, которая в своей южной части в основном прошла в щелочных породах, а в северной — в пироксенитах центрального ядра.

По материалам Н. А. Волотовской, это месторождение представляет собой сложное тело, сформировавшееся в несколько подфаз. В первую из них зона разлома была заполнена своеобразной ультраосновной магмой, давшей начало мелкозернистым оливиновым, апатито-оливиновым и слюдяно-оливиновым породам. После застывания этой магмы по системе крутопадающих трещин началось периодическое поступление рудного материала, образовавшего ряд рудных жил и линзовидных тел различной величины. Контакты между магнетитовыми рудами различного типа и вмещающими существенно оливиновыми породами резкие.

Магнетитовые руды данного месторождения представлены рядом разновидностей. Господствующим распространением пользуются руды апатито-оливиновые. На отдельных участках они обогащаются кальцитом в виде мелких зерен или небольших гнезд. Подчиненную роль играют апатито-оливино-кальцитовые руды, в которых главным нерудным компонентом является кальцит. Среди этих руд встречаются разновидности, сильно обедненные апатитом, оливином, магнетитом и обогащенные кальцитом, которые по своему составу выходят за пределы кондиционных железных руд.

Таблица 22

Оксиды	I фаза			II фаза					III фаза турьиты	IV фаза		V фаза карбонатит	Средне- взвешен- ное по всему массиву
	оливиниты	пироксениты	средне- взвешен- ное по фазе	подфаза 1		подфаза 2 и ийолит- уртиты	подфаза 3 жильные ийолиты	средне- взвешен- ное по фазе		подфаза 1	подфаза 2		
				щелоч- ные пи- роксени- ты	ийолиты и мель- тейгиты				апатито- оливино- вые по- роды	магнети- товые руды			
SiO <sub>2</sub>	36,47	43,29	37,98	40,42	44,93	42,01	45,15	43,02	39,79	29,97	7,66	1,31	39,46
TiO <sub>2</sub>	0,09	1,59	0,45	2,44	1,83	1,83	0,58	1,94	11,37	0,17	0,83	—	1,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,22	2,59	1,48	8,62	14,10	16,93	17,78	12,71	10,61	1,83	3,04	0,40	7,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,44	10,00	9,33	6,41	6,26	4,95	6,44	6,13	4,02	5,28	37,10	3,24	7,30
FeO	5,03	6,01	4,91	5,84	4,68	3,50	2,60	4,86	4,18	5,50	15,37	1,24	4,81
MnO	0,34	0,14	0,28	0,14	0,14	0,08	0,20	0,14	0,24	0,32	0,31	—	0,21
CaO	2,49	20,19	6,86	17,12	13,42	12,28	9,85	14,50	19,94	9,86	15,62	50,39	12,68
MgO	39,84	14,58	32,99	12,77	5,83	6,66	3,54	8,23	12,76	37,76	11,51	2,35	18,79
Na <sub>2</sub> O	0,15	0,25	0,16	2,44	5,62	6,93	8,51	4,79	3,48	0,12	0,21	—	2,68
K <sub>2</sub> O	0,30	0,35	0,30	2,18	2,17	3,24	2,73	2,33	2,09	0,48	0,21	0,06	1,41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,32	0,11	0,24	0,45	0,53	0,49	0,95	0,36	0,14	6,86	6,00	2,35	0,37
H <sub>2</sub> O	1,46	0,08	1,21	0,13	0,21	0,44	0,40	0,21	0,19	0,08	0,41	0,15	0,17
П.п.п.	4,10	0,80	3,30	1,16	0,37	0,52	1,76	0,37	0,87	1,60	1,25	39,80	3,57
Сумма	100,15	99,96	99,48	100,12	100,9	99,86	100,49	99,59	99,68	99,83	99,52	101,29	100,26

В южной части месторождения широко развиты руды с вторичным фосфатом (штаффелитом), образование которых, по-видимому, связано с гидротермальным изменением первичных руд в верхней части локальной зоны дробления.

Руды апатито-оливиновые, их разновидности с кальцитом и существенно кальцитовые руды связаны между собой рядом постепенных переходов. В то же время апатито-оливиновые руды местами явно пересекаются богатыми кальцитом разновидностями.

Таким образом, смежные члены рудной серии переходят друг в друга постепенно, тогда как между крайними членами ее, т. е. относительно высокотемпературными апатито-оливиновыми и относительно низкотемпературными существенно кальцитовыми рудами, границы уже резкие.

Фактический материал, приведенный выше, позволяет сделать следующие выводы:

1. Магнетитовые руды различного типа образовались одновременно. Формирование данного месторождения, очевидно, шло путем многократного периодического поступления рудного материала в систему трещин в мелкозернистых, существенно оливиновых породах. Состав этого материала от этапа к этапу незначительно менялся, главным образом за счет обогащения карбонатом кальция.

2. Образование магнетитовых руд различного типа, по-видимому, связано с кристаллизацией остаточного рудного материала, отделившегося от силикатной части магмы в результате длительного и сложного процесса магматической дифференциации.

3. Судя по высокому содержанию апатита, кальцита и местами флогопита, формирование данного месторождения шло при участии громадного количества летучих компонентов. Среди них главную роль играли  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  и F. Постоянное, хотя и незначительное, содержание сульфидов позволяет добавить к этому перечню некоторое количество  $\text{H}_2\text{S}$ .

Комплекс пород и руд Ковдорского массива, а также различные члены контактной фенитовой серии прорываются карбонатами (V фаза интрузии). В щелочных породах и турьяитах они образуют систему жил различной величины и формы, в оливинитах, магнетитовых рудах и породах контактного ореола — ряд жил и крупных линзовидных тел, длиной до 400 м и мощностью до 100 м. Это светлые крупнозернистые породы, состоящие на 85—95% из кальцита и аксессуарных — магнетита, флогопита, слюдки манганofilлитового типа, апатита и изредка форстерита. Нередко карбонаты имеют отчетливую полосчатость, параллельную плоскости контакта их с вмещающими породами. Мелкие жилы карбонатов ориентированы в различных направлениях. Крупные тела их приурочены к системе кулисных трещин, образующих коническую зону, пологопадающую к центру массива. Центр этой карбонатовой дуги несколько смещен к югу относительно центра массива.

По представлениям Н. А. Вологовской, карбонаты Ковдорского массива имеют гидротермальное происхождение. Действительно, если магнетитовые руды Ено-Ковдорского месторождения представляют собой продукты кристаллизации остаточного магнетического материала, очевидно, близкого к пневматолитам, то для более молодых и более низкотемпературных карбонатов, по-видимому, возможна только еще более поздняя гидротермальная фаза развития.

Не говоря уже о том, что вследствие легкости диссоциации карбонатов, существование карбонатной магмы вызывает сомнения, нет ни-

каких оснований предполагать здесь новую вспышку собственно магматической деятельности после образования относительно низкотемпературных магнетитовых руд.

Для химической характеристики Ковдорского массива в табл. 22 приведены средние анализы различных возрастных и генетических групп пород этого массива.

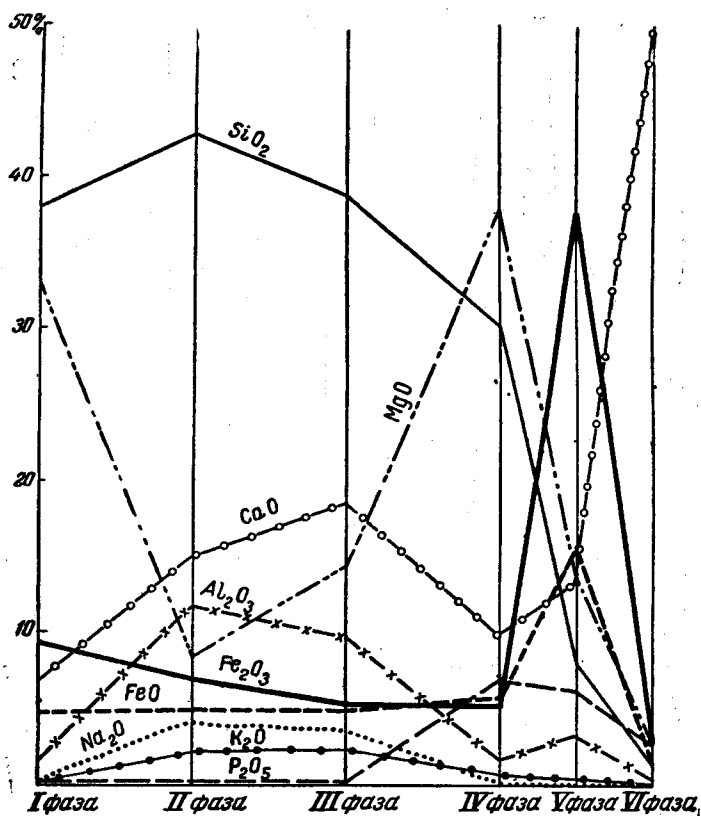


Рис. 17. Вариационная диаграмма химического состава интрузивных пород Ковдорского массива

Данные средних анализов нанесены на диаграмму (рис. 17), где по оси абсцисс слева направо отложены производные различных фаз интрузии в их возрастной последовательности, а по оси ординат процентные содержания различных окислов. Для ультраосновных и щелочных пород, во избежание излишней детализации, нанесены средневзвешенные содержания для пород каждой из фаз.

Как видно из фактического материала, приведенного выше, Ковдорский массив в своем современном эрозионном срезе имеет химический состав, близкий к щелочному пироксениту с некоторым отклонением от него в сторону перидотита.

Судя по данным анализа, магма, давшая начало всему этому комплексу пород и руд, отличалась резкой недосыщенностью кремнеземом и глиноземом, значительным преобладанием Na над K и Mg над Ca,

высокой суммой  $MgO+CaO$  (31,47%), т. е. чертами, характерными для ультраосновной перидотитовой магмы.

Как видно из приведенной вариационной диаграммы, для  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$  и  $K_2O$  выявляется закономерное изменение содержания от пониженных значений в ультраосновных породах I фазы, через максимальные значения в щелочных породах II фазы, к постепенному падению почти до нуля в карбонатитах V фазы.

Чрезвычайно характерно поведение кальция и железа, в основном накапливающихся в последние фазы интрузивной деятельности. Примерно такой же характер изменения имеет кривая магния, которая, однако, осложняется большим пиком в оливинитах I интрузивной фазы.

В заключение следует кратко остановиться на поведении  $Fe_2O_3$  и  $FeO$  в последовательном ходе эволюции магмы, давшей начало комплексу пород и руд Ковдорского массива. Как видно из соответствующих кривых, на протяжении I, II и III и начала IV фазы они дают плавные, почти горизонтальные, местами совпадающие линии. Затем наблюдается резкий пик во второй половине IV фазы и еще более резкое падение к карбонатитам V фазы. При изучении большого петрографического материала с несомненностью устанавливается позднемагматический характер магнетита, образование которого связано с кристаллизацией остаточной рудной магмы.

Таким образом, на протяжении первых фаз процесс кристаллизации шел в направлении, способствовавшем непрерывному накоплению остаточного рудного материала. Благодаря обилию летучих компонентов, этот последний, очевидно, оставался подвижным, в то время как давшие ему начало материнские породы постепенно переходили в твердое состояние. Во второй половине IV фазы, когда внедрение магмы было значительно облегчено крупным разломом между пироксенитами и ийолитами, внутреннее давление остаточного рудного материала по видимому, превзошло давление вышележащих пород. Этому моменту соответствует внедрение его в зону нарушения, потеря им значительного количества летучих компонентов и постепенное застывание в системе трещин в виде рудных жил и неправильных тел различной величины и формы.

В 800 м к северо-востоку от большого Ковдорского массива расположен малый Ковдорский массив щелочных пород, размером 80—120 на 400 м. Это трещинная интрузия, залегающая в толще брекчированных фенитизированных гнейсов и гнейсо-гранитов архея.

Лежачий юго-восточный бок ее сложен порфиroidными трахитоидными ийолитами, висячий, северо-западный — порфиroidными трахитоидными нефелиновыми сиенитами и пойкилитовыми нефелиновыми сиенитами. Наличие резких, местами секущих контактов между всеми этими разновидностями позволяет рассматривать данный массив как сложное тело, сформировавшееся в несколько интрузивных фаз. В первую из них интрузивная полость была заполнена меланократовой щелочной магмой, давшей дайкообразное тело порфиroidных трахитоидных ийолитов. Во вторую фазу по контакту между ийолитами и породами кровли произошло внедрение повторных порций щелочной магмы, образовавшей порфиroidные трахитоидные нефелиновые сиениты. В третью фазу интрузивной деятельности по контакту между ийолитами, породами кровли и трахитоидными нефелиновыми сиенитами произошло внедрение еще одной порции щелочной магмы, давшей начало пойкилитовым нефелиновым сиенитам.



Возрастные соотношения между магматическими комплексами большого и малого Ковдорского массивов устанавливаются по наличию жил нефелиновых сиенитов в турьяитах и карбонатитах.

Таким образом, малый массив несомненно является несколько более молодым, чем магматический комплекс большого Ковдорского массива. Однако территориальная близость их и наличие ряда общих минералогических и химических особенностей позволяют предполагать, что оба эти массива разделены незначительным промежутком времени и, по-видимому, принадлежат единому каледонскому интрузивному циклу.

### Массив Африканда

Массив ультраосновных и щелочных пород, находящийся около ст. Африканда Кировской железной дороги, представляет собой обособленную возвышенность, несколько приподнятую над окружающей болотистой равниной. Абсолютная отметка ее равна 295 м.

Вмещающими породами являются архейские гнейсы, имеющие на данном участке примерно широтное простирание и падение к северу в среднем под углом  $60^\circ$ . В непосредственной близости от контакта гнейсы сиенитизированы и обогащены пироксеном. Ширина контактной зоны не превышает 50—100 м. Вблизи контакта в гнейсах обнаружено значительное количество отходящих от массива апофиз тонкозернистого пироксенита, рассекающих гнейсы во всевозможных направлениях с различными углами падения. Мощность апофиз колеблется от нескольких сантиметров до 5 м.

Массив имеет в плане округлую форму со слабо извилистыми очертаниями (рис. 18) и занимает площадь в  $6,4 \text{ км}^2$ . Геологическое и петрографическое описание его приводится в работах Б. М. Куплетского (1937б, 1938а), П. Н. Чирвинского и др. (1940в).

Обращает внимание отчетливо выраженное концентрическое строение массива. Периферическая часть его сложена нефелиновыми пироксенитами, опоясывающими массив со всех сторон, за исключением северной его части, где эта порода отсутствует. Ширина пояса нефелиновых пироксенитов колеблется, достигая максимума 400 м у юго-западного контакта массива. Далее, к центру идут мелкозернистые пироксениты. Контакты между нефелиновыми и мелкозернистыми пироксенитами не резкие. При переходе одних пород в другие нефелин постепенно исчезает. Нефелиновые пироксениты рассекаются многочисленными пегматитовыми жилками, состоящими из нефелина и шорломита. Текстура нефелиновых пироксенитов массивная, но местами наблюдается отчетливо выраженная полосатость с обособлением полосок, обогащенных нефелином с примесью апатита. Полосатость имеет наклоны к центру массива под углом  $40\text{--}50^\circ$ .

Мелкозернистые пироксениты слагают в плане широкое кольцо, которое только на севере непосредственно соприкасается с гнейсами. Обычно они обладают массивными текстурами, но местами в них отчетливо выражена первичная полосатость, благодаря послойному обогащению биотитом, титаномagnetитом и апатитом. В контакте мелкозернистых пироксенитов с гнейсами наблюдаются маломощные пегматоидные слюдяно-пироксеновые выделения, подчеркивающие первичную слоистость. Здесь хорошо видно, что первичная полосатость наклонена в сторону массива также под углом  $40\text{--}50^\circ$ .

Центральная часть массива сложена своеобразными крупнозернистыми пироксенитами, обогащенными кнопитом и титаномагнетитом, которые правильнее называть рудными пироксенитами. Распределение кнопита и титаномагнетита крайне неравномерное. Текстура пироксенитов или массивная, или параллельно слоистая. Тонкие прослои обычно обогащены кнопитом и титаномагнетитом.

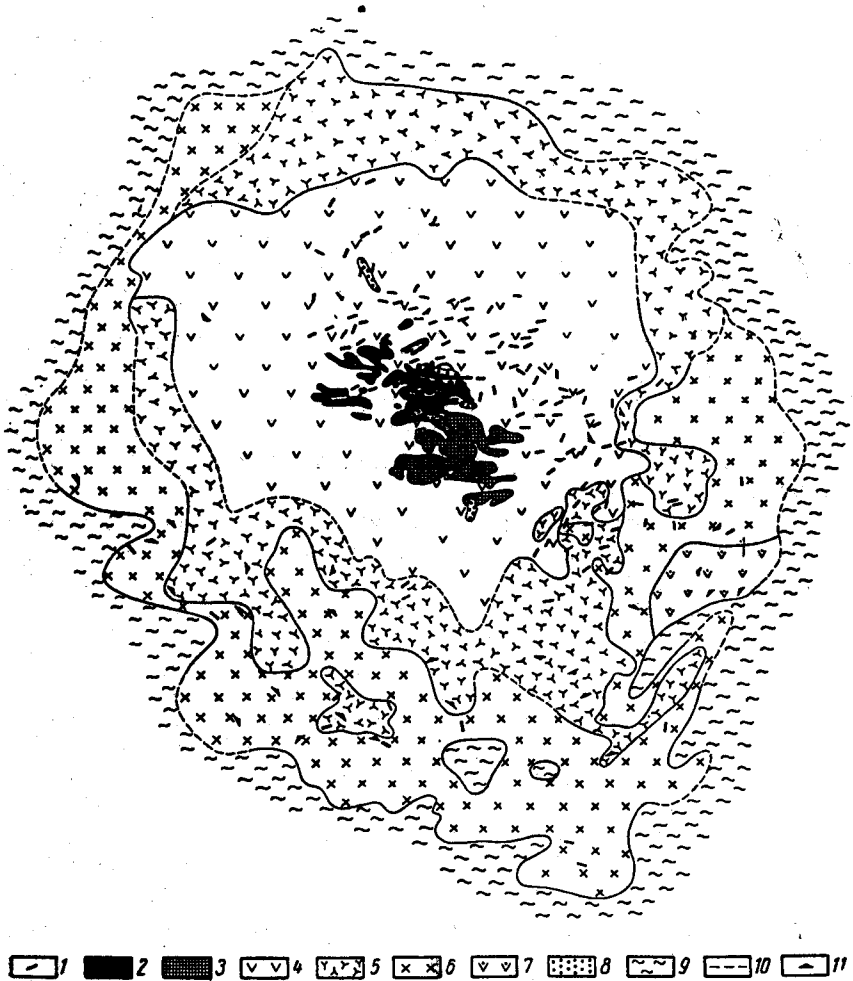


Рис. 18. Геологическая карта Африканского массива  
(по М. С. Афанасьеву)

1, 2—щелочные пегматиты; 3—амфиболовые пироксениты; 4—средне- и крупнозернистые пироксениты; 5—мелкозернистые пироксениты; 6—нефелиновые пироксениты; 7—мельтейтиты; 8—рудные оливиниты; 9—фениты и фенитизированные гнейсы; 10—границы массива по магнитному контуру 0,2 Но; 11—ориентировка первичной полосатости

В центральной части массива на площади в 0,25 км<sup>2</sup> околонуено поле эруптивной брекчии, состоящей из обломков рудных оливинитов, сцементированных пироксенитами и жильными породами. Среди оливинитов выделяются две разновидности. Более распространены тонкозернистые оливиниты, нередко имеющие долосатую текстуру. Более редки

порфиroidные разновидности их с крупными округлыми кристаллами форстерита, окруженными мелкими зернами того же оливина, кнопита и титаномагнетита. Встречаются переходы между этими двумя разновидностями. В нескольких случаях в мелкозернистом оливините наблюдается меллит, образующий маломощные прослойки, располагающиеся параллельно первичной полосатости. Размеры обломков эруптивной брекчии колеблются от нескольких кубических сантиметров до десятков и сотен кубических метров. Чаще наблюдаются округлые и, реже, угловатые очертания обломков.

Нефелиновые пироксениты, мелкозернистые пироксениты, рудные пироксениты и рудные оливиниты слагают тело массива. Кроме того, известны дайковые и жильные породы, которые имеют широкое распространение по всему массиву. Наибольшая концентрация их наблюдается в центральной части, занятой рудными пироксенитами и эруптивной брекчией. Дайки и жилы пересекают массив во всевозможных направлениях. Наклоны жил разнообразны — от пологих до вертикальных. Те же породы нередко слагают штоки и тела, приближающиеся к трубчатым.

Первичная полосатость, местами отчетливо выраженная, наклонена к центру массива под углами  $40-60^\circ$ , что указывает на воронкообразную форму его.

Наблюдения над элементами трещинной тектоники показали преобладание трещин северного и северо-западного направлений. После формирования массива в образовавшиеся трещины внедрились жильные породы.

На основании детального изучения массива в процессе разведочных работ установлено, что образование его произошло в четыре фазы интрузивной деятельности. В первую фазу внедрились рудные оливиниты, в виде незначительной по размерам дайки. Во время второй фазы поднимающаяся по тем же путям магма раздробила и частично ассимилировала рудные оливиниты. Состав магмы, внедрившейся в эту фазу, не оставался постоянным. Вначале магма была несколько обогащена щелочами и дала при консолидации нефелиновые пироксениты периферической зоны массива. Под влиянием нефелиновых пироксенитов были превращены в фениты вмещающие гнейсы. Постепенное изменение химического состава внедряющейся магмы привело к тому, что нефелиновые пироксениты по направлению к центру массива постепенно сменяются безнефелиновыми мелкозернистыми разновидностями, а затем крупнозернистыми пироксенитами, занимающими центр массива. По мере удаления от периферии в породах постепенно возрастает содержание рудных минералов.

После консолидации пироксенитов по тем же путям проникли рудные флюиды, метасоматически изменившие на большой площади крупнозернистые пироксениты, с замещением в них пироксена амфиболом и с значительным обогащением породы рудными минералами. Образование этих измененных амфиболовых пироксенитов является результатом третьей фазы интрузивной деятельности.

Для четвертой фазы, которую можно разделить на несколько подфаз, характерно многократное внедрение жильных пород, преимущественно щелочных рудных и безрудных пегматитов.

Возраст пород массива Африканды, определенный по гелиевому методу, исчисляется в 340 млн. лет, что по абсолютной шкале времени соответствует силуру.

### Массивы в районе Хабозера

В районе ст. Хабозера, расположенной в 10 км к востоку от ст. Афанасьева, Кировской железной дороги, В. А. Афанасьевым в 1935 г. были обнаружены два массива ультраосновных и щелочных пород, слагающих возвышенности Лесной и Озерной варак. Краткая геологическая характеристика их дана ниже.

Массив Лесная варак находится в 4 км к югу от ст. Хабозера на юго-западном берегу Сабозера. Площадь его равна 15 км<sup>2</sup>. Этот массив, несколько вытянутый в северо-западном направлении, возвышается над окружающей заболоченной низиной на 120—140 м.

Вмещающие породы представлены комплексом гнейсов архея, простирающихся в направлении, близком к широтному (280°), с падением на северо-северо-восток под углом 40—45°.

Массив имеет отчетливое концентрически-зональное строение. Наиболее возвышенная центральная часть его, площадью в 12 км<sup>2</sup>, сложена оливинитами и оливиновыми титаномагнетитами. Периферическая часть массива, мощностью от 80 до 250 м, представлена пироксенитами и пироксено-полевошпатовыми породами. Наконец, в непосредственном контакте с гнейсами, в зоне мощностью в 10—12 м, развиты мелкозернистые породы, состоящие из зеленого пироксена, меланита и полевого шпата. В небольшом количестве в них присутствуют нефелин, апатит и пирротин.

Среди оливинитов, образующих ядро массива, по особенностям состава и структуры намечаются две группы:

1. Рудные сидеронитовые оливиниты, состоящие из оливина, титаномагнетита и аксессуарных — перовскита, лейкоксена и моноклинного пироксена. К этой же группе относятся перовскитовые оливиниты и оливиновые титаномагнетиты. Породами этой группы сложено около 65% площади ультраосновного ядра.

2. Мелкозернистые и крупнозернистые пегматоидные оливиниты, занимающие остальные 35% этой площади.

Как в первой, так и во второй группе оливин представлен форстеритом с незначительной (до 10%) примесью молекулы фаялита.

Титаномагнетит рудных оливинитов почти не содержит Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, тогда как в рудном минерале пегматоидных оливинитов количество окиси хрома достигает 12,5%.

Рудные оливиниты обладают прекрасно выраженной первичной полосатостью, обусловленной чередованием пород различного состава. Простираение полосатости северо-западное с углами падения от 65 до 80° к северо-востоку, что указывает на круто-наклоненную (к северо-востоку) форму интрузивного тела.

Среди оливинитов северо-восточной части массива и вдоль юго-западного контакта их с ортогнейсами залегают интенсивно серпентинизированные амфиболиты с актинолитовой роговой обманкой. Иногда в них встречаются неправильные участки (ксенолиты) доломита.

По представлению В. А. Афанасьева (1939), интрузия Лесной варак сформировалась в две фазы. В первую фазу произошло внедрение рудных оливинитов и пироксенитов. Во вторую фазу возникли пегматоидные оливиниты, заключающие ксенолиты пород первой фазы. Амфиболиты, по-видимому, образовались за счет доломитов при воздействии на них ультраосновной магмы.

Контакт массива с вмещающими гнейсами выражен резко и наклонен к северо-востоку под углом в 45°. Архейские гнейсы на расстоянии 10—15 м от контакта превращены в фениты, состоящие главным

образом из пертита и подчиненного количества пироксена. В табл. 23 приведены химические анализы горных пород массива Лесной вараки, заимствованные из работы В. А. Афанасьева (1939).

Таблица 23

	Оливиниты			
	мелкозернистый безрудный	титаномагнетитовый	перовскитовый	пегматоидный (крупнозернистый)
SiO <sub>2</sub>	38,32	24,39	12,86	39,09
TiO <sub>2</sub>	0,47	4,98	23,96	0,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,81	3,57	0,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,32	20,65	14,09	2,23
FeO	12,98	17,06	12,92	13,10
MnO	0,22	Не обнаружено	0,24	0,34
MgO	42,38	31,03	16,52	42,90
CaO	0,88	0,13	14,53	0,81
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,23	0,73	0,38
K <sub>2</sub> O	0,15	0,08	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	Следы	0,00	0,15
NiO	0,24	0,34	0,00	0,05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,47	0,01	0,64
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Следы	Не обнаружено	—	Следы
TR	—	—	0,28	—
S	0,03	0,05	0,23	—
Cl	0,002	—	—	—
H <sub>2</sub> O+	0,94	0,27	—	—
H <sub>2</sub> O—	0,23	0,09	0,06	0,06
Сумма	100,31	100,58	100,00	100,40

Как видно из приведенных данных, оливиниты Лесной вараки отличаются очень высоким содержанием магния, что делает их пригодными в качестве материала для получения магнезиальных огнеупоров (оливиниты выдерживают нагрев до 1800°). Они также могут быть использованы в качестве высокосортной добавки к щебню в дорожном строительстве. Содержание оливина в породе достигает 95%, а окисного и закисного железа 15—16%.

Массив Озерная варака расположен в 2 км к западу от ст. Хабозеро, непосредственно у полотна железной дороги. Площадь его равна 1 км<sup>2</sup>. Этот массив залегает среди гнейсов архея, имеющих выдержанное широтное простирание и падение к северу под углами 30—45° (рис. 19).

По данным В. А. Афанасьева (1939а) и О. М. Римской-Корсаковой (1936), он представляет собой интрузию центрального типа, имеющую следующее строение. Центральная часть массива сложена щелочными пироксенитами, среди которых местами выделяются крупнозернистые, пегматоидные разновидности, обогащенные амфиболом, апатитом, сфеном и титаномагнетитом. С северо-востока и юго-востока пироксениты окаймляются полукольцом мельтейгитов. В периферической части массива преимущественно развиты ийолиты, среди которых местами обособляются небольшие гнезда уртита. В отдельных участках ийолиты обогащаются полевым шпатом, переходя в малиниты и местами нефелиновые сиениты. Узкая приконтактовая зона массива сложена меланитовыми и волластонитовыми мельтейгитами, пироксено-карбонатными, пироксено-полевошпатовыми и карбонато-меланитовыми породами с со-

держанием титанистого граната до 30—35%. Небольшие тела этих пород встречаются также в породах контактового ореола.

Наличие постепенных переходов между различными породами, слагающими данный массив, позволяет предполагать, что весь щелочной комплекс Озерной варачи образовался примерно одновременно в продолжение одного этапа магматической деятельности. Пироксениты, мельтейгиты и ийолиты развиты системой трещин отдельности, к которым приурочены жилы канкринитового сиенита, слюдяного щелочного сиенит-пегматита, карбонатита, натролита и нефелинита. Мощность жильных тел колеблется от сантиметров до 1,5 м.

Массив Озерной варачи окружен мощной зоной метасоматически измененных гнейсов архея. Среди последних широким распространением пользуются фениты, по составу отвечающие щелочным и канкринитовым сиенитам.

В табл. 24 приведены химические анализы различных горных пород этого массива, заимствованные из работы В. А. Афанасьева.

#### Ковдозерский массив

Ковдозерский массив щелочных пород расположен к юго-востоку от Ковдозера на островах Тупой губы Белого моря.

По данным Н. Г. Судовикова (1946), это — небольшое тело длиной около 0,5 км, вытянутое в направлении, близком к меридиональному. Центральная часть его сложена ийолитами, уртитам, мельтейгитами, редко якупирангитами. Все члены этой серии состоят из варьирующего количества нефелина, эгирин-авгита, биотита, магнетита, изотропных фельдшпатоидов и аксессуарных — апатита, сфена, цеолитов и кальцита. В урритах в небольшом количестве появляется перовскит и меланит.

В краевой зоне массива развиты гибридные породы, состав которых меняется от полевошпатового мельтейгита, местами содержащего небольшое количество оливина, через малиниты, до нефелиновых сиенитов. По представлениям Н. Г. Судовикова, в образовании всех этих разновидностей главную роль играли процессы метасоматоза.

Ковдозерский массив окружен зоной метасоматически измененных гнейсов архея, состав которых местами отвечает щелочному граниту, а местами более или менее типичному фениту.

Здесь же широко развиты жильные щелочные породы, представленные нефелинитами, фурчитами, оливинсодержащими породами, по составу

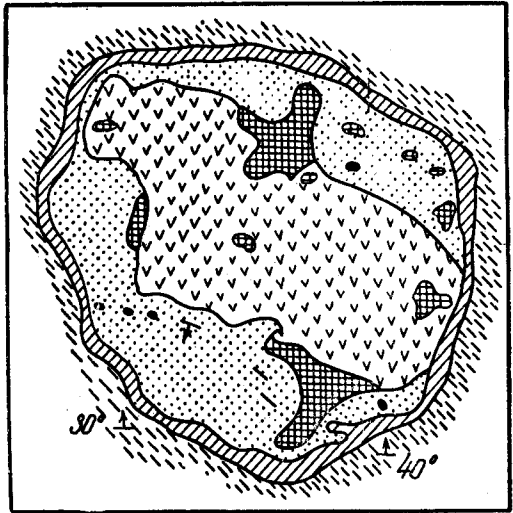


Рис. 19. Схематическая геологическая карта массива щелочных пород Озерной варачи (по В. А. Афанасьеву)  
1—канкринитовые сиениты; 2—уртиты; 3—ийолиты;  
4—мельтейгиты; 5—пироксениты; 6—контактные породы; 7—гранито-гнейсы

близкими к мончикитам, и разновидностями с вкрапленниками изотропного фельдшпатоида. Среди данного жильного комплекса по времени образования выделяются две группы: первая, более ранняя, чем мельтейгит-уртиты главного массива, и вторая, более поздняя, чем эти породы.

Таблица 24

	Пироксенит	Ййолит	Мелилитовый ййолит	Биотитоканкринитовый сиенит	Пироксеновый канкринитовый сиенит	Карбонатит	Фенит
SiO <sub>2</sub>	33,53	37,53	39,64	57,03	48,56	18,61	51,82
TiO <sub>2</sub>	5,53	3,54	2,37	0,37	0,48	0,18	Следы
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18	14,00	17,02	21,02	21,22	4,01	21,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,80	7,67	6,06	1,54	3,42	1,69	0,31
FeO	6,74	5,05	4,76	2,80	1,40	0,71	1,13
MnO	0,11	0,06	0,11	0,02	0,08	0,13	0,02
CaO	21,68	15,77	13,53	1,36	5,70	38,96	6,62
MgO	8,96	6,33	3,46	0,41	1,19	0,63	0,24
Na <sub>2</sub> O	1,31	6,32	8,68	10,56	10,81	2,70	10,65
K <sub>2</sub> O	0,63	1,81	2,72	3,94	2,06	0,72	2,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2,19	1,05	1,22	0,07	Нет	0,33	0,94
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	Следы	—	—	—	—	—
NiO	Следы	—	—	—	—	—	—
S (общ.)	0,32	0,07	—	—	0,15	—	—
CO <sub>2</sub>	0,91	0,81	0,50	1,32	4,31	30,29	4,73
F	—	—	—	—	0,15	—	—
Cl	—	—	—	—	0,28	—	—
H <sub>2</sub> O+	1,16	0,18	0,64	0,12	0,28	0,34	0,15
H <sub>3</sub> O-	0,10	0,50	0,14	0,16	—	0,11	0,10
Сумма	100,31	100,69	100,85	100,72	100,09	99,51	100,59

На одном из островов (о. Конгломератовый) Н. Г. Судовиковым описаны своеобразные конгломераты, на расстоянии 3—5 м постепенно переходящие в мельтейгиты. Несмотря на то что галечный материал местами выделяется достаточно четко, по минералогическому составу и структуре он почти не отличается от цемента, по характеру близкого к мельтейгитам. По представлениям Н. Г. Судовикова, образование этих пород связано с метасоматическим изменением осадочного грубообломочного материала при воздействии на него щелочных растворов.

Среди мельтейгит-уртитов данного комплекса Н. Г. Судовиковым встречены оригинальные шаровые разновидности, текстура которых обусловлена присутствием ряда сферических или эллипсоидальных тел (размером до 8—10 см) ййолит-мельтейгита в несколько более меланократовой основной массе. Как отмечает Н. Г. Судовиков, образование этих пород связано с явлениями диффузии в твердой среде при интенсивном привносе ряда элементов (щелочей, CaCO<sub>3</sub>, железа, алюминия) в массу первично неоднородного агломератного материала, которым могли служить конгломераты. Таким образом, появление шаровых пород связывается Н. Г. Судовиковым с теми же процессами метасоматоза, которые установлены им для конгломератов, по минералогическому составу близких к мельтейгитам.

### Дайки Кандалакшского побережья

Мелкие щелочные интрузии, преимущественно в виде даек, имеют широкое распространение на северном побережье Кандалакшской губы и на прилегающих островах Белого моря. Центром развития их является Турий мыс около с. Умбы. Этот участок давно привлекал внимание геологов. Здесь щелочные породы впервые были описаны Е. С. Федоровым (1903, 1904, 1905). Позднее в деле изучения их было много сделано Д. С. Белянкиным (1924в), Б. М. Куплетским (1932ж), В. И. Влодавцем (1924) и И. С. Ожинским (1936). Дайки щелочных пород района Кандалакши были описаны Н. Г. Судовиковым (1936, 1937).

Кроме Турьего мыса, дайки палеозойских пород известны на островах Кандалакшского архипелага — Зимничном, Березовом, Сальном, Телячьем, Медвежьем и других, а также в районе Кандалакшского залива около с. Федосеевки, на берегу р. Нивы около впадения ее в Пин-озеро, ниже Пинозера у порога Разбойник и в других местах.

Породами, вмещающими эти жильные комплексы, являются архейские гнейсы, граниты и предположительно палеозойские аркозовые песчаники и кварциты (рис. 20).

Соотношения между мелкими интрузивными телами (преимущественно дайками) и вмещающими породами особенно хорошо видны в песчаниках и кварцитах Турьего мыса. Горизонтальные или полого-наклонные слои песчаников, изредка собранные в мелкие складки, разбиты большим количеством разрывов, по которым происходило внедрение магмы и образование даек и других форм интрузий.

Д. С. Белянкин и В. И. Влодавец (1932а), подробно исследовавшие Турий мыс, устанавливают здесь три последовательных фазы интрузивной деятельности, которая выразилась в формировании дайковой и жильной формации.

I фаза — щелочные базальты (мончикиты), отчасти мелилитовые базальты (альнеиты); кальцитизированные эруптивные брекчии с вкрапленниками оливина (отчасти); мраморовидные жильные известняки — карбонатиты.

II фаза — ийолиты, турьяиты, турьиты, меланократовые эгириновые сиениты; кальцититы разного рода: кварцево-полевошпатовые, флюоритовые и чистые мраморовидные. В этот период происходит наиболее интенсивное контактово-метасоматическое изменение турьинских аркозовых песчаников с образованием мигматитов — фенитов.

III фаза — щелочные базальты (мончикиты), мелилитовые базальты-альнеиты, авгититы, нефелиниты, мраморовидные жильные известняки — кальцититы.

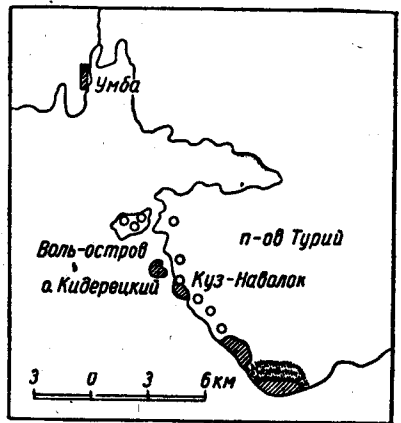


Рис. 20. Щелочные породы Турьего мыса

1 — районы наиболее интенсивного развития щелочных и полущелочных жильных пород; 2 — рапакивиообразный гранит, 3 — песчаник (по Д. С. Белянкину и В. И. Влодавцу)



И. С. Ожинский выделяет еще одну, наиболее раннюю фазу дайковых интрузий, поскольку в конгломератах Турьего мыса им были обнаружены гальки щелочных базальтов, а конгломераты пересекаются дайками щелочных пород последующих трех фаз, выделенных Д. С. Белянкиным.

Пестрое разнообразие этого комплекса пород усиливается интенсивным развитием пневматолито-гидротермальных процессов автометаморфизма, вызванных действием  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Первичные минералы замещаются новыми; нефелин-анальцимом, кальцитом и альбитом — канкринитом или же серицитизируется; оливин — биотитом и актинолитом; эгирин — иногда щелочным амфиболом. Процессы автометаморфизма сопровождаются выделением постериорного кальцита, замещающего в некоторых случаях почти нацело первоначальный силикатный состав пород с образованием карбонатитов. Особенно сильно эти процессы были выражены во вторую фазу интрузии, они то и привели к образованию оригинальных пород — турьяитов и турьитов из ийолитов.

Турьяитами называются открытые В. Рамсеем на мысе Куз-Наволоке породы, состоящие из нефелина, биотита и мелилита. Турьитами, по Белянкину, называются породы, состоящие из слюды — 40%, анальцима — 20%, кальцита — 20%, меланита — 20% и апатита — 1,5%. Турьяиты и турьиты близки по химическому и минералогическому составу к мончикитам, отличаясь от них по структуре. Обе эти породы обнаруживают большие колебания в минералогическом составе.

Кроме преимущественно дайкового залегания пород, имеются как будто бы небольшие интрузивные тела, формы залегания которых остались невыясненными.

На побережье западной части Кандалакшского залива многими исследователями отмечались дайки порфиритов щелочного или субщелочного характера, приближающихся к некоторым базальтоидным лампрофировым породам Турьего п-ова. Это авгиты окрестностей с. Умбы, авгитовые порфиры между с. Умбой и г. Кандалакшей, слюдяные порфириты, мончикиты, мелилитовые базальты, пикритовые порфириты на островах Кандалакшского архипелага, щелочные порфириты в районе г. Кандалакши, авгитовые порфириты с базальтической роговой обманкой, анальцимовые авгиты, мелилитовые базальты между г. Кандалакшей и оз. Имандрой, у Хабозера, на р. Ниве, многочисленные дайки нефелинита, биотитового мончикита, лимбургита, камптонита и фурчита непосредственно к югу от г. Кандалакши (Судовиков, 1937).

Вмещающие щелочные интрузии породы подвергаются интенсивным контактово-метасоматическим изменениям. Наиболее интенсивные изменения, связанные с интрузиями щелочных пород, известны на Турьем п-ове. Здесь Е. С. Федоров (1904) впервые отметил оригинальный тип песчаников с эгириноподобным минералом, названным им «гнейсовидными песчаниками».

Д. С. Белянкин и Б. М. Куплетский (1924в) охарактеризовали изменения вмещающих пород как сиенитизацию (фенитизацию) аркозовых песчаников. Процесс изменения песчаников выражается в обогащении их щелочными полевыми шпатами — ортоклазом и альбитом, в появлении щелочных пироксена и амфибола и перекристаллизации, вследствие чего порода приобретает облик, сходный с аплитами. Контактво-метасоматические изменения, выражающиеся в пневматолитовом привносе щелочей с одновременным выносом кремнезема, имеют довольно широкое распространение и приурочены к контактам с щелочными породами.

Химические анализы горных пород приведены в табл. 25, составленной по данным Д. С. Белянкина, В. И. Влодавца (19326) и Б. М. Куплетского (1932и). В связи с большим разнообразием щелочных пород приведено 11 анализов наиболее типичных представителей их.

Таблица 25

	Сиенитизированный песчаник (фенит)		Ийолит с о. Ки-бережь	Апатитовый сиенит с Турьего мыса	Турьит с Турьего мыса	Турьинг с Куз-Наволока	Мончикит с Турьего мыса	Меллитовый мончикит с Турьего мыса	Нефелинит с западного берега Турьего мыса	Фельдшпатизированный ийолит с Турьего мыса	Авгитит, жила в турьите на Куз-Наволоке
	с Турьего мыса	—									
SiO <sub>2</sub>	62,88	65,21	41,38	24,60	30,59	36,27	41,83	36,27	37,27	44,16	38,12
TiO <sub>2</sub>	0,34	0,30	2,15	0,29	1,16	3,33	1,56	3,70	1,80	1,26	3,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,57	17,56	18,41	3,61	11,86	12,46	12,63	11,79	24,44	9,65	13,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,52	1,54	5,83	1,91	6,07	5,18	6,37	6,00	—	8,16	2,66
FeO	0,76	0,46	4,75	—	4,24	3,94	3,33	5,32	3,16	4,13	7,36
MnO	0,10	0,08	0,24	0,30	0,28	0,37	0,15	0,07	0,19	0,36	0,09
MgO	1,21	0,31	1,49	3,50	6,10	5,38	9,33	6,59	2,55	1,87	4,13
CaO	0,97	1,91	8,35	31,11	19,11	20,15	13,37	16,09	10,19	12,10	12,80
Na <sub>2</sub> O	3,61	10,00	11,00	1,75	2,59	5,85	2,10	6,08	12,22	4,34	7,72
K <sub>2</sub> O	11,80	1,11	6,00	0,44	4,20	2,32	3,54	1,84	2,69	5,94	2,88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,64	12,30	—	1,18	1,42	—	0,76	0,57	0,59
CO <sub>2</sub>	—	1,37	—	9,58	8,76	0,78	0,96	—	—	6,82	2,08
SO <sub>2</sub>	—	—	—	-0,24	—	-0,21	0,49	0,17	1,27	—	—
F	—	—	—	1,80	—	—	—	—	—	0,36	—
Cl	—	—	—	0,05	0,11	0,05	—	0,03	0,21	—	0,19
H <sub>2</sub> O+	0,61	0,16	—	0,67	3,97	2,27	—	—	—	0,84	2,60
H <sub>2</sub> O-	0,18	0,09	0,06	0,45	0,76	не	2,78	5,92	—	0,16	0,10
-O-F <sub>2</sub> -Cl <sub>2</sub>	—	—	—	0,76	—	опред.	—	—	—	0,15	1,28
Сумма	99,55	100,10	100,30	99,03	99,77	99,74	99,86	100,41	100,11	100,57	99,46

### Салмогорский массив

Салмогорский массив, открытый в 1949 г. (Каспарова, 19506ф) Умбареченской геологопоисковой партией Северо-Западного геологического управления, находится в Мурманской области, в 30 км к югу от ст. Апатиты. Массив имеет округлые очертания, занимает площадь около 25 км<sup>2</sup> и залегает среди архейских гнейсов.

Геологическое строение массива весьма сложное и определяется развитием комплекса ультраосновных и щелочных пород. Формирование Салмогорской интрузии связано с четырьмя последовательными фазами интрузивной деятельности единого магматического очага.

В первую интрузивную фазу формирования массива была интродуцирована небольшая порция основной магмы перидотитового состава. В результате кристаллизационной дифференциации образовались ультраосновные породы, представленные оливинитами, перидотитами и пироксенитами. С этим комплексом пород связано перовскито-титаномангнетитовое оруденение.

На основании микроскопического изучения руд, связанных с ультраосновными породами, устанавливается сегрегационный тип оруденения.

Среди ультраосновных пород наибольшим распространением пользуются оливиниты. Пироксениты и перидотиты в строении массива

играют подчиненную роль; они приурочены к краевой части оливинитов, образуя постепенные переходы между собой, что указывает на одновременное образование этого комплекса пород.

Ультраосновные породы находятся ближе к периферической части массива и развиты особенно в его юго-восточной части. Здесь они имеют форму неправильного тела в виде линзы, прослеживающейся по простиранию в северо-восточном направлении на 2750 м. Средняя мощность ультраосновных пород составляет 310 м. Падают они к центру массива под углом около 40°.

Со второй фазой интрузивной деятельности связано образование щелочных пород ийолит-якупирангитовой группы, представленных уртидами, ийолитами, мельтейгитами и якупирангитами. Они также образовались в результате кристаллизационной дифференциации и обнаруживают постепенные переходы между собой.

Среди щелочных пород наибольшим распространением пользуются ийолиты, составляющие не менее 90% всех щелочных пород. Они слагают центральную часть массива и представляют собой коническую интрузию, падающую к центру массива под углом около 40°. С ними связано перовскито-магнетитовое оруденение.

К третьей фазе интрузивной деятельности относится образование турьитов и разностей, состоящих почти из одного мелилита. Они встречаются среди ийолитов в виде даек или узких линз длиной до 500 м. В приконтактных частях турьитов с вмещающими породами, во всех вышеописанных группах пород, наблюдаются мелилитсодержащие разности.

К четвертой фазе интрузивной деятельности относятся нефелиновые пегматиты. Они встречаются в виде маломощных жил, секущих во всех направлениях ультраосновные и щелочные породы.

По возрасту Салмогорский массив, по аналогии с Ковдорским, относится к каледонской эпохе.

Вокруг массива наблюдается ореол фенитизированных гнейсов, шириной до 1,5 км, образовавшихся за счет контактового воздействия щелочной интрузии на вмещающие их архейские гнейсы.

### Массив Гремяха-Вырмес

Массив Гремяха — Вырмес расположен в 2—3 км к югу от среднего течения р. Туломы, примерно в 40 км к юго-западу от г. Мурманска. Это относительно крупное интрузивное тело, площадью около 80 км<sup>2</sup>, слагает тундру Гремяха, распространяясь к югу от нее за оз. Вырмес. Петрология его на основе структурного анализа подробно описана в работе А. А. Полканова и Н. А. Елисеева (1941).

Архейские породы, вмещающие массив, представлены комплексом гранатовых и биотитовых гнейсов, комплексом гиперстеновых гнейсо-диоритов и микроклиновыми гнейсо-гранитами. Массив имеет вытянутую в северо-западном направлении форму, удлинение его в общем совпадает с простиранием вмещающих гнейсов. Длина массива 20 км, ширина 3—5 км. Северо-западная часть массива сложена щелочными гранитами. Юго-восточная часть его представлена комплексом пород ряда габбро-сиенитов. К югу от оз. Вырмес среди последних залегают нефелиновые сиениты.

По внутреннему строению массив Гремяха—Вырмес является сложным телом, сформировавшимся в три фазы интрузивной деятельности, в

течение которых, начиная с более древних, возникли следующие три комплекса пород: 1) перидотитов, пироксенитов, габбро-анортозитов и анкерит-пуласкитов; 2) нефелиновых сиенитов; 3) щелочных сиенитов и щелочных гранитов. На схематической структурно-геологической карте (рис. 21) показаны соотношения между различными комплексами пород, слагающих данный массив.

Комплекс перидотитов, пироксенитов и габбро-сиенитов слагает южную часть массива Гремяха — Вырмес. Наиболее древний возраст его устанавливается по наличию ксенолитов пироксенита и габбро-сиенита в породах двух других комплексов. Контуры данного комплекса зависят от формы поверхности контактов его с вмещающими породами и с более молодыми комплексами пород.

Постоянное присутствие трахитоидной и полосатой текстур в комплексе пироксенитов — габбро-сиенитов позволяет отчетливо представить особенности его строения. Простираемость полосатости, выраженной в параллельно-пластовом чередовании различных пород (от перидотитов до щелочных сиенитов), почти совпадает с северо-восточным простиранием вмещающих древнейших гнейсов. Преобладающее падение полосатости — на запад-юго-запад под углами от 40 до 70°. Гораздо реже наблюдается падение к северо-западу. Первичная полосатость, отражающая положение поверхности контакта пород данного комплекса с вмещающими породами, указывает на то, что породы этого комплекса наклонены к юго-западу и северо-западу под углом в 40—70°. Часть первичных трещин отдельности совпадает или почти совпадает с первичной полосатостью пироксенитов — габбро-сиенитов, другая часть отклоняется к диагональным.

С направлением трещин совпадает простирание редко встречающихся жильных сиенитов и залегание амфиболитов габбро. Другой тип бластомилонитов имеет северо-западное простирание, падение на северо-восток и обнаруживает признаки воздействия щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов.

Породы описываемого комплекса обладают структурами гранитной фации и резко выраженными текстурами течения. Интрузия первой фазы

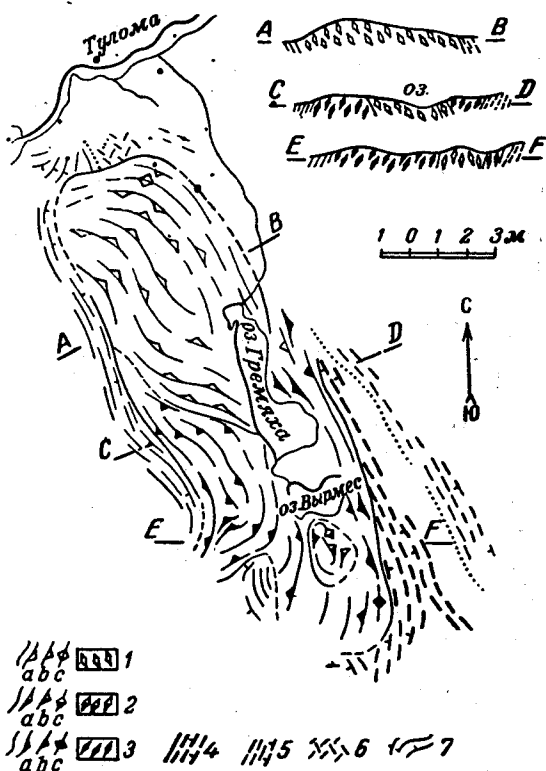


Рис. 21. Схематическая геологическая карта массива Гремяха — Вырмес (по А. А. Полканову и Н. А. Елисееву)

1 — комплекс щелочных гранитов; 2 — комплекс нефелиновых сиенитов; 3 — комплекс габбро-сиенитов. Углы падения первичной слоистости: а — 50—85°, в — 5—45°, с — 85—90°; 4 — комплекс пироксенитов гнейсо-диоритов; 5 — комплекс гнейсо-диоритов; 6 — комплекс гранитов; 7 — комплекс гранатовых гнейсов

происходила по расколу в вмещающих породах, имеющему наклон к западу-юго-западу и приблизительно совпадающему с границей между формациями орто- и пара-гнейсов, а также с расположением сланцеватости в этих породах.

Среди пород комплекса выделяются три разновременных серии:

1) серия гортонолита, гортонолитового перидотита, пироксенита, меланократового габбро, габбро и анортозита;

2) серия гортонолита, гортонолитового перидотита, пироксенита, меланократового олигоклазового габбро, олигоклазового габбро, меланократового анкерита, пуласкита;

3) серия пегматитов и жильных сиенитов.

Породы первых двух серий являются наиболее распространенными. Сочетающиеся в полосатых текстурах породы образуют сингенетические ряды, составляющие отдельные серии. В каждой серии наблюдается многократное чередование различных пород и повторение разновидностей одинакового состава.

Комплекс нефелиновых пород является более молодым по сравнению с комплексом пироксенитов—габбро-сиенитов. Это доказываемся наличием дайки ийолита среди пироксенитов—габбро-сиенитов и юго-восточной части массива и контактово-метасоматическими изменениями габбро-анортозитов, превращенных в тералиты (породы, состоящие из плагиоклаза, нефелина и авгита). Нефелиновые породы представлены семейством нефелиновых сиенитов, ийолит-уртитов и щелочных сиенитов. Нефелино-сиенитовые пегматиты и сиениты образуют немногочисленные секущие жилы и гнезда.

Взаимоотношения этих пород с наиболее поздними щелочными сиенитами — щелочными гранитами третьей фазы непосредственно не были установлены. Переходы нефелиновых сиенитов в щелочные сиениты говорят об эволюции магмы в сторону более кислого состава, что указывает на более позднее формирование щелочных гранитов.

Нефелиновые породы слагают небольшое интрузивное тело к югу от оз. Вырмес (Вырмес варака) и очень небольшое тело на Эгириновом наволоче на западном берегу оз. Гремяхи (Эгириновое наволоч на карте не показан). Нефелиновые сиениты и подчиненные им разности относятся к гранитной структурной фации и только в небольшой части принадлежат к гнейсо-гранитной структурной фации; они обладают отчетливо выраженными полосатыми текстурами.

Формирование этих пород приурочено к расколу в пироксенитах — габбро-сиенитах (северо-северо-восточное направление), круто наклоненному на восток-северо-восток. Это устанавливается по положению плоскостей первичной полосатости (рис. 21). В дальнейшем, по-видимому, имело место раздвигание стенок разлома в связи с внутренним давлением новых порций магмы.

Внутренняя тектоника комплекса нефелиновых сиенитов, согласная с поверхностью их контакта, не самостоятельна и не соответствует внутренней тектонике вмещающих пироксенитов—габбро-сиенитов. Преобладание пород гранитной структурной фации указывает на то, что вначале сильные сжимающие усилия со стороны боковых пород почти отсутствовали. Последующие напряжения вызвали образование первичных нефелино-сиенитовых гнейсов.

Небольшое интрузивное тело нефелиновых пород на Эгириновом наволоче представляет собой трещинную наклоненную на северо-восток пер-

вично-полосатую интрузию. В полость сначала интродировала ийолитуртитовая или ювитовая магма, за счет которой возникли породы гранитной структурной фации. Последующее повторное внедрение нефелиносиенитовой магмы привело к образованию нефелиновых и щелочных сиенитов, которые под влиянием интенсивных напряжений вследствие воздействия окружающих пород приобретали гнейсовидную текстуру вплоть до возникновения бластомилонитов.

Комплекс щелочных гранитов и нордмаркитов, расположенный в северной части массива Гремяха—Вырмес, также имеет сложное строение. В состав его входят: серия щелочных сиенитов и нордмаркитов, серия щелочных гранитов, имеющих преимущественное распространение, серия пегматитов, аплитов и кварцевых жил.

Породы двух первых серий повсеместно обладают первичной гнейсовой плоскопараллельной и полосатой текстурой, возникшей во время кристаллизации магмы под влиянием интенсивного бокового давления.

Простираение и падение первичной полосатости на западе интрузии почти совпадает с простираением и падением сланцеватости архейских гранитовых гнейсов, на севере такое согласие отсутствует. В южной части интрузии падение полосатости щелочных гранитов совпадает с падением полосатости пироксенитов-габбро-сиенитов: полосатость первых падает к северо-востоку, а вторых — к юго-западу и западу.

Первичная тектоника интрузии нордмаркитов — щелочных гранитов отражает положение контактной поверхности. Принимая во внимание особенности внутренней структуры этих пород, можно предположить, что интрузия их наклонена на восток-северо-восток под углом от 50—60 до 90° на севере.

В породах данного комплекса часто наблюдаются зоны скальвания, сопровождающиеся возникновением бластомилонитов щелочных гранитов и сиенитов с простираением, параллельным гнейсовой текстуре, но с углами наклона нередко более пологими.

На основании структурного анализа можно сделать следующие выводы. Этот комплекс представлен породами, имеющими гнейсогранитную и гнейсовую структуру и обладающими первичными текстурами течения. Интрузия их происходила по расколу, наклоненному на восток-северо-восток, совпадающему здесь с границей между древнейшими формациями пара- и ортогнейсов и со сланцеватостью первых из них. На севере раскол проходил в северной части интрузии пироксенитов—габбро-сиенитов. Образование полости сопровождалось боковыми движениями, обусловившими появление зон милонитов в вмещающих породах.

Формирование рассматриваемого комплекса происходило, по-видимому, в три интрузивных подфазы. В первую подфазу в краевой части возникли щелочные сиениты и нордмаркиты. В главную, вторую подфазу образовались щелочные граниты. В последнюю подфазу сформировались пластовые и секущие трещинные интрузии пегматитов, аплитов и жилы кварца.

Так как данный комплекс представлен исключительно породами гнейсо-гранитовой и гнейсовой структурных фаций, можно сделать вывод, что во время образования его боковые породы архея вели себя в тектоническом отношении активно.

Сложный массив Гремяха—Вырмес следует относить к трещинным телам. Интрузия в целом возникла в условиях платформы, по-видимому, в эпоху палеозоя.

Первые два комплекса пород формировались в условиях относительной тектонической пассивности вмещающих пород, в результате чего возникла гармоничная тектоника комплексов и структурные гранитные фации пород. Лишь временами в конце отвердевания первых двух комплексов окружающие породы становились тектонически активными, в результате чего при кристаллизации магмы формировались зоны бластомилонитов и первично-гнейсовые фации пород. Третья фаза интрузии (нордмаркитов — щелочных сиенитов) происходила в условиях сильной тектонической подвижности окружающих пород, в результате чего щелочные сиениты, нордмаркиты и щелочные граниты представлены гнейсогранитными и гнейсовыми структурными фациями.

Известное в пределах массива титаномагнетитовое оруденение генетически связано с комплексом перидотитов—пироксенитов—габбро-сиенитов, слагающих южную, большую часть его. Среди гортонолититов, перидотитов и меланократовых габбро имеются прослойки, параллельные стратификации пород, обогащенные титаномагнетитом. Рудные прослойки представляют собой рудные гортонолиты, рудные перидотиты, рудные пироксениты, в которых концентрация титаномагнетита достигает 65% (объемных).

Обогащенные титаномагнетитом породы обладают сидеронитовой структурой, обусловленной присутствием рудного мезостазиса между зернами гортонолита и пироксена. Иногда вдоль плоскостей стратификации пород располагаются тонкие полоски, состоящие почти нацело из титаномагнетита. Структура рудных полос подчиняется общей структуре комплекса, в котором они располагаются. Детального изучения этого оруденения еще не производилось, а поэтому промышленная значимость его пока не ясна.

Для химической характеристики разнообразных горных пород массива Гремяха—Вырмес в табл. 26 приведены химические анализы, опубликованные в работе А. А. Полканова и Н. А. Елисева (1941).

### *Щелочные граниты*

Интрузии щелочных гранитов сравнительно широко распространены на Кольском п-ове. Наибольшие из них известны в пределах центрального водораздела в складчатой Кейвской зоне. Небольшие интрузии этих гранитов встречены среди пород свиты имандра-варзуга, в бассейне р. Стрельны и оз. Пурнач, на Белой тундре к северу от Панских тундр и в районе Канозера.

Кроме указанных пунктов, щелочные граниты и grano-сиениты обнаружены в районе тундры Чагвеуайв (бассейн р. Титовки) и к северу от Ловозера близ оз. Репьявр.

Мелкие тела щелочных гранитов распространены среди метаморфизованных основных пород Колвицкого массива, а также в районе Сальных тундр и р. Явры в Беломорском районе.

Геологический возраст интрузий щелочных гранитов точно не установлен. Они несомненно моложе осадочно-вулканических и интрузивных пород, относимых к протерозою, потому что известны многочисленные случаи прорывания ими этих образований. Соотношения этих гранитов с нижнепалеозойскими осадочно-вулканическими породами не ясны, так как интрузий гранитов вблизи этих образований неизвестно. Возможно, что обнаруженные А. М. Шукевичем (1934 г.) жилки аплита в песчани-

ках Терского берега в устье р. Сосновки генетически связаны не с умбинским порфировидным гранитом (Полканов, 1936а), а с щелочными гранитами.

Верхняя стратиграфическая граница для щелочных гранитов устанавливается дайками габбро-диабазов, которые их пересекают и предположительно относятся к палеозою. Кроме того известно, что дайки натролитовых сиенитов (Кратц, 1940 г.) генетически связаны с Ловозерским массивом и секут щелочные граниты.

Далее аналогичные по составу вышеперечисленным интрузиям щелочные граниты известны на Кольском п-ове в составе многофазной палеозойской ультраосновной и щелочной интрузии массива Гремяха—Вырмес. По совокупности всех этих данных щелочные граниты Кейв и других районов Кольского п-ова следует предположительно считать палеозойскими. Вместе с тем следует учесть, что определение возраста амазонита по радиоактивному распаду (аргоновый метод) дает возраст щелочных гранитов 1260—1330 млн. лет. Однако эти данные не следует пока принимать в расчет, поскольку методы определения возраста по радиоактивному распаду еще далеко не совершенны.

Косвенные геологические данные, привлекаемые для определения возраста, дают возможность отнести щелочные граниты к нижнему палеозою, и этот возраст условно принят в данном томе.

Таблица 26

	Комплекс перидотитов—пироксенитов—габбро-сиенитов										Комплекс нефелиновых пород				Комплекс щелочных гранитов—нордмаркитов			
	27,22	36,60	30,62	40,13	49,47	48,47	50,22	50,99	54,24	53,44	54,12	44,03	45,93	48,29	39,97	73,81	64,22	63,00
SiO <sub>2</sub>	3,85	5,48	6,16	4,43	2,85	2,62	2,26	2,14	1,05	1,75	0,90	0,21	0,62	0,69	3,98	0,48	0,72	0,61
TiO <sub>2</sub>	1,19	1,34	0,86	11,85	17,61	14,08	14,73	16,47	23,86	16,00	21,60	25,01	20,88	28,34	8,64	11,08	15,56	15,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,13	3,27	7,99	5,43	1,95	6,68	4,44	3,26	0,82	4,27	0,11	4,66	4,75	0,69	6,49	1,87	1,98	2,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	49,88	30,93	37,44	14,74	5,55	9,96	10,83	9,81	3,23	10,14	4,03	1,77	3,63	2,14	13,89	3,14	3,98	4,49
FeO	1,55	1,29	0,99	0,37	0,10	0,03	0,19	0,03	0,06	0,20	0,05	0,10	0,18	0,02	0,30	0,18	0,15	0,21
MnO	1,97	13,88	9,42	10,97	9,53	7,54	7,07	6,78	7,82	4,14	2,12	4,20	6,23	1,19	10,39	0,61	1,07	1,32
CaO	6,63	5,60	5,23	5,29	4,63	3,03	1,65	2,19	1,01	1,01	1,57	1,32	1,85	0,36	8,99	0,07	0,83	0,35
MgO	0,20	0,36	0,08	0,38	5,90	5,05	4,78	4,86	5,43	3,84	7,62	12,28	10,82	11,90	2,12	4,10	5,83	6,94
Na <sub>2</sub> O	—	—	0,50	2,52	1,01	0,63	1,38	1,54	0,73	3,25	5,38	4,58	3,52	4,89	2,68	4,68	4,40	4,54
K <sub>2</sub> O	0,61	—	0,49	0,92	1,21	0,95	1,11	0,72	0,78	—	0,02	—	0,17	0,04	0,38	0,10	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,13	0,20	0,40	0,13	0,18	0,80	0,63	0,48	1,65	1,86	1,62	0,86	1,22	2,03	—	0,97	0,71
H <sub>2</sub> O+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.ц.п.	—	1,41	—	—	—	0,48	0,47	0,22	0,21	0,36	0,14	0,23	0,06	0,13	0,22	0,08	0,09	0,10
Сумма	100,33	100,29	100,18	100,19	100,02	99,70	99,93	99,91	99,64	100,05	99,52	100,11	99,50	99,90	100,08	100,60	99,69	100,19



## *Щелочные граниты восточной части Кольского района*

Щелочные граниты восточной части Кольского района образуют ряд тел различной величины и формы, приуроченных к контакту гнейсо-гранитов архея с гнейсами свиты кейв, а также с зеленокаменными породами свиты имандра-варзуга. Наиболее крупными из них являются массив Западных Кейв, массивы среднего течения р. Поной и верхнего течения р. Стрельны, гора Лаврентьевская, Белая тундра, Пачинский массив и массив на р. Пурнач.

### **Массив Западных Кейв**

Щелочные граниты Западных Кейв обнаружены и впервые описаны в 1928—1930 гг. Б. М. Куплетским (1928б, 1930г, 1932и) и О. А. Воробьевой (1932б). Затем в продолжение 10 лет они изучались параллельно с региональной геологической съемкой вначале Ленинградским геолого-разведочным трестом (Влодавец, 1933 г.; Вагапова, 1933 г.; Никольская, 1934 г.; Харитонов, 1934 г.) и позднее Ленинградским геологическим управлением (Соколов, 1936 г., 1940 г.; Кратц и Н. В. Яновская, 1940 г.; Перевозчиков и Сморыго, 1941 г., Туркина, 1940 г.).

После Великой Отечественной войны в изучении этих пород, проводившемся Кольским филиалом Академии наук, принимали участие А. А. Чумаков (1945—1949 гг.), А. М. Иванов и И. В. Бельков (1946—1947 гг.), И. В. Гинзбург (1947—1949 гг.), А. И. Морозов (1947—1948 гг.), А. В. Галахов, И. Д. Батиева и Д. Д. Клячина.

В результате исследований первого периода были установлены контуры массива, стратиграфическое положение его, дана детальная характеристика щелочных гранитов и метасоматически измененных пород контактного ореола. В исследованиях послевоенного времени, одновременно с вопросами геологии, большое внимание уделялось внутреннему строению массива и его минералогии.

Щелочные граниты Западных Кейв образуют крупный массив, в основном приуроченный к контактам между гнейсами, гнейсо-гранитами архея и гнейсами свиты кейв, предположительно относящимися к нижнему протерозою. На юге, в районе горы Урмавараки, на протяжении нескольких километров они контактируют с комплексом протерозойских габбро-диабазов, габбро-анортозитов и анортозитов. На современном эрозионном срезе площадь, занятая щелочными гранитами, имеет очень неправильную форму. Крупной широтной пачкой сланцев и гнейсов Кейв она разделена на два смыкающихся на западе тела, вытянутых в восточно-северо-восточном и западно-северо-западном направлениях. Северное из этих тел имеет сравнительно простой, более или менее прямолинейный, северный контакт с гнейсами и гнейсо-гранитами архея. Судя по соотношению внутренней структуры массива, ориентированной в восточно-северо-восточном направлении, с гнейсовидностью вмещающих архейских пород, меняющей направление от северо-восточного  $10-20^\circ$  до северо-западного  $300-320^\circ$ , плоскость этого контакта является пластово-секущей. Южный контакт данного тела с породами свиты кейв имеет чрезвычайно сложный характер, обусловленный наличием ряда гранитных клиньев-апофиз, преимущественно ориентированных согласно с простижением вмещающих пород. Южное гранитное тело ограничено весьма сложными контактами как с севера и востока с гнейсами свит кейв, так и с юга и юго-запада с гнейсами и гнейсо-гранитами архея.

Контакты щелочных гранитов имеют отчетливо выраженный интрузивный характер, что доказывается обилием ксенолитов гнейсов и гнейсогранитов в теле интрузии и наличием многочисленных пластовых и секущих жил и апофиз гранитов во вмещающих породах.

Наблюдавшиеся в отдельных случаях плоскости непосредственного контакта обычно являются неровными, слегка волнистыми (рис. 22).

Вмещающие породы несут отчетливые следы щелочного метасоматоза, наиболее интенсивно проявленного в гнейсах свиты кейв. Видимая мощность экзоконтактного ореола в последних местах достигает нескольких километров.

Щелочные граниты Западных Кейв в основном представлены гнейсовой структурной фацией. Гнейсовидность этих пород проявляется как в закономерной ориентировке отдельных кристаллов цветных минералов или линзовидных скоплений их, так и в определенной направленности зерен кварца и полевого шпата, обнаруживаемой только под микроскопом (особенно в ориентированных шлифах). Нередко на плоскостях гнейсовидности наблюдается линейный параллелизм пироксена или амфибола. Эта линейность местами совпадает с направлением

падения плоскостных структур, местами образует с ним некоторый угол, местами же ориентирована почти горизонтально. Иногда наблюдается полосатое строение, обусловленное параллельным чередованием среднезернистых и крупнозернистых разновидностей гранитов. Гнейсовидность гранитов, как правило, является строго параллельной плоскостям контактов и контурам ксенолитов. Этот факт, базирующийся на обширном документальном материале, позволяет с большой достоверностью определять пространственное положение плоскостей контактов там, где они не вскрыты процессами эрозии. Судя по внутренней структуре северного гранитного тела, оба контакта его падают в северном направлении под углами  $50-80^\circ$ . Только в районе Колмозера наблюдается южное падение с углами  $60-80^\circ$ . На востоке, в связи с поворотом этой части массива к югу, плоскости контактов ориентированы в направлении, близком к меридиональному, с падением на восток под углами  $40-75^\circ$ .

В средней части южного тела, имеющего чрезвычайно неправильную форму, пространственное положение плоскостей контактов и сопряженной с ними гнейсовидности варьирует в значительных пределах, с преобладанием близкого к меридиональному простирания при крутом как восточном, так и западном падении. К востоку от р. Сахарйоки контакты этого тела имеют выдержанное северо-западное простирание и северо-восточное падение под углами  $30-50^\circ$ . Здесь же, в районе Ельских гор, пологопадающие гнейсы свиты кейв местами образуют остатки кровли, перекрывающей граниты с юга. Наконец, в западной части южного тела, в районе горы Урмаварака, наблюдается очень пологое ( $10-15^\circ$ ) паде-

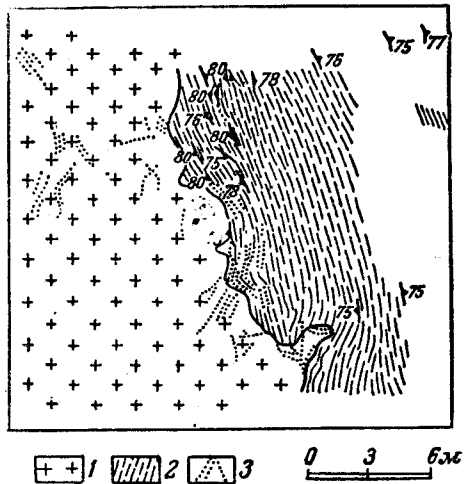


Рис. 22. Контакт щелочных гранитов с метасоматически измененными гнейсами (по А. М. Иванову)

1—граниты; 2—гнейсы; 3—жилы кварца

ние контакта к северо-западу. Поверхность западного контакта, являющегося общим для северного и южного тела, падает под средними углами к западу, под гранитоиды архея.

Как видно из фактического материала, приведенного выше, щелочные граниты Западных Кейв образуют неправильный массив. По представлениям ряда исследователей (Гинзбург, 1948 г.; Бельков, 1947 г.; Морозов, 1948 г. и др.), это интрузия трещинного типа. Чрезвычайно прихотливые контуры массива позволяют предполагать, что образование его связано с выполнением сложной системы различно ориентированных

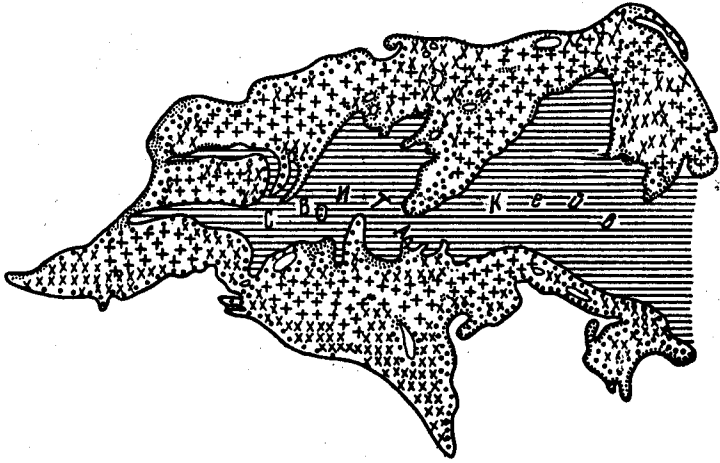


Рис. 23. Массив щелочных гранитов Западных Кейв (по И. В. Гинзбург)

1 — мелкозернистые, преимущественно эгириновые граниты; 2 — среднезернистые арфведсонит-эгириновые граниты; 3 — средне- и крупнозернистые эгиринов-арфведсонитовые граниты; 4 — крупнозернистые (до гигантозернистых) преимущественно арфведсонитовые граниты; 5 — свита кейв

трещин-разломов. Очевидно, при этом главную роль играли разломы почти широтного направления, преимущественно приуроченные к контактам между различными формациями. Подчиненное значение, по-видимому, имели разломы меридионального или близкого к нему направления, обусловившие появление ряда крупных гранитных клиньев апофиз.

Наряду с приспособлением внутренней тектоники гранитов к плоскостям контактов, иногда наблюдается активное воздействие их на вмещающие породы, приводящие к поворотам отторженцев ксенолитов и местами к переориентировке структур в зоне экзоконтакта.

Щелочные граниты Западных Кейв представляют собой розовато-желтоватую или светло-серую породу мелко-, средне- или крупнозернистого сложения. Образованный ими массив имеет отчетливое зональное строение (рис. 23).

Краевая часть массива представлена мелкозернистыми, гнейсовидными, преимущественно эгириновыми гранитами, местами имеющими аплитовидный характер. В пределах данной зоны гнейсовидность обусловлена отчетливой ориентировкой пироксена. Эти же мелкозернистые разновидности появляются в контакте с ксенолитами, в автолитах

и автобрекчиях среди крупнозернистых гранитов. По мере удаления от контакта они постепенно сменяются среднезернистыми, отчетливо гнейсовидными арфведсонит-эгириновыми гранитами. Центральная часть массива, составляющая по площади 85—90%, сложена средне- и крупнозернистыми эгириин-арфведсонитовыми гранитами и крупнозернистыми (до гигантозернистых), преимущественно арфведсонитовыми разновидностями их. Гнейсовидность, обусловленная ориентировкой линзовидных скоплений цветных минералов и местами кварца и полевого шпата (эгириин-арфведсонитовые граниты) или же отдельные кристаллы амфибола (арфведсонитовые граниты), выражена относительно слабо. Нередко встречаются массивные граниты.

Отчетливая закономерность, описанная выше, местами несколько нарушается появлением среди эгириновых гранитов краевой зоны арфведсонитовых разновидностей и среди крупнозернистых амфиболовых гранитов центральной части массива разновидностей, обогащенных пироксеном. Площади, сложенные эгириин-арфведсонитовыми гранитами, также не всегда однородны. Среди них нередко встречаются небольшие участки, содержащие исключительно либо пироксен, либо амфибол.

Наличие постепенных переходов между всеми этими разновидностями позволяет большинству исследователей (И. В. Гинзбург, А. И. Морозов, А. М. Иванов, И. В. Бельков) рассматривать щелочные граниты Западных Кейв как простую интрузию, сформировавшуюся в одну фазу. Согласно этому представлению, отдельные ксенолиты и довольно крупные (до десятков метров) зоны брекчированных мелкозернистых гранитов в средне- и крупнозернистых разновидностях образовались в результате взламывания краевой зоны последующими порциями гранитного материала, поступавшего в интрузивную полость без сколько-нибудь заметного перерыва во времени (образование автобрекчии).

На иной точке зрения стоит А. А. Чумаков (1950 г.). В его интерпретации это сложная интрузия, сформировавшаяся в продолжение двух фаз. В первую из них были образованы щелочные гнейсо-граниты, рассматриваемые другими авторами как глубоко измененные экзоконтактные породы (преимущественно гнейсы свиты кейв), и во вторую фазу все остальные разновидности.

Среди щелочных гранитов Западных Кейв широко развиты пегматидные выделения с арфведсонитом, образующие небольшие согласные тела, и жильные кварц-арфведсонитовые пегматиты. Во вмещающих породах встречаются генетически связанные с ними амозонитовые пегматиты.

Нижняя стратиграфическая граница щелочных гранитов определяется достаточно точно теми контактными изменениями, которые они производят в гранитоидах архея, а также в гнейсах (свиты кейв и воронья-поросозера) и основных породах нижнего протерозоя. Менее определенной является верхняя граница их, документируемая рядом даек диабазов, секущих щелочные граниты в районе Колмозера (Гинзбург, 1950 г.). Истинный геологический возраст этих пород точно не установлен.

Ниже приведена краткая петрографическая характеристика щелочных гранитов данного массива.

Приконтактные эгириновые граниты представляют собой мелкозернистые породы с гранобластической, реже аллотриоморфной структурой.

Главными породообразующими минералами их являются кварц, микроклин, плагиоклаз и эгириин, распределенные более или менее равномерно и местами заметно ориентированные. Из минералов второстепен-

ных обычен гематит и более редки биотит, гранат, энигматит, астрофиллит, арфведсонит, эпидот и мусковит. Из аксессуарев отмечены магнетит, сфен, циркон, лейкоксен, ортит, молибденит, флюорит, апатит.

Для этой разновидности гранитов характерно широкое распространение процессов замещения ранних минералов поздними, развивающимися на фоне явлений катаклаза.

Среднезернистые граниты следующей к центру промежуточной зоны характеризуются переменным содержанием щелочного пироксена и амфибола, а также постоянным сочетанием гипидиоморфных и гранобластических структур. Различные структурные разновидности имеют примерно одинаковое распространение и часто тесно перемежаются между собой.

Эти породы в основном состоят из микроклина, плагиоклаза, эгирина, арфведсонита, подчиненного количества энигматита, астрофиллита, местами гематита, эпидота, биотита. Из аксессуарных минералов в них отмечены циркон, сфен, лейкоксен, ортит, апатит, флюорит, ильменит, молибденит.

Арфведсонитовые щелочные граниты, слагающие центральную часть массива, представляют собой крупнозернистые породы с гипидиоморфной структурой и редкими участками аллотриоморфного или гранобластического сложения. В составе их участвуют: кварц, микроклин, плагиоклаз, арфведсонит, распределенные то в форме удлиненных субпараллельных скоплений, то в виде равномерно расположенных зерен. Из второстепенных минералов присутствуют гематит, астрофиллит, энигматит, эпидот, биотит. Из аксессуарных минералов обнаружены циркон, флюорит, магнетит, ильменит, апатит, ортит, а также сфен и лейкоксен.

Перечисленные выше разновидности щелочных гранитов различаются между собой не только по составу цветных минералов, но и по соотношению кварца и полевых шпатов, а также по содержанию аксессуарных минералов (табл. 27). От периферии к центральным частям массива обнаруживается тенденция к увеличению кварца и микроклина и вместе с тем заметное (в 1,5—2 раза) уменьшение плагиоклаза, одновременно изменяющего свой состав от альбит-олигоклаза до чистого альбита. Наибольшее содержание аксессуарных минералов отмечается в приконтактных разновидностях пород. Здесь содержание их местами достигает 3,5%, тогда как в центральных частях массива оно обычно не превышает 0,5—1,0%.

В зоне эндоконтакта, помимо существенно эгириновых гранитов, встречаются разнообразные лейкократовые, мезократовые и меланократовые разновидности с повышенным содержанием того или иного аксессуарного минерала. Таковы широко распространенные аплитовидные эгирино-магнетитовые граниты, местами в контакте с гнейсами содержащие биотит и гранат (Клячина, 1948 г.), и относительно редкие амазонитовые разновидности с биотитом и магнетитом (Батиева, 1948 г.; Гинзбург, 1950 г.). К этой же группе принадлежат цирконовые и ортитовые граниты, приуроченные к зоне контакта с гнейсами свиты кейв, некоторые разновидности, обогащенные редкоземельными минералами (Соловьев, 1948 г.), энигматитовые и астрофиллитовые граниты, слагающие небольшие участки краевой зоны (Куплетский, 1950 г.; Клячина, 1948 г.; Чумаков, 1950 г.).

Непосредственно связанные с щелочными гранитами пегматоидные обособления с арфведсонитом местами обогащены астрофиллитом и изредка ильменитом.

Таблица 27

## Сводная таблица количественно-минералогического состава щелочных гранитов Западных Кейв

Разновидности щелочных гранитов Минералы	Эндоконтактные аплитовидные	Приконтактные мелкозернистые	Среднезернистые	Крупнозернистые	Эндоконтактные среднезернистые	Крупнозернистые центральных частей массива		Эндоконтактные	Центральных частей
	Кварц . . . . .	38,9	46,3	44,1	46,4	36,5	38,0	42,3	35—45
Микроклин . . . . .	37,8	29,6	31,2	28,2	34,0	34,5	35,5	25—38	30—35
Плагиоклаз . . . . .	18,5	13,6	12,3	17,8	17,4	16,1	14,7	10—16	5—10
Арфведсонит . . . . .	—	0,4	3,0	6,1	2,4	4,1	3,5	0—5	0—5
Эгирин . . . . .	0,5	7,5	7,9	0,2	6,1	7,1*	5,0*	0—4	15—18*
Магнетит . . . . .	3,8	2,6	1,1	—	1,3	—	—	1—3	—
Акцессорные и второстепенные . . . . .	0,5	—	0,4	1,3	2,3	0,2	—	0—4	0—1
Сумма . . . . .	100	100	100	100	100	100	100	—	—
Количество шлифов Автор	4 А. М. Иванов	5 Иванов	5 (1952 г.)	4 (1952 г.)	8 И. В. Гинзбург (1950 г.)	12 (1950 г.)	20 А. И. Морозов (1948 г.)	12 Разные авторы	15 А. А. Чумаков (1948 г.)

\*) Преобладание эгирина над арфведсонитом связано с выкрашиванием последнего при шлифовании. В шлихах (исходного веса 10—20 кг) и в протолочках образцов крупнозернистых гранитов наблюдаются переменные соотношения обоих минералов, но чаще арфведсонит резко превалирует (И. В. Гинзбург, 1950 г.)

Жильная фация щелочных гранитов представлена арфведсонитовыми пегматитами, мелкозернистыми щелочными аплитами и жилами почти чистого кварца. В пегматитах обычно в том или ином количестве присутствуют астрофиллит, ильменит, ортит, циркон и местами (Бельков, 1949 г.) цирколит, гадолинит, ризерит и другие редкоземельные минералы.

Таким образом, в составе щелочных гранитов Западных Кейв насчитывается около 25 минералов. Из них главную роль играют: кварц — 35—40%, микроклин — 30—35%, альбит — 10—15%, арфведсонит — 5—10%, эгирин — 5—8%. В подчиненном количестве присутствуют астрофиллит и энigmatит. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном, магнетитом, ильменитом, флюоритом, ортитом, молибденитом. Из минералов вторичных следует отметить биотит, образующийся за счет амфибола, лимонит и гематит, развивающиеся при мартитизации магнетита. Наконец, в некоторых эндоконтактных разновидностях отмечено от 5 до 7 различных торийсодержащих иттриево-цериевых цирконо-титано-силикатов. Очень редко здесь же встречаются гранат и биотит.

Приведенный перечень минералов осложняется тем, что часть из них присутствует в виде двух генераций. Минералы раннего поколения (кварц, альбит, микроклин, эгирин, арфведсонит, энigmatит, циркон, сфен, магнетит) образуют гипидиоморфные и аллотриоморфные участки местами со следами протоклаза или более позднего катаклаза. Минералы второго поколения (кварц, альбит, микроклин, астрофиллит, ред-

ко — эгирин, арфведсонит, а также циркон, сфен, апатит, флюорит, ортит, магнетит, ильменит, гематит и группа иттриево-цериевых цирконо-титано-силикатов) либо слагают целые участки, либо образуют кристаллы между зернами и в трещинах минералов первой генерации.

Необходимо отметить, что минералы одного поколения, развитые в различных частях интрузивного тела, характеризуются достаточным постоянством оптических констант, по-видимому, свидетельствующим об устойчивости условий кристаллизации в пределах всего массива. В то же время различные генерации одного минерала легко отличаются по форме, размерам, внешнему виду (альбит, микроклин), характеру соотношения с другими компонентами (кварц, арфведсонит, редко — эгирин), иногда по оптическим константам и спектральным примесям. Так, например, арфведсонит, эгирин, сфен, циркон, магнетит второго поколения, как правило, обогащены редкими элементами. Все эти данные свидетельствуют об изменении условий кристаллизации в процессе развития щелочных гранитов во времени.

Для минералов первого поколения, слагающих гипидиоморфнозернистые и аллотриоморфнозернистые участки, установлен апатитовый порядок кристаллизации, при котором главная масса эгирина и арфведсонита образуется позднее полевых шпатов, но раньше кварца. Некоторым из них свойственны растянутые периоды кристаллизации. Так, например, арфведсонит, начинающий кристаллизоваться одним из первых, местами образует секущие жилки в уже застывшей породе.

Минералы второго поколения, образующие гранобластические участки, возникают в условиях автотасоматоза по трещинам в уже консолидированных гранитах. Последовательный ход выделения их в целом точно не установлен, хотя для некоторых групп известны как парагенетические ассоциации (арфведсонит, флюорит, апатит или циркон, альбит), так и порядок выделения (например, астрофиллит выделялся после сфена). Количественные соотношения между ранними — магматическими и поздними — автотаморфическими компонентами щелочных гранитов не поддаются точному определению. Тем не менее, достаточно хорошо обнаруживается преимущественное развитие магматогенных минералов в центральных частях интрузии, а автотаморфогенных — по периферии ее. Устанавливается также незначительное содержание аксессуаров среди минералов собственно-магматического происхождения и их преобладание в ассоциациях автотаморфических (пост- или позднемагматических).

При изучении щелочных гранитов Западных Кейв обращает внимание очень небольшая мощность эндоконтактной зоны, со следами ассимиляции, контаминации и гибридизма, и часто весьма значительная мощность экзоконтактного ореола, в пределах которого вмещающие породы в той или иной степени изменены процессами щелочного метасоматоза.

По И. В. Гинзбург (1950 г.) и А. М. Иванову (1952ф), к эндоконтактным образованиям принадлежат главным образом эгириновые граниты с магнетитом. Эти породы, в некоторой мере отражающие первые порции гранитной магмы, можно рассматривать как своеобразные зоны закалки. Следы ассимиляции, проявляющиеся в образовании биотита, граната, увеличении содержания плагиоклаза и повышении основности его до № 10—12, наблюдаются здесь в узкой приконтактной оторочке, мощностью от сантиметров до нескольких дециметров. С процессом контаминации гранитной магмы материалом вмещающих габбро-анортозитов связано появление узкой (2 см) эндоконтактной зоны эгириновых сиени-

тов, жильных сиенитов и кварцевых сиенитов, а также пегматоидных амазонитовых гранитов и жильных амазонитовых пегматитов (Гинзбург, 1959 г.; Иванов, 1952 г.). Все эти породы несут отчетливые следы автометасоматоза, проявляющиеся в развитии гранобластических структур и минералов II генерации. В наиболее катаклазированных разновидностях их постмагматические минералы (альбит, кварц, циркон, сфен и др.) местами имеют ведущее значение. Судя по характеру редкоземельной минерализации, процессы автометасоматоза происходили одновременно с образованием пегматоидных тел и кварц-арфведсонитовых пегматитов, слагающих ряд жил различной величины и формы.

Необходимо отметить, что сиениты, описанные И. В. Гинзбург как гибридные образования, по А. А. Чумакову являются более поздними щелочными дифференциатами незагрязненной гранитной магмы, отделение которых произошло в процессе кристаллизационной дифференциации.

Характеристика контактного ореола массива Западных Кейв, впервые данная О. А. Воробьевой в 1932 г., впоследствии была значительно расширена и дополнена работниками Ленинградского геологического управления (П. В. Соколов, Л. Я. Харитонов, А. В. Перевозчиков, К. О. Кратц) и позднее — Кольского филиала Академии наук (А. А. Чумаков, А. М. Иванов, И. В. Бельков, И. В. Гинзбург, А. И. Морозов и др.).

Согласно данным этих исследователей, зона экзоконтакта, окружающая этот массив, характеризуется непостоянной видимой мощностью, варьирующей от долей метров до нескольких километров. Интенсивность наблюдающихся здесь процессов щелочного метасоматоза находится в прямой зависимости как от характера вмещающих пород, так и от тектонических особенностей того или иного участка. Наиболее сильные контактно-метасоматические изменения испытали гнейсы свиты кейв и габбро-диабазы района Урмавараки, находящиеся в тектонически подвижном участке (Иванов, 1952 г.). Менее изменены гранитоиды архея, а также габбро-анортозиты и амфиболиты нижнего протерозоя.

В биотитовых гнейсах свит кейв и воронья-поросозеро, а также архейских гнейсах, зажатых среди гранитоидов различного состава, щелочной метасоматоз выразился в образовании гастингсита и эгирин-авгита, понижении основности и уменьшении содержания плагиоклаза, увеличении микроклина, резком уменьшении (до полного исчезновения) биотита, незначительном понижении количества кварца, развитии эпидота, а также в обогащении аксессуариями (сфеном, ортитом, цирконом, апатитом, магнетитом и др.). Все эти породы претерпели глубокие преобразования, выразившиеся в перегруппировке окислов и появлении характерных такситовых разнозернистых инъекционных структур.

В древних гранитоидах щелочной метасоматоз вызвал развитие гастингсита, эпидота, резкое (в 2 раза) уменьшение содержания кварца, обогащение магнетитом, сфеном и цирконом, при одновременном изменении их структуры.

В габбро-диабазе этот процесс привел к возникновению ортоклаза, кварца, авгита, эгирин-авгита, сфена, апатита, циркона, понижению содержания плагиоклаза и его основности, к исчезновению гиперстена и диопсида. В зоне экзоконтакта габбро-диабазы превращены в совершенно иные горные породы типа сиенитов.

В габбро-анортозитах щелочной метасоматоз обусловил появление гастингсита, кварца, микроклина, биотита, частью везувиана, апатита,



Таблица 28

Вмещающие породы	Гнейсы (свит кейв, воронья-поросозера и архея)	Олигоклазовые и микроклиновые гранитоиды	Габбро-диабазы*) района Урмавараки	Габбро-анортиты района Колмозера	
Степень изменения	Интенсивное	Слабое	Интенсивное	Среднее	
Распространение экзоконтактных образований	Сплошные широкие зоны	Повсеместное, в виде локальных участков	Широкая зона	Узкая зона	
Мощность экзоконтактных зон	Сотни метров до 4—5 км	Единицы и сотни метров	Единицы и десятки метров	Дециметры и метры	
Изменения вмещающих пород	Породы непосредственно экзоконтакта	Эгирин-авгит-гастингситовые щелочные гранитоиды-гнейсы	Биотит-гастингситовые олигоклазовые гранитоиды с микроклином и эпидотом	Кварц-ортоклазовые сиениты	Биотитовые диориты (с кварцем и микроклином)
	Промежуточные породы	Биотит-гастингситовые гнейсы	Гастингсит-биотитовые олигоклазовые гранитоиды (с эпидотом)	Кварц-ортоклаз-авгитовые габбро-сиениты	Гастингситовые диориты (с микроклином и кварцем)
		Гастингсит-биотитовые инъекционные гнейсы	То же	Диопсидовые габбро-диабазы	Роговообманковые габбро-диориты
	Неизмененные породы	Биотитовые гнейсы	Олигоклазовые и микроклиновые гранитоиды	Гиперстен-диопсидовые габбро-диабазы	Роговообманковые габбро-анортиты
	Химизм	Сиенитизация и некоторое повышение основности		Сиенитизация, окварцевание и понижение основности	
	Привнос	K, Na (Si)	K (Na)	K, Si, Na	K, Si, Na
Редких и рассеянных элементов					

\*) По А. М. Иванову (1952 г.)

флюорита, при одновременном понижении основности плагиоклаза, сопровождаемом образованием эпидот-клиноцоизита, исчезновении обыкновенной роговой обманки и развитии гранулированных гранобластических структур.

Как видно из краткой минералогической характеристики, приведенной выше, химические особенности контактово-метасоматических изменений вмещающих пород определяются главным образом привнесом калия и натрия. Калий выносился значительно дальше от контакта и в большем количестве, чем натрий. Следовательно, щелочные граниты вызвали в основном сиенитизацию вмещающих пород. В экзоконтакте с основными породами отчетливо проявилась другая сторона щелочного метасоматоза, а именно — окварцевание. Следует отметить, что в породах гранитного состава (гранитоиды, гнейсы) в экзоконтакте отмечается некоторое повышение основности, тогда как в основных породах — заметное понижение ее.

Краткая характеристика контактово-метасоматических изменений вмещающих пород дана в табл. 28.

Химическая характеристика щелочных гранитов Западных Кейв, связанных с ними сиенитов и вмещающих пород, интенсивно измененных в зоне щелочного метасоматоза, дана в табл. 29 и 30.

Таблица 29

Окислы	Приконтактный мелкозернистый гранит	Крупнозернистый гранит центральных частей массива	Средний щелочной гранит Западных Кейв	Средний щелочной гранит мира	
SiO <sub>2</sub>	74,35	74,45	74,34	73,30	72,01
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,41	0,40	0,11	0,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,04	11,06	11,01	12,33	12,39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,07	2,46	3,00	2,58	2,47
FeO	1,04	1,79	1,58	1,28	1,73
MnO	0,05	0,14	0,12	0,02	0,12
MgO	0,37	0,38	0,47	0,26	0,39
CaO	0,50	0,83	0,74	0,46	0,76
Na <sub>2</sub> O	3,64	3,75	3,28	4,55	4,20
K <sub>2</sub> O	4,95	4,74	4,94	4,20	5,26
Сумма	99,48	100,00	99,88	99,09	99,64
Количество анализов	15	12	25	12	30
Автор	А. М. Иванов (1952 г.)		И. В. Гинзбург (1950 г.)	Р. О. Дели (1936 г.)	И. В. Гинзбург (1950 г.)

Таблица 30

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
I	60,01	0,39	18,80	2,59	1,19	0,09	2,20	3,43	7,07	3,27	0,76	—	99,80
II	58,34	0,64	16,96	2,47	6,32	0,26	2,03	5,10	4,02	3,01	0,30	0,54	99,99

I—Щелочной сиенит с горы Кедикуайв (В. С. Сверчков, 1933 г.)

II—Сиенит с горы Белый Бычок (А. А. Чумаков 1947 г.)

Химический состав щелочных гнейсо-гранитов из зоны экзоконтакта (гора Валдруайв) по О. А. Воробьевой выражается следующими цифрами (в %):  $\text{SiO}_2$  — 70,72;  $\text{TiO}_2$  — 0,48;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 12,97;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 2,33;  $\text{FeO}$  — 2,90;  $\text{MnO}$  — 0,10;  $\text{MgO}$  — 0,36;  $\text{CaO}$  — 1,20;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 3,25;  $\text{K}_2\text{O}$  — 4,43;  $\text{H}_2\text{O}$  — 1,04; сумма 100,38.

Несмотря на наличие щелочного пироксена и амфибола, граниты Западных Кейв по химизму не вполне соответствуют нормальному щелочному граниту. По данным отдельных анализов, соотношения глинозема, извести и щелочей в них отвечают то агпаитовому, то нормальному и плюмозитовому ряду. Средний щелочной гранит Западных Кейв (табл. 31) относится к нормальному ряду, тогда как средний щелочной гранит мира (по Р. О. Дели) имеет агпаитовый характер. По химическому составу щелочные граниты Западных Кейв представляют собой породы, пересыщенные кремнеземом (72—75%) и щелочами (8,2—8,6%), со значительным преобладанием калия над натрием. По сравнению с типичными биотитовыми гранитами в них наблюдается несколько повышенное суммарное содержание закисного и окисного железа при несколько пониженном значении глинозема. На диаграмме А. Н. Заварицкого они дают обособленный рой точек, пространственное положение которых свидетельствует о петрохимической связи этих пород с нормальными гранитами и сиенитами и исключает непосредственную петрохимическую связь их с щелочными сиенитами.

Изменения химизма щелочных гранитов в пространстве находятся в соответствии с их количественно-минералогическим составом и согласуются с общим зональным строением данного массива. Так, эгириновые разновидности большей частью являются агпаитовыми, эгирин-арфведсонитовые — нормальными и арфведсонитовые — плюмозитовыми. По мере удаления от контакта к центру массива, в щелочных гранитах (Иванов, 1952 г.) в среднем на 0,7% возрастает содержание кремнезема, на 0,4% — окиси и закиси железа, на 0,9% — суммы щелочей и на 0,3% — извести. Одновременно заметно понижается содержание глинозема (на 1,1%) и некоторых других окислов. Наибольшей неустойчивостью химизма характеризуются приконтактные разновидности щелочных гранитов. Это выражается как в максимальных пределах колебаний отдельных окислов, так и в принадлежности гранитов то к щелочному (группа III или III-а), то к нормальному или же глиноземистому ряду.

Расположение салических составных частей типичных щелочных гранитов Западных Кейв на тройной диаграмме: нефелин — калиофиллит — кварц в верхней части трога вблизи эвтектики (Чумаков, 1950 г.) указывает на эвтектические соотношения кристаллизации кварца и полевых шпатов.

Изменение химизма щелочных гранитов, наряду с изменением их минералогического состава, отражает эволюцию щелочно-гранитной магмы в процессе ее кристаллизации.

Щелочные сиениты горы Кедикауйв (табл. 30) по химизму близки к щелочным сиенитам Хибинских и Ловозерских тундр, отвечающим первой фазе интрузивной деятельности, приведшей к появлению этих сложных тел. Наконец, щелочные гнейсо-граниты горы Валдруайв по составу приближаются к среднему типу щелочного гранита Западных Кейв, отличаясь от него пониженным содержанием  $\text{SiO}_2$  и повышенными значениями  $\text{FeO}$  и  $\text{CaO}$ . Особенности химического состава, отмеченные выше, легко объясняются спецификой гнейсов свиты кейв, в процессе метасоматического изменения которых образованы эти породы.

В табл. 31 приведена характеристика различных разновидностей щелочных гранитов массива Западных Кейв.

Таблица 31

	Щелочные граниты приконтактных частей массива	Щелочные граниты, удаленные от контакта	Щелочные граниты центральных частей массива
Меланократовость	Лейкократовые (мезо- и меланократовые)	Мезократовые с лейко- и меланократовыми участками	
Окраска	Желтые, серые	Розовые	Красные
Зернистость	Мелкозернистые	Среднезернистые	Крупнозернистые
Гнейсовидность (по темноцветным)	Отчетливая	Менее отчетливая	Не отчетливая
Ориентировка кварца	Концентрические максимумы	Менее отчетливые максимумы	Размазанные максимумы
Микроструктура	Гранобластическая (аллотриоморфная)	Гипидиоморфная (гранобластическая)	Гипидиоморфная
Темноцветные минералы	Преимущественно эгирин, 3—8%	Эгирин и арфведсонит в переменных количествах 5—10 до 15%	Преимущественно арфведсонит, 5—10%
Плагиоклаз* Микроклин* Кварц* Акцессорные минералы	10—20%, № 5—10 20—30% 30—45% 2—5%	10—15%, № 3—7 25—30% 35—45% 0,5—1%	5—10% № 0—5 30—35% 40—45% 0,5—1%
Генезис минералов	Постмагматический, автометасоматический (частью собственно магматический)	Собственно магматический, позднемагматический (частью автометаморфический)	
Химический тип	Агпайтовый	Нормальный	Плюмозитовый

\* Усредненные значения.

### Массивы района Белой тундры

Щелочные граниты района Белой тундры впервые описаны в 1925 г. А. А. Полкановым, обнаружившим их при обработке коллекции, собранной Риппасом в 1895 г. В 1947 г. эти породы были закартированы В. И. Шмыгалевым и В. В. Фиженко как единое тело длиной около 40 км и шириной 1—7 км, вытянутое в северо-западном направлении от Чурозера на востоке до истоков р. Цаги на западе. Однако уже в 1948 г. В. И. Шмыгалев, Н. И. Бугров и Б. П. Михайлов установили, что щелочные граниты Чурозера и р. Цаги отделены от главного массива Белой тундры узкими зонами олигоклазовых гнейсо-гранитов, в той или иной степени измененных процессами щелочного метасоматоза. Таким образом, на поверхности здесь установлено три изолированных гранитных те-

ла, приуроченных к зоне контакта гнейсо-гранитов архея с габбро-норитами Панских тундр. Судя по четковидному расположению и общей вытянутости в северо-западном направлении, все эти тела, по-видимому, соединяются на некоторой глубине. Исходя из пространственного соотношения плоскости контакта и складчатой структуры гнейсо-гранитов архея, ориентированной в северо-восточном направлении, это — секущая внутрiformационная интрузия трещинного типа.

Наиболее крупный массив Белой тундры, занимающий площадь около 90 км<sup>2</sup>, имеет чрезвычайно неправильный северный контакт с метасоматически измененными гнейсо-гранитами архея. По данным В. И. Шмыгалева (1947 г.), волнистая поверхность его падает под углом 10—15° как к юго-западу, так и к северо-востоку. Несмотря на то что вмещающие породы местами сильно изменены процессами щелочного метасоматоза, нередко устанавливается отчетливое несогласие между лежащим гранитным телом и крутопадающей структурой гнейсо-гранитов архея. Значительно более простым является южный контакт, падающий под углом 35—45° к юго-западу под основные породы Панских тундр.

В краевой части массива, мощностью в 100—300 м, щелочные граниты отчетливо огнейсованы, в отдельных узких зонах (до 1 м) превращены в бластомилониты. Гнейсовая текстура их ориентирована параллельно плоскости контакта. Основные породы Панских тундр в краевой зоне, мощностью 50—70 м, представлены типичными бластомилонитами. По мере удаления от контакта на расстояние 200—250 м последние сменяются вначале сланцеватыми амфиболитами и далее амфиболизированными габбро-норитами с постепенно убывающим количеством роговой обманки.

Судя по фактическому материалу, приведенному выше, юго-западный контакт массива Белой тундры имеет тектонический характер. По данным В. В. Фиженко (1947 г.), здесь, по-видимому, имело место надвижение габбро-норитов на щелочные граниты. Отсутствие среди основных пород каких бы то ни было следов щелочного метасоматоза позволяет В. В. Фиженко ставить вопрос о более молодом возрасте интрузии Панских тундр.

Центральная и северная части описываемого массива сложены лейкократовыми порфиroidными гранитами. Микроструктурный анализ, произведенный для этих пород, дает узор, отвечающий совершенно массивным структурам.

Массив Чурозера расположен в 6 км к востоку, на южном берегу одноименного озера. На современном эрозионном срезе это эллипсоидное тело, площадью около 8 км<sup>2</sup>, вытянутое в северо-западном направлении. Соотношения щелочных гранитов Чурозера с вмещающими породами такие же, как и для массива Белой тундры, естественным продолжением которого они являются.

В южном контакте массива между щелочными гранитами и габбро-норитами Панских тундр В. И. Шмыгалевым закартировано маломощное тело сланцеватых гнейсо-гранитов архея, сильно измененных процессами щелочного метасоматоза. Необходимо отметить, что по В. В. Фиженко это те же щелочные граниты, интенсивно рассланцованные в тектонически подвижной зоне.

Массив Цаги расположен в 15 км к западу от Белой тундры в истоках одноименной реки. Вследствие слабой обнаженности он почти не изучен. Судя по небольшому количеству естественных выходов и от-

дельным горным выработкам (Кириченко, 1951ф), площадь его составляет около 1,5—2 км<sup>2</sup>. В пределах этого участка щелочные граниты с севера контактируют с гнейсо-гранитами архея, с юга — с габбро-норитами Панских тундр, с северо-запада — с габбро-анортозитами Цагинского массива.

Все три массива (Белая тундра, Чурозеро, Цаги) сложены розовато-серыми порфирированными гранитами. Текстура породы обусловлена присутствием крупных (1,5 см) таблитчатых кристаллов микроклина или линзовидных агрегатов щелочного амфибола в мелкозернистой основной массе, состоящей из альбита, кварца, микроклина, амфибола, реже эгирин и биотита. Суммарное содержание цветных минералов обычно не превышает 5—8%. Из аксессуарных минералов отмечены апатит, сфен, циркон, типа малакона, энigmatит и астрофиллит, в основном приуроченные к зонам обогащения цветными минералами. Структура гранитов гипидиоморфная или гранобластическая, в зоне контакта с отчетливыми следами бластеза. Микроклин часто имеет грубо пертитовое строение. Крупные зерна его нередко деформированы, катаклазированы и по трещинам залечены мелкозернистым агрегатом кварца и альбита.

Щелочной амфибол, образующий крупные пойкилитовые кристаллы или мелкие ксеноморфные зерна, представлен арфведсонит-рибекитом. В ассоциации с ним местами встречаются энigmatит и золотисто-бурый астрофиллит, образующий сноповидные или радиальнолучистые игольчатые агрегаты.

Жильная фация щелочных гранитов этого района представлена щелочными пегматитами и телами почти мономинерального кварца. Длина пегматитовых жил обычно не превышает 20 м, а мощность их 1 м. Пользующиеся широким распространением жилы кварца нередко достигают 100 м по простиранию при мощности до 2 м.

### Массив горы Лаврентьевской

В 10 км к юго-западу от оз. Песочного известен довольно крупный массив щелочных гранитов, слагающих гору Лаврентьевскую и ряд прилегающих к ней более мелких возвышенностей. Вследствие сильной заболоченности контактных зон форма залегания его точно не установлена. С севера, запада и северо-востока данный массив, по-видимому, контактирует с гнейсо-гранитами архея. Судя по соотношению внутренней структуры щелочных гранитов с гнейсовидностью вмещающих пород, этот контакт в целом, по-видимому, является согласным. Характер южного контакта совершенно неясен, так как здесь ближайшие выходы кристаллических сланцев свиты кейв отмечены только в 5—6 км к юго-востоку.

Обнаженная северная часть массива площадью около 70—75 км<sup>2</sup> сложена розовато-серыми, средне- и крупнозернистыми гранитами, по минералогическому составу и структуре аналогичными гранитам Западных Кейв. Обычно хорошо выражена линейность, обусловленная закономерной ориентировкой цветных минералов или линзовидных скоплений их. Падение линейности варьирует в значительных пределах от южного до восточного, редко северо-восточного (70°) под углами 10—15°. Как правило, с линейностью сопряжена система трещин отдельности, разбивающих породу на ряд кубовидных или параллелепипедальных глыб.

Щелочные граниты этого массива в основном состоят из микроклина и кварца, составляющих в сумме 70—75%, подчиненного альбита, щелочного амфибола, небольшого количества эгирин, биотита, минералов

астрофиллитовой группы, магнетита и аксессуарных — сфена, апатита, флюорита, циркона и ортита. Содержание цветных компонентов не превышает 5—7%. Господствующим распространением пользуется гастингсит, образующий шестовидные пойкилитовые кристаллы или неправильные изометричные зерна. Подчиненную роль играет амфибол типа арфведсонит-рибекита, часто концентрирующийся в небольшие линзовидные или веретенообразные агрегаты. Наконец, совсем редок эгирин, отмеченный всего в нескольких образцах с восточного склона горы Лаврентьевской. Структура гранитов кристаллобластическая, приближающаяся к паналлотриоморфнозернистой. Микроструктурный анализ щелочных гранитов, произведенный В. В. Фиженко (1947 г.), дает узор R. S. тектонитов, свидетельствующий о том, что эти породы подвергались механическому воздействию уже после своей консолидации.

Гнейсо-граниты архея в зоне контакта мощностью в 1—2 км, несут отчетливые следы щелочного метасоматоза, проявляющегося в образовании щелочного амфибола по биотиту и микроклина по олигоклазу. На отдельных участках, там, где процессы замещения достигают максимального развития, образуются щелочные гнейсо-граниты, по минералогическому составу приближающиеся к щелочным гранитам.

#### Массивы среднего течения р. Поноя и верхнего течения р. Стрельны

Щелочные граниты данного района обнаружены П. В. Соколовым в 1932 и 1933 гг. Позднее изучение этих пород производилось П. В. Соколовым (1934 г.), В. С. Смирновым (1938 г.), Л. А. Косым (1936 г.), Е. Н. Володиным (1938 г.) в процессе геологической съемки различного масштаба, а также В. В. Фиженко, Ф. И. Лазуткиным (1947 г.), А. И. Морозовым (1951 г.) и А. М. Ивановым (1948, 1949 гг.) при детальном исследовании.

В среднем течении р. Поноя, на участке между сс. Краснощелье и Каневка, щелочные граниты слагают несколько разрозненных тел различной величины и формы. Наиболее крупными из них являются Центрально-Кольский, Пачинский и Каневский массивы. Центрально-Кольский массив расположен по правому и левому берегам р. Поноя, в 16 км ниже с. Краснощелье. Согласно данным П. В. Соколова и В. С. Смирнова, это сложное пластово-секущее тело площадью около 1500 км<sup>2</sup>. На северо-западе оно приурочено к контакту между гнейсо-гранитами архея и гнейсами свиты кейв, а на юго-востоке к нижним горизонтам данной свиты. Судя по пространственному положению Центрально-Кольского массива, он, по-видимому, приурочен к той же крупной региональной зоне разлома, в пределах которой залегает и южное тело Западно-Кейвской интрузии. Вследствие слабой обнаженности, вопрос о непосредственной связи между этими массивами остается открытым. На прилагаемой к данному тому геологической карте Мурманской области они условно объединены в единое крупное тело. Однако на крупномасштабных картах между ними картируется узкая зона гнейсов свиты кейв, сильно измененных процессами щелочного метасоматоза. Так же как Западно-Кейвский массив, Центрально-Кольская интрузия имеет сложное строение, обусловленное наличием многочисленных ксенолитов гнейсов среди щелочных гранитов и гранитных клиньев — апофиз среди вмещающих пород.

Второй по размерам Пачинский массив расположен в 20 км выше с. Каневки, в нижнем течении правого притока р. Поноя — р. Паца. Это дугообразное, постепенно суживающееся к западу тело площадью

около 150 км<sup>2</sup> ориентировано в направлении, близком к широтному. Согласно данным П. В. Соколова (1934 г.) и А. И. Морозова (1948 г.), оно приурочено к плоскости тектонического контакта между микроклинновыми гранитами архея и гнейсами свиты кейв, падающей под средними углами к северу. Судя по пространственному положению гнейсовидности, щелочные граниты Пачинского массива имеют крутой, местами почти вертикальный южный контакт и относительно пологий (от 45—50 до 25—30°) северный контакт. Сопряженность внутренней структуры массива со складчатой структурой вмещающих пород позволяет А. И. Морозову рассматривать его как пластовую межформационную интрузию трещинного типа.

Каневский массив щелочных гранитов расположен на р. Поной, несколько выше с. Каневки. Это узкое эллипсоидальное тело, площадью около 65 км<sup>2</sup> приурочено к широтному разлому между подстилающими гнейсо-гранитами архея и перекрывающими гнейсами свиты кейв. Судя по пространственному положению плоскостей гнейсовидности, оно падает на север под углом 35—50°. Сопряженность внутренней структуры массива со складчатой структурой вмещающих пород позволяет рассматривать его как согласную межформационную интрузию трещинного типа.

По характеру соотношений с вмещающими породами, внутреннему строению, структуре и составу щелочные граниты Поной совершенно аналогичны гранитам Западных Кейв. Центральнo-Кольский и Пачинский массивы имеют отчетливо выраженное зональное строение (Соколов, Смирнов, Морозов). Краевые зоны их сложены мелкозернистыми эгириновыми гранитами, центральные — средне- и крупнозернистыми арфведсонитовыми и эгирин-арфведсонитовыми разновидностями. Это светло-розовые, желтоватые, местами почти белые породы гнейсовидного, редко массивного сложения. Гнейсовидность, обусловленная плоскостным параллелизмом цветных минералов, наиболее четко выражена в мелкозернистых гранитах краевой зоны. Местами на плоскостях гнейсовидности наблюдается довольно отчетливая линейность, проявляющаяся в закономерной ориентировке отдельных кристаллов или небольших линзовидных скоплений амфибола и пироксена. В Центральнo-Кольском массиве нередко (восточный контакт, участок между верховьями р. Стрельны и устьем р. Лосинги) имеет место отчетливое несовпадение внутренней структуры гранитов со складчатой структурой вмещающих пород (Соколов, 1934 г.). Таким образом, так же как и в пределах Западно-Кейвского массива, гнейсовидность гранитов, по-видимому, является здесь первично магматической структурой течения. Необходимо отметить, однако, что микроструктурный анализ, проведенный для гранитов Пачинского массива А. И. Морозовым, дает по кварцу типичный узор R-тектонов, свидетельствующий о кристаллизации этих пород под давлением.

Щелочные граниты р. Поной в основном состоят из микроклина, кварца и альбита. В подчиненном количестве в них присутствует щелочной амфибол ряда арфведсонита, эгирин и акцессорные — сфен, титаномagnetит, апатит, биотит, циркон, знигматит и флюорит. Средне- и крупнозернистые разновидности гранитов, слагающие центральные части массивов, преимущественно являются арфведсонитовыми. Плаггиоклаз представлен здесь почти чистым альбитом с содержанием молекулы An 2—3%. По мере приближения к контакту амфибол постепенно уступает место эгирину. Характер плаггиоклаза меняется от аль-



бита до альбит-олигоклаза (11—15% An). Затем падает содержание микроклина. Одновременно в породе появляется биотит и несколько возрастает количество аксессуарных минералов (магнетит, сфен, апатит), местами дающих небольшие скопления.

В отличие от Центрально-Кольского и Пачинского массивов, краткая характеристика которых дана выше, Каневский массив нацело сложен мелкозернистыми гнейсовидными эгириновыми гранитами.

Щелочные граниты р. Поноя окружены зонами измененных гнейсо-гранитов архея и гнейсов свиты кейв. Так же как для Западно-Кейвского массива, главную роль играют здесь процессы щелочного и во внешней зоне кварцевого метасоматоза. Вследствие относительно небольших гранитных тел мощность контактных ореолов не превышает 150—200 м.

Щелочные граниты верховьев р. Стрельны занимают площадь около 100 км<sup>2</sup>. Это чрезвычайно сложное тело, образование которого, по видимому, связано с выполнением системы трещин в сложной зоне разлома (Иванов, 1947 г.). Подобно гранитам Западных Кейв и среднего течения р. Поноя, данный массив имеет зональное строение. Краевая часть его сложена мелкозернистыми и лейкократовыми аллитовидными гранитами, обогащенными аксессуориями и магнетитом. Цветной минерал (3—5%) представлен эгирином. Узкие игольчатые кристаллы его ориентированы строго параллельно плоскости контакта. Гнейсовидность гранитов в ряде случаев является несогласной со складчатой структурой вмещающих пород, что позволяет рассматривать ее как первичную магматическую структуру течения.

В то же время микроструктурный анализ гранитов, произведенный по кварцу, дает типичный узор R-тектонитов, свидетельствующий о давлении, которому подвергались эти породы в процессе кристаллизации. По мере удаления от контакта щелочные граниты приобретают среднезернистое сложение. Совместно с эгирином появляется арфведсонит, количество которого постепенно возрастает. Одновременно заметно уменьшается содержание аксессуарных минералов и несколько затухает гнейсовидная текстура. Центральные части массива сложены крупнозернистыми, слабо гнейсовидными разновидностями. Преобладающим, местами единственным, цветным минералом является арфведсонит.

Химическая характеристика щелочных гранитов рр. Поноя и Стрельны приведена в табл. 32.

Как видно из приведенных данных, эти породы по химическому составу совершенно аналогичны щелочным гранитам массива Западных Кейв. Так же как последние, они характеризуются пересыщенностью кремнеземом, высокой суммой щелочей, относительно высоким содержанием железа и одновременно ничтожным количеством кальция и магния.

Обращает внимание незначительное колебание химического состава гранитов, развитых в различных частях массивов. Так, если для гранитов р. Стрельны намечается некоторое обогащение полоторными окислами железа, титаном и кальцием и одновременное обеднение кальцием и алюминием мелкозернистых эндоконтактных разновидностей, то для тех же пород среднего течения р. Поноя эта закономерность выражена значительно слабее или же совсем не выражена.

По вопросу о генезисе щелочных гранитов Кольского п-ова существуют различные точки зрения. Согласно ранним исследованиям Б. М. Куп-

Таблица 32

	Центрально-Кольский массив		Массивы среднего течения р. Поной		Массив верховьев р. Стрельны	
	Эгирино-арфведсонитовый щелочной гранит	Существенно эгириновый щелочной гранит	Существенно амфиболовый щелочной гранит	Мелкозернистый эндоконтактный щелочной гранит	Среднезернистый эгирино-арфведсонитовый щелочной гранит	
SiO <sub>2</sub>	72,76	74,55	75,22	73,72	77,39	77,02
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,27	0,22	0,41	0,28	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,74	11,60	11,70	12,02	10,08	10,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,43	2,22	2,45	2,32	2,34	1,18
FeO	2,63	2,67	0,39	2,25	1,05	1,51
MnO	0,09	0,06	0,03	0,05	0,02	0,01
MgO	0,93	0,13	0,14	0,03	0,14	0,14
CaO	1,15	0,88	0,62	0,60	0,32	0,22
Na <sub>2</sub> O	2,22	4,25	5,07	3,96	3,18	3,17
K <sub>2</sub> O	6,69	2,80	3,87	4,67	4,91	5,41
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	0,24	0,19	0,07	0,11	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,22	0,25	0,22	0,09	0,05	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	0,01	—	—
П. п. п.	0,30	—	—	—	—	—
Сумма	100,46	99,92	100,12	100,20	99,87	99,78

летского (1930 г.) и О. А. Воробьевой (19326), это нормальные магматические породы, обладающие рядом специфических особенностей (высокое содержание цветных минералов, богатство аксессуарными и т. д.). Того же представления позднее придерживались П. В. Соколов (1934 г.), А. М. Шукевич (1936 г.), Л. Я. Харитонов (1940 г.), В. И. Влодавец (1933) и ряд других исследователей, не отрицавших, однако, активного воздействия этих пород на вмещающие сланцы, гнейсы и гранитоиды различного возраста и состава. Так, например, по Л. Я. Харитонову, щелочные граниты Восточных Кейв постскладчатые и образуют небольшие тела среди широкого поля распространения щелочных гранито-гнейсов, возникших в процессе метасоматического изменения гнейсовой толщи.

Принципиально иную позицию занимают К. О. Кратц и Н. В. Янковская (1940 г.), А. В. Перевозчиков и Ю. Н. Сморгы (1940 г.), согласно взглядам которых все щелочные граниты данного региона являются метасоматическими, возникшими в процессе региональной гранитизации гнейсов кейвской свиты, имевшей место после складчатости в тектонически спокойной обстановке (Харитонов, 1939 г.). В своих представлениях эти исследователи базируются на наличии постепенных переходов от гнейсов к щелочным гранитам и отчетливой гнейсовидности последних, трактуемой ими как реликтовая структура, унаследованная от гранитизированных гнейсов.

Структурно-геологические исследования, производившиеся в течение ряда лет Кольским филиалом Академии наук СССР (Бельков, Батиева, 1951 г.; Гинзбург, 1950 г.; Галахов, 1951 г.; Иванов, 1947 г.; Чумаков, 1949 г.), возродили ранние представления о магматическом генезисе щелочных гранитов Кейв, обосновав их большим фактическим материалом. Согласно этим исследованиям, первично-магматический генезис

щелочных гранитов документируется: 1) наличием в них многочисленных ксенолитов гнейсов и гнейсо-гранитов, гнейсовидность которых местами ориентирована несогласно со складчатой структурой вмещающей толщи; 2) присутствие наряду с пластовыми телами секущих жил и апофиз щелочных гранитов; 3) наблюдающимся в ряде мест отчетливым несовпадением внутренней структуры массива со складчатой структурой вмещающей сланцево-гнейсовой толщи; 4) отчетливым приспособлением гнейсовидности гранитов к плоскостям контактов и контурам ксенолитов; 5) активным химическим воздействием гранитов на вмещающие породы, сопровождающимся привносом щелочей и обогащением аксессуарными, не свойственными гнейсовой толще, но широко развитыми в экзоконтактной зоне гранитного массива.

Согласно данным И. В. Гинзбург, А. М. Иванова и А. И. Морозова, гнейсовидность щелочных гранитов является первичной протобластической, возникающей в результате давления последовательно поступающей в интрузивную полость магмы на только что затвердевшие краевые части того же интрузивного тела. Особенности структуры щелочных гранитов позволяют предполагать, что кристаллизация их происходила под большим внутренним давлением самой магмы при ее непрерывном движении (течении). Как уже было отмечено выше, гнейсовидность этих пород выражена не только параллельным расположением отдельных кристаллов или линзовидных скоплений цветного минерала, но и закономерной ориентировкой оптических осей кварца. Характер этой ориентировки, отвечающей R-тектонитам, свидетельствует о том, что щелочные граниты данного региона претерпели дифференциальные тектонические подвижки уже в твердом состоянии.

Необходимо напомнить, что во вмещающих породах в зоне экзоконтакта местами наблюдается переориентировка гнейсовидности до согласной с плоскостями контактов. Эта сопряженность структур в свое время привела исследователей (Соколов, 1934 г.; Никольская, 1934 г.) к представлению о синорогенной природе щелочных гранитов, интродуцировавших одновременно со складчатостью свиты кейв. Однако в настоящее время щелочные граниты восточной части Кольского п-ова рассматриваются как интрузии платформенного типа, которые использовали при своем внедрении не только зоны разломов (Иванов, 1952 г.), но и существовавшие ранее складчатые структуры, и вызвали при своем внедрении дополнительные изменения в тектонике вмещающих пород (Чумаков, 1950 г.; Гинзбург, 1950 г.).

Практическое значение щелочных гранитов Кольского п-ова до сих пор окончательно не выяснено. Связанные с ними пегматитовые и кварцполевошпатовые жилы местами в том или ином количестве содержат циркон, флюорит и некоторые редкоземельные минералы. Пользующиеся значительным распространением кварцевые жилы могут быть использованы как керамическое сырье, а амазонский камень — в качестве подделочного материала. Кроме того, сами граниты, по-видимому, могут быть широко использованы в качестве строительного материала.

### Массив к югу от оз. Пурнач.

Впервые в этом районе щелочные граниты обнаружил П. В. Соколов (1934 г.). В последнее время изучением этих гранитов занимался Б. А. Юдин (1952 г.).

Согласно данным Б. А. Юдина, среди пород свиты имандра-варзуга в районе оз. Пурнач залегает небольшой диапир-плутон щелочных гранитов. Этот массив заслуживает отдельного описания (рис. 24).

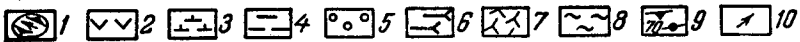
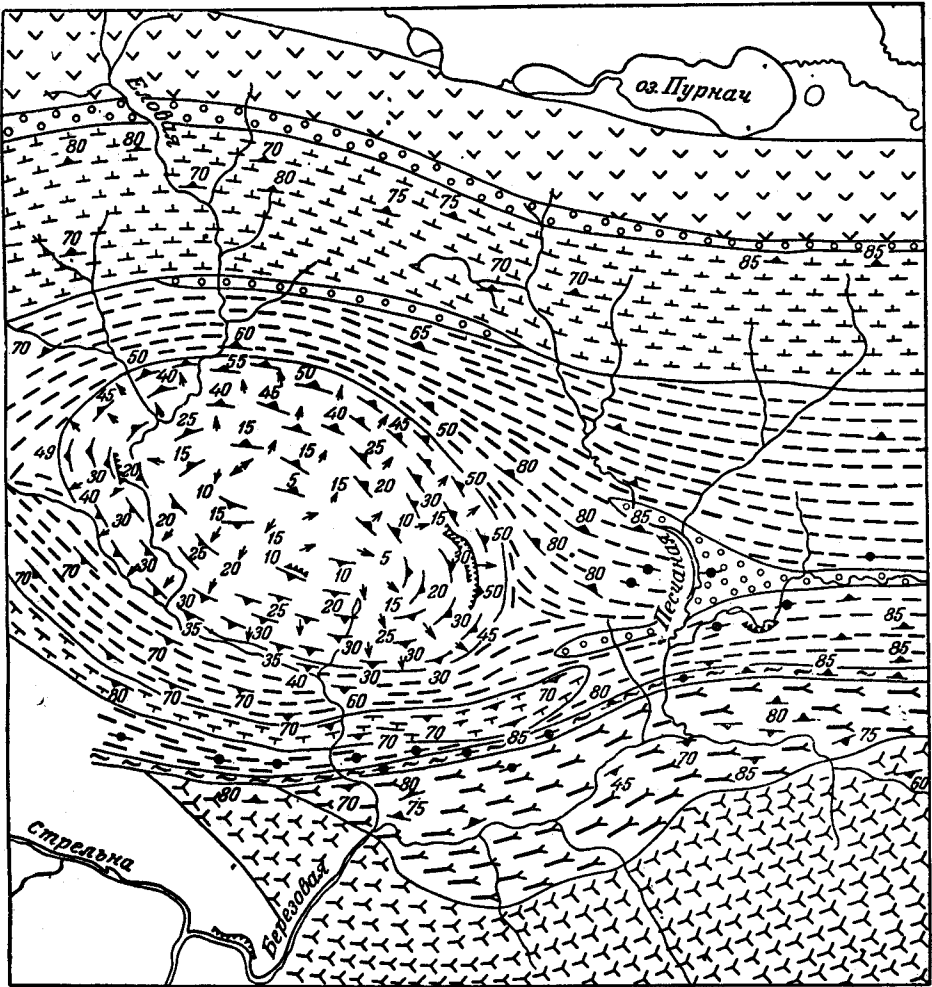


Рис. 24. Структурно-геологическая карта района оз. Пурнач и р. Березовой (по Б. А. Юдину)

1—щелочные граниты; 2—кварцевые габбро-амфиболиты; 3—актинолитовые сланцы; 4—сланцеватые амфиболиты; 5—мандельштейны; 6—плагноклазовые граниты; 7—микроклиновые граниты; 8—сланцеватые сланцы; 9—плоскостные структуры; 10—линейные структуры

Вмещающие диапир-плутон щелочных гранитов породы свиты имандра-варзуга здесь развиты в виде полосы широтного простирания. Они представлены сланцеватыми амфиболитами, актинолитовыми сланцами, мандельштейнами и интрузиями габбро-амфиболитов. Эти породы в зоне контакта с архейскими гранитами имеют согласное залегание; падение гнейсовидности в гранитах под углом  $85^\circ$  в сторону пород свиты имандра-варзуга, т. е. на север. В породах свиты имандра-варзуга сланцеватость также падает к северу под углом  $70-90^\circ$ .

Щелочные граниты залегают в сланцеватых амфиболитах. Они образуют массив, структура которого является несогласной с общей структурой вмещающих пород. Вместе с тем гнейсовидность в гранитах и сланцеватость амфиболитов в сравнительно узкой контактной зоне являются согласными (рис. 25). Сланцеватость боковых пород как бы обтекает массив гранитов. При удалении от контактов простираение сланцеватости во вмещающих породах становится обычным широтным.

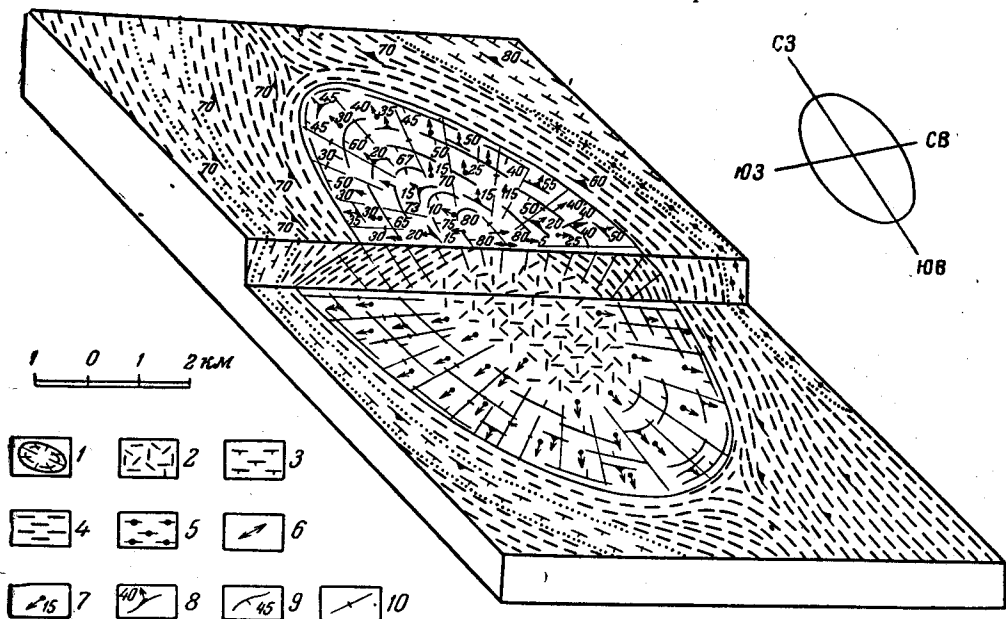


Рис. 25. Схематическая блок-диаграмма структурных особенностей массива щелочных гранитов

1—массив щелочных гранитов; 2—бесструктурные щелочные граниты; 3—актинолитовые сланцы; 4—сланцеватые амфиболиты; 5—мандельштейны; 6—горизонтальные линейные структуры гранита; 7—линейные структуры гранита с указанием угла падения; 8—линейные и плоскостные структуры гранита с указанием угла падения; 9—трещины отдельности с указанием угла падения; 10—вертикальные трещины отдельности

Контакты массива с вмещающими породами резкие. Граниты в зоне экзоконтакта оказывают метасоматическое воздействие на амфиболиты, выраженное в биотитизации и окварцевании последних.

Массив щелочных гранитов в плане имеет почти правильную эллипсоидальную форму. Его длинная ось вытянута в северо-западном направлении и равна 9,5 км, короткая — 5,5 км. В поперечном разрезе он имеет асимметричную форму, а в продольном — симметричную. Асимметричная форма массива обусловлена тем, что падение плоскостей гнейсовидности гранитов на северном контакте 50—55°, на южном 30—35°. В продольном же разрезе углы падения плоскостей гнейсовидности одинаковы (45—50°) как на западном, так и восточном участках массива.

Массив слагают арфведсонитовые, арфведсонит-эгириновые и эгириновые разновидности гранитов, занимающие в нем строго определенное положение и тем самым обуславливающие его зональное строение. Периферическая зона массива (шириной 0,6—1,2 км) сложена арфведсонитовыми гранитами, далее следует зона (0,5—0,9 км) арфведсонит-эгириновых гранитов, а центральная часть массива представлена эгириновыми гранитами. Эти разновидности гранитов связаны постепенными перехо-

дами. Так, в арфведсонитовых гранитах по мере удаления от контакта в единичных зернах появляется эгирин, количество которого постепенно возрастает к центру массива. Соответственно уменьшается количество арфведсонита до единичных зерен в центре массива.

Гнейсовые (плоскостные) и линейные структуры гранита характеризуются закономерным положением в пространстве и находятся в зависимости от формы контактной поверхности. Гнейсовидность обусловлена закономерным расположением призматических кристаллов эгирина и сгустков кристаллов арфведсонита. Развитие гнейсовых структур в разных частях массива различное. Наиболее отчетливо гнейсовидность наблюдается в приконтактных частях массива и затухает к центру, где отмечаются только линейные структуры.

Линейные структуры, в отличие от гнейсовых, наблюдаются по всему массиву, но наиболее отчетливо они выражены также в приконтактных участках. Они обусловлены ориентированным положением темноцветных минералов и отдельных кристаллов эгирина и арфведсонита. Линейная ориентировка сгустков подчеркивается линейной ориентировкой призматических кристаллов арфведсонита параллельно длинной оси сгустка. В центральной части массива эта структура выражена преимущественно в параллельном расположении удлиненных кристаллов эгирина, равномерно распределенных в породе.

В результате многочисленных замеров элементов залегания гнейсовой и линейной структур было выявлено их концентрическое расположение, обуславливающее в пространстве куполовидную структуру.

В щелочных гранитах наблюдается большое количество трещин (см. рис. 25). Они отчетливо группируются в две системы. Одна из этих систем трещин в плане повторяет форму контакта. В центральной части массива закономерность в расположении этих трещин несколько нарушается, что обусловлено местными изменениями в направлении линейной структуры. В продольном и поперечном разрезах массива эти трещины образуют веера с более пологими углами падения в периферической части массива и крутым, и даже вертикальным падением в центре массива. Эта система трещин располагается перпендикулярно к линейности.

Другая система трещин в плане имеет радиальное расположение. Трещины располагаются перпендикулярно контактам и имеют вертикальное падение. Они располагаются параллельно линейности. Наиболее отчетливо эти трещины выражены в краевых частях массива, где хорошо развиты линейные структуры. В центральной части массива они выражены менее отчетливо и имеют незначительную длину по простиранию.

Судя по взаимоотношению плоскостей гнейсовидности с системой трещин отдельности в гранитах, можно говорить о наличии первичных трещин, как  $Q$ , так и  $L$ .

Третья система трещин имеет незначительное развитие и на блок-диаграмму рис. 25 не нанесена. Эти трещины наиболее развиты в эндоконтактной зоне северного и восточного участков массива и залегают согласно с гнейсовидностью гранитов. Они выполнены обычно кварцевыми жилами. Последние имеют ненарушенное залегание. Мощность их 10—25 см, протяженность не превышает 10 м. По положению относительно плоскостей гнейсовидности эти трещины могут рассматриваться как первичные.

Структурно-геологическое изучение массива щелочных гранитов позволяет предполагать, что внедрение щелочной магмы происходило по разлому в комплексе сланцеватых амфиболитов свиты имандра-варзуга.

Поднятие магмы сопровождалось значительным давлением, о чем свидетельствует переориентировка минералов во вмещающих породах на контакте и интенсивное огнейсование щелочных гранитов в зоне эндоконтакта, при слабой огнейсованности их в центральной части массива. Судя по положению в пространстве первично гнейсовых и линейных структур массива, можно говорить, что последний имеет форму штока. Поступление магмы, по-видимому, происходило снизу вверх в течение одной интрузивной фазы.

## ЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО РАЙОНА

### Массив Чагвеуайв

Тундра Чагвеуайв находится в 4—5 км на северо-запад от устья р. Западной Лицы, на водоразделе рр. Западной Лицы и Титовки. Она

состоит из двух возвышенностей с абсолютными отметками до 195 м. Как самая тундра, так и окружающий ее район совершенно безлесны и покрыты плащеобразным моренным покровом.

Щелочные породы слагают западную возвышенность тундры (Малый Чагвеуайв) и основание западного склона другой ее возвышенности — Большой Чагвеуайв (рис. 26). Массив заключен среди комплекса биотитовых гнейсов, которые имеют северо-западное простирание и падение под большими углами. Вследствие плохой обнаженности точные границы распространения щелочных пород и характер контактовых изменений гнейсов не известны. Этот массив описан А. А. Полкановым (1938).

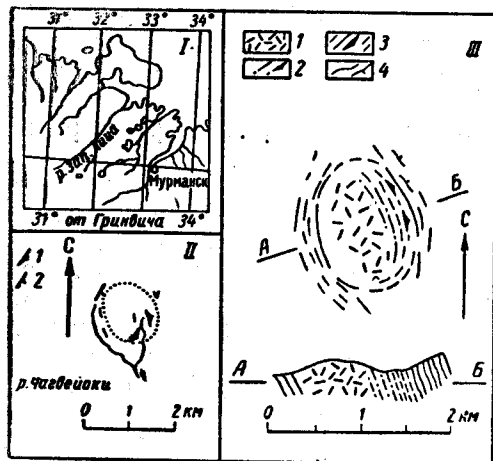


Рис. 26. Массив Чагвеуайв (по А. А. Полканову)

I—местонахождение массива; II—расположение полосатой текстуры (1) и сланцеватости гнейсов (2); III—схема структуры массива: 1—комплекс массивных кварцевых нордмаркитов, 2—то же, с директивной и полосатой текстурой; 3—комплекс альбитовых граносиенитов; 4—комплекс биотитовых гнейсов архея

Породы, слагающие массив, можно разделить на три группы:

- 1) альбитовые граносиениты первой генерации;
- 2) кварцевые нордмаркиты и альбитизированные нордмаркиты или альбитовые граносиениты второй генерации и
- 3) пегматиты и кварцевые жилы. Не выяснено, имеют ли две первые группы самостоятельное геологическое значение или они связаны геологическим единством.

Имеющиеся данные позволяют предполагать сложное строение массива. Альбитовые граносиениты первой генерации распространены только на небольшом участке западного склона горы Большой Чагвеуайв и обнажаются в виде полосы в несколько десятков метров ширины. Породы второй группы слагают большую часть массива. Третья группа представлена многочисленными тонкими и короткими кварцевыми жилами, пересекающимися граносиениты по простиранию полосатых текстур, секущими

пегматитовыми жилами неправильных очертаний и секущей кварцевой жилой с эгирин-авгитом.

В табл. 33 приведены химические анализы горных пород тундры Чагвеуайв. Как видно, химический состав пород тундры довольно однообразный и близок к граносиенитам первой группы.

Таблица 33

	Калиевые сиенито-граниты		Альбитизированный норммаркит второй группы
SiO <sub>2</sub>	71,56	69,32	71,16
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,13	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,15	17,27	15,73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,12	1,13	0,99
FeO	0,72	0,54	0,55
MnO	0,02	0,02	0,02
CaO	0,33	0,59	0,78
MgO	0,36	0,36	0,49
Na <sub>2</sub> O	9,28	6,17	8,68
K <sub>2</sub> O	0,32	4,36	1,33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Нет	Нет	Нет
П.п.п.	0,23	0,16	0,36
H <sub>2</sub> O	0,09	0,05	0,10
Сумма	100,32	100,10	100,33

### ЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТЫ БЕЛОМОРСКОГО РАЙОНА

Заслуживают отдельного описания щелочные граниты, известные в форме малых тел и жилородных залежей среди метаморфизованных основных пород гранулитового массива Сальных и Туадаш-тундр, Колвицкого массива и района Канозера.

Наиболее изученными являются массивы щелочных гранитов в районе Канозера.

#### Массивы в районе Канозера

Впервые щелочные граниты в районе Канозера были установлены в 1931 г. П. В. Соколовым и С. С. Курбатовым при геологической съемке масштаба 1 : 1 000 000.

В дальнейшем изучение канозерских щелочных гранитов велось в 1949—1950 гг. И. В. Бельковым и И. Д. Батиевой.

Древнейшими породами района являются биотитовые и амфиболовые гнейсы с подчиненными им пластовыми телами рассланцованных полевошпатовых амфиболитов. Для пород гнейсового комплекса характерно северо-западное простирание, выдержанное в пределах 305—340°. Падение гнейсов под углом 60—80° к северо-востоку в северо-восточной части района их распространения и под таким же углом к юго-западу в юго-западной части района, указывает на общее антиклинальное строение этой древней складчатой структуры. Породы гнейсового комплекса тождественны гнейсам беломорской толщи района Ковда—Кандалакша.

В северо-восточной части района (рис. 27) распространены олигоклазовые гнейсо-граниты. Они имеют общее северо-западное простира-



ние и протягиваются в северо-западном и юго-восточном направлениях далеко за пределы Канозерского района.

Более молодыми, чем олигоклазовые гнейсо-граниты, являются широко распространенные метаморфизованные породы ультраосновного и основного комплекса — метаперидотиты, метапироксениты, гранатовые амфиболиты, амфиболовые эклогиты, а также гранат-пироксеновые гнейсы. Перечисленные интрузивные метаморфизованные породы по отношению к гнейсам и гнейсо-гранитам имеют секущий характер и более молодой возраст.

Метаморфизованные породы ультраосновного и основного комплекса, в свою очередь, прорваны перидотитами, пироксенитами, габбро-диабазами, габбро-норитами, амфиболлизированными габбро. Эти породы слабо метаморфизованы. Их многочисленные небольшие по размерам массивы имеют отчетливые секущие интрузивные контакты с вмещающими породами и обладают автономной внутренней тектоникой.

Наиболее молодыми изверженными породами района являются щелочные граниты. Ими сложен ряд массивов, среди которых выделяется наиболее крупный главный Канозерский массив, занимающий центральное положение. Значительно меньшие по размерам массивы щелочных гранитов расположены к северу от него, выше впадения р. Умбы в Канозеро, и к югу — в районе озер Черная и Березовая ламбины, на возвышенности Плотичья варака и в районе Порей губы Белого моря. Кроме того, широко распространены мелкие дайковые тела щелочных гранитов, обычно приуроченные к массивам метаморфизованных гранатосодержащих основных пород.

Общая площадь, занятая щелочными гранитами, составляет здесь около 170 км<sup>2</sup>, из которых 150 км<sup>2</sup> приходится на долю главного Канозерского массива. Последний представляет собой вытянутое интрузивное тело, с параллельными друг другу границами, протягивающееся от западного берега Канозера в северо-западном направлении в виде полосы в 4—7 км шириной на расстояние 30 км. Северо-восточная граница массива почти на всем ее протяжении определяется контактом щелочных гранитов с метаперидотитами Канозера. Вдоль юго-западной границы массива вмещающими породами для щелочных гранитов являются гнейсы и различные породы основного и ультраосновного комплексов. В северной части массива щелочные граниты вклиниваются в древние биотитовые гнейсы вдоль направления плоскостей их сланцеватости, мигматизируют гнейсы и постепенно, как бы рассасываясь, теряются в них.

В пределах массива для щелочных гранитов наиболее характерной является гранито-гнейсовая фация, определяющаяся отчетливой плоскостной и линейной ориентировкой темноцветных минералов, главным образом щелочной роговой обманки.

Гнейсовидность в щелочных гранитах располагается по большей части строго параллельно плоскостям контактов их с боковыми породами. В тех случаях, когда плоскость контакта сечет вмещающие породы, сопряжение плоскостей гнейсовидной текстуры щелочных гранитов и боковых пород является несогласным. При этом в эндоконтактных зонах нередко наблюдается вторичное осланцевание боковых пород, приводящее к видимому согласию. Характерной особенностью является усиление гнейсовидности и более отчетливое развитие линейных элементов текстуры щелочных гранито-гнейсов по мере приближения к контактам их с боковыми породами.

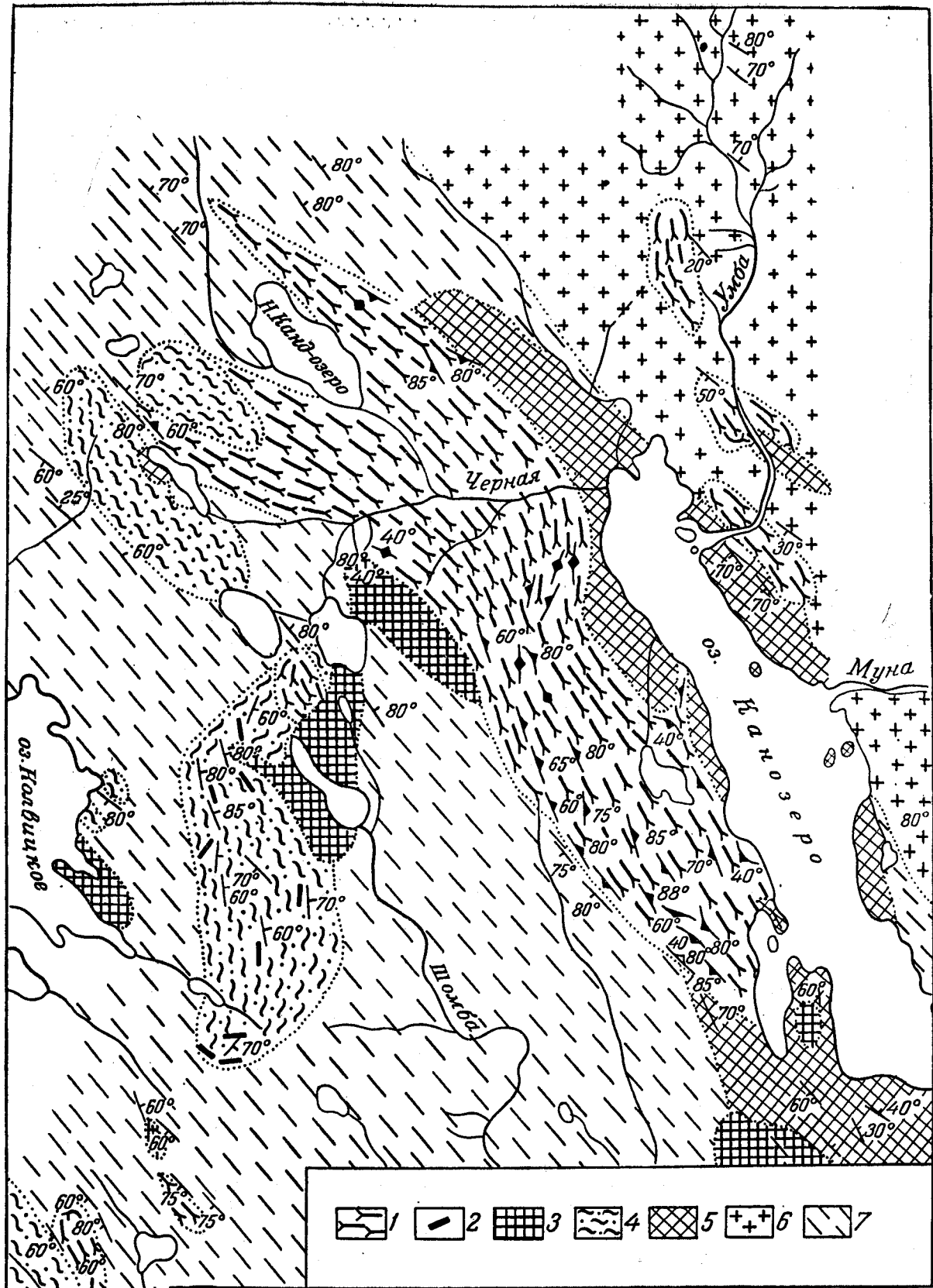


Рис. 27. Геологическая карта района Канозера—Колвицкого озера (по И. В. Белькову и И. Д. Батиевой)

1—щелочные гранито-гнейсы и аляскиты с ксеолитами вмещающих пород; 2—дайки щелочных гранитов; 3—габбро-диабазы, амфиболизированное габбро, габбро-нориты, пироксениты и перидотиты; 4—амфиболовые эклогиты, гранатовые и частью полевошпатовые амфиболиты, пироксено-гранатовые гнейсы; 5—метаперидотиты; 6—олигоклазовые гнейсо-граниты, 7—биотитовые, биотито-амфиболовые гнейсы

Среди щелочных гранито-гнейсов в изобилии встречаются ксенолиты боковых пород. Вблизи контактов в особенно большом количестве присутствуют ксенолиты основных пород. В некоторых участках массива развиты типичные эруптивные брекчии, но обычно включенными являются отдельные ксенолиты и глыбы амфиболитов, размерами до нескольких сот метров в поперечнике, имеющие удлиненную форму. Гнейсовидная текстура в обломках обычно согласна с гнейсовидностью во вмещающих эти обломки щелочных гранито-гнейсах.

Наконец, отслоенными и включенными в щелочные гранито-гнейсы бывают настоящие отторженцы боковых пород, размеры которых достигают 1—2 км<sup>2</sup>. Нередко ксенолиты и отторженцы находятся в центральных частях массива, но обнаруживая непосредственной связи с контактными зонами.

Особенности внутреннего строения и взаимоотношений пород, характерные для Канозерского массива, в общем свойственны и сопровождающим его другим, меньшего размера массивам щелочных гранито-гнейсов. Вмещающими их породами чаще всего являются метаморфизованные гранатодержащие породы ультраосновного и основного комплекса. Магма щелочных гранитов внедрилась в них по системам трещин и разломов, как бы сцементировала отдельные блоки и глыбы их и образовав массивы гигантской эруптивной брекчии. При заполнении отдельных трещин во вмещающих породах магмой щелочных гранитов возникали изолированные в большинстве случаев маломощные дайки с развитой в них гнейсовой фацией щелочных гранитов и типичными бластомилонитами. Большинство даек имеет близкое к меридиональному простирание и падение в направлении к главному Канозерскому массиву, апофизами которого, по-видимому, они являются.

Интрузия щелочных гранитов завершилась внедрением аляскитовой магмы, которое предшествовало образованию пегматитовых жил щелочных гранитов, секущих как щелочные гранито-гнейсы, так и аляскиты. Общая площадь, занятая аляскитами, приблизительно составляет 10% всей площади, занятой щелочными гранитами. Аляскиты образуют ряд небольших самостоятельных массивов, по своему характеру сходных с массивами щелочных гранитов.

В результате структурно-геологического изучения массивов щелочных гранитов, сопровождавшегося микроструктурным анализом гранитов, были выяснены условия формирования интрузии канозерских щелочных гранитов в целом.

В момент интрузии магмы щелочных гранитов район Канозера представлял собой в структурном отношении одноярусный участок жесткой платформы, сложенной кристаллическими породами докембрия, обладавшими сложной тектоникой. Ограниченная возможность пластических деформаций твердой докембрийской глыбы обусловила возникновение односторонних напряжений, выразившихся в расколах и перемещениях разделенных глыб. Таким образом, интрузивная деятельность в этих условиях определялась поступлением магмы по расколам.

По главному расколу, в основном совпадавшему с границей между древними гнейсами и заключенным в них крупным интрузивным телом метаперидотитов, произошла интрузия магмы щелочных гранитов. Плоскость этого раскола падает под крутыми углами к восток-северо-востоку и является секущей по отношению к тектоническим структурам боковых пород. Следовательно, в общих чертах, по своей форме Канозерский массив ближе всего отвечает форме мощной гранитной дайки.

Внутренняя первичная структура Канозерского массива щелочных гранитов согласуется с положением плоскостей его контактов, простирающиеся которых несогласно с простираемием вмещающих пород. Таким образом, внутренняя первичная тектоника массива является несогласной с тектоникой вмещающих пород.

Интрузия канозерских щелочных гранитов была однофазная. Несколько более позднее внедрение аляскитов следует рассматривать в качестве субфазы той же интрузии. Внедрение аляскитов происходило в той же тектонической обстановке, что и внедрение магмы главной интрузивной фазы.

Канозерские граниты петрографически неоднородны. Они образуют две генетически связанные между собой группы пород — собственно щелочные граниты и аляскиты. Каждая из них включает разновидности, отличающиеся по своему вещественному составу или текстурным и структурным особенностям.

В группе щелочных гранитов различают щелочные гнейсо-граниты, наиболее широко распространенные, щелочные гнейсы и бластомилониты, лейкократовые аплитовидные фации щелочных гнейсо-гранитов. Все они представляют собой светлые средне- и мелкозернистые породы с более или менее отчетливо выраженной гнейсовидной текстурой, обусловленной наличием плоскостного и обычно линейного параллелизма в распределении цветных компонентов.

Типичными для них являются гипидиоморфная и аллотриоморфная структуры. Менее распространены гранобластовая и катакластическая структуры, особенно характерные для щелочных гнейсов и бластомилонитов.

Главными компонентами щелочных гранитов являются кварц, микроклин, альбит (№ 4—5), щелочная роговая обманка — феррогастингсит. В переменных количествах присутствуют эгирин-авгит, биотит. Обычными минералами акцессорной группы являются магнетит, сфен, эпидот, ортит, апатит, циркон, флюорит. Кроме них, встречаются гранат, гематит, халькопирит, пирит, пирротин, молибденит.

Аляскиты, являющиеся дифференциатами магмы щелочных гранитов, характеризуются лейкократовым составом с преобладанием кислого плагиоклаза над микроклином, присутствием в качестве цветных компонентов биотита и мусковита; они неравномернозернисты и редко обладают гнейсовидной текстурой. Менее распространенной разновидностью аляскитов являются пегматоидные граниты.

Для характеристики химического состава канозерских гранитов были выполнены анализы всех их петрографических разновидностей. Из приведенных в табл. 34 данных анализов следует, что щелочные гранито-гнейсы и их бластомилониты имеют сходный химический состав, что находит отражение и в общности минералогического состава этих пород.

Особенностями химического состава пород является высокое содержание в них железа и повышенное содержание кальция. Отражение этих особенностей в минералогическом составе щелочных гранитов проявляется в присутствии кальциево-железистого щелочного амфибола — феррогастингсита (табл. 34) при наличии плагиоклазов бедных кальцием — альбитов, а также в присутствии в повышенном количестве кальций- и железосодержащих минералов акцессорной группы: магнетита, сфена, эпидота, ортита, апатита, флюорита и др.

Таблица 34

	Канозеро							Хангас- варака	Березовая лэмбина	Хангас- варака	Плотичья варака
	Щелочные гранито-гнейсы				Меланокра- товый ще- лочной гра- нито-гнейс	Аплитовый гранит	Феррогас- тингсит	Щелочной гранито- гнейс	Бластомилонит щелочного гранита		Аплитовый гранит
SiO <sub>2</sub>	69,41	71,17	70,15	66,45	64,85	68,11	37,72	70,86	71,37	72,00	75,42
TiO <sub>2</sub>	0,62	0,65	0,45	0,73	0,95	0,34	1,09	0,46	0,50	0,45	0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,18	10,40	12,71	11,21	11,59	12,65	11,15	12,75	12,39	12,47	11,39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,01	3,44	2,60	4,22	4,41	5,38	8,81	1,61	1,88	1,60	1,46
FeO	3,25	4,17	3,58	4,42	6,65	2,56	23,42	3,71	2,90	3,21	1,71
MgO	0,34	0,17	0,47	Сл.	0,22	0,00	2,59	0,03	0,36	0,45	0,27
CaO	2,07	2,17	1,53	2,83	3,48	2,02	7,20	1,55	1,48	1,50	0,81
Na <sub>2</sub> O	3,73	2,93	2,97	5,31	2,81	4,25	1,43	3,15	3,02	2,76	2,97
K <sub>2</sub> O	4,45	4,82	3,74	4,41	3,94	4,22	3,63	5,03	4,98	4,55	4,84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,06	0,12	0,06	0,12	0,00	—	0,05	0,02	Не опр.	0,05
MnO	0,00	0,02	0,07	0,12	0,15	0,10	0,76	0,08	0,10	0,07	0,05
H <sub>2</sub> O*	0,15	0,17	0,24	0,02	0,29	0,03	0,27	0,16	0,14	0,24	0,03
П.п.п.	0,18	—	0,12	—	0,26	0,15	1,83*	0,26	—	0,02	0,41
	—	—	—	—	—	—	0,56	—	—	—	—
Сумма	100,56	100,17	98,75	99,78	99,72	99,81	100,46	99,70	99,14	99,32	99,67

\* Прямое определение H<sub>2</sub>O.

Аплитовидные граниты, а также аляскиты отличаются повышенным содержанием кремнезема, в соответствии с чем они обеднены темноцветными и акцессорными минералами и обогащены кварцем.

Канозерские граниты по своему химическому составу, вообще говоря, близки к щелочноземельным гранитам средних типов изверженных пород. Но особенности минералогического состава — присутствие в них эгирин-авгита, феррогастингсита, альбита, а также преобладание микроклина над альбитом, — определяют принадлежность этих пород к группе щелочных гранитов.

Некоторые особенности химизма канозерских щелочных гранитов, а именно — повышенное по сравнению с обычным для щелочных гранитов содержание кальция и железа может найти объяснение в явлениях ассимиляции и гибридизма на глубине при внедрении гранитной магмы в узкие трещины в основных и ультраосновных породах, как это имеет место в районе Канозера и Колвицкого озера.

Интрузия канозерских щелочных гранитов завершилась образованием огромного количества пегматитовых, аплитовых и кварцевых жил, размещенных как в самих гранитах, так и в боковых породах. Размеры большинства жил невелики, но некоторые из них достигают сотен метров в длину при 10—15 м мощности.

Характерной особенностью пегматитовых жил является присутствие в них светло-зеленого амазонита. Парагенетическая ассоциация минералов канозерских амазонитовых пегматитов свидетельствует о принадлежности последних к типу сравнительно высокотемпературных пегматитов с редкоземельной минерализацией, присущей амазонитовым пегматитам щелочных гранитов центрального водораздела Кольского п-ова. В кварцевых жилах обнаружен молибденит.

#### **Массивы в районе Сальных, Тепси, Карека и Терма тундр**

Впервые проявления щелочных гранитов в Сальных тундрах и в районе Яврозера были установлены А. М. Шукевичем (1935 г.).

На северо-западном склоне горы Териш-Уэйб щелочные граниты, залегающие среди основных гранулитов, образуют неясной формы тела с простиранием на северо-запад  $305^\circ$  и падением на юго-запад под углом  $35^\circ$ . В верховьях р. Вувы щелочные граниты наблюдаются в виде маломощных вертикально падающих жил, секущих олигоклазовые гнейсо-граниты.

На контакте перидотитов с гиперстеновыми норитами в южной части горы Застейд II щелочные граниты отмечаются в форме согласных жил, имеющих простирание  $295^\circ$  и крутое северо-восточное падение.

На Моцет-варакке, в контакте древнейших гнейсов с гранулитами, на горе Налыхт и северо-западнее оз. Кацким А. М. Шукевич обнаружил маломощные жилы щелочных гранитов (10—50 см) меридионального простирания.

Характерной особенностью щелочных гранитов описываемых участков является их незначительное площадное развитие, аплитовидное и гнейсовидное сложение и закономерная приуроченность к контактовым зонам с породами гранулитовой формации и к разломам, проходящим вдоль, реже поперек, этих зон.

Как указывает А. М. Шукевич, щелочные граниты оказывают интенсивное метасоматическое воздействие на гранулиты и даже на секущие их лабрадориты. В ходе процесса метасоматоза пироксены, гранат, частью основной плагиоклаз замещаются амфиболом и породы в непо-

средственном контакте с щелочными гранитами превращаются в типичные амфиболиты, лишь участками обнаруживающие признаки первичных структур и состава (реликты пироксена, граната).

А. М. Шукевич высказывает предположение о более молодом возрасте щелочных гранитов по отношению к развитым здесь микроклиновым гранитам. Соотношения с никеленосными основными интрузиями, залегающими по периферии гранулитового массива, не ясны.

Микроскопическое изучение описываемых щелочных гранитов показывает, что в их составе принимают участие микроклин, микроклин-пертит, эгирин, эгирин-авгит, щелочная роговая обманка (точная диагностика не приведена автором), альбит, кварц, гранат, ортит, титанит. Второстепенные минералы — магнетит, титаномagnetит, апатит, эпидот, кальцит. Гранат отличается ярким красным цветом и совершенно не содержит каких-либо включений (включения весьма характерны для граната гранулитов).

Геологическими исследованиями Е. Н. Володина (1939 г.) в южной части Сальных тундр было установлено наличие крупного тела щелочных роговообманковых гранитов, сопровождаемого мигматитами по всем более древним породам. Эта интрузия роговообманковых гранитов (горы Тыртший, Тяг-вакш и южная часть долины р. Вувы) прослеживается в широтном направлении на 12 км при мощности до 2,5 км.

В краевых контактовых зонах роговообманковый гранит приобретает более мелкозернистое строение, чем в центральных частях интрузии. Главными минералами субщелочного роговообманкового гранита являются микроклин, кварц, олигоклаз, биотит и амфибол. Аксессуары представлены апатитом, ортитом, цирконом, сфеном. Крупные зерна микроклина часто содержат зерна плагиоклаза. В массивных разностях гранитов структура гипидиоморфно-зернистая.

Амфибол, судя по оптическим свойствам, является промежуточным между щелочной и обыкновенной роговой обманкой. Пироксен ряда эгирин-авгита появляется в гранитах на контактах с амфиболитами.

В процессе поисково-разведочных работ в юго-восточной части Сальных тундр Д. В. Полферовым и В. Я. Прозоровым (1948 г.) в районе гор Ворос-Сув, Подасуайв и западных склонов горы Яуршлаг установлены дополнительные участки, сложенные мигматитами субщелочного микроклинового гранита, которые локализуются в зоне тектонического нарушения, обладают почти широтным простираем при падении на северо-восток под крутыми углами. Мигматиты имеют тонкополосатое сложение и гнейсовую текстуру. По данным В. Я. Прозорова, субщелочные мигматиты древнее пироксенитовых интрузий гор Подасуайв и Застейд.

Минералогический состав мигматитов характеризуется присутствием микроклина, ленточного кварца, олигоклаза, субщелочного амфибола, биотита, эгирин-авгита и граната. Аксессуары — апатит, циркон, ортит, магнетит. Структура пород гранобластовая до порфиробластовой. Гранат интенсивно корродирован и содержит многочисленные включения.

В другой части Беломорского района, юго-западнее оз. Гирвас на Тепси (Тюбе) тундре, А. М. Шукевичем, Н. А. Курылевой и И. И. Гавзе (1940 г.) были обнаружены щелочные граниты, кварцевые сиениты и их пегматиты. Эти породы занимают площадь около 11 км<sup>2</sup>. Указанные исследователи наблюдали постепенные переходы между щелочными гранитами и мигматитами микроклиновых гранитов предположительно II группы.

Щелочные граниты тундры Тепси по внешнему облику представляют собой светлые розоватые мелко- и среднезернистые породы, в большинстве случаев с гнейсовой, реже, с массивной текстурой. Структура гранитов гранобластовая с признаками метасоматической. Главными минералами являются микроклин, плагиоклаз, ряда альбит-олигоклаза и кварц. Подчиненное значение имеют гастингситовый амфибол, эпидот, гранат, сфен и рудный минерал. Отмечается активная роль микроклина, замещающего плагиоклаз.

Щелочные граниты отличаются от сиенитов по содержанию кварца и более отчетливому проявлению метасоматических процессов, выраженных как в замещении олигоклаза микроклином и альбитом, так и в образовании ленточного вторичного кварца. Кроме того, в составе щелочных сиенитов принимает участие пироксен, содержащий щелочную молекулу.

Пегматиты, которые, по мнению вышеуказанных геологов, генетически связаны с щелочными гранитами, встречаются в форме тел неправильной формы, характеризующихся постепенными переходами к вмещающим их щелочным гранитам. По составу пегматиты являются микроклинно-плагиоклазовыми.

На тундрах Карека и Терма, прилегающих к Тепси тундре, зарегистрировано несколько десятков пегматитовых жил, то согласных с залеганием вмещающих пород, то секущих их. Часть жил связана с олигоклазовым и микроклиновым гранитами.

Относительная практическая ценность пегматитов указанных тундр определяется возможностью использования лишь их полевошпатовой составной части (микроклин). Промышленное ослюдование отсутствует.

### Массивы в районе Порьей губы

Щелочные граниты северо-западнее Порьей губы и на о. Медвежьем были впервые установлены в 1936 г. (Ожинский, Моисеев).

Собственно щелочные граниты имеют здесь подчиненное значение; преимущественным развитием пользуются мигматиты и метасоматиты щелочного гранита по гранатовым габбро-норитам и гиперстеновым диоритам. Нориты и диориты подвергались интенсивной метасоматической переработке и в настоящее время представлены амфиболитами, среди которых лишь местами сохраняются реликты неизмененных пород.

Щелочные граниты Порьей губы встречаются только в гнейсовой фации. Инъекция гранитов послойная, местами очень тонкая. Собственно граниты образуют в норитах и диоритах (анортозито-норито-диоритовый комплекс гранулитовой формации) жилы мощностью до 4—5 м (рис. 28).

По внешнему виду щелочные граниты, благодаря мелкозернистому строению, красному цвету и незначительному содержанию цветных минералов, напоминают аплиты. Д. С. Белянкин, впервые описавший эти породы на о. Медвежьем, назвал их красными гнейсами.

Щелочные граниты и мигматиты, имея северо-западное простирание, залегают вполне согласно с вмещающей толщей норитов и диоритов. Верхняя возрастная граница щелочных пород Порьей губы в некоторой степени определяется интрузиями перидотитов и габбро, которые, по имеющимся отрывочным данным, залегают в мигматитах щелочного гранита в виде секущих (?) интрузий.



Под микроскопом жильные щелочные граниты обладают либо паналлотриоморфной, либо гранобластовой структурой. Часто также наблюдаются катакластические структуры.

Основным минералом гранитов является решетчатый микроклин, спорадически содержащий пертитовые вроски альбита. Микроклин почти всегда содержит изъеденные, причудливой формы зерна плагиоклаза с мирмекитовыми каемками. Плагиоклаз в самостоятельном развитии почти не встречается. Кварц образует мелкие гранулированные зерна.

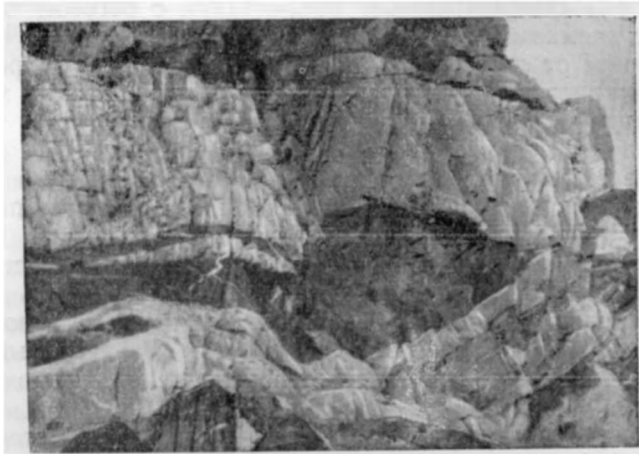


Рис. 28. Инъекция щелочных гранитов в амфиболизированные нориты Медвежьего острова в Порьей губе (фото Л. Я. Харитонова)

Совершенно незначительную роль в составе щелочных гранитов играют амфибол, пироксен и слюда.

Амфибол образует мелкие резорбированные зерна. Судя по большому углу оптических осей, малому углу погасания  $N_p(001) = 3-5^\circ$ , отрицательному удлинению, низкому двупреломлению, равному 0,005, и сильному плеохроизму от сине-зеленых до черных цветов, амфибол может быть определен как щелочной, принадлежащий к группе рибекита.

Пироксен представлен светло-зеленым эгирин-авгитом ( $N_p(001) = 38^\circ$ ,  $2V = +70^\circ$ ), который иногда замещается рибекитом. Зерна эгирин-авгита характеризуются мелкими размерами и совершенно неправильными формами при отсутствии концевых граней.

Буро-коричневая слюда встречается главным образом в непосредственном контакте щелочных гранитов с вмещающими породами.

Аксессуарными минералами щелочных гранитов являются ильменит, ортит, циркон, сфен, апатит, ксенотим.

Щелочные граниты, проникая в форме тонкой инъекции или пластообразных жил в породы габбро-норито-анортозитового комплекса, изменяют их в полевошпатовые амфиболиты. Среди амфиболитов сохраняются почти незатронутые метасоматозом реликты габбро-норитов, имеющие форму линз.

Макроскопически хорошо видно исчезновение граната и вытеснение светло-коричнево-зеленого пироксена норитов черной роговой обманкой в контактах с гранитом. Обычно мощность амфиболизированной зоны

в 20—30 раз превышает мощность гранитных жил или трещин, по которым происходила циркуляция растворов.

Микроскопическая картина процесса амфиболитизации очень характерна и отчетлива.

Амфиболиты, образовавшиеся за счет габбро-норитов, в непосредственном контакте с щелочными гранитами обладают гранобластовой структурой и сложены роговой обманкой с плеохроизмом от светло-желтовато-зеленого цвета по  $Np$  до травяно-зеленого по  $Ng$ ,  $Ng(001) = 12^\circ$ ,  $-2V = 64^\circ$ ; плагиоклазом № 32—35, часто серицитизированным; кварцем (иногда в форме симплектитовых прорастаний с роговой обманкой) и ильменитом с каемками лейкоксена.

С удалением от контакта в амфиболитах появляются редкие зерна диопсида или гиперстена, иногда граната, окруженные и замещаемые роговой обманкой. Рудные зерна разъедаются и местами замещаются биотитом. Кварц отсутствует.

В значительном удалении от контакта роговая обманка играет роль второстепенного, но активного минерала, замещающего пироксены и гранат.

Характер процесса амфиболитизации указывает на существенное значение кремневого метасоматоза: пироксены, гранат и часть рудных минералов превращаются в зеленую роговую обманку, плагиоклаз становится более кислым и замещается серицитом. Вытесненный при этом кальций частью связывается в роговой обманке, частью в титаноморфите.

Важной чертой структуры щелочных гранитов являются признаки механической деформации их после затвердевания (катаклиз, милонитизация). Это находится в связи с тем, что граниты образуют складки небольшой амплитуды (например, на о. Медвежьем) и изогнуты вместе с вмещающими или захваченными ими амфиболитизированными габбро-норитами. Последние реагировали на деформации как жесткие непластичные блоки, в результате чего возникали типичные будины габбро-норитов с пегматитовыми «выжимками» на концах. Таким образом, тип деформаций отвечает относительно глубинным условиям.

К юго-западу от оз. Колвицкого З. А. Бурцева, Н. И. Апухтин и Ю. Д. Смирнов (1950 г.) установили проявление щелочных гранитов в форме мигматитов, приуроченных к зонам тектонических нарушений северо-западного простирания.

Щелочные граниты, залегающие среди основных пород в Беломорском районе Мурманской области, обладают рядом специфических особенностей, которые необходимо учитывать при суждении о месте и роли этих пород в истории геологического развития региона. Эти особенности следующие:

1. Щелочные граниты имеют незначительное площадное развитие (жилы, мелкие тела).
2. Граниты находятся в гнейсовой фации, они участвовали в складчатых движениях вместе с породами комплекса гранулитов и сопровождаются полями мигматитов по этим породам и, отчасти, гнейсам архея. Внутренняя структура их подчинена структуре вмещающих пород.
3. Щелочные граниты характеризуются закономерным пространственным размещением, выражающимся в приуроченности их к контактному тектонически нарушенным зонам гранулитов.
4. С щелочными гранитами связаны интенсивные процессы существенно кварцевого метасоматоза, ведущие к амфиболитизации вмещающих

пород, но без сколько-нибудь значительного при этом выноса щелочей из гранитов.

5. Состав щелочных гранитов, взаимоотношения слагающих их минералов, наличие реликтов плагиоклаза в микроклине гранитов свидетельствуют о существенной роли метасоматоза в образовании самих гранитов.

6. Щелочные граниты моложе комплекса гранулитов и лабрадоритов, но древнее никеленосных основных интрузий и связаны постепенными переходами с микроклиновыми гранитами, вероятно, III группы.

Указанные особенности заставляют рассматривать щелочные граниты этого района как породы, возможно, протерозойского возраста.

### *Комплекс даек основных пород*

Впервые основные породы в виде даек были отмечены на Кольском п-ове Бетлингом (Böhtlingk, 1840) под названием диоритов. Позже Д. Киль, С. Буковецкий, Л. Подгаецкий и М. Н. Мельников указывали на многочисленные жилы «зеленого камня» на всем протяжении северного побережья Кольского п-ова до Святого Носа. Специальное изучение даек этих пород было проведено в пределах Кольского фиорда А. А. Полкановым (1935а), а для района сс. Териберки и Гаврилово на Мурманском берегу они были подробно описаны Н. П. Лупановой (1935а). Последующее геологическое картирование района Печенги, Монче-тундры, Кейв, а также отдельных участков северного побережья Кольского п-ова, выявило широкое распространение этих пород как в форме крупных и мелких даек, так и в виде штокообразных, неправильной формы тел габбрового, габбро-диабазового и габбро-пироксенитового состава.

Породы рассматриваемого дайкового комплекса группируются, как это хорошо видно на приложенной к полутому геологической карте, в виде системы многочисленных даек в трех районах северного побережья Кольского п-ова: в районе сс. Иоканьги, Териберки и Кольского фиорда. Эти «рои» даек, во всех трех районах имеющие господствующее северо-восточное простираие, очевидно, образовались в результате разломов, закономерно группирующихся в направлении, почти перпендикулярном простираию основных складчатых зон Кольского п-ова.

Наиболее хорошо дайки обнажены в районе Кольского фиорда и на северо-восточном Мурманском берегу Кольского п-ова, хуже в местах, удаленных от моря, озер и рек.

А. А. Полканов (1923, 1935а, 19376 и др.) на основании анализа возрастных взаимоотношений даек, механики возникновения открытых трещин разрыва и других типов дислокаций пришел к выводу о возникновении под воздействием тектонических движений, направленных с северо-запада и с северо-востока, системы разрывных дислокаций и образовании по ним даек. Возраст даек определяется как каледонский, и частью, вероятно, герцинский, поскольку часть из них пересекает эокембрий Рыбачьего п-ова. Другая же часть даек моложе, как секущая основные никеленосные интрузии Печенгских тундр, Монче-тундры и щелочные граниты центрального водораздела Кольского п-ова.

Помимо этих двух разновозрастных групп даек, согласно А. А. Полканову, имеется серия архейских даек амфиболит-диабазов, затем серия диабазовых даек протерозойского возраста и др.

Среди известных на Кольском п-ове дайковых пород выделяются две обширные группы: 1) группа диабазов и 2) группа щелочных пироксенитов, авгитовых порфиритов и эссекситовых диабазов, принадлежащих к 4—6 последовательным интрузиям.

Дайки группы диабазов имеют широкое распространение в пределах северного побережья; они не были пока встречены только в сланцеватых амфиболитах, в порфиридных микроклиновых гранитах и в щелочных интрузивных породах, относящихся к герцинскому возрасту. Все остальные породы пересекаются дайками диабазов.

Мощность даек диабазов от нескольких десятков сантиметров до 20 м, изредка 50—60 и даже 200—300 м. По простиранию они нередко прослеживаются на несколько километров и даже на несколько десятков километров. Одна из наиболее крупных даек отмечена Т. П. Вронко (1951 г.) в долине р. Зарубихи. Протяженность ее составляет 16 км, а мощность от 500 до 1000 м. Отличительной особенностью даек не только диабазов, но и других пород является их выдержанное залегание; определенные группы даек имеют более или менее одинаковое господствующее северо-восточное и реже восточное простирание. Падение даек преимущественно крутое, редко встречаются пологонаклонные и даже горизонтальные дайки.

Петрографический состав даек довольно разнообразен, среди слагающих их пород отмечаются кварцевые диабазы, энстатито-кварцевые диабазы и порфириты, диабазовые порфириты, диабазы, уралитизированные диабазовые порфириты с кварцем или без кварца, энстатитовые диабазы и порфириты, оливинно-энстатитовые диабазы и порфириты, оливиновые диабазы, витрофировые диабазы и афаниты.

А. А. Полканов (1929б) описал оригинальную дайку диабаза несимметричного строения. Эта дайка мощностью в 24 м наклонена к северо-востоку под углом в 30°. Крупные вкрапленники таблитчатого лабрадора до 12 см в поперечнике образуют скопления в виде 5 поясов, параллельных зальбандам дайки, у ее всячего бока. Подробно анализируя структуру дайки и причины образования скоплений крупных вкрапленников лабрадора, А. А. Полканов пришел к выводу, что крупные кристаллы лабрадора кристаллизовались в подкоровом очаге. Позднее, при выполнении трещины магмой, заключавшей эти кристаллы, под влиянием движения (течения) и вследствие относительно меньшего удельного веса вкрапленников по сравнению с основной массой, происходило перемещение их кверху и послойное расположение в виде поясов (первичное расслаивание).

В диабазовых дайках в некоторых случаях можно наблюдать своеобразные явления регенерации гранитов, описанные А. А. Полкановым (1913) и позднее Н. П. Лупановой (1930 г.). Обломки вмещающих гранито-гнейсов, заключенные в дайке, переплавились, и после того как диабаз затвердел, гранитный расплав выполнял трещины в дайке.

Дайки габбро, габбро-норитов, пироксенитов, пикрит-порфиритов и эссекситовых диабазов. Помимо диабазовых даек, в различных местах Кольского п-ова встречаются дайки пород габбро-перидотитовой магмы. Среди пород этой группы были встречены габбро, кварцевые нориты, нориты, оливиновые пироксениты, серпентинизированные биотитовые перидотиты, пикрит-порфириты, авгитовые порфириты, амфиболовые камптониты, баркевикитовые (эссекситовые) диабазы. Дайки этих пород, так же как и диабазовые, имеют обычно небольшую мощность и крутые углы наклона.

Обращает на себя внимание щелочной характер некоторых разновидностей пород этой группы. Следует отметить, что щелочные или полущелочные дайковые породы, возможно, генетически связаны не с каледонскими интрузиями, а с герцинскими.

В описанных диабазах Кольского п-ова пока не известны месторождения полезных ископаемых, однако сами диабазы представляют значительный интерес как строительный материал и сырье для каменного литья.

Из рудных минералов в некоторых крупных дайках отмечается титаномагнетит. Специальные исследования этих пород с точки зрения их рудоносности пока не проводились. Кроме титаномагнетита, в некоторых дайках диабазов отмечается редкая сульфидная вкрапленность (пирротина и халькопирита).

## СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

### *Интрузии нефелиновых сиенитов Хибинских и Ловозерских тундр*

Крупнейшие в мире интрузии нефелиновых сиенитов Хибинского и Ловозерского массивов, расположенные в центральной части Кольского п-ова, с которыми связаны месторождения апатита, нефелина и редких металлов, имеют огромное практическое значение.

В отличие от вышеописанных интрузий ультраосновных и щелочных пород, эти интрузии сложены только щелочными породами — нефелиновыми сиенитами. Они образовались в течение ряда последовательных интрузивных фаз. Выявление одновременных фаз интрузий было проведено при детальном картировании, сопровождавшемся тщательным структурным анализом элементов прототектоники (трахитоидных и первичнополосатых текстур). В результате изучения прототектоники нефелиновых сиенитов удалось установить, что внедрение магмы происходило в условиях тектонически пассивной окружающей среды — вмещающих пород по кольцевым и коническим разломам в них (Хибинский массив) или совершалось последовательными этапами в виде пластообразных интрузий щелочной магмы в покровные толщи верхнедевонских осадочных и эффузивных пород (Ловозерский массив).

Геологический возраст Ловозерского массива определяется наличием в кровле его ксенолитов осадочных пород с верхнедевонскими растительными остатками. Что касается Хибинского массива, то прямым геологическим доказательством его палеозойского возраста не имеется, за исключением данных по определению абсолютного возраста (около 300 млн. лет). Учитывая эти данные, а также аналогию его с Ловозерским массивом, время образования Хибинского массива нефелиновых сиенитов можно определить как последевонское.

Хибинский и Ловозерский массивы, сложенные разнообразными комплексами щелочных пород — нефелиновых сиенитов, отличаются от ранее описанных массивов ультраосновных и щелочных пород рядом геохимических особенностей, определяющих характер и состав месторождений полезных ископаемых, связанных с ними. Эти своеобразные особенности геохимии Хибинского и Ловозерского массивов обусловили появление здесь ряда месторождений полезных ископаемых, неизвестных нигде, кроме Кольского п-ова.

По данным А. Е. Ферсмана (1941), для Хибинского массива возможно разделение химических элементов на следующие группы:

а) главные химические элементы — натрий, алюминий, кремний, калий, кальций; сюда же, может быть, следует отнести фтор и хлор; б) наиболее типичные и ведущие элементы — фосфор, ниобий, титан, стронций, цирконий, редкие земли (преимущественно из цероволантановой группы) и, отчасти, молибден.

Кроме этих основных двух групп элементов, А. Е. Ферсман выделяет еще три группы, не имеющие важного значения.

Большую практическую ценность в Хибинах имеют:

а) апатитовые месторождения,

б) нефелиновые месторождения,

в) ловчорритовые месторождения (редкие земли, в подчиненном количестве ниобий и тантал).

Кроме того, здесь известны сфеновые месторождения и молибденовые рудопроявления.

Ловозерский массив в отношении геохимии имеет много общего с Хибинским массивом, но отличается повышенным содержанием в породах ниобия, тантала, циркония и редких земель. Участки нефелиновых сиенитов, обогащенные эвдиалитом, представляют собой месторождения циркония.

### Хибинский массив

Первые отрывочные сведения о Хибинах приводятся в работе капитана Широшкина (1835). Позднее А. Миддендорф (1853) обнаружил здесь сиениты с арфведсонитом и содалитом. В 1881 г. Н. Кудрявцев, совершивший путь от Колы до Кандалакши, отметил выходы роговообманковых сиенитов (нефелиновых сиенитов Хибин).

В конце прошлого века в результате двухлетних работ в Хибинских тундрах В. Рамсей дал первую геологическую карту Хибинского массива.

Только после Великой Октябрьской социалистической революции начинаются систематические детальные исследования Хибинских тундр. В период 1920—1928 гг. Хибины изучаются экспедициями Института по изучению Севера под руководством А. Е. Ферсмана и Б. М. Куллетского. В 1934—1935 гг. сотрудниками Ленинградского геологического управления под руководством Н. А. Елисеева была составлена геологическая карта Хибинского массива. Это позволило выяснить основные черты его строения.

Наряду с этими работами, трестом «Апатит» проводились промышленные разведки апатитовых и других месторождений массива, а Кольским филиалом Академии наук СССР продолжались и продолжают в настоящее время минералогические и геохимические исследования горных пород массива и связанных с ними месторождений полезных ископаемых.

Хибинский нефелино-сиенитовый массив располагается в центральной части Кольского п-ова, между оз. Имандра на западе и Умбозером на востоке, и занимает площадь в 1327,5 км<sup>2</sup>. Породы этого массива слагают Хибинские тундры, от которых он и получил свое название. Хибинские тундры возвышаются над окружающей болотистой низиной примерно на 1000 м. Абсолютные отметки отдельных их вершин превышают 1200 м.

С запада и юга Хибинский массив окружен породами свиты имандра-варзуга, с севера и юго-востока — архейскими гнейсами (рис. 29). К западу и юго-западу от него известны небольшие участки пород пред-



Кроме главной Хибинской интрузии, известна небольшая интрузия щелочных и нефелиновых сиенитов, расположенная в нескольких километрах к югу от Хибинского массива среди осадочно-вулканогенных пород свиты имандра-варзуга. Согласно исследованиям Н. И. Соустова (1938), открывшего и описавшего эту интрузию, она представляет собой, по-ви-

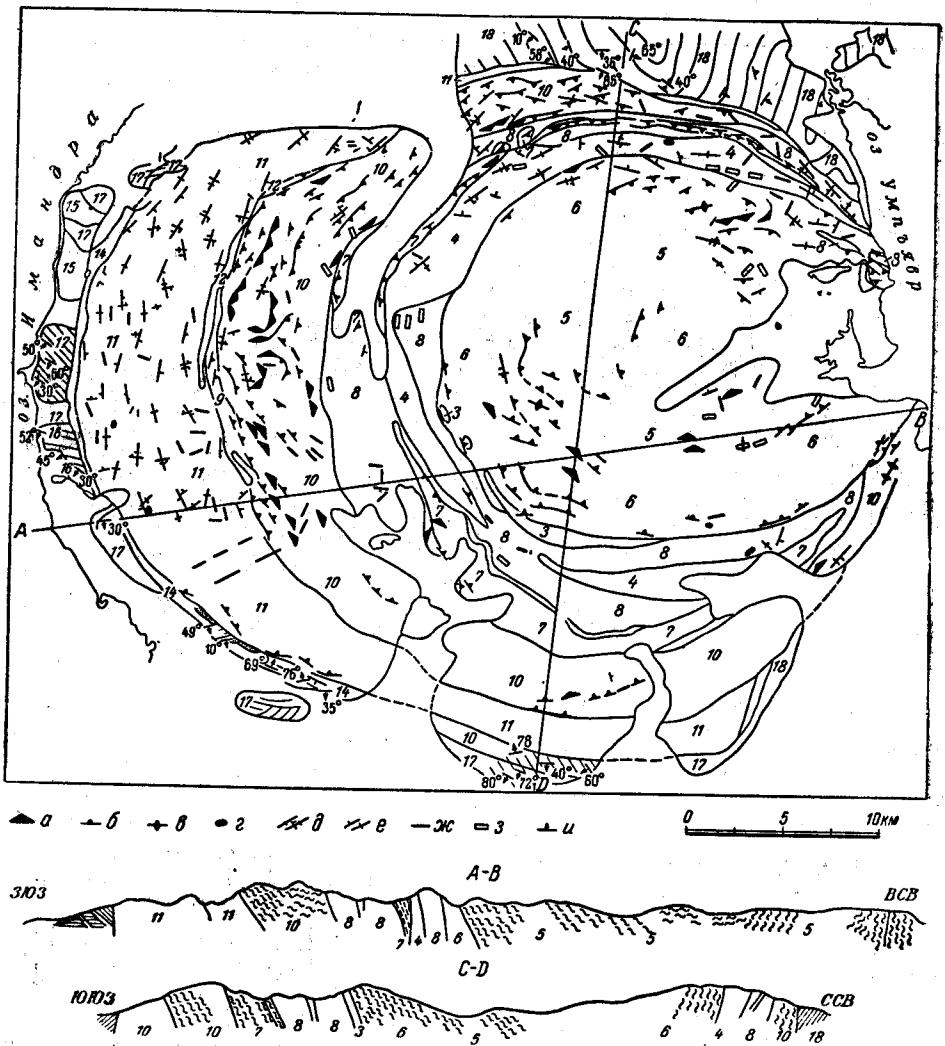


Рис. 30. Структурная карта Хибинских тундр (по И. С. Ожинскому)

а — трахитоидность с углами падения от 5 до 35°; б — трахитоидность с углами падения от 35 до 80°; в — трахитоидность с углами падения от 80 до 90°; г — ориентированные шпильры; д, е — трещины отдельных пород; ж — дайки и жилы массивных пород; з — дайки и жилы трахитоидных пород; и — сланцеватость вмещающих пород

димому, крутопадающую пластообразную интрузию, не имеющую самостоятельной формы и следующую структурным направлениям окружающего в образованиях свиты имандра-варзуга, по которому, как по одному из ослабленных структурных направлений, по-видимому, и произошло



внедрение щелочной магмы. Интрузия имеет в длину 10—12 км, в ширину около 1,5—2,0 км. Она состоит из щелочных и нефелин-анальцимовых сиенитов и является, по-видимому, сателлитовой интрузией Хибинского массива. Возраст ее по аналогии с нефелин-сиенитовым массивом Хибин принимается за палеозойский.

*Геологическое строение.* Хибинский массив является сложным интрузивным телом, сформировавшимся в несколько интрузивных фаз. Комплексы щелочных пород, слагающих Хибинский массив, возникшие в последовательные фазы интрузии, начиная от наиболее древних, следующие:

1. Комплекс щелочных сиенитов, мелкозернистых и среднезернистых нефелиновых сиенитов.
2. Комплекс массивных хибинитов и их жильных пород.
3. Комплекс трахитоидных хибинитов и их жильных пород.
4. Комплекс рисчорритов.
5. Комплекс ийолит-уртитов, малинитов и люявритов.
6. Комплекс массивных и трахитоидных фойзитов, мелкозернистых и среднезернистых слюдяно-эгирино-роговообманковых нефелиновых сиенитов.
7. Комплекс дайковых щелочных пород.

1. Комплекс щелочных сиенитов имеет развитие преимущественно в краевых зонах интрузии в южной, западной и северной ее частях. Впервые этот комплекс был описан В. Рамсеем и В. Хакманом (1894 г.). Вдоль северного и северо-западного краев массива щелочные сиениты встречаются в виде жил в гнейсах и ксенолитов в массивных и трахитоидных хибинитах более поздней фазы. Среднезернистые и мелкозернистые сиениты и нефелиновые сиенит-порфиры встречаются вдоль северного, северо-западного и юго-западного краев массива в виде ксенолитов, полос и неправильных участков в массивном хибините и в контакте массивных и трахитоидных хибинитов. В южной части интрузии мелкозернистые и среднезернистые нефелиновые сиениты слагают участки среди щелочных сиенитов.

Щелочные сиениты представляют собой обычно лейкократовые породы, иногда содержат нефелин; реже встречаются меланократовые разновидности их. По размеру зерен породы варьируют от крупнозернистых до мелкозернистых; сложение их массивное.

Среднезернистые и мелкозернистые нефелиновые сиениты и нефелиновые сиенит-порфиры зеленовато-серые или желто-серые породы, с массивной и в редких случаях с трахитоидной текстурой (нефелиновые сиенит-порфиры). Породы состоят из таблитчатого микроклин-микропертита, изометрического нефелина и мелких призмочек эгирина. В нефелиновых сиенит-порфирах вкрапленники представлены нефелином и полевым шпатом.

Все породы комплекса нередко связаны взаимными постепенными переходами. Щелочные сиениты имеют интрузивный контакт с гнейсами и иногда тонко их инъецируют.

2. Комплекс массивных хибинитов слагает тело, имеющее в плане форму неполного кольца и приуроченное к периферии массива. В состав этого комплекса входят собственно хибиниты и жильные породы. Хибинитами называются крупнозернистые нефелиновые сиениты, состоящие из кали-натрового полевого шпата, нефелина, эгирина и акцессорных — щелочного амфибола, энigmatита, эвдиалита, сфена, апатита и цеолитов.

Жильные породы, генетически связанные с хибинитами и имеющие тот же нефелино-сиенитовый состав, представлены порфиоровидными среднезернистыми эгирино-роговообманковыми нефелиновыми сиенитами, мелкозернистыми эгириновыми сиенитами и пегматитами.

Жилы порфиоровидных нефелиновых сиенитов имеют главным образом вертикальное падение при различных азимутах простираания и иногда значительную мощность, до 200—300 м. По простираанию они прослеживаются до 0,5 км и часто обладают хорошо выраженной трахитоидностью. Мелкозернистые нефелиновые сиениты слагают большое количество жил незначительной мощности, в них также наблюдается первичная полосатость, особенно резко выраженная у зальбандов. Пегматиты имеют состав, аналогичный хибинитам, и отличаются от них более крупнозернистым и гигантозернистым сложением. Для пегматитов характерны гнездовые и линзовидные формы залегания.

Массивные хибиниты моложе щелочных сиенитов первой фазы и древнее трахитоидных хибинитов третьей фазы (см. ниже). Контактная поверхность массивных хибинитов в северной части Хибинского массива круто наклонена к северу. Параллельно контакту в гнейсах наблюдается система пластовых интрузий массивных хибинитов. Южный контакт круто наклонен к югу, западный — местами вертикальный, местами крутонаклонный, то к массиву, то в сторону вмещающих пород.

Несмотря на массивное сложение, в хибинитах нередко обнаруживаются следы ориентированного расположения отдельных минералов, преимущественно полевых шпатов. Наиболее хорошо такая трахитоидная текстура наблюдается в эндоконтактных разновидностях.

3. Комплекс трахитоидных хибинитов, так же как и комплекс массивных хибинитов, слагает тело, имеющее в плане форму неполного кольца, обращенного выпуклой стороной к западу. Трахитоидные хибиниты занимают промежуточное положение между массивными хибинитами и рисчорритами, располагающимися ближе к центру массива.

В состав комплекса входят трахитоидные хибиниты и жильные породы, генетически с ними связанные. Макроскопически типичные трахитоидные хибиниты представляют собой крупнозернистые породы серовато-зеленого или серого цвета с резко выраженным ориентированным расположением крупных лейст калиевого полевого шпата. По минералогическому составу они очень близки к массивным хибинитам, т. е. состоят из нефелина, существенно калиевого полевого шпата, альбита, эгирина, щелочного амфибола и ряда акцессорных минералов.

Жильная фация трахитоидных хибинитов представлена двумя разновидностями пород: 1) щелочными сиенит-порфирами и 2) эгирин-аггитовыми нефелиновыми сиенитами. Жильные породы слагают иногда мощные пластовые интрузии до 11 км в длину и до 600 м мощностью.

Трахитоидные хибиниты с внешней стороны серповидного, или неполнокольцевого тела контактируют в большей своей части с массивными хибинитами. Со стороны, обращенной к центру интрузии, они контактируют с более молодыми рисчорритами. Трахитоидность в хибинитах полого наклонена к центру массива и срезается здесь крутой поверхностью контакта с рисчорритами. В восточной части выклинивающейся серповидной полосы трахитоидных хибинитов последние контактируют с более молодыми фойяитами.

Внутренняя структура комплекса хорошо видна на разрезах через центральную часть Хибинского массива. Расположение трахитоидности

в хибинитах параллельно общим очертаниям серповидной полосы. Внешний контакт соответствует лежащему боку интрузии. Судя по тому, что рисчорриты круто срезают пологонаклоненную к горизонту трахитоидность в хибинитах (внутренний контакт), можно думать, что контуры интрузии трахитоидных хибинитов до внедрения рисчорритов были иными по сравнению с наблюдаемыми теперь. Вероятно, часть пространства от внутренней границы комплекса трахитоидных хибинитов к центру массива первоначально была занята этими породами.

В отличие от нефелиновых сиенитов двух первых фаз интрузии, не несущих каких-либо практически ценных рудопроявлений, трахитоидные хибиниты характеризуются наличием в них связанных с кристаллизацией остаточных расплавов магмы молибдена в форме сернистых соединений, редких земель церия и итрия в минералах ловчоррите и ринколите, титана в сфене и циркония в эвдиалите.

Молибденовое рудопоявление представлено двумя типами. Первый тип характеризуется приуроченностью молибденита к пологозалегающим и вертикальным эгирино-полевошпатовым пегматитовым жилам. Второй тип представлен молибденитом в альбитовых линзах и гнездах. Оба типа оруденения генетически связаны между собой и встречаются в пределах горы Тахтарвумчорр.

Краевые части пегматитовых жил сложены крупнозернистым агрегатом микроклин-микрпертита, эгирина, эвдиалита и энigmatита. В средней части их крупность зерна в пегматите уменьшается. Центральная узкая зона (35—45 мм), так называемый альбитовый прожилок, состоит из альбита, реликтов незамещенного кали-натрового полевого шпата и подчиненных — эгирина, апатита, ильменита и молибденита, иногда сопровождаемого чешуйчатым графитоподобным минералом, пиритом, пирротинном, галенитом и сфалеритом. Молибденит тесно связан с пластинчатым альбитом. Во втором типе оруденения в альбитовых линзах и гнездах молибденит обычно встречается на контакте с трахитоидными хибинитами.

На генезис молибденового оруденения нет установившихся взглядов. Существует представление о повторном внедрении высокотемпературных расплавов вдоль раскола в теле ранее закристаллизовавшегося эгирино-полевошпатового пегматита.

В трахитоидных хибинитах значительное развитие имеют дайки мелкозернистых роговообманково-эгириновых нефелиновых сиенитов. Эти породы сопровождаются эгирино-полевошпатовыми пегматитами, обогащенными ловчорритом и ринколитом. На горах Ловчорр, Вудьявчорр и Тахтарвумчорр эти минералы, содержащие церий, итрий и торий, выделяются в пегматитах, имеющих иногда форму неправильных жил. Титан и цирконий в эвдиалите, сфене и, частично, ринколите обычно встречаются в пегматитах, залегающих в трахитоидных хибинитах. Реже они отмечаются в самой породе и ее дайковой формации.

Эвдиалит является существенной составной частью самой породы, и, кроме того, образует совместно с энigmatитом шлировые выделения. Сфен местами значительно обогащает эгирин-авгитовые нефелиновые сиениты, залегающие в форме согласных даек и являющиеся дериватами трахитоидных хибинитов.

4. В состав комплекса рисчорритов входят пойкилитовые нефелиновые сиениты, малиньиты, слагающие шлиры, и ийолит-уртиты, представляющие собой жильную фацию рисчорритов. Рисчорритами Б. М. Куплетский (1932) называл слюдяные нефелиновые сиениты горы

Рисчорр за их своеобразную пойкилитовую структуру и несколько отличный химический состав по сравнению с другими нефелиновыми сиенитами Хибинского массива. Дальнейшие исследования показали, что слюдяные нефелиновые сиениты — одна из разновидностей комплекса пойкилитовых нефелиновых сиенитов.

Рисчорриты слагают неполнокольцевую интрузию, вогнутой стороной обращенную на восток и здесь выклинивающуюся. Макроскопически типичные рисчорриты представляют собой массивные серо-зеленые породы, состоящие главным образом из крупных кристаллов кали-натрового полевого шпата с пойкилитовыми вростками нефелина. По направлению от внутреннего контакта к внешнему (с трахитоидными хибинитами) в рисчорритах наблюдается уменьшение в размере зерен, увеличение содержания нефелина и цветных минералов. Во внутренней части интрузии породы представлены типичными пойкилитовыми крупнозернистыми разновидностями, содержащими цветные минералы астрофиллит и эгирин-авгит.

В рисчорритах, имеющих массивную текстуру, встречаются плоскопараллельные шлиры малиньитового состава, ориентированные параллельно внешним очертаниям дугообразной полосы рисчорритов. Среди рисчорритов встречаются разновидности гнейсового типа, с отчетливыми следами течения, расположенными почти вертикально. Широкая полоса таких гнейсовидных рисчорритов протягивается в широтном направлении вдоль южных склонов горы Эвеслогчорр. Такими гнейсовидными рисчорритами сложена также юго-восточная часть месторождения Апатитовая гора.

В качестве жильных пород комплекса рисчорритов можно рассматривать ийолит-уртит-малиньиты, слагающие мощную коническую интрузию. До некоторой степени условно ийолит-уртиты выделены в самостоятельную интрузию.

Минералогический состав рисчорритов характеризуется наличием кали-натрового полевого шпата (47%), нефелина (47%) и цветных минералов — эгирин-авгита, слюды, астрофиллита, энigmatита, сфена.

По внешнему краю неполного кольца рисчорриты контактируют преимущественно с трахитоидными хибинитами. У северо-восточного края массива они контактируют с щелочными сиенитами и гнейсами. На горе Суолайв в рисчорритах наблюдались ксенолиты трахитоидных хибинитов.

С внутренней стороны интрузии рисчорриты пересекаются более молодыми фойяитами; эти породы или непосредственно контактируют между собой, или между ними располагаются неполноконические интрузии среднезернистых и мелкозернистых нефелиновых сиенитов, производных фойяитов.

5. Комплекс ийолит-уртитов, малиньитов и лувритов слагает мощную коническую интрузию, залегающую преимущественно внутри рисчорритов. Кроме того, имеются отдельные жилы ийолит-уртитов, залегающие в трахитоидных хибинитах и рисчорритах.

Ийолит-уртиты — мелкозернистые, среднезернистые и редко крупнозернистые породы черно-зеленого цвета, состоящие из нефелина и эгириндиопсида. Местами в этих породах наблюдается первичная полосчатость, обусловленная последним расположением светлых и темных минералов. Малиньиты и лувриты отличаются от ийолитов присутствием кали-натровых полевых шпатов. Полевые шпаты придают породам порфириовидный облик. В них очень часто наблюдаются пойкилитовые включения нефелина. Лувриты среднезернистые зеленовато-серые породы с трахи-

гоидностью, выражающейся в плоскопараллельном расположении полевых шпатов. В отдельных разрезах хорошо видно переслаивание различной мощности полос, сложенных разными породами комплекса.

Породы комплекса слагают мощную коническую интрузию, пологонаклонную к центру массива. К висячему боку ее приурочены пластовые залежи апатитовой руды, которые генетически связаны с интрузией ийолит-уртитов.

Интрузия ийолит-уртитов моложе интрузии рисчорритов. Ксенолиты рисчорритов встречаются внутри ийолитов, а хорошо выраженная полосатость в этих породах повторяет изгибы контактной поверхности.

С интрузией ийолит-уртито-малиньитовых пород генетически связаны месторождения апатитовых руд, месторождения сфена. Редкие земли, по-видимому, изоморфно замещают кальций апатита.

Апатитовые месторождения образуют ряд пластообразных залежей в висячем боку ийолит-уртитов и располагаются в виде огромной дуги, опоясывающей неполностью замкнутую кольцевую интрузию рисчорритов и среднезернистых эгирин-нефелиновых сиенитов. В настоящее время разрабатывается месторождение апатита Апатитовая гора, которое принадлежит к серии месторождений, известных в Хибинских тундрах.

Наиболее значительные месторождения располагаются в юго-западной части конической интрузии ийолит-уртитов. Структура апатитовых месторождений повторяет особенности структуры ийолит-уртитовой интрузии.

Для месторождений характерна перемежаемость различных пород, в той или иной степени обогащенных апатитом вплоть до пород, состоящих почти нацело из апатита в висячем боку.

Для апатитовых месторождений характерны отчетливо выраженные полосатые и, реже, линейные первичные структуры течения, описанные многими авторами. Особенно хорошо такие структуры видны на разрабатываемом месторождении на Апатитовой горе. В соответствии с различными текстурными разновидностями апатитовых пород, в разной степени обогащенных апатитом, выделяется несколько текстурных типов руд: пятнистые, сетчатые, полосатые и др.

Все месторождения построены по общему структурному плану; различие заключается в мощности полос и линз, обогащенных апатитом, в мощности всего месторождения, а также длине месторождений по простиранию. Наиболее мощные и богатые месторождения располагаются в юго-западной части конической интрузии ийолит-уртитов.

Состав апатита изучен довольно детально; установлен более или менее постоянный химический состав его с устойчивым содержанием фосфорной кислоты. Кальций частично замещается стронцием и в незначительной степени барием. Характерно довольно постоянное содержание фтора при ничтожном содержании хлора. Кроме апатита, большое значение имеет нефелин, являющийся источником алюминия.

Горные породы, слагающие коническую интрузию ийолит-уртитов, представлены преимущественно лейкократовыми разновидностями — уртитами, отличающимися высоким содержанием нефелина, поэтому запасы его огромны. Нефелиновые хвосты, получающиеся после обогащения апатитовых руд и идущие в отвалы, представляют собой богатое нефелином сырье, которое может быть использовано попутно при получении апатитового концентрата.

В некоторых участках апатитовых месторождений в их висячем боку наблюдается обогащение пород сфеном. Примером может служить месторождение сфена в северо-восточной части апатитового месторождения

Юкспор, составляющего непосредственное продолжение ныне разрабатываемого месторождения Апатитовая гора на южном отроге горы Кукисвумчорр.

Такое же обогащение сфеном наблюдается на некоторых других месторождениях, например на месторождении р. Лявойок. Обогащение сфеном наблюдается не только висячем боку апатитовых месторождений, но и во вмещающих ийолит-уртитовую интрузию породах — рисчорритах на месторождении Юкспор.

6. Комплекс фойяитов слагает центральную часть Хибинского массива. В состав комплекса входят массивные и трахитоидные роговообманковые или пироксеновые нефелиновые сиениты, состоящие из кали-натрового полевого шпата, нефелина, щелочного амфибола и эгирин-авгита. В качестве аксессуарных минералов присутствуют астрофилит, лепидомелан, сфен, эгирин, канкринит и цеолиты.

Роговообманковые массивные фойяиты — крупнозернистые и среднезернистые нефелиновые сиениты с массивной текстурой. Участками наблюдается трахитоидная текстура. Пироксеновые фойяиты — крупнозернистые розовато-серые и серые нефелиновые сиениты с массивной текстурой. По минералогическому составу эти породы несколько отличаются от роговообманковых массивных фойяитов и приближаются к рисчорритам (появляется слюда).

Жильные фойяиты, обычно отчетливо трахитоидные, слагают дайки, рассекающие как массивные, так и трахитоидные фойяиты.

Фойяиты в южной части массива на всем протяжении линии контакта от горы Пьюпахк до горы Кукисвумчорр и на западе до горы Рисчорр, контактируют с рисчорритами. В других местах фойяиты соприкасаются с среднезернистыми эгириновыми нефелиновыми сиенитами, трахитоидными фойяитами. На контакте с рисчорритами они приобретают отчетливую тонкую полосатость, простирающуюся согласно внешним контурам комплекса фойяитов при наклоне к центру массива под углом в 50—60°. В контакте с трахитоидными хибинитами фойяиты становятся мелкозернистыми.

К интрузии фойяитов приурочено месторождение ловчоррита. Одно из месторождений ловчоррита приурочено к интрузии мелкозернистых нефелиновых сиенитов, относящихся к комплексу фойяитов. Мелкозернистые нефелиновые сиениты секутся большим количеством пегматитовых жил, среди которых встречаются жилы с ловчорритом. Кроме того, известны пегматитовые жилы с ловчорритом на горах Ловчорр и Тахтарвумчорр среди массивных хибинитов.

К комплексу фойяитов приурочены также незначительные по масштабу, но весьма интересные с генетической точки зрения месторождения пирротина с молибденитом (так называемая пирротиновая зона Кукисвумчорра). Так, в пирротиновой зоне на горе Кукисвумчорр, сложенной афанитовыми слюдяно-роговообманковыми нефелиновыми сиенитами, и, частично, андалузито-корундо-шпинелевыми роговиками (вероятно, являющимися остатками пород кровли массива), пирротин образует мелкую вкрапленность, линзочки и прожилки в 1—2 см мощности. Широкое развитие в этой зоне имеют неправильной формы выделения пегматита с сахаровидным альбитом.

По данным М. И. Ицксона, изучавшего район пирротиновой зоны, молибденит рассеян в породе крайне неравномерно, концентрируясь преимущественно около пегматитовых прожилков, в постоянной ассоциации с альбитом. Закономерная связь молибденита с альбитовыми пегмати-

товыми прожилками дает основание предполагать накопление сульфидов в остаточных продуктах нефелин-сиенитовой магмы.

7. Комплекс дайковых пород. Хибинский массив рассекают многочисленные дайки варьирующего состава, имеющие преимущественно вертикальное падение. Среди горных пород, слагающих дайки, здесь известны тингуаиты, мончикиты, шонкиниты, тералиты и, наконец, нефелиновые и лейцитовые базальты.

*Структура массива.* Хибинский массив, как уже отмечалось, является сложным телом, сформировавшимся в несколько интрузивных фаз. В его строении принимает участие комплекс пород с ясно выраженной трахитоидной и полосатой текстурами: трахитоидные хибиниты, ийолит-уртиты, луявриты, трахитоидные фойяиты и комплексы, в породах которых полосатая и трахитоидная текстуры видны лишь на некоторых участках (сюда относятся массивные рисчорриты, щелочные сиениты).

Для каждого комплекса характерна гармоническая сопряженность внутренней структуры с контактовой поверхностью. Наиболее хорошо такая сопряженность видна в комплексе ийолит-уртит — луявритов, обладающем отчетливой полосатой текстурой.

Для внутренней структуры Хибинского массива характерны следующие особенности.

1. Сложное строение. В отдельные фазы интрузии сформировались тела, построенные по типу кольцевых даек — кольцевые интрузии и по типу конических слоев — конические интрузии. Таким образом, Хибинский массив относится к сложным центральным интрузиям, аналогичным другим центральным интрузиям Кольского п-ова.

2. Закономерное двусторонне-симметричное расположение отдельных комплексов (за исключением жильных пород), начиная от более древних по периферии и кончая наиболее молодыми во внутренней части массива.

3. Широкое распространение первично-полосатых пород.

4. Частое присутствие эруптивных брекчий на контакте двух разнофазных комплексов пород.

Полосатые текстуры в Хибинском и Ловозерском массивах отражают явления течения в процессе кристаллизации движущейся магмы.

Ориентированные шлиры, плоскопараллельные текстуры, согласная форма залегания полос различного состава в местах изгибов полосатости внутри различных комплексов, гармоническая сопряженность полосатых текстур с поверхностью контакта служат указанием на то, что полосатые текстуры в интрузии возникли во время движения частью раскристаллизованной или кристаллизующейся магмы при выполнении ею магматической полости. При образовании первичной полосатости, вероятно, играли большую роль летучие компоненты, понижавшие температуру кристаллизации магмы и обуславливающие большую подвижность жидких магматических масс.

Сложное строение массива затрудняет решение вопроса о характере залегания отдельных интрузивных комплексов.

О характере залегания комплекса щелочных и нефелиновых сиенитов позволяет судить крутое падение наблюдающейся местами первичной полосатости, а также контактов с вмещающими породами. Но так как в настоящее время сохранились лишь небольшие участки этих пород, то судить о первоначальном залегании и размерах этого комплекса не представляется возможным.

Внешний контакт массивных хибинитов с вмещающими породами очень сложный, крутонаклоненный то в сторону вмещающих пород, то в сторону массива. По внутренней стороне неполного кольца массивные хибиниты контактируют главным образом с более молодыми трахитоидными хибинитами. Судя по тому, что в северо-восточной части массивные хибиниты контактируют с породами относительно более древнего комплекса, можно думать, что последние являлись вмещающими породами для интрузии массивных хибинитов.

Вдоль северной части внешнего контакта массивных хибинитов во вмещающих гнейсах наблюдается система даек хибинита, залегающих параллельно внешнему контакту и наклоненных в сторону от массива под углами от 70 до 40°. Следует отметить довольно часто встречающиеся эруптивные брекчии в зоне внешнего контакта интрузии, состоящие из обломков вмещающих пород, сцементированных хибинитами.

По своей форме интрузия массивных хибинитов относится к кольцевым интрузиям.

Контакт трахитоидных хибинитов с массивными представляет конусообразную поверхность, круто наклоненную к центру массива. С внутренней стороны интрузия трахитоидных хибинитов контактирует главным образом с более молодыми фойяитами.

Внешний контакт трахитоидных хибинитов с массивными позволяет судить о форме интрузии, чего нельзя сказать о внутреннем контакте, представляющем собой крутонаклоненную и часто вертикальную цилиндрическую поверхность, срезающую пологопадающую (углы наклона к центру массива от 10 до 25°) трахитоидность в хибинитах.

Участки и ксенолиты трахитоидных хибинитов встречаются среди рисчорритов в северной части на внешней и внутренней стороне неполного кольца рисчорритов. Эти наблюдения указывают на то, что трахитоидные хибиниты первоначально занимали гораздо большее пространство по сравнению с занимаемым теперь.

Данные для более полного суждения о форме интрузии трахитоидных хибинитов и характере вмещающих пород отсутствуют.

Рисчорриты, аналогично массивным хибинитам, представляют собой, вероятно, мощную интрузию, в пользу чего говорят цилиндрическая поверхность внешнего контакта, очень крутые углы падения полосчатости в гнейсовидных фациях, эруптивные брекчии вдоль контакта с трахитоидными хибинитами. Вмещающими породами для интрузии рисчорритов являлись трахитоидные хибиниты, которые в северной части этой интрузии располагаются как на внешнем, так и на внутреннем контакте.

Интрузия рисчорритов выполняла кольцевой разлом. Образование разлома сопровождалось возникновением эруптивной брекчии, состоящей из обломков трахитоидных хибинитов и рисчорритового цемента.

Фойяиты слагают центральную часть массива. Намечается сходство между фойяитами и трахитоидными хибинитами, выражающееся в широком распространении трахитоидных текстур, в сходстве внутренней структуры этих комплексов: полосчатость и в том и другом комплексе образует систему конусообразных поверхностей.

Интрузии, приведшие к образованию кольцевых тел массивных хибинитов и рисчорритов, сопровождалась опусканием центральной части массива. Интрузии трахитоидных хибинитов и фойяитов, по-видимому, использовали конические поверхности, явившиеся, как предполагают, результатом внутренних напряжений и возникшие в результате интенсивного давления со стороны подкорового магматического очага, как это



впервые объяснил для шотландских центральных интрузий Е. М. Андерсон (Anderson, 1924, 1936).

Интрузия ийолит-уртит — луявритов и интрузия среднезернистых и мелкозернистых нефелиновых сиенитов по характеру залегания близки к интрузивным коническим пластам, от которых отличаются очень большой мощностью, что, вероятно, объясняется огромными размерами Хибинской центральной интрузии.

Срезание и выклинивание неполных колец и конусов отдельных интрузивных комплексов, эксцентрическое расположение этих колец и конусов, закономерная смена относительно более древних комплексов пород все более молодыми по мере продвижения от периферии массива к центральной его части указывают на последовательное перемещение центров отдельных конических и кольцевых интрузий к востоку. С этой точки зрения можно объяснить двустороннюю симметрию в строении массива.

В контакте с Хибинским массивом вмещающие гнейсы подвергаются контактово-метасоматическому изменению — сиенитизации (фенитизации). Метасоматические изменения гнейсов проявляются наиболее интенсивно по поверхностям сланцеватости. В непосредственных контактах гнейсы часто переходят в мелкозернистые щелочные сиениты с кали-натровым полевым шпатом, альбитом и щелочным пироксеном и амфиболом. В 5—8 м от контакта гнейсы заметно альбитизированы, в них появляются гранат, силлиманит, кордиерит и шпинель. В 200—250 м от контакта метасоматические изменения в гнейсах проявляются очень слабо и выражаются в присутствии незначительных количеств эгирина, щелочного амфибола и альбита. Граниты и пегматиты в гнейсовом комплексе наиболее интенсивно подвергаются метасоматическим изменениям. К интенсивно метасоматически измененным породам, по данным Е. Н. Егоровой-Фурсенко (1939б), относятся лестивариты — мелкозернистые аплитовидные породы, состоящие из альбита, эгирина и щелочного амфибола. Лестивариты залегают в виде линз и неправильных участков среди гнейсов.

Под влиянием контактового воздействия Хибинской интрузии протерозойские породы свиты имандра-варзуга они превращаются в роговики. Мощность контактовой зоны не превышает 300—500 м. Преимущественное распространение имеют диопсидо-плагиоклазовые роговики.

Масштабы контактовых и контактово-метасоматических изменений в различных частях массива говорят о незначительной роли явлений ассимиляции вмещающих пород, несмотря на огромные размеры массива и большое содержание летучих во внедрявшейся щелочной магме.

Принимая во внимание небольшие вариации в химическом составе отдельных комплексов горных пород Хибинского массива, можно сделать вывод, что состав нефелин-сиенитовой подкоровой магмы мало изменялся в различные фазы интрузии. Лишь ко времени интрузии ийолит-уртит-луявритового комплекса произошло изменение в составе магмы в сторону некоторого увеличения щелочей и обеднения кремнеземом, что привело к обогащению горных пород нефелином.

Ко времени интрузии фойяитов состав подкоровой магмы опять приблизился к составу ранних фаз интрузии, вследствие чего фойяиты близки к хибинитам. В конечную стадию эволюции подкоровой магмы появились лампрофировые дайки.

Заканчивая характеристику сложного Хибинского массива нефелиновых сиенитов, необходимо кратко остановиться на некоторых общих выводах. Как видно на геологической карте, мощность пород щелочных

комплексов в южной и западной частях массива значительно больше, чем в северной. В восточной части массива породы выклиниваются, и в плане весь массив имеет несколько ассиметричную подковообразную форму.

Указанной ассиметрии, обусловленной различной мощностью пород, отвечает некоторая закономерность в размещении месторождений полезных ископаемых. Все месторождения располагаются или вдоль южной и центральной частей массива, или вдоль западной части его. Восточная и в особенности северная части массива, несмотря на то что там также представлены породы всех интрузивных фаз, практически не содержат крупных месторождений полезных ископаемых.

Общая структура Хибинского массива, выражающаяся в подковообразной форме залегания отдельных разновидностей нефелиновых сиенитов и последовательной смене пород ранних фаз породами более поздних фаз в направлении от периферии к центру массива, находит отражение в характере распределения и форме месторождений полезных ископаемых. Последние, будучи генетически связанными с породами определенных интрузивных фаз, своим специфическим минеральным составом подчеркивают ряд геологических и геохимических закономерностей, управляющих распределением химических элементов в дифференцированном интрузивном теле.

Так, например, ловчоррито-ринколитовые месторождения внешней зоны, приуроченные к трахитоидным хибинитам, по составу значительно отличаются от месторождений тех же минералов внутренней зоны, расположенных в наиболее молодых мелкозернистых слюдяно-эгирино-роговообманковых нефелиновых сиенитах, генетически связанных с фойяитами.

В первом случае в составе пегматитовых жил с ловчорритом и ринколитом присутствуют порой в значительном количестве такие высокотемпературные минералы, как нефелин и эвдиалит, тогда как во втором случае эти минералы в составе ловчоррито-ринколитовых пегматитовых жил играют совершенно незначительную роль.

На примере молибденовых жил так же можно установить более низкотемпературный характер месторождений центральной части массива по сравнению с периферической. Так, в молибденовых месторождениях в трахитоидном хибините пирротин и пирит играют совершенно подчиненную роль, в то время как в месторождениях центральной части массива, приуроченных к фойяитам, эти минералы играют главную роль, а молибденит подчиненную. Эти примеры, конечно, иллюстрируют далеко не полную картину эволюции процесса минерогении Хибин, изучение которой необходимо продолжить.

В табл. 35 приведены химические анализы главнейших типов горных пород Хибинского массива, опубликованные в работах «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр» (1937) и «Петрография Кольского полуострова» (1932и).

### Ловозерский массив

Первые геологические исследования в Ловозерских тундрах производили в конце прошлого столетия В. Рамсей и В. Хакман (W. Ramsay und V. Hackmann, 1894). С 1920 г. минералого-петрографические исследования в Ловозерских тундрах проводились сотрудниками Академии наук СССР и Института по изучению Севера.

Таблица 35

	Массив- ный хибинит	Трахито- идный хибинит с Часна- чорра	Умптекит с берега Умб- озера	Рисчор- рит эгирино- ный	Фойянт	Уртит	Ййолит из долины Тахтар- вум	Луяврит с Куки- сумчорра
SiO <sub>2</sub>	52,25	54,14	63,71	53,35	55,87	42,28	43,35	52,83
TiO <sub>2</sub>	0,60	0,95	0,86	0,89	1,50	1,44	2,06	0,86
ZrO <sub>2</sub>	—	0,92	—	—	—	—	—	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,24	20,61	16,59	22,10	20,62	26,94	17,35	15,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,42	3,28	2,92	2,12	2,29	3,05	2,17	5,84
FeO	1,98	2,08	0,66	2,16	1,35	1,26	7,76	2,98
MnO	0,53	0,25	0,20	0,21	0,30	0,14	0,30	0,11
MgO	0,96	0,83	0,90	0,63	0,70	0,43	4,20	1,88
CaO	1,54	1,85	3,11	1,57	1,68	3,34	10,03	5,34
BaO	—	—	—	0,12	0,15	0,21	—	0,41
Na <sub>2</sub> O	9,78	9,87	8,26	10,23	9,68	13,48	9,38	4,30
K <sub>2</sub> O	6,13	5,25	2,79	5,46	4,48	6,19	2,17	6,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	0,20	—	0,04
H <sub>2</sub> O+	0,73	0,40	0,19	—	—	—	—	2,50
H <sub>2</sub> O—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	—	—	—	1,16	1,38	1,04	0,89	—
F	—	—	—	—	—	—	—	0,04
Cl	—	0,12	—	—	—	—	—	0,08
SO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,16	100,55	100,19	100	100	100	99,66	98,99

В 1934 г. О. А. Воробьевой была составлена петрографическая карта Ловозерских тундр. В 1935 г. в районе Ловозерского массива проводились работы большим коллективом геологов Союзредметразведки (Н. А. Елисеев, И. В. Зеленков, А. В. Ванидовская, Ц. Г. Златкинд, Н. К. Нефедов, А. С. Сахаров, О. М. Римская-Корсакова, В. А. Унксов, Л. В. Калафати, С. Д. Покровский и др.).

В результате геолого-съёмочных работ, основанных на применении метода структурно-петрографического исследования, удалось установить строение массива и выявить последовательность образования различных типов щелочных пород.

Ловозерский нефелино-сиенитовый массив располагается к востоку от Хибинского и отделяется от него Умбозером (Умпьявр). К востоку от массива располагается Ловозеро (Луявр). По своим размерам данный массив вдвое меньше Хибинского (650 км<sup>2</sup>); он также возвышается над окружающей болотистой депрессией до 1000 м (абсолютные отметки отдельных гор достигают почти 1200 м).

Среди вмещающих пород в противоположность Хибинским тундрам отсутствуют протерозойские толщи. Преобладающими являются архейские гнейсы и совершенно подчиненное значение имеют разнообразные по составу палеозойские эффузивные, осадочные и туфогенные толщи, в которых в 1935 г. были найдены растительные остатки верхнедевонского возраста.

Непосредственные контакты щелочного массива с гнейсами наблюдались в нескольких местах: на западном склоне Ловозерских тундр по р. Сенгисйок, у северного края массива к северу от гор Вавнбед и Флора, в восточной части массива у подножия гор Вавнбед, Апуайв, Пункаруайв

и вдоль южной границы на горах Куфтюн и Куфтуай. Таким образом, гнейсы со всех сторон окружают Ловозерский массив. Простираение их изменчиво, падение крутое.

В противоположность архейскому гнейсовому комплексу, состав палеозойских пород отличается большим разнообразием, о чем уже говорилось выше.

Ловозерский массив является сложным интрузивным телом, сформировавшимся в несколько интрузивных фаз. Начиная с наиболее древних, в пределах массива установлены следующие комплексы пород:

1. Комплекс нефелиновых и щелочных сиенитов, пойкилитовых нефелиновых и содалитовых сиенитов, тавитов, уртитов, ювитов и фойяитов.
2. Комплекс люавритов, фойяитов, уртитов.
3. Комплекс эвдиалитовых люавритов и порфиroidных люавритов.
4. Дайковый комплекс.

Ловозерский щелочной массив в основном сложен комплексом в нижней его части и комплексом эвдиалитовых люавритов в верхней. Подавляющее большинство горных пород массива относится к нефелиновым сиенитам; реже встречаются бесполовошпатовые нефелиновые породы — уртиты, тавиты и очень редко ийолиты.

1. Комплекс щелочных и нефелиновых сиенитов слагает отдельные участки сравнительно небольших размеров в различных местах сложной интрузии. Соотношения пород этого комплекса полностью не выяснены.

В некоторых случаях можно наблюдать послынное чередование пород различного состава. Например, на восточном склоне горы Пункаруай переслаиваются пойкилитовые нефелиновые и содалитовые сиениты, фойяиты, уртиты и тавиты.

Большинство из этих пород обладает массивной текстурой. Наибольшее распространение имеют пойкилитовые нефелиновые и содалитовые сиениты. В люавритовом комплексе и комплексе эвдиалитовых люавритов встречаются ксенолиты пород описываемого комплекса, что указывает на его относительно более древний возраст. Первичная полосчатость более молодых пород располагается параллельно контурам ксенолитовых включений.

Для пород описываемого комплекса характерно широкое развитие процессов замещения нефелина содалитом в результате автотематоморфизма.

2. Комплекс люавритов-фойяитов-уртитов слагает нижнюю часть Ловозерского массива и отделен пологозалегающей и волнообразно изгибающейся контактной поверхностью от верхнего комплекса эвдиалитовых люавритов. Контакт между комплексами интрузивный, контактная поверхность в различных местах срезает верхнюю часть комплекса, при этом иногда хорошо выражено угловое несогласие между первичной полосчатостью комплекса и поверхностью контакта. Первичная полосчатость и трахитоидность эвдиалитовых люавритов располагается параллельно контактной поверхности.

Комплекс обладает резко выраженной первичной полосчатостью, обусловленной послынным чередованием пород различного состава, придающей породам комплекса стратифицированный облик. Чередование более устойчивых при выветривании люавритов с менее устойчивыми фойяитами нередко приводит к появлению ступенчатых террас, протягивающихся вдоль склонов массива и пологонаклоненных внутрь

него согласно с пологим наклоном первичной полосчатости. В верхней части комплекса расслоенность выражена наиболее отчетливо и интенсивно, здесь наблюдается чередование мезократовых, лейкократовых и меланократовых луавритов, луавритов, фойяитов, уртитов, малиньитов, ювитов (полевошпатовых уртитов). Мощность прослоев различных пород от нескольких сантиметров до нескольких метров.

Луавриты, уртиты, малиньиты располагаются в верхней части комплекса. Нижняя часть его имеет более однообразное строение и сложена почти исключительно «нормальными» (мезократовыми) луавритами с редкими прослоями лейкократовых и меланократовых луавритов.

При изучении разрезов было обнаружено удивительное постоянство в чередовании прослоев различных пород и в их мощности.

3. Комплекс эвдиалитовых луавритов слагает верхнюю часть массива. Лишь в некоторых случаях эти породы располагаются гипсометрически ниже описанного выше комплекса (горы Апуайв и Лепке-Нельме).

Этот комплекс имеет сложное строение и состоит из серии эвдиалитовых луавритов, слагающих в основном интрузивное тело, и серии порфиридовидных эвдиалитовых луавритов, слагающих небольшие интрузивные тела, рассекающие породы первой серии. Первая серия состоит главным образом из мезократовых, меланократовых и лейкократовых эвдиалитовых луавритов и подчиненных эгириновых луавритов, фойяитов, тавитов (содалитовых уртитов), ийолитов и уртитов. Этими породами сложена большая часть всего комплекса. По своему залеганию они представляют собой пластовое тело, имеющее сравнительно небольшую мощность и занимающее обширное пространство в несколько сот квадратных километров.

Вторая серия пород состоит из порфиридовидных луавритов и луаврит-порфиров, порфиридовидных ювитов, порфиридовидных фойяитов, порфиридовидных луавритов. Небольшие пластовые интрузии этих пород располагаются в различных местах Ловозерского массива, преимущественно на контакте эвдиалитовых луавритов с лопаритоносным комплексом. В таких случаях хорошо определяются интрузивные контакты пород этой серии с лопаритоносным комплексом. Иногда породы серии порфиридовидных луавритов находятся в послойном чередовании с эвдиалитовыми луавритами. В таких случаях порфиридовидные луавриты и родственные им породы следует относить к серии эвдиалитовых луавритов.

Порфиридовидные эвдиалитовые луавриты второй серии слагают обычно небольшие вертикальные тела, рассекающие эвдиалитовые луавриты первой серии. Такие тела известны в нескольких местах массива: на южной стенке цирка Ангвундасчорр, на горе Лепке-Нельме, на восточном склоне горы Апуайв и в других местах.

4. Дайковый комплекс пород выполняют трещины преимущественно широтного простиранья. Среди дайковых пород преобладают мончикиты, тингуатиты, нефелиновые базальты, фурчиты и шонкиниты. Мощность даек от 0,5 до 1,5 м, редко больше.

Структура массива. Описываемый массив является самостоятельным интрузивным телом по отношению к Хибинскому и отделен от него архейскими гнейсами, которые обнажаются вдоль восточного берега Умбозера. Структура Ловозерского массива отлична от структуры Хибинского массива.

Для внутренней структуры Ловозерского массива характерны следующие особенности:

1. Сложное строение, в связи с тем что интрузия сформировалась в несколько фаз.
2. Широкое распространение первичнополосатых текстур в породах различных комплексов.
3. Сложное строение каждого комплекса в отдельности. Эта сложность выражается или в наличии нескольких серий горных пород, сформировавшихся в несколько подфаз интрузии, или в параллельном переслаивании различных пород внутри комплекса или серии.
4. В большинстве случаев пологие углы наклона первичной полосатости в различных комплексах.

Породы наиболее древнего комплекса нефелиновых и щелочных сиенитов, пойкилитовых, нефелиновых и содалитовых сиенитов слагают отдельные участки и глыбы, встречающиеся внутри других комплексов пород. Структуры течения внутри этого комплекса пород выражены не отчетливо и поэтому трудно судить как о форме, так и о структуре его.

Ловозерский массив слагают главным образом луавритовый комплекс и комплекс эвдиалитовых луавритов; остальные комплексы имеют совершенно подчиненное значение. Нижняя часть массива сложена луавритовым комплексом, верхняя комплексом эвдиалитовых луавритов. На пологие углы наклона первичнополосатых текстур (полосчатости и трахитоидности) указывает следующее: места пересечения первичной полосатости и трахитоидности с рельефом образуют извилистые линии в соответствии с неровностями рельефа. По этим извилинам на структурной карте можно составить отчетливое представление о расположении речных долин и вытянутых хребтов, что хорошо видно при сравнении структурной карты с геологической. Такая же примерно картина наблюдается и в отношении комплекса эвдиалитовых луавритов.

Пологое залегание трахитоидности и первичной полосатости указывает на характер залегания и форму как отдельных комплексов, так и всего массива в целом.

Стрелками на структурной карте обозначены направление и наклоны линий течения, которые наблюдались в луавритовом комплексе и в комплексе эвдиалитовых луавритов. Несмотря на изменяющееся положение линий течения, бросается в глаза выдержанное примерно меридиональное направление их с отклонениями то к северо-востоку, то к северо-западу, причем направления этих линий в обоих комплексах очень близки. В местах, где выражена линейность, удлиненные лейсты полевого шпата вытянуты в одном направлении, в этом же направлении располагаются оси мелких складочек, в направлении трахитоидности луавритов.

Первичная линейность, несмотря на то что она наблюдается довольно редко, позволяет разобраться в системах первичных трещин. Трещины, поперечные по отношению к линейности и имеющие крутые, близкие к вертикальным углы падения, относятся к трещинам *Q* (поперечным), трещины, располагающиеся в меридиональном направлении, примерно параллельно линейности, относятся к трещинам *S* (продольным). Пологозалегавшие трещины, совпадающие с первичной полосатостью и трахитоидностью, относятся к трещинам *L*. Следует отметить выдержанное расположение в пространстве систем первичных трещин, в то время как первичные полосатость и линейность изменяют свое положение в различных местах интрузивного массива. Характерной особенностью анизотропии Ловозерского массива является выдержанное и одинаковое поло-

жение структурного блока на различных участках его и в различных комплексах пород.

В Ловозерском массиве расслоенность выражена еще более отчетливо, чем в Хибинском массиве. В результате первичного расслоения отдельные комплексы пород стратифицированы, особенно луавритовый комплекс.

В Ловозерском массиве так же, как и в Хибинском, первичная полосатость возникла во время движения и одновременной кристаллизации нефелиново-сиенитовой магмы.

О характере залегания и форме интрузии комплекса пойкилитовых нефелиновых и содалитовых сиенитов и подчиненных им пород не имеется достаточных данных, так как известны лишь разобщенные участки этих пород.

Для суждения о форме и залегании интрузии луавритового комплекса необходимо знать верхнюю и нижнюю контактные поверхности. Верхний контакт с залегающими выше эвдиалитовыми луавритами представляет собой очень полого изгибающуюся волнообразную поверхность, полого наклоненную к востоку. В западной части массива контакт располагается на высоте 950 м, в восточной — на высоте 500 м. Несмотря на значительную разницу в отметках, наклон контактной поверхности на восток очень пологий, в связи с большими размерами массива, протягивающегося на 25 км в широтном направлении. Верхняя контактная поверхность срезает в различных местах разные горизонты верхней части луавритового комплекса.

Непосредственно нижняя контактная поверхность луавритового комплекса (с гнейсами) наблюдается лишь по периферии массива. Здесь обычно полого залегающая первичная полосатость на протяжении примерно 200 м приобретает по мере приближения к контакту крутые углы наклона до вертикальных в соответствии с крутым наклоном контакта. Так как первичная полосатость и трахитоидность в небольшом удалении от периферии массива залегают полого, можно утверждать, что нижняя граница луавритового комплекса является очень полой. В пользу такого мнения говорят глубокие разрезы этого комплекса внутри массива по речным и озерным долинам.

Принимая во внимание особенности структуры луавритового комплекса, а также форму верхней и нижней контактных поверхностей, можно говорить о пластообразном, почти горизонтальном залегании пород комплекса. Мощность комплекса примерно равна 950—1000 м в западной части и 725 м в восточной.

Внизу породы комплекса эвдиалитовых луавритов граничат с породами луавритового комплекса. Верхняя граница их денудирована, и только в северо-восточной части Ловозерских тундр, судя по обилию девонских пород, можно предполагать близость кровли. Сравнительное изучение разрезов эвдиалитовых луавритов позволило установить приблизительную мощность их в северо-западной части массива, равную 500 м, в центральной части в различных местах — 420 и 220 м и в восточной части — 300 м. По-видимому, верхняя часть комплекса была денудирована на сравнительно небольшую величину. Таким образом, на основании анализа структуры пород комплекса и изменения его мощности можно утверждать, что и этот комплекс слагает близкое к горизонтальному пологонаклоненное к востоку пластообразное тело.

Так как Ловозерский массив сложен в основном комплексами луавритов и эвдиалитовых луавритов, он представляет собой пластообразное

интрузивное тело, пологонаклоненное к востоку. Максимальная мощность его в западной части 1350 м, в восточной 900 м.

Пологая первичная полосатость пород указывает на перемещение магмы, параллельное пологой поверхности первичной полосатости. Изучая линейное расположение минералов, можно решить вопрос о направлении движения магмы. Как известно, линии течения, выраженные ориентированным расположением минералов, всегда указывают на направление растяжения магматических масс. Они располагаются параллельно или перпендикулярно направлению движения. В Ловозерском массиве линейность обнаруживается на участках с хорошо выраженной плейчатостью в трахитоидности: оси плексов совпадают с линейностью. Наличие брашательных движений, обусловивших появление линейности, делает структуру таких участков сходной со структурой R-тектонитов, и так как оси R-тектонитов располагаются перпендикулярно к направлению движения, можно сделать заключение о движении магмы при интрузии в широтном направлении. Судя по тому, что Ловозерское интрузивное тело полого наклонено к востоку, можно говорить о том, что движение магмы, сопровождавшееся слабым подъемом кверху, происходило с востока на запад. В пользу такого предположения говорит наличие корней интрузии эвдиалитовых луявритов в восточной части массива, на восточном склоне горы Алуайв. Здесь эвдиалитовые луявриты слагают пластообразное вертикальное тело меридионального простиранья. Линейность в них располагается вертикально.

Отсутствие гнейсовых и гнейсо-гранитовых структурных фаций в породах массива, а также тектонических нарушений указывает на тектоническую пассивность окружающих пород во время и после интрузии. О степени активности магмы можно судить, наблюдая контакты интрузии с вмещающими породами. Щелочные породы в контакте имеют отчетливо выраженную трахитоидность с крутыми углами наклона, постепенно выполаживающуюся по мере удаления от контакта. Для пород массива, так же как и для вмещающих пород, характерна система трещин, что указывает на чрезвычайно слабое механическое воздействие интрузии на вмещающие породы. О слабой активности магмы говорит также отсутствие выпуклости свода и в связи с этим отсутствие веерообразной системы первичных трещин. Вероятно, вследствие этой же причины получили слабое развитие дайки и жилы в Ловозерском массиве.

В связи с рассмотрением вопроса об активности магмы возникает вопрос о глубине интрузии. Наличие порфиридных луявритов, незначительные масштабы ассимиляции вмещающих пород, структурные особенности окружающих пород указывают на гипабиссальный характер интрузии, которая предвараляса эффузивной деятельностью.

Наблюдение непосредственных контактов различных щелочных пород с гнейсами архея позволило довольно подробно изучить характер контактных изменений гнейсов. Они подвергаются щелочному метасоматозу, в результате чего возникают фениты—щелочные сиениты. Мощность экзоконтактных зон незначительная и обычно не превосходит нескольких метров. Эндоконтактные изменения также незначительны; нередко вдоль контактов развиваются пегматиты.

Контактные изменения девонских пород гораздо более разнообразны. В соответствии с их варьирующим химическим составом изменяется и характер контактово-метасоматических изменений, возникает ряд щелочных пород типа фенитов и пород, близких по петрографическому составу



к ийолитам, мельтейгитам, уртитам, нефелиновым и щелочным сиенитам. Мощность контактных зон и в случае девонских пород незначительная. Наблюдаются постепенные переходы. Все это указывает на незначительные масштабы ассимиляции и на магматическое происхождение разнообразных пород массива.

Сравнение Ловозерского массива с Хибинским показало следующее. И тот и другой массивы располагаются в центральной части Кольского п-ова, где проходит мощная тектоническая зона северо-западного простирания, сопровождавшаяся опусканием полосы протерозойских пород, вытянутой примерно в широтном направлении. По-видимому, это опускание и облегчило внедрение магмы. Несмотря на одинаковый состав магмы и одновременность обеих интрузий, структуры массивов различны. Сложный Хибинский массив состоит из нескольких кольцевых и конических интрузивных тел, слагающих типичную центральную интрузию; Ловозерский массив по форме напоминает мощную пластовую интрузивную залежь.

Геохимия Ловозерского и Хибинского массивов имеет много общего. Отличие заключается в повышенном содержании ниобия, тантала, редких земель и циркония в породах Ловозерского массива. К числу главных элементов, кроме перечисленных при характеристике Хибинского массива, относится цирконий.

В табл. 36 приведены химические анализы главнейших типов пород, слагающих Ловозерский массив. Анализы 1—3 относятся к породам наиболее древнего комплекса пойкилитовых нефелиновых и содалитовых сиенитов, тавитов, щелочных сиенитов, анализы 4—8 к породам лопаритового комплекса и анализы 9—11 к породам комплекса эвдиалитовых луявритов. Анализы заимствованы из сборника «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр» (1937) и из работы Б. М. Куплетского (1932 г.).

### Жильные нефелиновые сиениты других районов Кольского полуострова

Наряду с вышеописанными сиенитами Хибинского и Ловозерского массивов представляют известный интерес натролитовые сиениты, описанные В. И. Влодавцем (1928, 1931 г.) и К. О. Кратц (1940 г.) для района Западных Кейв.

Впервые В. И. Влодавец описал выходы натролитовых сиенитов среди щелочных гранитов Западных Кейв в районе горы Кучуайв (в 3 км к северо-западу от этой горы) и в верховьях р. Харловки.

Порода состоит из кали-натрового полевого шпата, натролита, образующего псевдоморфозы по нефелину, эгирифу, щелочной роговой обманки, минерала эвдиалит-эвколитового ряда, минерала астрофиллитового ряда, желтого неопределенного минерала и циркона. Условия залегания этой породы не ясны, но В. И. Влодавец предполагает, что она моложе окружающих щелочных гранитов<sup>1</sup>.

Позднее К. О. Кратц описал в районе к западу от Ловозера близ оз. Ялового коренную россыпь трахитоидных нефелиновых сиенитов, совершенно аналогичных ловозерским луявритам. Несколько восточнее, к югу от Ефимозера (Сейявр), в зоне контакта щелочных гранитов Кейв с архейскими гранитами К. О. Кратц закартировал в виде даек северо-

<sup>1</sup> В 1952—1954 гг. Л. А. Кириченко описал ранее обнаруженные Влодавцем (1928 г.) щелочные породы. Среди последних нефелиновые сиениты, мельтейгиты, аккупиранигиты, часто имеющие жильный характер залегания.

Таблица 36

	Пойкилитовый нефелино-содалитовый сиенит с горы Нинчурт	Тавит из долины р. Тавайок	Нефелино-содалитовый сиенит с горы Нинчурт	Луяврит с горы Ангвундасчорр	Меланократовый луяврит	Фойяит с горы Нинчурт	Уртит с горы Нинчурт	Уртит с горы Карнасурт	Малинбит с горы Аллуайв	Эвдиалитовый луяврит с горы Пункаруайв	Порфирировидный луяврит с горы Маннепахк
SiO <sub>2</sub>	49,20	44,58	48,04	54,85	51,00	50,80	43,68	38,23	40,54	53,82	54,65
TiO <sub>2</sub>	0,27	1,51	0,50	1,44	2,00	1,17	0,19	7,80	10,94	} 4,42	0,41
ZrO <sub>2</sub>	—	—	есть	—	0,35	—	—	0,53	—		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,29	21,74	19,83	18,33	11,61	17,73	28,23	23,46	7,35	12,88	17,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,88	6,80	5,19	} 6,96	12,80	7,53	2,70	1,81	10,78	9,80	6,64
FeO	1,73	1,20	0,86		2,60	2,16	0,28	1,08	1,07	—	0,76
MnO	0,24	0,13	0,18	0,89	0,30	0,35	0,07	0,55	0,26	0,43	следы
MgO	0,65	0,31	0,62	1,06	1,97	1,22	0,18	0,02	1,12	0,90	0,56
CaO	2,16	0,81	5,08	1,32	3,99	0,82	2,80	1,60	3,17	1,24	1,10
BaO	—	—	следы	—	—0,03	следы	—	—	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	12,36	16,28	7,44	11,43	9,36	11,36	15,10	10,30	10,05	10,09	9,14
K <sub>2</sub> O	4,42	1,34	4,08	3,16	2,02	4,86	3,34	5,03	2,17	5,26	6,56
H <sub>2</sub> O+	2,44	} 2,62	6,11	} 1,06	0,18	0,38	0,12	0,33	0,46	0,90	2,48
H <sub>2</sub> O—	0,65		0,85								
П.п.п.					0,60	1,57	0,79	1,64	1,17		
Cl	0,09	2,56	0,05		0,12			0,13	0,02		
F	—	—	—				0,04	—	—		
S	Не опр.	0,32	0,62				0,06	0,10	—		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,48						1,78		0,32		
(Nb+Ta) <sub>2</sub> O <sub>5</sub>					0,10			1,90	3,73		
TR					0,65			5,36	6,46		
Сумма	99,86	100,20	99,45	100,50	99,68	99,95	99,36	99,87	99,61	99,74	99,71

восточного простирания натролитовые сиениты. Одна из даек имеет мощность около 40 м и прослежена по простиранию на километр. Натролитовые сиениты этой дайки представлены темно-зелеными массивными породами афанитового сложения в зальбандах и среднезернистыми в средней части. Бесцветные минералы в породе представлены калиевым полевым шпатом и главным образом натролитом, образовавшимся по нефелину. Преобладающие в породе темноцветные минералы представлены эпирином в сростании с эгирин-авгитом. В значительном количестве присутствуют щелочные амфиболы — катафорит и арфведсонит. Также в большом количестве присутствует лампрофиллит и встречается оранжевый слюдоподобный минерал.

К. О. Кратц, подобно В. И. Влодавцу, проводя аналогию между натролитовыми сиенитами и ловозерскими нефелиновыми сиенитами, считает эти дайки отпрысками Ловозерской интрузии нефелиновых сиенитов. Так как в районе Ефимозера (Сейявр) им установлено, что натролитовые сиениты секут щелочные граниты, то последние должны быть старше девонских интрузий Хибин и Ловозера.

В Кольском и Беломорском районах, кроме вышеописанных интрузий сложного массива Гремяха—Вырмес и массива Чагвеуайв, щелочные породы известны и в ряде других пунктов.

В частности, нефелиновые породы — ювиты — в 1953 г. были обнаружены В. В. Поповым на восточном берегу оз. Кумужьего среди гиперстеновых гнейсо-диоритов, относимых по возрасту к архею. Не исключена возможность нахождения при детальном геологическом исследовании в этом районе новых выходов щелочных пород.

Южнее, в районе Вадозера, при детальном геологическом картировании Н. Б. Ханькова и О. П. Леонтьева (1949 г.) описали целый ряд выходов щелочных пород в форме жильных образований. Щелочные породы здесь представлены малиньитами, ийолитами и щелочными сиенитами. Наиболее распространенными являются малиньиты. Три дайки этих пород в архейских гнейсах были встречены к югу от оз. Ташечного. Кроме того, эти породы были встречены также к северу от Вадозера и в районе горы Слюдяной.

В первом случае дайки имеют северо-восточное простирание и крутое падение и по отношению к вмещающим гнейсам архея являются секущими. Мощность даек колеблется от 3,5 до 5 м.

Маломощные дайки представлены амфиболовыми малиньитами, в которых наряду с эпирином присутствуют катафорит и арфведсонит. Мощные дайки сложены лампрофиллитом-амфиболовыми малиньитами. Бесцветные минералы представлены в них калиевым полевым шпатом и значительно цеолитизированным натролитом.

Ийолиты и щелочные сиениты встречены южнее Вадозера, где они образуют серию жил среди гнейсов. Здесь отчетливо устанавливается секущий характер этих жил по отношению к вмещающим гнейсам архея, причем ийолит-порфиновые породы и авгититы секут ийолиты.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ<sup>1</sup>

Открытие девонских отложений в Ловозерских тундрах явилось крупнейшим событием в изучении геологии северо-запада Советского Союза.

<sup>1</sup> Основной текст написан Л. Я. Харитоновым, Н. А. Елисееву принадлежит описание эволюции магмы среднего палеозоя.

На основании палеонтологических данных можно говорить с достаточной уверенностью о принадлежности ловозерских осадочных пород и более молодых щелочных интрузий к среднему палеозою. Найденные органические остатки в доломитах свиты печенга-кучин и специальные повторные сборы Н. А. Курылевой были определены Н. Н. Яковлевым, В. П. Нехорошевым и Б. С. Соколовым как близкие к мшанкам типа *Ceramopora* и *Crepipora*, а также к кораллам *Tabulata* и криноидеям. Эти исследователи считают, что печенгские доломиты должны относиться к нижнему палеозою и скорее всего к ордовику<sup>1</sup>.

Вопрос о возрасте основных никеленосных интрузий, приуроченных к разломам вдоль пояса метаморфизованных основных пород (интрузии Монче-, Сальных, Ловно-, Подас- и др. тундр), относимых пока на основании их соотношений со свитой имандра-варзуга к верхнепротерозойским (посткарельским), не является еще окончательно решенным.

Относившиеся вначале к эокембрию, позднее к силуру и в последнее время снова к эокембрию отложения п-ова Рыбачьего и о. Кильдина рассматриваются в данном труде, как нижнепалеозойские — эокембрийские. Эти отложения в Финмаркене залегают согласно с вышележащими отложениями кембрия, что наблюдается и в других областях их развития (острова Гренландия, Шпицберген, Северо-Восточная Земля).

Отложения эокембрия на Кольском п-ове в основном представлены терригенными толщами неметаморфизованных или слабометаморфизованных пород, среди которых пользуются распространением мергелистые породы и доломиты.

Нижняя часть эокембрия представлена мощной толщей переслаивающихся песчаников и глинистых сланцев. Верхняя часть разреза толщи эокембрия характеризуется частым переслаиванием песчаных и глинистых пород и наличием среди них пачек доломитов с *Collenia*, что указывает на мелководный характер отложений, образование которых сопровождалось колебательными движениями дна бассейна.

Эокембрийские отложения рассматриваются как отложения подвижного шельфа восточной ветви грампианской геосинклинали на основании большой их мощности, ясной, хотя и пологой, складчатости и наличия следов магматической деятельности, выраженной особенно интенсивно на соседней, с запада, территории Финмаркена (Норвегия).

К раннепалеозойским, может быть к кембрийским, следует относить песчаники и конгломераты Турьего мыса и Телячьего о-ва. В то же время вопрос о возрасте песчаников Терского берега остается не ясным, и они пока только условно относятся к девону.

К нижнепалеозойским отложениям на Кольском п-ове, как уже упоминалось, относится свита печенга-кучин.

По сравнению с эокембрийскими отложениями северной окраины Кольского п-ова, в свите печенга-кучин необычайно широко развиты вулканические породы диабазового состава, слагающие мощные толщи. Однако магматическая деятельность здесь не ограничилась одними эффузиями, наряду с диабазовыми эффузивами широким распространением пользуются интрузивные основные и ультраосновные породы, образующие мощный пояс первично расслоенных офиолитовых интрузий состава габбро и перидотитов. Они залегают в толще сланцев верхней части свиты и с ними генетически связаны крупнейшие на Кольском п-ове сульфидные медно-никелевые месторождения.

<sup>1</sup> См. примечание на стр. 48 (Прим. ред.).

Для свиты печенга-кучин характерным является наличие конгломератов, аркозов, кварцитов и органогенных доломитов. В верхах свиты широким распространением пользуются глинистые, песчано-глинистые, туфогенные и, отчасти, углистые сланцы, залегающие в виде сравнительно маломощных пачек, переслаивающихся с диабазовыми лавами, туфами и туфобрекчиями. Наиболее поздние вулканические породы представлены андезитами. Наличие шаровых лав свидетельствует о подводном характере извержений.

Таким образом, отложения свиты печенга-кучин представлены мелководными, туфогенными, отчасти органогенными и, главным образом, вулканическими фациями.

Широкое развитие эффузивов и никеленосных интрузий габбро-перидотитов в свите печенга-кучин, очевидно, позволяет говорить об образовании ее в раннюю стадию развития каледонской геосинклинали. Кислые интрузии, которые обычно свидетельствуют о более поздних этапах развития геосинклиналей, здесь пока точно не установлены<sup>1</sup>.

Каковы соотношения эокембрийских отложений полуостровов Рыбачьего и Варангера со свитой печенга-кучин, совершенно неизвестно. И первые и вторая залегают трансгрессивно на породах архейского кристаллического основания и, несмотря на то что расположены сравнительно близко друг к другу, необычайно сильно различаются между собой. Мощные слабо метаморфизованные песчано-глинистые отложения Рыбачьего п-ова почти не содержат эффузивных и интрузивных пород, в то время как в свите печенга-кучин последние являются господствующими. О проявлении значительного магматизма в эокембрийских отложениях, несколько западнее, уже в пределах п-ова Варангера, имеются указания Хольтедаля.

В пределах соседней территории Норвегии, на Финмаркене, согласно Хольтедалю (1932), метаморфические серии нижнего палеозоя находятся в тектонических соотношениях с песчаниками эокембрия п-ова Варангера и считаются надвинутыми на них (с северо-запада на юго-восток). С другой стороны, в районе Печенги метаморфизованные толщи нижнего палеозоя трансгрессивно лежат на архейских гранитах и для них характерны движения масс, направленные с юго-запада на северо-восток. Таким образом, метаморфизованные нижнепалеозойские отложения Печенги и Финмаркена симметрично располагаются относительно эокембрийских толщ полуостровов Рыбачьего и Варангера, слагая как бы крылья огромной антиклинали, в ядре которой обнажаются слабо метаморфизованные эокембрийские толщи песчаников и сланцев. Такого рода общая структура при отсутствии под отложениями свиты печенга-кучин более древних эокембрийских отложений позволяет высказаться в пользу того, что здесь имеются разные по возрасту толщи, к тому же образовавшиеся в различных геотектонических зонах подвижного пояса.

Образования свиты печенга-кучин и метаморфические толщи нижнего палеозоя Финмаркена, представленные главным образом вулкано-

<sup>1</sup> Г. Т. Макеенко (1953ф) обнаружил южнее оз. Туль в диабазовых четвертого покрова свиты печенга-кучин жильные породы гранитного и сиенито-аплитового состава, содержащие кварц, калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз, мусковит, а из аксессуарных: — рутил, циркон и апатит. Мощность жил от 1 см до 1 м. Жилы приурочены к брекчированным зонам в диабазовых. Тот же автор указывает на наличие маломощных от 0,1 до 1,0 см прожилков гранитного состава в филлитах между оз. Туль и р. Печенгой, обнаруженные в керне буровой скважины (Прим. ред.).

генными фациями, являются, по-видимому, более молодыми по сравнению с довольно мощными более ранними толщами терригенных отложений полуостровов Рыбачьего и Варангера.

Что касается более молодых среднепалеозойских отложений на Кольском п-ове, то необходимо заметить, что их распространение здесь крайне ограничено. Только на южном, Терском, берегу Кольского п-ова они имеют более или менее широкое площадное распространение.

К достоверным отложениям девонского возраста относятся эффузивы, туфы, песчаники, конгломераты, глинистые и мергелистые сланцы, прорванные Ловозерским массивом нефелиновых сиенитов.

По остаткам девонских пород в Ловозерском массиве можно заключить, что образование песчано-глинистых (алевроитовых) и туфогенных отложений этого возраста в районе Ловозера сопровождалось эффузиями авгитовых порфиритов, пикрит-порфиритов и фонолитов.

Наличие остатков флоры, с одной стороны, и отсутствие морской фауны — с другой, указывает скорее на континентальный характер этих отложений, а само нахождение их в качестве ксенолитов в щелочных породах на высоте от 500 до 1000 м позволяет считать, что они слагали кровлю Ловозерского массива. Надо думать, что они имели большую мощность и, вероятно, широкое распространение.

Песчаники Терского берега, а также выходы их близ устья р. Поной, в долине рч. Голownого и в других местах, пока, как указывалось выше, только условно можно относить к девону.

Сопоставляя данные о распространении девонских и условно к ним относимых отложений, встреченных в различных разобщенных пунктах Кольского п-ова, можно предполагать, что отмеченные находки этих пород являются сохранившимися от размыва остатками некогда широко распространенных отложений, перекрывавших, по-видимому, весь полуостров. Они были эродированы в периоды общего поднятия всего полуострова в последевонское время.

Естественно, что эти отложения могли сохраниться в пониженных местах или в грабенообразно опущенных участках суши в процессе молодых (альпийских) дислокаций—разломов, ограничивающих, согласно А. П. Карпинскому (1919), побережье Кольского п-ова.

В настоящее время после открытия складчатых палеозойских отложений в Ловозере и Печенге можно с несомненностью говорить о проявлении каледонской складчатости и тектонических движений герцинского времени.

В настоящее время можно говорить о проявлении каледонской складчатости только в пределах сравнительно узкой северной полосы развития эокембрийских и нижнепалеозойских складчатых образований.

Вся же остальная территория области, по-видимому, уже в этот этап превратилась в платформу и, начиная с каледонского времени, для нее характерно развитие, свойственное платформенным областям.

Складчатость эокембрийских образований и нижнепалеозойской свиты печенга-кучин, по-видимому, происходили в течение каледонской эпохи. Эта складчатость проявилась, вероятно, только в узких зонах, тяготеющих к норвежским каледонидам.

В то же время за пределами зон развития нижнепалеозойских образований, в породах кристаллического фундамента в течение каледонской эпохи возникали разломы, служившие путями для поднятия основной,

ультраосновной и отчасти щелочной магмы, приводившей к образованию платформенных интрузий.

Дислокации герцинского времени в пределах Кольского п-ова выразились в относительно слабой складчатости девонских отложений, а также в общем антиклинальном поднятии всего полуострова, сопровождавшемся крупными разломами, по которым интродировала уже главным образом щелочная магма.

Магматическая деятельность в течение каледонской складчатости на Кольском п-ове проявлялась неоднократно. Магматические породы в складчатых поясах, возникших в раннекаледонскую эпоху складчатости, установлены на Рыбачьем п-ове, где известны дайки диабазов, участвовавших в складчатости. Если правильно отнесение песчаников и конгломератов Турьего мыса и Телячьего о-ва, по аналогии с породами с. Нёноксы, к кембрию (или эокембрию), то образовавшиеся одновременно с ними щелочные базальты и другие щелочные породы Турьего мыса и побережья Кандалакшского залива, вероятно, следует относить к ранней фазе каледонской складчатости, проявившейся здесь в виде разломов, по которым происходило поднятие ультраосновной и щелочной магм.

Возможно, что на Кольском п-ове к этому же времени следует отнести постскладчатые щелочные граниты центрального водораздела, прорывающие свиту кейв. Эти граниты являются более древними, чем герцинские интрузии нефелиновых сиенитов Ловозера и Хибин.

Очевидно, к более поздней фазе каледонской складчатости следует относить проявления магматизма в свите печенга-кучин. Здесь намечается от трех до пяти пароксизмов вулканической деятельности, причем ранние этапы вулканизма представлены спилитами (альбит-роговообманковыми диабазами) и, отчасти, кератофирами, а более поздние характеризуются широким развитием энстатит-авгитовых и диопсид-авгитовых лав. Вулканизм завершился андезитами.

Широким распространением в свите печенга-кучин пользуются туфы, туфогенные сланцы, агломераты и вулканические брекчии. Магматические глубинные породы представлены как межпластовыми габбро-диабазами, так и, в особенности, что характерно для Печенги, интрузиями габбро-перидотитовой магмы, залегающими в форме согласных офиолитовых интрузий в толще песчано-глинистых сланцев. Для этих интрузий характерно дифференцированное строение и наличие оторочек оливиновых пироксенитов вокруг интрузивных тел. Обычной является дифференциация от оливинитов (перидотитов) в нижних частях интрузий через пироксенитовую промежуточную зону к габбро-пироксенитам и габбро, реже габбро-монцитам в верхних частях интрузий.

Многочисленные интрузии основных и ультраосновных пород свиты печенга-кучин, располагающиеся в одном стратиграфическом горизонте филлитов и алевролитовых сланцев, составляют целый пояс разобщенных по простиранию (а также и по падению) тел с индивидуальными особенностями дифференциации.

Последнее обстоятельство позволяет считать, что дифференциация магмы происходила не в подкоровом очаге, а в камере застывания в толще осадков.

Для печенгских перидотитов характерен магнезиальный состав оливина, что делает понятным генетическую связь медно-никелевых сульфидных месторождений с ультраосновными породами.

Особенностью метаморфизма основных и ультраосновных пород Печенгского района является повсеместное развитие явлений серпентинизации, амфиболитизации, хлоритизации, оталькования и карбонатизации, что связано главным образом с широко проявленным пидротермальным изменением пород. Следует отметить, что эти процессы имели большое значение при формировании месторождений медно-никелевых сульфидов (Харитонов, 1950 г.).

Кислые интрузивные породы неизвестны в свите печенга-кучин. Может быть, проявлением кислых пород являются встречаемые в Печенге аксинитовые жилки и описанные А. А. Полкановым полевошпатовые (альбитовые и олигоклазовые) жилки на Кучин-тундре.

Таковы особенности магматизма, проявившегося в каледонское время в складчатых поясах нижнего палеозоя, пространственно тяготеющих к каледонидам Норвегии.

Поскольку на остальной территории описываемой области известны только платформенные отложения, условно относимые к эокембрию или кембрию и девону, то и интрузивная деятельность в палеозое здесь носила специфический платформенный характер.

Если правильно отнесение песчаников и конгломератов Турьего мыса и Тялячьего о-ва, по аналогии с песчаниками Нёнокской скважины, к кембрию (или эокембрию), то образовавшиеся одновременно с ними (а частью до них и после них) дайки щелочных базальтов и порфиритов, очевидно, являются свидетелями раннего проявления магматизма в пределах платформы каледонского возраста.

Вероятно, к каледонскому этапу проявления магматизма в платформенной обстановке следует отнести и образование целой серии интрузий ультраосновных, основных и щелочных пород, для которых характерно полукольцевое и коническое строение, напоминающее строение глубинных частей вулканов центрального типа. К ним следует отнести интрузии: Ковдорскую, Африкандовскую, Салмогорскую, Хабозерскую и др. Вероятно, к этой же возрастной группе следует причислить и интрузию Гремяха—Вырмес, в составе которой имеют место ультраосновные и основные породы, нефелиновые сиениты и щелочные граниты.

Для указанных интрузий характерна дифференциация магмы с образованием ультраосновных, щелочных и карбонатных пород. Магма, образовавшая эти интрузии, была недосыщена кремнием и алюминием и характеризовалась превышением натрия над калием.

При всем этом рассматриваемые каледонские интрузии по химическому составу пород, их слагающих, чрезвычайно разнообразны. Имеются все переходы от ультраосновных пород со слабым проявлением щелочности до кислых пород (щелочные граниты). Отдельные интрузии или отдельные части сложных многофазных интрузий нередко характеризуются большим разнообразием горных пород, находящихся в послыльном залегании, возникших одновременно в результате дифференциации магмы на месте ее застывания и связанных единством происхождения (например массив Гремяха—Вырмес).

Для указанной группы интрузий в ранние этапы эволюции магмы характерно образование титаномagnetито-перовскитового оруденения, а в более поздние — магнетитового оруденения.

Возможно, что на Кольском п-ове к каледонскому времени следует отнести щелочные граниты центрального водораздела. Эти граниты несомненно моложе условно относимых к нижнему протерозою пород свиты



кейв и старше даек натролитовых сиенитов, которые, если их по возрасту сопоставлять с нефелиновыми сиенитами Ловозера, могут оказаться верхнедевонскими.

Появление щелочных пород среди основных и ультраосновных пород каледонской эпохи служило бы преддверием грандиозного развития щелочных интрузий в более позднее герцинское время. Кольский п-ов в этот период является классическим районом развития разнообразных щелочных интрузий.

Магматическая деятельность герцинской эпохи началась излияниями лав довольно разнообразного состава. Судя по наблюдениям в районе Ловозера, состав лав варьировал в широких пределах (пикрит—порфириты—авгитовые порфириты—эсекситовые порфириты—щелочные трахиты—фонолитовые порфиры).

О широком проявлении основных и щелочных вулканогенных пород в других частях Кольского п-ова свидетельствуют многочисленные серии даек диабазов, пикрит-порфиритов и эсекситовых порфиритов, в особенности развитых в северной части Кольского п-ова.

Герцинские интрузии имеют различную форму. Среди них встречаются как сложные центральные интрузии с коническими и кольцевыми формами отдельных комплексов, котловинами опускания (Хибины), так и пластообразные горизонтальные интрузии, построенные по типу огромных силлов (Ловозеро), а также наклоненные пластообразные интрузии, штоки и дайки.

Весьма широко развито первичное расслаивание интрузивных массивов, происходившее, как известно, вследствие явлений дифференциации магмы на месте ее застывания. Движение и кристаллизация магмы служили главными причинами первичного расслаивания интрузий.

В отличие от каледонских интрузий, серии пород, слагающих герцинские массивы, даже очень больших размеров, как это имеет место в Хибинах, не отличаются большим разнообразием и ограничиваются колебаниями в пределах щелочные сиениты—нефелиновые сиениты—уртиты—ийолиты. При этом резко бросается в глаза преимущественное развитие нефелиновых сиенитов и подчиненное значение остальных горных пород.

Нередко можно наблюдать различие в текстурах пород; одни породы обладают резко выраженными трахитоидными текстурами, в то время как другие имеют массивное сложение, примером чему могут служить серии пород в Ловозерском массиве — луявриты, уртиты, фойяиты.

Чрезвычайно интересны контактово-метасоматические изменения вмещающих пород под влиянием щелочных интрузий. В процессе этих изменений песчаники, гнейсы, граниты и другие породы превращаются в щелочные сиениты (явления фенитизации). В конечные стадии процесса контактово-метасоматических изменений обнаруживается тенденция к приобретению боковыми породами такого минералогического состава, которым обладают породы интрузии.

Замечательно, что рассматриваемые контактово-метасоматические изменения сопровождаются появлением в боковых породах ряда акцессорных минералов, таких, какие наблюдаются в интрузивных породах, например эвколита, эвдиалита, лопарита, сфена и др.

Отличительной чертой химизма герцинских интрузий является богатство их такими элементами как натрий, алюминий, калий, кальций, фосфор, ниобий, тантал, титан, стронций, цирконий, редкие земли, преимущественно из церово-лантановой группы.

В генетической связи с щелочными интрузиями находятся месторождения апатитовых руд в Хибинах и месторождения ниобия, тантала и редких земель в Ловозерских тундрах.

### ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШЕГО ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОЗОЯ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Разведочные работы последних лет установили практическое значение целого ряда месторождений разнообразных полезных ископаемых, генетически связанных с палеозойскими основными, ультраосновными и щелочными интрузиями.

Единичные находки органических остатков в Печенге и Ловозерских тундрах являются еще совершенно недостаточными для разработки стратиграфии палеозойских образований. В связи с этим необходимо выдвинуть следующие задачи по дальнейшему изучению и поискам палеозоя и палеозойских интрузий на Кольском п-ове.

1. Дальнейшее изучение палеозойских отложений и сбор фауны и других материалов с целью установления и уточнения возраста толщ.

Выяснение и уточнение методики структурно-фациального анализа истинных стратиграфических взаимоотношений между различными толщами, относимыми к палеозою.

Сравнительно-литологическое изучение и сопоставление палеозойских образований Кольского п-ова и сопредельных территорий Русской платформы.

2. Разработка стратиграфии палеозоя и установление взаимоотношений между протерозоем и палеозоем. Установление палеозойского возраста некоторых толщ на Кольском п-ове поставило вопрос об уточнении возраста имеющих широкое распространение протерозойских толщ. В связи с этим необходимо продолжить работы по отысканию органических остатков в различных породах. В частности, поиски органических остатков нужно продолжить в свите печенга-кучин и осуществить в свите имандра-варзуга и в других отложениях.

Вследствие слабой сохранности органических остатков следует обратить внимание на сбор материалов, необходимых для определения возраста радиоактивным способом.

3. Установление и уточнение возраста палеозойских интрузий. Как показали результаты геологических исследований последних лет, число вновь открытых основных, ультраосновных и щелочных интрузивных массивов значительно возросло и нет никакого сомнения, что в связи с продолжающимся геологическим картированием в крупном масштабе число таких интрузивных тел на Кольском п-ове значительно увеличится.

Кольский п-ов является крупнейшей провинцией проявления щелочных палеозойских интрузий. В связи с этим необходимо в ближайшее время проведение специальных работ по изучению палеозойских интрузий Кольского п-ова.

4. Изучение металлогении палеозойских образований и в частности интрузий, с которыми связано большое число полезных ископаемых, имеющих важное народнохозяйственное значение.

В результате широких геологоразведочных, поисковых, эксплуатационных, химико-технологических и других работ накопился огромный материал, требующий научной обработки и обобщения. Значительно расширились представления о числе геохимических элементов, концентрации которых приобретают практическую ценность. Поэтому специальные ис-

следования по разработке вопросов металлогении палеозойских образований Кольского п-ова в настоящее время являются первоочередными.

На основе глубокого анализа геологии и металлогении палеозойских образований должно быть разработано направление дальнейших поисковых работ с целью отыскания новых месторождений полезных ископаемых.

## КАЙНОЗОЙ

### ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

#### ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Четвертичные отложения и рельеф Кольского п-ова издавна привлекали к себе внимание исследователей. Первые краткие и отрывочные сведения о четвертичных отложениях Кольского п-ова имеются в работах первой половины 19 в. — Ф. П. Литке (1848), Бетлинка (Böhlingk, 1840), А. Миддендорфа (A. Middendorff, 1853) и др. Более подробный материал находим в очерках Н. В. Кудрявцева (1881, 1883а), описавшего маршрут из Кандалакши в Колу. В самом начале 20 в. финским геологом В. Рамсеем (1898) была дана первая краткая схема четвертичной истории Кольского п-ова, составленная преимущественно на основании личных многолетних наблюдений.

Последующими исследованиями вносились лишь небольшие дополнения или уточнения в схеме Рамсея. Таковы работы П. В. Риппаса (1899), Б. А. Попова (1902, 1904) и И. Розберга (1908), В. Таннера (1913), Н. Г. Кассина (1923), Х. Хаузена (1925 г.).

После Великой Октябрьской революции и ликвидации интервенции, в связи с реконструкцией и бурным развитием промышленно-хозяйственной жизни страны, возникла необходимость детального изучения четвертичных отложений.

В начале послереволюционного периода исследования четвертичных отложений носили довольно случайный характер. Они производились лицами различных специальностей, обычно попутно с основными заданиями. Исключением являются систематические наблюдения А. А. Полканова в северо-западной части Кольского п-ова в 1937 г.

Из работ, имеющих отношение к четвертичной системе, надо отметить исследования С. Г. Григорьева (1924) на западном берегу оз. Имандры, Г. Д. Рихтера и С. Ф. Егорова по берегам оз. Имандры, Б. М. Куплетского (1928а) в Хибинском и Ловозерском массивах, С. Ф. Егорова (1931) на восточных побережьях оз. Имандры и др.

В 1931 г., в связи с составлением карты четвертичных отложений Европейской части СССР в масштабе 1:2 500 000, впервые на Кольском п-ове производились целевые исследования четвертичных отложений. Из-за обширности территории исследования имели лишь маршрутный характер (Эпштейн, 1934; Введенский, 1934; Лаврова, 1932 а, б). Весь фактический материал по четвертичным отложениям был положен в основу составления указанной карты.

Позднее, в связи с крупным строительством треста Апатит, Нивастрой, Туломстрой, Североникель и пр. четвертичные отложения привлекли внимание как основа для сооружений; был поставлен вопрос о более детальном изучении стратиграфии этих отложений и связанных с ними месторождений строительных материалов. В результате детальных исследований в районах крупных строителей собран весьма ценный материал по стратиграфии четвертичных отложений.

Значительный материал по четвертичной геологии северо-восточной части полуострова был собран А. А. Григорьевым (1932).

По заданиям Гидроэнергопроекта исследовались четвертичные отложения по долинам рр. Туломы, Нивы, Колы, Варзуги и Поноя (Григорьев, 1934б; Егоров, 1936; Рихтер, 1936б).

С 1931 по 1936 г. Геологический институт и Кольская база Академии наук вели исследования четвертичных отложений в районе Волчьих и Монче-тундр, в центральной части Хибинского массива и в районе южного и восточного берегов Кольского п-ова от р. Поноя до р. Нивы на западе (М. А. Лаврова).

Строение торфяников и развитие растительности в четвертичный период освещены в работах Г. И. Ануфриева (1922) и В. С. Доктуровского (1934).

Ленинградское геологическое управление в этот период, попутно с геологической съемкой дочетвертичных пород, производило картирование четвертичных отложений. В 1934 г. сектором геологии ЦНИГРИ велись специальные исследования четвертичных отложений в южной части Мурманской области.

Первые сведения о памятниках неолитического времени на Кольском п-ове имеются в работе А. В. Шмидта (1930). В дальнейшем работы по выявлению стоянок доисторической культуры велись на Рыбачьем п-ове и в Печенгском районе.

В годы, предшествующие Великой Отечественной войне, М. А. Лавровой была сделана монографическая сводка геологических данных по четвертичной геологии Кольского п-ова. В основу ее были положены многолетние полевые исследования автора, а также литературный и фондовый материал (Лаврова, 1947б).

М. А. Лавровой была составлена карта четвертичных отложений полуострова, данные которой были использованы для международной карты четвертичных отложений Европы и для второго издания карты четвертичных отложений Европейской части СССР в масштабе 1 : 2 500 000.

Большой фактический материал позволил значительно уточнить и дополнить стратиграфическую схему четвертичных отложений Кольского п-ова и наметить основные этапы его четвертичной истории.

В 1945 г., в связи с развитием геологопоисковых работ Ленинградским, а позднее Северо-Западным геологическим управлением возобновились исследования четвертичных отложений. В 1945, 1946, 1947 гг. для Печенгского района М. Н. Степановой, С. Ф. Бискэ, Ю. П. Барановой были составлены геоморфологические карты и карты четвертичных отложений.

В 1948 г. Ленинградским геологическим управлением в западной части Кольского п-ова производилась аэрогеологическая съемка. Эта съемка позволила Н. И. Апухтину уточнить данные по рельефу района и распространению различных генетических типов четвертичных отложений. В том же году С. А. Дюковым и Ф. А. Шохор производилась геологическая съемка в бассейне р. Стрельны на южном берегу Кольского п-ова. В 1949 г. эти же исследователи вели геологическую съемку у Гирвас-озера, а Н. И. Апухтин занимался изучением четвертичных отложений в Кандалакшском районе.

В период 1948—1950 гг. на Кольском п-ове большие геолого-съемочные работы были проведены под руководством Ю. С. Желубовского.

Как видно, начиная с 1945 г., была произведена площадная геологическая съемка четвертичных отложений обширных территорий Кольского

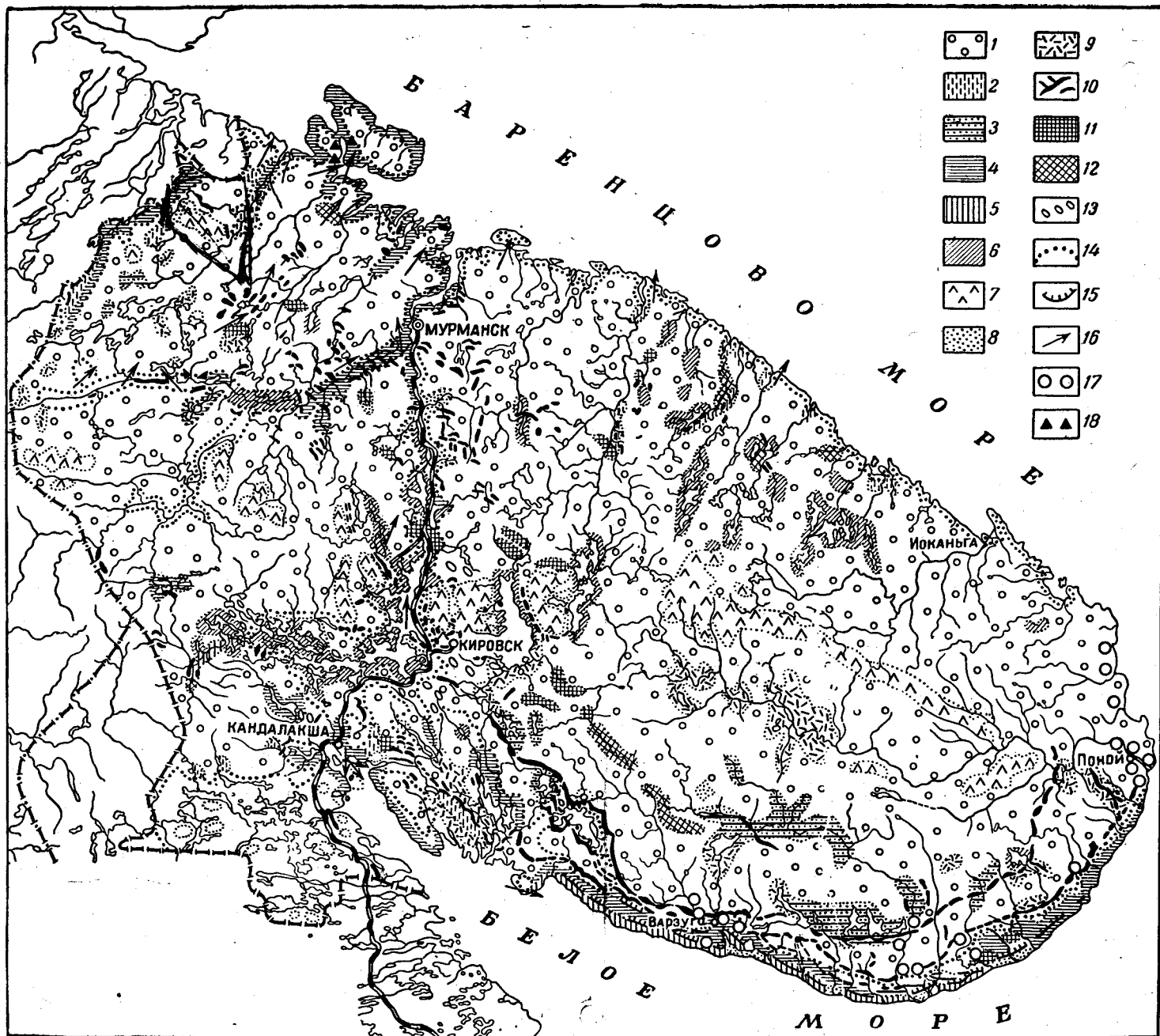


Рис. 31. Карта четвертичных отложений Кольского п-ва

1 — ледниковые отложения (морена); 2 — флювиогляциальные отложения; 3 — озерно-ледниковые отложения; 4 — морские позднеледниковые отложения; 5 — морские послеледниковые отложения; 6 — озерные отложения; 7 — элювиальные и делювиальные отложения; 8 — золотые отложения; 9 — торф; 10 — конечные морены и озы; 11 — холмисто-моренный ландшафт; 12 — камни; 13 — друмлины; 14 — граница морских трансгрессий; 15 — главнейшие террасовые уступы; 16 — ледниковые шрамы; 17 — местонахождения ископаемой фауны; 18 — верхнепалеолитические стоянки

п-ова. Обработка материала сопровождалась аналитическим изучением гранулометрического состава отложений и широким применением спорово-пыльцевого анализа.

### СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Четвертичные отложения на Кольском п-ове имеют широкое распространение (рис. 31). Они почти сплошным плащом покрывают коренные породы. В зависимости от расчлененности рельефа коренных пород мощность четвертичных отложений сильно колеблется, достигая во впадинах более чем 100 м. В зонах доминирующей ледниковой экзарации — на вершинах тундр и варак, в районе северного морского берега и на крутых склонах гор, четвертичные отложения отсутствуют.

В общем, в западной, более расчлененной части полуострова мощность четвертичных отложений весьма непостоянна и коренные породы нередко выходят на дневную поверхность. В юго-восточной части полуострова четвертичный покров имеет почти сплошное распространение. К северу от Понойской центральной впадины мощность его незначительна.

Четвертичные и современные отложения Кольского п-ова представлены частью морскими, но главным образом континентальными отложениями, из которых преобладают ледниковые. Особенно широкое распространение имеет морена последнего оледенения, а также водно-ледниковые (флювиогляциальные и озерно-ледниковые) отложения. Менее широким распространением пользуются наземные (субаэральные) отложения. Среди них элювиальные и делювиальные отложения приурочены главным образом к горным массивам, эоловые — к побережьям морей и озер. Незначительное распространение имеют пресноводные (субаквальные) отложения (озерные, озерно-речные и речные). Из молодых наземных отложений широким распространением пользуются торфяно-болотные.

Характер и условия образования перечисленных отложений обуславливают их крайнюю пестроту и быструю смену фаций различных типов отложений как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях.

Дать общую для всех районов Кольского п-ова стратиграфическую колонку по вышеуказанным причинам не представляется возможным. В зоне морского берега и центральной части полуострова последовательность слоев будет различна. В настоящее время не представляется возможным также провести полную синхронизацию четвертичных отложений горных районов и равнин.

Так как Кольский п-ов в четвертичный период являлся центром оледенений и относился к зоне доминирующей ледниковой денудации, в настоящее время здесь сохранились наиболее отчетливые следы последнего ледникового и послеледникового времени. Следов более древних этапов четвертичной истории не сохранилось.

Сводный стратиграфический разрез четвертичных отложений Кольского п-ова можно представить в следующем виде<sup>1</sup>.

I. Отложения максимального оледенения  $Q_{II}$  (днепровского). Нижняя морена  $glQ_{II}$  (Д).

II. Отложения последнего межледникового века  $Q_{II}$  (днепровско-валдайского):

1). Морские отложения бореальной трансгрессии  $mQ_{III}$  (бор).  
к нижнему палеозою и скорее всего к ордовику<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Кроме приведенного здесь подразделения существуют и другие стратиграфические шкалы, признающие шесть ледниковых эпох (Яковлев, 1950; Москвитин, 1952).

- 2) Аллювиальные (дельтовые) отложения  $alQ_{III}$ .
  - 3) Морские отложения беломорской трансгрессии  $mQ_{III}$  (бел).
- III. Отложения последнего ледникового века  $Q_{III}$  (валдайского):
- 1) Верхняя основная морена  $glQ_{III}$ .
  - 2) Флювиогляциальные отложения  $fglQ_{III}$ .
  - 3) Озерно-ледниковые отложения  $lgQ_{III}$ .
  - 4) Гляциально-морские отложения  $m-glQ_{III}$ .
  - 5) Позднеледниковые морские отложения  $mQ_{III}$ .
- IV. Послеледниковые отложения  $Q_{IV}$ :
- 1) Послеледниковые морские отложения  $mQ_{IV}$ .
  - 2) Озерные отложения  $lQ_{IV}$ .
  - 3) Аллювиальные отложения  $alQ_{IV}$ .
  - 4) Торфяно-болотные отложения  $hQ_{IV}$ .
  - 5) Элювиальные отложения  $elQ_{IV}$ .
  - 6) Делювиальные отложения  $dQ_{IV}$ .
  - 7) Эоловые отложения  $eoQ_{IV}$ .

### ОТЛОЖЕНИЯ МАКСИМАЛЬНОГО (ДНЕПРОВСКОГО) ОЛЕДЕНЕНИЯ $glQ_{II}$

#### *Нижняя основная морена*

До последних лет на Кольском п-ове были известны ледниковые отложения только последнего (валдайского) оледенения. В настоящее время имеются несомненные данные, указывающие на наличие отложений и более древнего оледенения (днепровского).

Нижняя морена предпоследнего оледенения является на Кольском п-ове древнейшим членом разреза четвертичных отложений. Она изредка наблюдалась в юго-восточной и восточной частях полуострова в глубоких депрессиях доледникового рельефа, главным образом в глубоких речных долинах.

Впервые она была отмечена в 1931 г. в районе южного и юго-восточного берега Л. В. Введенским, но он датировал ее временем последнего оледенения, так как вышележащие слои относил к межстациональным, а не к межледниковым. Эту точку зрения разделил и А. А. Полканов (1937д).

При дальнейших исследованиях на восточном берегу Кольского п-ова было установлено наличие в древних глубоких речных долинах (Качковка, Поной, Бабыя и др.) нижней основной морены, залегающей на коренных породах и покрытой толщей морских межледниковых отложений и верхней мореной.

Нижняя морена Кольского п-ова представлена несортированной глиной или суглинком с валунами кристаллических пород. От верхней морены она отличается большим содержанием глинистых частиц, плотностью и красно-бурым цветом.

Различие гранулометрического состава морен хорошо видно из анализов, произведенных по методу Сабанина для разреза левого притока р. Качковки.

Наблюдаемая мощность нижней морены 1,5—2,0 м. Редкие находки этой морены, несомненно, объясняются сильной ледниковой денудацией во время последнего оледенения, когда она была уничтожена не только на водораздельных пространствах, но и в древних долинах, по которым двигались льды последнего оледенения. Особенно сильно это вырази-

лось в западной, более расчлененной части полуострова, где нижняя морена не наблюдается.

Таблица 37

	Фракции в % по весу									
	10-7 мм	7-5 мм	5-3 мм	3-2 мм	2-1 мм	1-0,5 мм	0,5-0,25 мм	0,25-0,05 мм	0,05-0,01 мм	>0,01 мм
Верхняя морена	0,55	—	0,42	0,42	1,10	3,32	8,58	18,33	10,14	57,14
Нижняя морена	0,65	0,39	0,35	0,20	0,40	0,59	1,96	13,53	7,16	74,87

В районе р. Поной, на берегу моря, на нижней морене местами залегают косослоистые галечники, по-видимому, представляющие собой флювиогляциальные отложения конца оледенения.

#### ОТЛОЖЕНИЯ ПОСЛЕДНЕГО МЕЖЛЕДНИКОВОГО ВЕКА Q<sub>III</sub> (ДНЕПРОВСКО-ВАЛДАЙСКОГО)

##### *Морские отложения бореальной трансгрессии*

Межледниковые морские отложения на Кольском п-ове впервые были отмечены на р. Варзуге еще П. В. Риппасом (1899). Позднее они были установлены в разрезах коренных берегов и в террасах почти всех крупных рек Терского берега от рч. Лодочного на западе до Лумбовского залива на востоке. Эти отложения изучались здесь М. А. Лавровой (рис. 32).

Морские межледниковые отложения залегают на нижней морене и на флювиогляциальных отложениях (рр. Поной, Качковка) или непосредственно на коренных породах. В большинстве случаев они перекрываются мореной последнего оледенения, реже флювиогляциальными или межледниковыми аллювиальными (дельтовыми) отложениями.

Верхние горизонты межледниковых морских отложений, особенно в западной части их распространения, сильно денудированы в результате деятельности льда последнего оледенения. Наиболее хорошо они сохранились в глубоких конькообразных речных долинах восточной части Кольского п-ова (рр. Поной, Качковка, Панфилов ручей).

На основании изучения ряда разрезов морских отложений бореальной трансгрессии можно дать следующий литологический профиль.

Нижние горизонты межледниковых морских отложений представлены темно-серыми супесями с большим количеством морских раковин и включением не крупных валунов и гальки. Мощность 1—1,5 м.

По направлению вверх супеси переходят в песчанистые, местами слабо слоистые глины темно-серого цвета, с редкими морскими раковинами, включением щебня и мелких валунов. Мощность 30—40 м.

Выше песчанистые темные глины через переслаивание с песками переходят в покрывающие их горизонтально слоистые пески и галечники. В нижнем течении р. Поной эти слои содержат богатую микрофауну. Мощность 40—50 м.



Общая мощность межледниковых морских отложений в низовьях р. Поноя достигает около 100 м. Обычно мощность их менее значительна.

Состав морской фауны данных отложений в общем более тепловодный, чем состав фауны побережий современных морей в этих районах. Наряду с видами, имеющими широкое распространение, а именно арктическо-бореальными или преимущественно арктическими, которые обитают в прибрежных морских водах, здесь наблюдаются бореальные виды, как-то: *Cardium edule* L., *Cardium fasciatum* Mont., *Dentalium entalis* L., *Maetra elliptica* Brown., не обитающие в настоящее время в Белом море, и *Astarte sulcata* Da-Costa, *Venus gallina* L., *Lucina borealis* L., распространенные лишь у берегов Финмаркена в западной Норвегии, а также *Anomia striata* Вгос. — лузитанский вид, неоднократно отмечаемый вместе с бореальными и другими лузитанскими видами в межледниковых морских отложениях районов Северной Двины.

Необходимо отметить, что данные теплолюбивые виды фауны приурочены к песчаным фациям сублиторальной зоны и отмечаются в нижнем горизонте супесей и в слоистых песках выше горизонта глин. В верхней части горизонта песков в состав фауны входит лишь небольшое количество бореальных видов. Тепловодные лузитанские виды здесь отсутствуют<sup>1</sup>. Горизонт глин содержит бедный комплекс фауны преимущественно из илоядных, зарывающихся арктическо-бореальных видов, таких как *Tellina (Macoma) calcarea* Chem., *Cardium ciliatum* Fabr. и др. Они резко отличаются от фауны песчаных фаций однообразием видового состава.

Весьма значительные отметки нахождения межледниковых морских отложений в восточной части полуострова (до 160 м) дают возможность предполагать о широком распространении межледникового моря. На это указывает нахождение морских раковин в морене последнего оледенения в южной части полуострова, за пределами распространения морских отложений. Однако вследствие ледниковой денудации последнего оледенения на водораздельных пространствах межледниковые морские отложения не сохранились и границы моря пока здесь не установлены.

В. Рамсей в 1898 г. ко времени бореальной трансгрессии моря относил образование абразивных уровней и морских террас, не покрытых моренной, наблюдаемых на побережье Восточного Мурмана в районе между рр. Териберкой и Варзиной. Исследования последних лет на северном берегу Кольского п-ова показали, что они относятся ко времени позднеледниковой морской трансгрессии.

Л. В. Введенский (1934) принимал описанные выше морские отложения за межстадиальные — соответствующие времени отступления льда последнего оледенения. Эту точку зрения поддерживал и А. А. Полканов (1937д). Однако стратиграфическое положение, характер фауны и большая мощность отложений (до 100 м) указывают на несостоятельность данного предположения. Межледниковые морские отложения Кольского п-ова аналогичны морским отложениям районов рр. Северной Двины и Мезени и должны датироваться временем межледниковой морской бореальной трансгрессии.

<sup>1</sup> Согласно стратиграфической схеме Н. И. Алухтина (1948), морские межледниковые отложения Мурманской области относятся к более молодому межледниковью, чем бореальные осадки Северной Двины, и сопоставляются им с межледниковыми образованиями, развитыми в Карельской АССР и в нижнем течении р. Онеги.

Отложения бореальной трансгрессии на Кольском п-ове имеют практический интерес. Особое значение их заключается в том, что они развиты в восточной части полуострова, где другие генетические типы четвертичных отложений встречаются редко или отсутствуют.

Глины нижнего горизонта морских отложений могут быть использованы для кирпичного производства. Они частично и разрабатываются населением для этой цели. Пески и гравий верхней части разрезов нередко представляют хороший балластный и строительный материал.

### Аллювиальные (дельтовые) отложения

На южном берегу Кольского п-ова в районе с. Варзуги отмечены два горизонта межледниковых морских отложений с фауной, разделенных аллювиальными (дельтовыми) слоями (рис. 32).

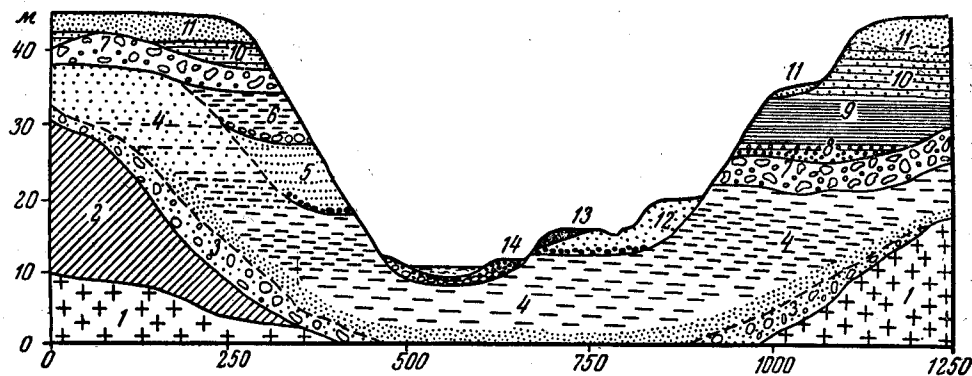


Рис. 32. Схематический разрез морской террасы к югу от с. Варзуги

1—гранито-гнейсы; 2—песчаники; 3—нижняя морена (Д); 4—межледниковые морские отложения бореальной трансгрессии; 5—межледниковые аллювиальные (дельтовые) отложения; 6—межледниковые морские отложения беломорской трансгрессии; 7—основная морена последнего оледенения (В); 8—флювиогляциальные отложения; 9—ленточные глины; 10—ленточные и слоистые пески; 11—морские отложения (тапес); 12—морские отложения (тапес); 13—отложения, синхроничные трансгрессии тривна; 14—пойма

В основании разреза межледниковых отложений здесь залегают темно-серые морские глины с раковинами *Cardium ciliatum* Fabr., *Tellina (Macoma) calcarea* Chemn.

По направлению вверх глины постепенно переходят в супесчаные глины с большим количеством раковин; *Pecten islandicus* Müll., *Cyprina islandica*, L., *Astarte borealis* Chemn, а затем в слоистые супеси, пески с морскими, солоноватоводными и в небольшом количестве пресноводными диатомовыми и, наконец, в галечники. Данные морские слои относятся к бореальной трансгрессии. Мощность 24 м.

На размытой поверхности их залегают мелкозернистый песок и супесь с горизонтальной и мелкодиагональной слоистостью, типа передних слоев подводной части дельты. В песках отмечаются пресноводные, солоноватоводные и обломки морских диатомовых. Мощность слоя 16 м.

### Морские отложения беломорской трансгрессии

На дельтовые пески с эрозийным несогласием налегает верхний горизонт морских отложений, представленный суглинками с валунно-галечниковым слоем в основании, с большим количеством морских рако-

вин моллюсков: *Pecten islandicus* Müll., *Cardium ciliatum* Fabr., *Astarte montanum* Dillw., *A. compressa* L., *A. crenata* Gray v. *crebricostata* Forb., *Tellina (Macoma) calcarea* Chemn., *Panopea norvegica* Spen gl., *Neptunea despecta* L. v. *carinata* Penn и сегменты *Cirripedia*, *Balanus crenatus* Brug., *B. porcatus* Da-Costa.

Среди диатомовых В. С. Порецкий отметил комплекс фригодофильных холоднолюбивых форм. По данным Г. Благовещенского, пыльцевой комплекс содержит: *Pinus* 58%; *Betula* 18%; *Picea* 12%; *Larix* 6%; *Salix* 5%. Видимая мощность верхнего морского горизонта 5 м.

Денудированная поверхность морских отложений покрыта основной мореной последнего оледенения до 15 м мощности и ленточными песками.

Палеонтологический материал из данного горизонта морских отложений указывает на некоторое изменение климатических условий в сторону похолодания.

По стратиграфическому положению и характеру фауны верхний горизонт морских отложений к югу от с. Варзуги можно сопоставлять с отложениями беломорской трансгрессии в районе нижнего течения р. Северной Двины. Незначительные абсолютные отметки нахождения свидетельствуют о том, что данная межледниковая трансгрессия и на Кольском п-ове не имела широкого распространения.

Вышеприведенный материал позволяет предполагать, что морские межледниковые отложения Кольского п-ова синхроничны северодвинским. Они представлены отложениями бореальной и беломорской трансгрессий, разделенными в районе р. Варзуги аллювиальными (дельтовыми) слоями, залегающими с эрозийным несогласием.

### ОТЛОЖЕНИЯ ПОСЛЕДНЕГО ЛЕДНИКОВОГО ВЕКА Q<sub>III</sub> (ВАЛДАЙСКОГО) И ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения последнего ледникового века на Кольском п-ове имеют широкое распространение. Первое место среди них занимает моренный покров. На большей части территории полуострова он залега непосредственно на дочетвертичных породах, в юго-восточной и восточной частях полуострова, в глубоких речных долинах, верхнюю морену подстилают межледниковые морские отложения. Нижняя граница морены с подстилающей породой выражена отчетливо.

Верхняя морена обычно выходит на дневную поверхность или покрывается флювиогляциальными, озерно-ледниковыми или озерными и торфяно-болотными отложениями. В зоне морского берега, в древних глубоких заливах и фиордах, а также по берегам оз. Имандры и в долинах рр. Колы, Нивы и Туломы морена покрывается позднеледниковыми морскими отложениями.

Особенности литологического состава основной морены и условия ее залегания дают возможность отличить эту морену, отложенную под большим давлением льда из нижней и донной морен, от абляционной морены (морены вытаивания), образованной из включенного в лед материала поверхностной и внутренней морен, спроектированных на основную.

#### Основная морена

Состав основной морены позволяет выделить несколько литологических разновидностей:

1. Наибольшее распространение имеет песчаная и супесчаная морена, развитая в западной, более возвышенной части полуострова, а так-

же в юго-восточной части его. Характерным для нее является: полная несортированность, малое количество мелкой пылевой фракции (менее 0,01 мм), слабая окатанность частиц, обилие пылевой фракции (0,01—0,10 мм), что придает ей плотность и устойчивость, а также обилие валунов. Большая или меньшая обогащенность морены крупнообломочным и щебневатым материалом зависит от петрографического состава и состояния подстилающей горной породы. Так, например, в зоне развития гранитов и гнейсов, легко поддающихся процессам дезинтеграции, количество валунов в морене весьма значительно.

Цвет основной морены в данном районе варьирует от светло-серого до зеленовато-серого и зависит от большего или меньшего количества частиц зеленокаменных пород (хлоритовых сланцев и диабазов). В иллювиальном почвенном горизонте морены валунные пески и супеси имеют желтовато-бурый цвет.

2. В южной, восточной и северо-восточной частях Кольского п-ова основная морена представлена несортированным валунным суглинком, а местами валунной глиной красновато-бурого цвета. Несмотря на полную несортированность материала морены, преобладающими фракциями здесь являются частицы менее 0,01 мм.

Изменение литологического состава и цвета морены находится в зависимости от характера подстилающих пород. Глинистый состав морены, по-видимому, обусловлен широким распространением здесь межледниковых морских отложений, нижние и средние горизонты которых представлены глинами. На сильное обогащение морены морскими отложениями указывает наличие в ней обломков морских раковин, захваченных вместе с глинами из подстилающих межледниковых отложений; красноватый цвет морены обусловлен присутствием в ней валунов, щебня и мелких частиц красного песчаника, развитого здесь в коренном залегании.

3. Третьей литологической разновидностью основной морены является валунный щебень, имеющий незначительное распространение. Он отмечен в местах, лишенных сплошного моренного покрова и, по-видимому, представляет собой остатки последнего, из которого более мелкие частицы вынесены атмосферными водами. Такие отложения наблюдаются незначительными пятнами на поверхности Волчьих, Монче-, Кандалакских, Куртяжных, Колвицких и других тундр.

### ***Абляционная морена или морена вытаивания***

Абляционная морена чаще встречается в западной, более возвышенной части Кольского п-ова, где лед содержал большое количество включений обломочного материала. В последние этапы оледенения оставшиеся в понижениях неподвижные глыбы льда после таяния оставляли покров морены.

Эта морена представлена рыхлым валунно-щебневатым песком, местами валунной несортированной супесью с большим количеством крупнообломочного, слабообработанного льдом материала.

Возможно, что к остаткам абляционной морены относятся рассеянные валуны на вершинах высоких тундр центральной части Кольского п-ова и вдоль Мурманского берега. В некоторых случаях здесь наблюдаются небольшие нагромождения крупных валунов, иногда находящихся в состоянии неустойчивого равновесия («качающиеся камни»).

Характерной чертой моренных отложений Кольского п-ова является их несортированность. Перемытость морены наблюдается изредка в ее

нижней части и обязана деятельности подледниковых вод. Явления перемывания морены в ее верхних частях отмечаются в тех случаях, когда осциллировавший край льда спускался в воду.

В районе к западу от Монче-губы, в долинах рр. Нивы и Лотты, отмечены два горизонта морены, разделенных флювиогляциальными и озерно-ледниковыми отложениями. Нижний горизонт отвечает основной морене последнего оледенения, верхний — стадияльной морене, образованной в конце последнего оледенения.

В районах распространения позднеледниковых морских трансгрессий поверхность морены абрадирована (Кандалакша, районы р. Нивы, оз. Имандры).

Моренный покров в Мурманской области имеет плащеобразное залегание, слегка нивелирует неровности дочетвертичного рельефа, в силу чего мощность его варьирует. В местах сильной ледниковой экзарации на платообразных горных вершинах, а также в районе северного берега Кольского п-ова морена представлена только эрратическими валунами, так как мелкий материал из маломощной морены здесь удален атмосферными осадками и вынесен сильными ветрами. Моренный покров также слабо развит в районе к востоку и северо-востоку от Ловозерских тундр. В западной, более расчлененной части полуострова, мощность морены колеблется от 0 до 40 м, реже до 100 м. Наибольшая мощность морены наблюдается во впадинах дочетвертичного рельефа. Так, к западу от Мончегорска мощность ее, по буровым данным, достигает около 100 м. По направлению к вершинам мощность морены уменьшается. В юго-восточной, равнинной части полуострова мощность моренного покрова более равномерная и он является почти сплошным. Средняя мощность его здесь достигает 3—4 м.

Плащеобразное залегание основной морены на расчлененной поверхности коренных пород нередко создает формы крупнохолмистого и друмлинового рельефа.

Крупнохолмистый рельеф отмечается в северных частях полуострова, где развиты массивные породы. Друмлиновый рельеф приурочен к районам развития хорошо ориентированных по простиранию пород-гнейсов и сланцев и наблюдается главным образом к югу от Хибинских тундр, в районе оз. Бабинской Имандры и в других местах.

В восточной, более равнинной части полуострова поверхность морены образует слабо волнистую равнину.

В районах горных массивов таких, как Хибинские, Ловозерские, Монче- и Волчьих тундры, на склонах гор развиты боковые (береговые) морены. Они представлены несортированным валунным песком и супесью с большим количеством щебневатого материала. Валуны менее обработаны, чем в основной морене. Образование их происходило в позднеледниковое время, в стадию сетчато-долинных ледников. Они отмечены многими исследователями для Хибин, Туадаш-, Монче-, Чуна- и Чолм-тундр и др.

Среди ледниковых отложений Кольского п-ова необходимо отметить также конечные морены, образовавшиеся у края ледника во время осцилляций и продолжительных задержек при отступании его.

Наиболее важное значение для выяснения вопроса об отступании материкового покрова имеют краевые образования в южной и восточной частях полуострова. В восточных районах они описаны Л. В. Введенским (1934), дальнейшее изучение их производилось М. А. Лавровой. Здесь отмечены три гряды краевых отложений, фиксирующих стационар-

ные состояния края льда. Среди местного населения данные формы рельефа известны под названием Терские Кейвы<sup>1</sup>.

Южная (1) гряда Терской Кейвы в районе верховьев Кандалакшского залива с расчлененным горным рельефом наблюдается в долинах между возвышенностями. За пределами гор, начиная с Колвицкой депрессии, она прослеживается вблизи берега моря почти непрерывно вплоть до р. Поноя, образуя ряд выступающих к югу языков. В районах оз. Колвицкого, с. Тетрино, р. Стрельны гряда краевых отложений разветвляется.

II гряда Терской Кейвы, в виде слабо извилистой полосы, проходит в восточной части полуострова, почти параллельно южной гряде, образуя ряд пологих языков и разветвляясь в депрессии Вялозера. Она прослежена от низовьев р. Поноя до оз. Имандры. Здесь, через гирлянду островов, она соединяется с краевыми образованиями губы Куренги и Пермесозера и, таким образом, огибает Хибинский массив с запада.

III гряда Терской Кейвы выражена слабее и специально не исследовалась. Она намечается севернее второй гряды к востоку от Хибинских и Ловозерских тундр до верховьев р. Стрельны.

Среди многообразных форм рельефа, образующих краевые гряды — Кейвы, широко развиты конечные морены, как насыпные, так и морены напора, а также холмисто-моренный рельеф. Данные формы рельефа часто встречаются в восточной части Кейвы I и в западной части Кейвы II.

Литологический состав конечных морен близок к составу основных морен в данных районах.

В западной, более гористой части полуострова конечные морены не имеют широкого распространения, так как в большинстве случаев они здесь наблюдаются лишь в долинах между возвышенностями. Они отмечаются здесь в Сальных и Туадаш-тундрах.

В районе Кандалакшских, Колвицких, Иолги-, Монче и Волчьих тундр в долинах р. Нивы конечные морены описаны М. А. Лавровой. О наличии таких морен в районе Чуны-тундры имеются указания Н. В. Кудрявцева, Б. М. Куплетского и Н. Г. Кассина.

В северо-западной части полуострова, по данным А. А. Полканова (1937д), краевые образования являются широко распространенными, но вследствие расчлененного рельефа коренных пород они имеют здесь прерывистый характер, наблюдаясь в трогообразных долинах или широких впадинах рельефа<sup>2</sup>.

Кроме вышеуказанных конечных морен, А. А. Полканов отмечал конечные морены локального оледенения, приуроченные к долинам тундр Кучин, Ионкетъквид, Красивая, Виймь и др.

По данным М. А. Лавровой, к востоку от Кольского залива хорошо выраженная конечная морена развита в верховьях р. Териберки у оз. Репьявр. Она прослеживается на значительное расстояние почти в широтном направлении. Восточнее конечные морены отмечались около

<sup>1</sup> Слово «Кейва» в объяснении местных жителей значит «срединная». Это — высокие гряды среди болот низкого Терского берега. Их надо отличать от «горной Кейвы» к северу от Понойской депрессии.

<sup>2</sup> Выделенные здесь восемь серий конечных морен, отвечающих стадиям отступления льда, аэрогеологическими наблюдениями Н. И. Апухтина (1948 г.) не подтвердились.

Ушковой горы, у озер Лекозера, Каменного, у с. Воронинский погост и в других местах.

Сопоставляя отдельные местонахождения конечноморенных отложений, можно говорить о стационарном положении края льда в данных районах.

Состояние изученности конечно-моренных образований Кольского п-ова дает возможность наметить главнейшие этапы отступления ледников.

Конечные морены времени локального, т. е. горного оледенения особенно хорошо выражены в Хибинском и Ловозерском массивах. Они дают возможность проследить все стадии сокращения долинных ледников местного оледенения. Гранулометрический состав отложений конечных морен отличается большим разнообразием. В общем по направлению от периферии к центру массивов, т. е. в глубине долин и цирков, морена становится более щебнистой, с меньшим количеством частиц мелких фракций. В этом направлении убывает и количество эрратических валунов.

Описанные выше моренные отложения представляют собой хороший строительный материал. Суглинистые и глинистые разности морены, распространенные на южном берегу Кольского п-ова, несколько обогащенные валунным материалом, могут использоваться для кирпичного производства. Супесчаные и песчаные разности, богатые валунным материалом, развитые на большой территории полуострова, являются хорошим материалом для устройства фундаментов, насыпей, дамб, железнодорожных и шоссейных путей.

### *Флювиогляциальные отложения*

Флювиогляциальные отложения Кольского п-ова образовались в позднеледниковое время, когда происходило интенсивное таяние льда материкового покрова. В это время мощными агентами аккумуляции являлись ледниковые потоки. Материал, переносимый ими, отлагался как на суше, так и в ледниковых озерах или морских заливах.

Флювиогляциальные отложения представлены песчаными, гравийными и валунно-галечниковыми осадками. Материал обычно хорошо перемыт, сортирован; наблюдается слоистость потоков.

Флювиогляциальные отложения на Кольском п-ове представлены краевыми (маргинальными) озами, флювиогляциальными дельтами и зандрами, образованными по периферии ледника во время стационарных положений его края, а также радиальными озами, отложенными в пределах самого ледника.

Маргинальные озы отложены у края, спускавшегося в мелкую воду. Они представлены валунно-галечниковым и гравийным материалом. Мелкие, пылеватые частицы в отложениях этих озоз отсутствуют, что отличает их от конечных морен. В рельефе они имеют вид вала, нередко с более крутым проксимальным склоном, сложенным сравнительно крупным материалом и более пологим дистальным склоном.

Маргинальные озы хорошо развиты в гряде Кейва I, в районе Колвицкой депрессии и к западу от Кандалакшского залива. Они наблюдались также к западу от Бабинской Имандры (Эпштейн, 1934). К типу краевых озоз надо отнести гряды в долине р. Туломы, около Сухого и Юркина порогов, и северную гряду у порога Кривец.

Отложения маргинальных озов нередко сменяются типичными флювиогляциальными дельтами, отложенными в более глубокой воде. Проксимальный склон дельты относительно крутой, дистальный — широкий, пологоспускающийся (террасовидный), сложенный хорошо сортированным песком с косою слоистостью типа дельтовой.

Флювиогляциальные дельты наблюдаются в западной части Кейв I и вблизи древних долин в восточной части полуострова; они развиты также в верховьях глубоких фиордов Мурманского берега, а именно: в губе Териберской, Гавриловской, Рынде, в устье р. Харловки и др. Они известны в глубине Кольского фиорда (с. Мурмаши, гора Соловарака), в ряде пунктов по долине р. Колы (район сс. Шонгуй, Лопарская) и в Печенгском районе (по данным С. Ф. Биске).

К флювиогляциальным отложениям относятся также слоистые пески и галечники, залегающие между моренами последнего оледенения, описанные Г. Д. Рихтером (1933) и А. А. Турцевым в долине р. Нивы. По-видимому, данные слои образовались при кратковременном отступании края льда.

Песчаные равнины — зандры, образовывавшиеся у края льда, спускавшегося на сушу, на Кольском п-ове развиты меньше. Они отмечены С. Г. Бочем в районе Котозера, Вадозера, а также по западному и юго-западному берегам оз. Бабинской Имандры и в Печенгском районе.

Меньшее распространение на Кольском п-ове имеют флювиогляциальные отложения с радиальными формами рельефа. К ним относятся радиальные озы.

Радиальные озы представляют собой песчано-галечные валы и гряды, отложенные ледниковыми потоками и вытянутые по направлению движения льда. Валунно-галечниковый материал этих озов характеризуется окатанностью и косою слоистостью потоков. На Кольском п-ове радиальные озы, как уже было сказано, не имеют широкого распространения и встречаются реже, чем в Карелии. Наши знания о строении этих озов весьма скудны и при характеристике их приходится опираться главным образом на морфологические признаки. Принимая во внимание теории образования озов, в настоящее время возможно выделить среди них следующие типы:

- 1) озы, образованные в зоне активного льда;
- 2) озы, образованные в пределах развития мертвого (неподвижного) льда.

Наибольшее количество озов образовано в зоне активного льда подледниковыми, внутрiledниковыми и надледниковыми потоками. Эти озы сложены песчано-галечниковым и валунным материалом, имеют вид хорошо выраженного симметричного вала, с крутыми склонами, узким гребнем высотой 10—50 м, и обычно сопровождаются приозовыми впадинами, занятыми озерами или болотами. Иногда это целая система ветвящихся озов, напоминающая сложную речную сеть, с косою слоистостью типа потоков. Озы данного типа развиты главным образом в западной и южной частях полуострова. К ним относятся озы, известные в Печенгском районе, в районах р. Ноты, бухты Охто-Канды, рр. Кицы и Чаванги в южной части Кольского п-ова и др. Значительное количество озов имеется в районе к востоку от железной дороги. Они наблюдались А. А. Полкановым, С. Ф. Егоровым, Г. И. Горецким и др. В северо-западной части полуострова, по данным А. А. Полканова, озы не имеют широкого распространения.



Озы, образованные в устьях ледниковых потоков, согласно дельтовой теории Де-Геера, обычно представлены слоистым хорошо сортированным песком различной зернистости. Они имеют форму вала с округлой вершиной значительной высоты (10—40 м) и более пологими симметричными склонами. Они часто расширяются, становятся платообразными или снижаются, сменяясь песчаной равниной — дельтой.

Озы данного типа развиты преимущественно в южной части полуострова. К ним надо отнести озы, известные к северу от Пиньской губы, между сс. Сальницей и Кашкаранцы.

Озы, образованные в пределах развития мертвого льда, распространены в восточной части полуострова. Для них характерна сильная извилистость в плане, подобная меандрирующему потоку. Они сложены песчано-галечниковым материалом с перекрещивающейся слоистостью типа потоков. Продольный профиль их волнистый; склоны симметричны. По сторонам озоз развиты обширные болота. В районе к югу от р. Поноя оз такого типа протягивается на расстояние около 40 км (М. А. Лаврова). Аналогичный оз отмечен А. М. Шукевичем (1934г) и И. В. Моисеевым (1935 г.) в районе к югу от Бабозера.

Благодаря хорошей сортированности и свежести материала, флювиогляциальные отложения представляют прекрасный строительный и балластный материал. Они богаты галечником, гравием и песками различной зернистости и могут вполне удовлетворять требованиям строительства. Запасы этих отложений велики, особенно в пределах Кейв I и II и в других местах развития краевых образований и радиальных озоз.

### *Озерно-ледниковые отложения*

К озерно-ледниковым относятся осадки позднеледниковых озоз, образовавшихся у края ледника или в его пределах в период интенсивного таяния. Они представлены ленточными глинами, ленточными песками и супесями.

Наиболее распространенным типом озерно-ледниковых отложений являются ленточные глины с отчетливой и правильной слоистостью, обусловленной чередованием зимних — глинистых слоев с летними — песчаными и супесчаными слоями. Они образовались в приледниковых озозах на глубине не менее 20—30 м.

Кроме ленточных глин, озерно-ледниковые отложения представлены мелко- и среднезернистыми песками и супесями с хорошо выраженной слоистостью и ленточностью и чистыми песками, лишенными органических остатков. Они были отложены в более мелководных условиях.

Озерно-ледниковые отложения залегают на морене последнего оледенения или на связанных с нею флювиогляциальных отложениях. Чаще всего они покрыты более поздними озерными отложениями и торфяниками. Мощность озерно-ледниковых образований местами достигает 20—30 м. Наибольшее распространение они имеют на южном берегу полуострова (Введенский, 1934), а также в юго-западной и северо-западной частях его (Кошиц, 1935г; Эпштейн, 1934; Полканов, 1937; Дмитриев и Покровская, 1941 г.). В восточной части полуострова и среди горных массивов эти отложения не имеют широкого развития.

Озерно-ледниковыми отложениями сложены и некоторые положительные формы рельефа, например камы. Последние на Кольском п-ове имеют довольно широкое распространение. Происхождение камов объ-

ясняется различно. По мнению большинства исследователей, они образуются в водах плотинных озер у края материкового льда и в проталинах мертвого (неподвижного) льда, иногда на повышенных участках рельефа и на склонах высот.

Камы сложены песчано-гравийным и галечниковым материалом с более или менее хорошо выраженной облекающей слоистостью. Изредка в толщу песков бывают включены линзы моренного материала или отдельные валуны.

Большинство камов Кольского п-ова относится к краевым образованиям. Они широко развиты в пределах Кейвы II, на пространстве от р. Поноя до р. Оленицы, и лишь на нескольких участках в южной Кейве I. Форма камов здесь сильно варьирует. Наибольшее распространение имеют плоские гряды с крутыми склонами ледникового контакта. Высота их изменяется в пределах 40 м, ширина иногда достигает около 1 км. На поверхности их нередко замкнутые лощины и котлованы, на склонах — циркообразные выемки. В таких случаях камы имеют холмистый рельеф. Иногда плоские гряды сужаются и имеют вид валообразных маргинальных озов.

Камы здесь нередко покрывают целиком или частью гряды и холмы конечных морен, образованных у края активного льда. Это дает право относить данные камы к краевым образованиям, но они фиксируют не первую — активную фазу края льда, а последующую, когда, благодаря, абляции, край льда потерял способность к движению и образование конечных морен прекратилось.

Камовый ландшафт отмечен С. Г. Бочем (1934 г.) в верховьях р. Лубцы, к западу от Кандалакшского залива, С. В. Эпштейном (1934) — в районе Бабинской Имандры и в верховьях р. Ены. Камы известны к западу от Монче-губы оз. Имандры и на восточном берегу того же озера у ст. Хибинь. Они широко развиты также в северной части Кольского п-ова, где приурочены к пониженным участкам рельефа, чаще располагаясь вблизи рек и озер. В восточной части полуострова они развиты по периферии плоских впадин на плато в виде невысоких гряд, несколько изогнутых в плане, или отдельных пятен — «сопок». Камы северной и восточной частей полуострова образовались в проталинах различной формы в мертвом льде.

На Кольском п-ове на склонах высот и в глубоких долинах р. Поноя наблюдаются «камовые террасы». Они широко развиты в Хибинских и Ловозерских тундрах и в других местах. Например, к западу от оз. Имандры они отмечались Р. А. Дмитриевым и И. М. Покровской (1941 г.) в глубоких долинах рек.

Отложения камов имеют большое практическое значение, так как являются прекрасным строительным и балластным материалом.

Особенно богата этим материалом полоса краевых образований Кейвы II, на южном берегу полуострова. Но так как таяние льдов на большой площади Кольского п-ова происходило в условиях неподвижного, мертвого льда, отложения камов могут быть обнаружены и в других районах полуострова, кроме северного побережья.

### *Гляциально-морские отложения*

По берегам Кольского п-ова, преимущественно в фиордах и глубоких заливах, развиты гляциально-морские образования, отложенные вблизи края ледников, спускавшихся в море. Они обычно примыкают

к отложениям флювиогляциальных дельт, лежат на морене последнего оледенения и покрываются морскими позднеледниковыми отложениями или торфяниками.

Гляциально-морские отложения представлены слоистыми глинами или песками зеленовато-серого цвета с менее ясным чередованием летних — песчаных и зимних — глинистых слоев, чем это наблюдается в озерно-ледниковых отложениях. Отмеченная особенность текстуры в разных месторождениях проявляется по-разному, что зависит от степени осолонения приледниковых вод. Мощность этих отложений достигает 25 м.

Образование описываемых отложений происходило в полярных условиях. Нижние горизонты их лишены органических остатков. По направлению вверх в разрезах гляциально-морских отложений начинают встречаться редкие остатки пресноводных, пресноводно-солонководных и реже чисто морских форм диатомовых.

Гляциально-морские отложения отмечены в Кольском фиорде у г. Мурманска, около рч. Фадеева, в нижней части долины р. Колы у сс. Шонгуй, Кильдинстрой, Зверосовхоза. В разрезе у с. Шонгуй, по данным Г. И. Горецкого, обнаружены экземпляры морских форм — *Melosira sulcata* (Ehr.) Ktz., *Stephanopyxis* и обломки морских *Centrales*, а также редкие пресноводные формы диатомей.

Значительное развитие гляциально-морских отложений установлено по берегам Туломского фиорда и в долине р. Туломы до Нотозера. Эти отложения известны также в Печенгском районе и в долинах рек северного берега Кольского п-ова (рр. Западная Лица, Ура, Воронья, Гольцовка, Териберка, Мучка, Рында и др.), а также на южном берегу Кольского п-ова (рр. Стрельна, Варзуга, Сальница, Оленица, Умба) и в районе Карозера, Пончозера, Колвицкого оз. и др. Значительное распространение гляциально-морских отложений отмечается по долине р. Нивы, в районе оз. Имандры и в области Кольско-Имандровского водораздела. По данным К. В. Антонова, они отмечались здесь по берегам р. Куренги, в районе водораздела и по берегам озер Колозера и Окунева, а также к западу от Пулозера.

Слои этих отложений представлены песчано-гравийным материалом и в редких случаях супесями и суглинками с ленточной слоистостью. Из морских диатомовых в них отмечены *Melosira sulcata* (Ehr.) Ktz., *Cyclotella stylorum* Bright, *Diplonets Smithii* (Vreb.) Cl. и диатомовые из порядка *Centrales*. Эти данные указывают на слабое осолонение вод, т. е. на существование морского пролива между Кандалакшским и Кольским заливами.

Гляциально-морские отложения развиты также к западу от Белого моря в Ковдозерской депрессии. В районе Толвандозера абразионный уровень отмечен на высоте 165 м. Западнее, в районе озер Тениоярви и Куоляярви, и несколько южнее, в районе оз. Лаппоярви, морской уровень устанавливается на абсолютной высоте 180,5 м.

Гляциально-морские отложения, представленные слоистыми (ленточными) глинами, являются ценным строительным сырьем. Они используются для кирпичного и клинкерного производства. Эти отложения на Кольском п-ове имеют широкое распространение. Их месторождения приурочены к верховьям заливов и губ, к устьевым участкам долин рек, которые являлись ложами для стока льда, спускавшегося в море. Они широко известны по берегам Кольского залива, р. Туломы, а также в цент-

ральной депрессии (Кола — Имандра — Нива). Многие месторождения эксплуатируются в настоящее время (Кильдинстрой, Шонгуй, Фадеев ручей, о. Высокий и др.).

### Позднеледниковые морские отложения

В зоне открытого морского берега, а также в глубоких фиордах на гляциально-морских отложениях, на морене или непосредственно на дочетвертичных породах залегают морские отложения. В зависимости от условий образования, а именно: характера береговой линии, глубины моря и солёности воды, литологический состав этих отложений сильно меняется. На открытых побережьях северного берега Кольского п-ова, доступного деятельности прибоя, достигающего огромной силы, морские отложения представлены более или менее грубым кластическим материалом: разнозернистыми песками, галечниками, а иногда и хорошо окатанными валунами до метра в поперечнике.

На юго-восточном, пологом берегу Кольского п-ова, где на характер отложений большое влияние оказывают выносы рек, развиты преимущественно песчаные отложения с малым количеством микрофауны. В фиордах и бухтах отложения более разнообразны. Среди песков здесь нередко встречаются ракушечники.

С наибольшей полнотой морские отложения выражены в западной части Кольского п-ова; лучше изучены они в районах Кольского залива и в долине р. Туломы, где эти слои богаты макрофауной.

На основе собранного большого геологического, палеонтологического и геоморфологического материала произведено уточнение стратиграфии морских отложений, что позволило произвести сопоставление и датировку их и для других районов. Стратиграфия морских отложений здесь следующая:

Слой с *Portlandia arctica* Гау и горизонт портландия. В Кольском заливе и в долине р. Туломы в верхней части гляциально-морских отложений изредка встречаются раковины *Portlandia arctica* Гау, что указывает на изменение условий отложений на морские.

Эти слои являются наиболее древними из морских отложений. Они наблюдаются в целом ряде пунктов Кольского залива, в долинах рр. Туломы, Шовны, Улиты и Фадеева ручья.

Выше залегают отложения горизонта портландия, имеющие широкое распространение. Лучше всего они изучены в долине р. Туломы. Руководящий разрез данных отложений наблюдается в нижнем течении р. Керцёк (правого притока р. Туломы). Здесь, по данным Г. И. Горецкого, наблюдается следующий разрез:

1. В основании залегают гляциально-морские отложения, представленные ленточными глинами. Мощность 11 м.

2. Слоистые глины с редкими раковинами *Portlandia (Joldia) arctica* Гау. Мощность около 2 м.

3. Темные неслоистые глины с раковинами *Portlandia lenticula* Möll., *Joldia hyperborea* Lov., *Nucula tennis* Mont, v. *expansa* Rew.; изредка с *Pecten groenlandicus* Sow. Мощность до 10 м.

Данный арктический комплекс фауны указывает на увеличение глубин и солёности, т. е. на трансгрессию моря.

4. Глинистые слоистые пески с *Tellina (Macoma) calcarea* Chem., выше переходящие в средние и крупнозернистые пески с раковинами *Astarte compressa* L. и *Saxicava arctica* L. Мощность до 28 м.

Диатомовая флора отложений довольно богата. Среди них до 46% холоднолюбивых видов. Впервые в слое песков встречена пыльца березы и ели.

Характер фауны и литологический состав верхней части отложений указывает на постепенное обмеление бассейна. Климатические условия, по-видимому, улучшились, но видовой состав макрофауны беден, что указывает на суровый арктический климат.

Здесь наблюдаются отложения морской трансгрессии, которую по руководящему виду *Portlandia lenticula* можно называть трансгрессией портландия.

Описанный комплекс осадков наблюдается в районе р. Туломы ниже Кривецкого порога, у Шовнинского порога.

На северном берегу Кольского п-ова отложения данного горизонта изучены слабо. Они здесь лишены макрофауны и представлены дельтовыми террасами в глубине заливов и фиордов, полосой абрадированных скал и небольшими накоплениями песчано-галечникового материала между скалами, представляющего обрывки террас.

В районах юго-восточного берега Кольского п-ова отложения горизонта портландия имеют более широкое распространение и слагают хорошо выраженные широкие террасы. Изучение террас долины р. Варзуги, ниже порога Оралихи, указывает, что отложения горизонта портландия залегают здесь с эрозионным несогласием. В основании их лежат галечники, выше пески с наличием морских диатомовых: *Melosira sulcata* (Ehr.) Ktz., *Isthmia nervosa* Ktz., *Grammotophora* sp., *Rhabdonema arcuatum* Ktz., *Rh. minutum* Ktz. и др.

Присутствие арктической формы *Isthmia nervosa* Ktz., морской характер отложений, трансгрессивное залегание их на значительной абсолютной высоте (74 м) за пределами Кейвы II дает основание сопоставлять их с отложением яруса портландия долины р. Туломы.

В районе р. Нивы и оз. Имандры, как и в районе р. Колы, позднеледниковые морские отложения трудно отличимы от гляциально-морских. Среди редких диатомовых здесь единично встречаются морские формы: *Melosira sulcata* (Ehr.) Ktz., *Diploneis interrupta* Ktz., *Coscinodiscus* sp. и обломки морских *Centrales*.

Регрессия моря портландия происходила с задержками, во время которых образовались скульптурные террасы, покрытые крупнозернистыми слоистыми песками и галечниками. В долине р. Туломы в нижних террасах встречаются ракушечники, состоящие из массы обломков раковин *Mytilus edulis* L., *Tellina baltica* L., *Balanus balanoides* L. и др.

Состав морской фауны указывает на образование отложений в зоне мелководья (литорали или верхнем отделе sublиторали) и на некоторое улучшение климатических условий, когда могли образоваться ракушечные банки *Mytilus* и существовать литоральные виды *Littorina* и *Balanus*. Однако, несмотря на массовый характер, фауна в большинстве своем представлена мелкими, угнетенными формами *Saxicava arctica* и *Tellina baltica*.

На северных и южных берегах полуострова данные отложения слагают серию узких террас или береговые валы, состоящие из песчано-галечникового материала без фауны.

К западу от Белого моря, в районе Ковдозера и Толвандозера, эти отложения охарактеризованы морскими раковинами *Mytilus edulis* L., *Saxicava arctica* L., *Littorina littorea* L., *Lacuna divaricata* Fabr., *Balanus*.

С. В. Эпштейн (1934) датирует эти отложения временем готигляциальной трансгрессии. Исследования на Кольском п-ове показали, что данный комплекс фауны развивался не раньше регрессии моря портуландия. С такой датировкой хорошо увязываются и высоты местонахождения (до 75 м над уровнем моря).

### Послеледниковые морские отложения

Морские отложения, синхроничные горизонту фолас. На размытую поверхность нижних террас, отвечающих времени регрессии моря портуландия, налегают более глубоководные отложения, представленные супесями, песчанистыми глинами и выше — слоями более грубых фракций. Мощность отложений колеблется в пределах 19 м.

Стратиграфически положение данных отложений хорошо видно в разрезе на р. Коже (приток р. Туломы). Эти отложения здесь представлены тонкой супестью с прослойками песка, ниже — грубого суглинка с раковинами *Astarte compressa*, *A. montanica*, *Tellina (Macoma) calcarea* и в нижней части — супесями. Они несогласно налегают на крупные пески с *Mytilus edulis*, *Littorina littorea* (слой времени регрессии моря портуландия) и несогласно, с маркирующим горизонтом из гальки и мелких валунов, покрываются слоями, синхроничными ярусам тапес I и тапес II.

В районе Туломы слои с *Astarte* наблюдаются также ниже Кривецкого порога, на рр. Улите, Шовне и др.

Осадки, вскрываемые разрезами по р. Туломе, содержат макрофауну в большем количестве по сравнению с отложениями времени регрессии моря портуландия. Наиболее широко распространенными видами являются *Astarte compressa* L., *A. montanica* Dillw., *Tellina (Macoma) calcarea* Chemn., *Saxicava*. Этот комплекс фауны указывает на увеличение глубин и солености и умеренную температуру воды. В верхней части описываемых отложений среди раковин моллюсков появляются уже первые борельные виды: *Modiola modiolus* L. и *Neptunea despecta* v. *carinata* Repn. Диатомовые представлены преимущественно морскими формами, из которых наиболее распространенными, по данным Г. И. Горецкого, являются следующие: *Coscinodiscus sublineatus* Gr., *C. lacustris*, v. *septentrionalis* Gr., *Biddulphia aurita* (Lyng.), Vreb et Codey, *Rhabdonema arcuatum* (Lyng.), Ktz., *R. minutum* Ktz., *Grammatopora arcuata* Ehrh., *Thalassionema nitzschioides* Gr., *Cocconeis costata* Greg. Количество холодноводных видов падает до 38%, что указывает на улучшение климатических условий. Пыльца древесных пород присутствует уже в значительном количестве. Преобладает пыльца березы, пыльцы сосны до 20%.

Отложения горизонта фолас развиты и на других побережьях Кольского п-ова (кроме восточного). Сохраняя свои характерные литологические черты, здесь они бедны макрофауной и охарактеризованы диатомовыми.

Описываемые отложения не имеют широкого распространения. Они образуют ряд террас, из которых верхняя наиболее хорошо выражена. Эти отложения хорошо сопоставляются с ярусом фолас океанических побережий Скандинавии.

Слои, синхроничные горизонту тапес I. На размытой поверхности отложений нижних террас горизонта фолас залегают слоистые пески различной крупности зерна. В основании разреза нередко лежит слой галечника и валунов. Вверх по разрезу пески становятся

более мелкозернистыми. Стратиграфическое положение этих отложений устанавливается в разрезе по р. Коже, где они залегают на размывтой поверхности отложения яруса фолас. Наблюдаемая мощность их незначительна. Описываемые слои бедны макрофауной. Значительное количество среди них пресноводных видов диатомовых указывает на сильное опреснение прибрежных вод.

Описываемые отложения, сопоставляемые с отложениями горизонта тапес I, не имеют широкого распространения. В западной части полуострова они образуют четко выраженную террасу, которая к востоку снижается, а затем перекрывается более молодыми отложениями.

По данным Г. И. Горецкого (1940а), трансгрессия моря в это время не достигала Нотозера. В долине р. Туломы у порога Падун высота террас 44,5 м, у Кривецкого порога 40 м, у г. Колы 35—36 м, т. е. к северу террасы снижаются. В районе южного берега, у Кандалакши, высота их 52 м, по р. Варзуге 20—21 м.

Данные отложения по стратиграфическому положению сопоставляются с ярусом тапес I (*Mactra*) района Осло в Норвегии.

Слои, синхроничные горизонту тапес II. На размывые отложения горизонта тапес I или непосредственно на отложения горизонта фолас ложатся морские отложения пестрого литологического состава от галечников в основании до супесей и песчанистых глин в средней части разреза. Последние вверх по разрезу сменяются отложениями грубых фракций. Общая мощность отложений до 20 м.

Стратиграфическое положение указанных отложений, сопоставляемых с отложениями горизонта тапес II, хорошо устанавливается в ряде разрезов.

Так, выше Кривецкого порога на р. Туломе наблюдаются следующие слои (сверху вниз):

Неравномернозернистый песок с прослоями детрита раковин <i>Mytilus</i> , <i>Saxicava arctica</i> <i>Littorina</i> и др.	0,0—1,25 м
Крупнозернистый песок с раковинами <i>Saxicava arctica</i> , <i>Buccinum undatum</i> , <i>Puncturella noachina</i> , <i>Trophon clathratus</i> , <i>Astarte compressa</i> и др.	0,25—14,50 ..
Ракушечный детрит с обломками <i>Mytilus</i> , <i>Littorina</i> и редкими валунами	14,50—15,00 ..
Зеленовато-серая супесь без фауны (слои фолас)	15,00—22,00 ..

Из приведенного разреза четко видно несогласное налегание мелководных отложений на более глубоководные и трансгрессивно-регрессивный характер отложений.

В нижнем течении р. Туломы и в Кольском заливе рассматриваемые отложения представлены более глубоководными слоями с большим количеством раковин *Cyprina islandica* L. Так как данный вид в Кольском заливе появляется в это время впервые, то Г. И. Горецкий считает его руководящим для этих отложений.

Описываемые отложения в долине р. Туломы и Кольском заливе характеризуются обилием макрофауны. Видовой состав моллюсков увеличивается более чем в два раза.

Число бореальных видов, обитающих в настоящее время у Финмаркена и у западных берегов Норвегии, достигает 25. Среди них широко развиты *Cardium edule* L., *Cyprina islandica* L., *Mactra elliptica* Brown и др.

В отложениях западного Мурмана встречаются более теплолюбивые виды, как-то: *Gibbula tumida* Mont., *G. cineraria* L., *Utriculus truncatulus* Brug., *Venus gallina* L. и др.

Видовой состав диатомовых разнообразен и характеризуется большим процентом солоноводных (морских) форм. В больших количествах отмечены *Rhabdonema arcuatum* Ktz., *R. minutum* Ktz., *Synedra camtschatica* Gr., *Cocconeis costata* Gray, *C. scutellum* Ehr, *C. scutellum* v. *stauroneiformis* Grun., *Navicula distans* W., Sm., *Isthmia nervosa* Ktz. и др.

По стратиграфическому положению и характеру фауны описываемые отложения синхронизируются с ярусом тапес II района Осло. Ими сложены три террасы (B, A<sub>9</sub> и A<sub>8</sub>), из которых верхняя особенно хорошо выражена. Благодаря хорошей сохранности богатой микрофауны и диатомовых этот ярус при расчленении морских отложений является руководящим.

Слои, синхроничные ярусу тривиа. На размытой поверхности отложений нижних террас горизонта тапес II залегают морские слои, представленные преимущественно песчаными фациями и редко суглинками и песчанистыми глинами.

Стратиграфическое положение этих слоев хорошо выясняется из разрезов террас по восточному берегу Кольского залива. Порядок слоев сверху вниз следующий:

1. а) Валунно-галечниковый горизонт с линзами слоистых супесей, мощностью 1,5 м.

б) Мелкозернистый темно-серый песок мощностью 2 м. Залегает на размытой поверхности слоя (2).

2. Светло-серые мелкозернистые пески с редкими раковинами *Tellina baltica* и *T. (Macoma) calcerea* мощностью 10 м. Эти пески залегают на размытой поверхности слоя (3).

3. Мелкозернистые светло-серые супеси с *Cyprina*, *Astarte compressa*, *Tellina (Macoma) calcerea* мощностью до 10 м.

Из данного разреза видно залегание описываемых отложений на размытой поверхности горизонта *Cyprina* и несогласное перекрывание их более молодыми отложениями.

В районе Кольского залива на Мурманском берегу эти отложения содержат богатую фауну, по видовому составу близкую к фауне горизонта тапес II, но представленную более мелководными видами. Значительное количество бореальных видов указывает на благоприятные климатические условия. Мощность отложений незначительна. Ими сложены три террасы, из которых верхняя хорошо выражена. По стратиграфическому положению эти отложения могут быть сопоставлены с отложениями яруса тривиа района Осло и океанического берега. Скандинавии.

Горизонты остра I и II. На размытых отложениях слоев, синхроничных горизонту тривиа, залегают более молодые морские отложения, по-видимому, отвечающие по времени образования ярусам остра I и II Скандинавии. Ими сложены нижние морские террасы. По сравнению с более ранними отложениями видовой состав макрофауны в рассматриваемых отложениях беднеет, исчезают некоторые бореальные виды, в том числе и *Cardium edule*; количество широко распространенных арктическо-бореальных видов увеличивается.

Как видно, морские отложения Кольского п-ова очень разнообразны по своему составу. Многие из них могут быть использованы как строительное и промышленное сырье. Глины, пригодные для кирпичного про-



изводства, могут быть найдены в защищенных от волнений заливах, даже среди молодых отложений, но чаще всего они приурочены к отложениям трансгрессий портландия и фолас. Они известны по р. Туломе (р. Керц-йок, Кривецкий порог, Шовна и др.), во многих местах Кольского залива (залив Ваенга, р. Кола), на северном (с. Териберка) и на южном (сс. Кандалакша, Колвица, Умба, Варзуга) берегах Кольского п-ова. Количество фауны часто незначительно.

Пески и галечники, пригодные для кирпичного производства, приурочены главным образом к открытым побережьям заливов и развиты по всем берегам полуострова.

Ракушечники приурочены к нижним морским террасам и могут быть найдены по всем побережьям Западного и Восточного Мурмана. Они известны во многих пунктах (сс. Печенга, Териберка, Ярнышная, Шельпино и др.).

### *Озерные отложения*

Озерные отложения Кольского п-ова представлены песками, гравием и галечниками различной сортировки и окатанности и реже глинами и диатомитами. Они обычно наблюдаются в виде песчаных и галечниковых террас, а также береговых валов, окаймляющих озерные побережья в виде более или менее широкой полосы.

В районе морского берега озерные отложения залегают на морских поздне- и послеледниковых отложениях (вблизи оз. Колвицкого, Канозера и др.). Во внутренних частях полуострова они лежат на морене последнего оледенения или на флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложениях. Песчано-галечниковые отложения обычно выходят на поверхность, глинистые же отложения и диатомиты покрыты торфяно-болотными образованиями.

О развитии сапропелей на Кольском п-ове сведения скудны. Имеются краткие указания о нахождении их в болотах бухты Охто-Канды, района г. Кировска и в других местах. Отмечается также примесь глинистой гиттии к диатомовым осадкам в озерах.

Среди озерных отложений широко развиты диатомиты. В естественном виде кольский диатомит представляет собой светло-серую и желтовато- или зеленовато-серую пластичную массу, которая при высыхании светлеет, иногда становится белой и приобретает пористое сложение и малый удельный вес. Более грубые сорта диатомитов содержат большую или меньшую примесь песка, глинистых иловатых и органических частиц, что сообщает им более темную или буроватую окраску.

Диатомиты приурочены к непроточным или слабопроточным озерам либо к тихим заливам крупных озер, а также к торфяным болотам, образовавшимся в результате заболачивания озер. Диатомиты обычно залегают на озерных отложениях — песчанистых глинах, а в болотах покрываются слоем торфа. Мощность их до 7 м.

Диатомиты на Кольском п-ове имеют очень широкое распространение. Их, вероятно, можно встретить почти под каждым торфяником, образовавшимся в результате заболачивания озер, а также и в современных озерах. Более детально обследованы в отношении распространения диатомита районы вдоль Кировской железной дороги и Ловозера.

Диатомиты с точки зрения их пригодности в качестве строительных материалов изучались В. С. Порецким, А. А. Жузе и В. С. Шешуковой. Большинство исследованных диатомитов, по данным Г. С. Благовещен-

ского и И. М. Покровской, датируется суббореальным и субатлантическим временем и лишь в одном случае концом атлантического периода.

Озерные отложения Кольского п-ова имеют большое практическое значение. Хорошо перемытые разности крупнозернистых озерных песков, гравий и галечник представляют хороший строительный и балластный материал. Большое значение в качестве строительного материала имеют диатомиты (изготовление термоблоков, кирпичей, теплотеононов). Примесь сапропеля к диатомитам повышает их качество, так как способствует появлению при обжиге особенно ценного свойства их — дисперсности. В качестве абразивного материала могут быть использованы гранатовые пески. Они отмечены в южной части Кольского п-ова и в верховьях р. Туломы.

### *Аллювиальные и аллювиально-озерные отложения*

Аллювиальные отложения на Кольском п-ове не имеют широкого распространения. Это объясняется молодостью гидрографической сети. Почти все реки Кольского п-ова представляют собой протоки между озерами или озеровидные расширения — плесы.

Слабо развитые террасы обычно приурочены к нижней части речных долин, так как, благодаря эпейрогеническому послеледниковому поднятию полуострова и колебаниям уровня моря, реки претерпели здесь несколько циклов эрозии.

В верхних течениях рек отдельные озера являлись местными, более постоянными базисами, и террасы здесь развиты слабо или отсутствуют. Реки горных массивов имеют характер горных потоков.

В соответствии с указанными особенностями аллювиальные отложения подразделяются на несколько типов:

1. Аллювий горных потоков и порожистых участков рек, представленный крупнообломочным материалом — галечниками и песками с косящей слоистостью.

2. В озеровидных расширениях долин — плесах — характер отложений меняется. Там, где транспортирующая сила потока велика, а плесы реки незначительны, аллювий представлен галечниками, как, например, на р. Поное. В противоположных условиях отложения представлены песками и супесями и практически не отличимы от озерных.

3. Отложения участков нижнего течения рек, подвергавшихся во время трансгрессии приливо-отливным течениям, близки к типу эстуарных и дельтовых. Они представлены мелкозернистыми песками и супесями с горизонтальной и диагональной слоистостью.

Количество аллювиальных террас в разных районах Кольского п-ова различно, в зависимости от амплитуды вертикальных колебаний земной коры и уровня моря.

Хорошо перемытые разности крупнозернистых аллювиальных песков, гравий и галечник представляют хороший строительный и балластный материал. Особое значение для стекольной и керамической промышленности имеют нефелиновые пески, встреченные на восточном берегу оз. Имандры, между рр. Большой Белой и Гольцовкой. Они являются продуктами морозного выветривания крупнозернистых нефелиновых сиенитов Хибинского массива, вынесенными реками и аккумулярованными в виде дельтовых отложений и прирусловых береговых валов. После обогащения эти пески могут быть использованы в качестве нефелинового щелочного сырья в стекольном производстве.

### Торфяно-болотные отложения

Торфяно-болотные отложения на Кольском п-ове имеют широкое распространение.

Исследование торфяников Кольского п-ова производилось лишь в юго-западной части его. Преобладающими видами торфа здесь являются: осоково-топяной, гипново-топяной, сфагново-верховой, сфагново-переходный, сфагново-топяной и осоково-переходный (Ануфриев, 1922). Мощность торфяников до 3 м.

Геоботаническое исследование торфяников позволило наметить фазы развития древесной растительности, а именно: I — фаза сосново-березовых лесов, II — фаза сосново-березовых лесов и III — фаза елово-сосново-березовых лесов. Начало торфообразования относится к атлантическому климатическому периоду.

В суббореальный период происходит задержка в образовании торфяников; особенно сильного развития они достигают в субатлантический период (рис. 33).

Торф на Кольском п-ове можно рассматривать как резерв топливной энергии, представляющий большой практический интерес. Промышленные запасы его особенно велики в восточной части полуострова (верховья рр. Варзуги, Стрельны, Поноя).

Малоразложившийся торф может быть использован в качестве изоляционно-подстилочного материала. Торфяники низинного типа после мелиорации могут быть использованы в сельском хозяйстве для увеличения площадей под луга, огородные и полевые культуры.

### Элювиальные отложения

Элювиальные отложения приурочены главным образом к горным массивам центральной части Кольского п-ова, к гряде Кейв, Рыбачьему п-ову, о. Кильдину и другим местам, лишенным древесной растительности. Они представлены преимущественно продуктами морозного выветривания горных пород в виде более или менее крупных обломков, щебня и дресвы. Состав отложений находится в тесной зависимости от литологического состава подстилающих пород. На платообразной поверхности массивов они нередко образуют «каменные моря».

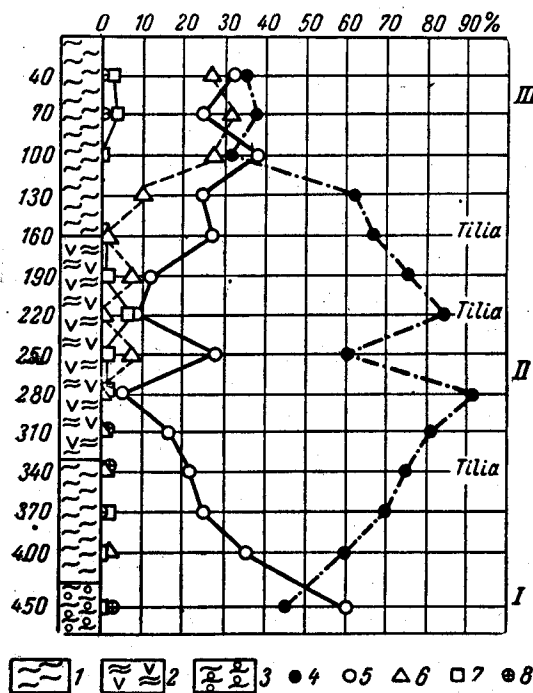


Рис. 33. Пыльцевая диаграмма торфа  
вблизи ст. Титан

1—сфагновый торф; 2—сильно разложившийся древесно-сфагновый торф; 3—сапрелевый торф; 4—пыльца сосны; 5—пыльца березы; 6—пыльца ели; 7—пыльца ольхи; 8—пыльца ивы.

I—конец фазы сосново-березовых лесов; II—фаза сосново-березовых лесов; III—фаза елово-сосново-березовых лесов

Элювиальные отложения значительно распространены также в Хибинских и Ловозерских тундрах. Широкому развитию элювиальных отложений здесь способствует слабая устойчивость крупнозернистых разностей нефелиновых сиенитов против выветривания.

### *Делювиальные отложения*

Делювиальные отложения на Кольском п-ове не имеют широкого распространения. Они развиты преимущественно в пределах горных массивов. К ним относятся отложения на склонах гор, образовавшиеся в результате вымывания атмосферными водами более мелких частиц из элювиального покрова вершин и склонов. Наиболее широко распространены эти отложения в Хибинских, Ловозерских и Сальных тундрах. Уже на середине крутых склонов здесь появляются незначительные скопления рыхлого материала. По направлению к низу мощность его постепенно возрастает и он образует сплошной покров у подошвы склонов. Состав делювиальных отложений сильно колеблется в зависимости от характера коренных пород и крутизны склонов. Они то богаты крупнообломочным материалом, то более мелкозернисты и сортированы.

В условиях полярного климата, при сильном развитии процессов морозного выветривания, делювиальные отложения смешиваются с осыпями элювиального материала, т. е. возникают элювиально-делювиальные образования.

### *Эоловые отложения*

Эоловые отложения на Кольском п-ове не имеют широкого распространения. Среди них выделяются две группы: 1) более древние, уже закрепленные дюны и 2) современные эоловые отложения, образованию которых способствовала деятельность человека.

Эоловые отложения приурочены к открытым для господствующих ветров морским побережьям, а также к песчаным берегам крупных озер. Образование их в большинстве случаев относится к суббореальному (ксеротермическому) периоду, наиболее благоприятному для развития эоловых процессов.

Наибольшее распространение эоловые отложения имеют на южном берегу Кольского п-ова, между Турьим мысом и Пулоньгой, где берег представлен почти исключительно песчаными отложениями. Здесь наблюдаются дюны, уже закрепленные растительностью (левый берег р. Варзуги у устья р. Кицы), а также современные движущиеся дюны и песчаные поля. Возникновение последних связано с деятельностью человека, уничтожающего леса и разрушающего почвенный покров. Ярким примером служит с. Кузомень, где песчаные поля и дюны засыпают постройки, надвигаясь на лес, отодвинувшийся на 5 км от берега. Песчаные поля и дюны развиты на месте уничтоженного леса, о чем свидетельствуют сохранившиеся пни. Подобные явления наблюдаются также в сс. Чаваньге и Стрельне.

На Мурманском берегу эоловые отложения приурочены также к террасам послеледниковых трансгрессий. Они известны в устье р. Вороней, в губе Песчаной, в районе сс. Рынды, Харловки, на Рыбачьем п-ове, о. Кильдине и во многих других местах. Из более древних эоловых отложений надо отметить дюны и песчаные поля на морской террасе к югу от с. Варзуги.

Так как эоловые отложения представлены кварцевыми песками, менее всего загрязненными цветными минералами, изучение их представляет большой практический интерес в связи с поисками сырья для стекольной промышленности. Однако до настоящего времени эти отложения специально не изучались.

### ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Вышеприведенные данные позволяют наметить следующие этапы истории геологического развития Кольского п-ова в четвертичное время.

Первые страницы четвертичной геологической летописи Кольского п-ова не сохранились, так как древнейшие четвертичные отложения, по-видимому, нацело уничтожены в последующие ледниковья. Свидетелями наиболее древнего (лихвинского) оледенения Скандинавии являются валуны кристаллических пород в нижней морене Русской равнины. Вероятно, и Кольский п-ов в это время подвергался оледенению.

#### *Эпоха максимального (днепровского) оледенения*

Наиболее древним документом четвертичной истории Кольского п-ова являются отложения нижней морены максимального (днепровского) оледенения. Стратиграфическое положение морены определяется залеганием ее под морскими отложениями бореальной трансгрессии.

Ко времени днепровского оледенения, к начальной и конечной стадиям его, относится формирование ледникового рельефа коренных пород — трогов и каров. Совершенное развитие этих форм в Хибинском и Ловозерском массивах и одряхлевшие, уже частично сглаженные ледниковые формы коренного рельефа в заимандровских массивах указывают на их образование еще до времени последнего оледенения.

Имеющийся материал не позволяет воспроизвести движение льдов максимального оледенения. Судя по обширному конусу рассеивания валунов нефелиновых сиенитов в синхроничной морене к востоку от Белого моря, можно утверждать, что Хибинские и Ловозерские массивы, наряду со Скандинавскими, являлись центром оледенения.

Вероятно, предпоследнее оледенение и для Кольского п-ова было максимальным. Возможно, что именно в это время край материкового льда на севере распространялся до уступа 200 м подводной террасы Баренцова моря, покрытой большим количеством обломочного материала (Кленова, 1933).

#### *Межледниковый (днепровско-валдайский) век*

Морская бореальная трансгрессия. В конце днепровского оледенения, а возможно в начале послеледникового времени, при благоприятных климатических условиях на севере СССР широкое распространение имела морская бореальная трансгрессия. Ее отложения сохранились в юго-восточной части Кольского п-ова. Залегание их на размытой поверхности нижней морены или непосредственно на коренных породах указывает на предшествовавший размыв, т. е. на поднятие суши.

Как и в районе Северной Двины, нижние горизонты морских бореальных отложений на Кольском п-ове характеризуются плохой сортированностью и незначительной мощностью, что указывает на относительно быстрое наступание моря. С этим хорошо согласуется слабое развитие

комплекса литоральной фауны. Присутствие бореальных видов, как-то: *Cardium edule*, *C. fasciatum*, *Dentalium entalis*, *Mactra elliptica*, а также *Astarte, sulcata*, *Venus gallina*, *Lucina, borealis*, распространенных в настоящее время у берегов Финмаркена и западной Норвегии, и *Anomia striata* (лузитанский вид), свидетельствует о том, что и на Кольском п-ове трансгрессия началась в климатических условиях, более благоприятных, чем в настоящее время.

С увеличением глубин и изменением литологии осадков состав фауны меняется. Он представлен уже комплексом широко распространенных видов фауны ила. Однако состав фауны в глинах не указывает на ухудшение климата. Исследования в районе рр. Северной Двины, Ваги и Онеги показали, что теплолюбивая фауна распространялась в это время с водами трансгрессии и обитала на песчаных фациях мелководья.

В глубоководных морских отложениях Кольского п-ова, так же как и в нижнем течении Северной Двины, не отражено колебание береговой линии и время климатического оптимума.

К концу регрессии комплекс фауны беднеет, но широкое развитие *Cyprina islandica* L., *Astarte borealis*, *Spem p. f. typica* и *Mactra elliptica* Вгоуп. и др. указывает на климатические условия, не худшие, чем современные, у побережий данных районов.

Абсолютные отметки нахождения морских отложений бореальной трансгрессии указывают на то, что Кольский п-ов к началу трансгрессии находился в состоянии весьма значительного погружения. Так как эта трансгрессия была обусловлена также и эвстатическим фактором, море имело здесь широкое распространение и, несомненно, границы его далеко выходили за пределы отмеченных в настоящее время местонахождений морских отложений.

Последовавшее затем эпейрогеническое поднятие Кольского п-ова привело к регрессии бореального моря и усилению на суше речной эрозии.

Морская беломорская трансгрессия. Во второй половине межледниковой эпохи районы южного берега Кольского п-ова (рр. Варзуга, Стрельна) были покрыты водами трансгрессии, синхроничной беломорской трансгрессии в районе р. Северной Двины. Амплитуда трансгрессии была незначительная (30—40 м). Отложения ее не имели широкого распространения. Состав фауны был близок современному в Белом море.

Последнему оледенению предшествовало сильное эпейрогеническое поднятие Кольского п-ова. На это указывает тот факт, что морские межледниковые отложения восточной части полуострова (находившейся после последнего оледенения в равновесии), в то время были подняты более чем на 160 м над уровнем моря, а в западной части Кольского п-ова поднятие было еще более значительным. Положительные движения земной коры привели к усилению эрозии, омоложению рельефа, а в горных массивах, при ухудшении климатических условий, — к развитию оледенения.

### **Последнее (валдайское) оледенение**

Как установлено по рассеиванию валунов, Хибинские и Ловозерские тундры, а также заимандровские массивы являлись центрами последнего оледенения Кольского п-ова, которые, однако, уступали по значению главному центру — Скандинавии. Оледенение началось с образования

фирновых полей и небольших ледников в карах и цирках горных массивов. Затем оно развивалось последовательно до максимальной фазы — ледникового щита, когда льдом были покрыты все вершины гор.

По мере развития оледенения движение льда происходило в общем из центров оледенения — горных массивов к периферии полуострова, приспособляясь к условиям рельефа. В дальнейшем, во время максимальной фазы оледенения, значительные массы скандинавского льда подчинили движение Кольского льда основному восточному (преимущественно северо-восточному и юго-восточному) направлению. Перемещение валунов из массива Саариселька в Финляндии и валунов основных пород в верховьях р. Ноты указывает на существование в это время беломорского потока, которым была захвачена в это время лишь южная часть полуострова (рис. 34).

В дальнейшем вершина ледникового щита по-видимому переместилась с главного очага оледенения — Хибинских и Ловозерских тундр — на восток, в район Понойской депрессии, что находит объяснение в большем накоплении снежных масс на подветренных склонах неровностей рельефа в связи с преобладанием западных ветров. Этим объясняется перемещение на восток и центра скандинавского щита.

Смещение вершины кольского ледникового щита на восток от центральных массивов подтверждается расположением стадияльных краевых образований Терских Кейв, оконтуривавших остаточный ледниковый щит, отсутствием валунов нефелиновых сиенитов в северо-восточной части полуострова и слабым развитием морены в Понойской впадине<sup>1</sup>.

Исследования последних лет позволяют внести значительные изменения в трактовку вопроса об отступании края льда последнего оледенения. Под влиянием Нордкапской ветви теплого Атлантического течения это отступление началось с северо-запада, а не со стороны Белого моря, как предполагал А. А. Полканов (1937д). Вследствие колебаний климатических условий оно происходило с многочисленными остановками и осцилляциями края ледника, что подтверждается наличием межстадияльных отложений в долине рр. Нивы и Оленицы.

Первые остановки отмечены подводным рельефом к северо-востоку от Рыбачьего п-ова. В дальнейшем край ледника отступил до берегов Кольского п-ова и находился здесь длительное время в стационарном положении, когда были отложены мощные конечные морены и флювиогляциальные дельты. Затем последовало значительное улучшение климатических условий и интенсивное отступление края льда по фиордам. Кольский залив и нижнее течение р. Туломы в это время освобождались ото льда.

Ухудшение климата вновь привело к наступанию ледникового края, а затем — к длительному стационарному положению его. В верховьях фиордов в это время образовались мощные флювиогляциальные дельты (с. Мурмаши, горы Соловарака, Пальник, с. Голицино и др.).

Дальнейшее отступление края льда по долинам рр. Туломы и Колы сопровождалось двумя остановками меньшего порядка.

В районе Белого моря в это время край льда отступал от онегодвинских конечных морен на запад. Позднее освободилось ото льда и мелководное горло Белого моря.

<sup>1</sup> По вопросу о генезисе Терских Кейв существует другая точка зрения (см. очерк «Геоморфология»). (Прим. ред.).

Последовавшее в конце готигляциальной субэпохи ухудшение климатических условий зафиксировано развитием мощных краевых образований Кейвы I<sup>1</sup>. Изучение их в связи с изучением морских отложений и их абразивных уровней позволяет считать эти образования синхроничными первой гряде Сальпауссельке в Финляндии, что дает основание для

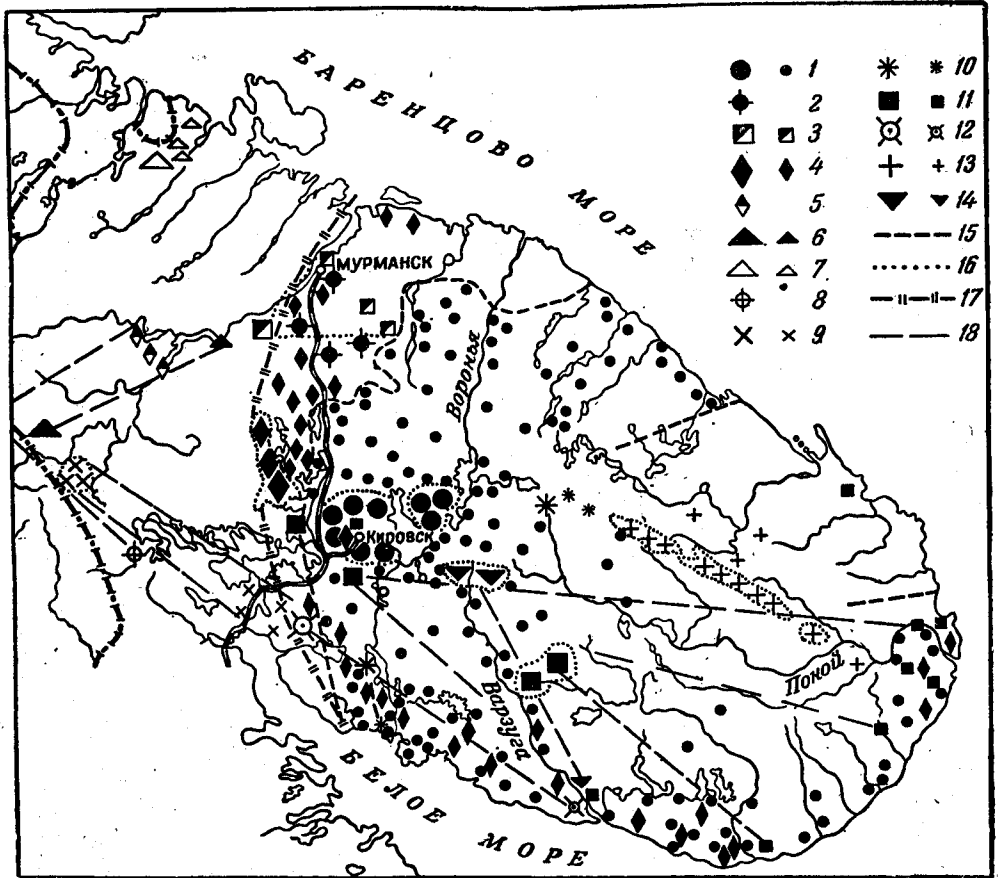


Рис. 34. Карта рассеивания руководящих валунов

1—месторождения нефелиновых сиенитов Хибинских и Ловозерских тундр и местонахождение их валунов; 2—местонахождение валунов Хибинского типа (по А. А. Полкянову); 3—месторождение щелочных гранитов тундры Гремячи и местонахождение их валунов; 4—месторождение габбро-норитов—перидотитов Чуна-, Мянче- и Волчьих тундр и местонахождение их валунов; 5—местонахождение валунов ната-гранита Финляндии; 6—месторождение основных пород в верховьях р. Ноты и местонахождение их валунов; 7—месторождение основных пород Печенгских тундр и местонахождение их валунов; 8—местонахождение валунов кварцитов и конгломератов типа Финляндских; 9—месторождение микроклиновых гранитов и местонахождение их валунов; 10—месторождения амазонского камня и местонахождение их валунов; 11—месторождения известняков и местонахождение их валунов; 12—месторождение габбро Илга-Тундры; 13—месторождения пород горных Кейв и местонахождение их валунов; 14—месторождение габбро Панских тундр; 15—граница распространения валунов нефелиновых сиенитов Хибинских и Ловозерских тундр; 16—граница распространения валунов тундры Гремячи; 17—граница распространения валунов Чуна-, Мянче- и Волчьих тундр; 18—предполагаемое направление переноса валунов

сопоставления этапов четвертичной истории Кольского п-ова и районов Балтики и Финляндии. Край льда в это время располагался вблизи берега и имел слабо извилистую линию, образуя в районах Пильской губы

<sup>1</sup> Имеются в виду Терские Кейвы.



и сс. Кашкаранцы и Стрельны небольшие фестоны. Кандалакшский залив замыкался краем льда, спускавшимся в море.

В северо-западной части полуострова краевые образования этого времени развиты в Печенгском районе к северу от оз. Инари, по р. Туломе — у Кривецкого порога, на р. Коле — у с. Лопарского, вблизи устья р. Кицы. В пределах Восточного Мурмана край ледникового покрова располагался к югу от фиордов.

Изучение краевых образований стадии Кейвы I позволяет предположить, что остаточный ледниковый щит в это время покрывал почти весь Кольский п-ов. Мощность льдов в областях питания в это время была еще настолько значительна, что они на большей части территории Кольского п-ова находились в активном состоянии. У края льда образовывались в это время конечные морены и флювиогляциальные дельты. Вершины горных массивов представляли собой нунатаки, что зафиксировано остатками боковых морен, оконтуривавших их на высоте около 600 м. В дальнейшем, с улучшением климатических условий началось сильное таяние, а местами и отступление края ледникового покрова. Отступление льда происходило неравномерно. В восточной, равнинной части Кольского п-ова край льда потерял способность к движению и таял на месте. В западной части, находившейся в состоянии более значительной депрессии, край ледника отступал активно и относительно быстро, так как разрушался путем образования айсбергов. По мере отступления края льда в депрессии озер Колвицкого и Имандры образовывался глубокий морской залив, в дальнейшем соединившийся через узкий и мелководный пролив с Кольским заливом Баренцова моря. В это время остаточный ледниковый покров был разделен на две части: восточную — с центром к востоку от Ловозерских тундр и западную — с центром в заимандровских массивах.

С изменением климатических условий отступление края льда прекратилось, а во многих местах он осциллировал, в результате чего гляциально-морские отложения были перекрыты краевыми образованиями Кейвы II (синхроничной Сальпауссельке II в Финляндии), которая протягивается от р. Поноя до оз. Имандры, где по цепи мелких островов огибает Хибинский массив и соединяется с мореной у р. Куренги.

Условия образования гряды Кейва II были различны. В восточной части полуострова отложение краевых морен происходило на стыке подвижного льда с мертвым. В дальнейшем в образовавшихся на стыке краевых проталинах формировались камы, которые нередко проектировались на конечных моренах. В западной части формирование краевых образований происходило при активном состоянии льда.

Морены, синхроничные Кейве II, отмечены и по краям западного остаточного ледникового покрова, а именно: к западу от Монче-губы, Монче-озера, по долине р. Улиты и р. Туломе — у порога Падун и в других местах. Во впадинах рельефа, в долинах рек и здесь образование краевых отложений происходило у подвижного края льда. В Печенгском районе положение края льда неизвестно. В пределах Хибинского и Ловозерского массивов в это время образовались боковые морены на высоте около 400 м.

В конце стадии Кейва II произошло значительное улучшение климатических условий, что привело к интенсивному таянию, отступанию и отмиранию края льда. Мощность льда в это время сильно уменьшилась. В западной части Кольского п-ова льды, выполнявшие понижения и долины, таяли на месте в неподвижном состоянии. Возможно, что в это

время были неподвижны и льды восточного остаточного ледникового покрова в Понойской депрессии, о чем свидетельствует образование около южного его края холмисто-моренного рельефа и камов, что по времени образования, возможно, отвечает Кейве III (Сальпаусселька III)<sup>1</sup>.

Дольше всего оледенение на Кольском п-ове сохранялось в высоких горных массивах (Хибинские и Ловозерские тундры, некоторые заимандровские массивы). Оно имело уже местный характер и зависело от степени расчлененности массивов и их абсолютной высоты, т. е. от условий питания.

Изучение морен горного оледенения показывает, что отступление льда сопровождалось задержками и даже осцилляциями его края, о чем свидетельствуют морены напора и сильная смятость ленточных глин. Это не согласуется с утверждениями К. В. Зворыкина (1950) об отмирании льдов горного оледенения.

Изучение пылицы торфяников указывает, что оледенение Хибинского и Ловозерского массивов сохранялось почти до климатического оптимума в атлантический период. Когда закончилось таяние остаточного покрова в Понойской депрессии — неизвестно.

### ***Поздне- и послеледниковые морские трансгрессии***

За краем отступавшего ледникового покрова по фиордам и заливам следовало море. Особенно далеко оно проникало в западной части полуострова, находившейся во время оледенения в состоянии наибольшего погружения.

Вышеприведенный материал по стратиграфии морских отложений показывает, что трансгрессии моря сменялись временными регрессиями, и что береговая линия испытывала многократные колебания.

Изучение истории Балтийского моря и морских отложений океанических побережий Скандинавии привело к заключению, что колебания береговой линии Фенноскандии вызывались взаимодействием двух одновременных процессов: колебательного движения земной коры и вертикального колебания уровня моря. Оба эти процесса совершались одновременно.

В периоды, когда поднятие уровня мирового океана совершалось быстрее, чем поднятие земной коры (т. е. преобладал эвстатический компонент), происходила трансгрессия моря. В периоды более сильного поднятия земной коры — регрессия его.

Поднятие Кольского п-ова в поздне- и послеледниковое время было неравномерным. В юго-западной части его поднятие достигало большей величины на единицу времени, чем в восточной части, где мощность льда была менее значительна. В силу этого древние абразионные линии и террасы испытывали косое поднятие. Изучение соотношения древних береговых линий и отложений, слагающих морские террасы, дает возможность восстановить историю колебания уровня моря и движения земной коры.

Позднеледниковые трансгрессии. Наиболее древние морские абразионные уровни наблюдаются на Рыбачьем п-ове на высоте около 100 м и на о. Кильдине на высоте 95 м. При отступании края льда к Мурманскому берегу абразионные уровни образовались в ряде пунк-

<sup>1</sup> Вопрос о происхождении краевых образований Кейвы не может считаться окончательно решенным. (*Прим. ред.*)

тов. Они известны на высоте 105 м в устье р. Западной Лицы (Зенкович, 19386) и на высоте 25 м у с. Иоканги, что свидетельствует о более интенсивном последующем поднятии западной части полуострова. В дальнейшем при отступании льда по фиордам и заливам морские абразионные уровни образовались по всему Мурманскому берегу и Кольскому фиорду.

С ухудшением климатических условий и наступанием края льда в верховьях фиордов были образованы флювиогляциальные дельты (сс. Мурмаши, Соловарака и др.). К ним примыкали гляциально-морские отложения, в верхних горизонтах которых впервые встречаются раковины *Portlandia arctica* G g а у.

Абразионные уровни моря этого времени в районе с. Мурмаши, по данным Г. И. Горецкого, отмечены на высотах 107,5 и 102 м. При последующем отступании края льда в глубоких долинах рр. Печенги, Туломы и Колы образовались заливы, зафиксированные положением верхней морской границы.

По мере отступания края льда от онего-двинских морен в Белом море сначала существовал озерно-ледниковый водоем, а затем, по мере освобождения горла Белого моря ото льда, восстановилась связь с Баренцовым морем и произошло осолонение. Это имело место до образования Кейвы I.

Наличие верхнего абразионного уровня на горе Крестовой (у Кандалакши) на абсолютной высоте около 200 м свидетельствует о том, что юго-западная часть Кольского п-ова в это время претерпевала значительное погружение.

При последующем ухудшении климата, наступании, а затем стационарном положении края льда на границе Кейвы I абразионные уровни моря отмечены в Кандалакше на высоте 162 м, в Умбе — 119 м, в долине р. Туломы у Кривецкого порога — 110 м, в долине р. Колы у ст. Лопарской — 128 м, что свидетельствует о значительном поднятии земной коры к этому времени.

С улучшением климатических условий особенно интенсивным отступление края льда от границ Кейвы I было в западной части полуострова. В депрессиях озер Колвицкого и Имандры образовался большой морской залив, который в дальнейшем, перед образованием Кейвы II, соединился узким и мелководным проливом с Кольским заливом Баренцова моря. Вопрос о соединении этих заливов в четвертичное время долго считался спорным. В настоящее время, благодаря тщательным исследованиям отложений Кольско-Имандровского водораздела, он решен положительно. Известны не только гляциально-морские отложения в зоне пролива, но и террасы, превышающие на 4,5 м минимальную высоту водораздела. Образование пролива происходило в арктических условиях конца готи-гляциальной субэпохи, в непосредственной близости к краю льда. Воды пролива подверглись сильному опреснению и, в связи с бедным солевым составом, их органическая жизнь была ничтожна. Для отложений этого времени характерен бедный состав диатомовых, среди которых имеются и морские. Развитие микрофауны океанического типа в таких условиях было невозможно. Нельзя согласиться с мнением Г. Д. Рихтера, что для доказательства Кольско-Имандровского соединения необходимы находки микрофауны. Сейчас уже известно, что она развилась позже. Характерно отсутствие морской фауны в морских водоемах Балтики, во время I и II иольдиевого морей, причем последнее существовало позднее Кольского пролива.

По долине р. Туломы морской залив простирался в это время до Нотозера. Верхний абразионный уровень, по данным Г. И. Горецкого, отмечен у колхоза Восмус на высоте 110 м. Широкий морской залив существовал в это время и на западном берегу Белого моря в Ковдозерской депрессии. В районе Куолоярви Клеве-Ейлече (Cleve—Euler) установлено наличие морских форм диатомей. Нахождение гляциального вида *Eunotta clevia* объясняется проникновением морских вод с востока, из Белого моря. Морскую границу для Куолоярви она предлагает поднять до 260 м. Морские диатомовые обнаружены также в районе оз. Лаппоярви.

Поскольку морские отложения в это время образовывались вблизи края льда, они представлены преимущественно гляциально-морскими образованиями, в верхней части которых в долине р. Туломы появились уже раковины *Portlandia (Joldia) arctica* G g a y.

В конце стадии Кейва II (Сальпауссельке II) произошло значительное улучшение климатических условий, что привело к интенсивному таянию, отступанию и отмиранию края льда. Этот исторический момент принято считать началом финигляциальной субэпохи.

Трансгрессия портландия. Вследствие интенсивного таяния льда в начале финигляциальной субэпохи произошло повышение уровня мирового океана. Так как в это время земная кора вблизи центра оледенения находилась еще в состоянии значительного погружения, последовала трансгрессия моря, синхроничная времени образования горизонта *Portlandia lenticula* в Скандинавии и появлению II ильдиевого моря в Балтике.

В западной части полуострова трансгрессия моря имела широкое распространение. В это время образуются широкие, местами двойные террасы: верхняя — в максимальную стадию трансгрессии и нижележащая, более широкая терраса — в результате последующего наступания береговой линии после незначительной регрессии моря. В Печенгском районе море достигало оз. Инари; Нотозеро и нижняя часть долины Ноты к этому времени уже освободились ото льда. Абразионные уровни моря в долине р. Лотты достигали 115 м, в районе Ноты 120 м высоты. По направлению к северу высота их снижается до 86 м на горе Соловаракке и 82 м на мысе Сеть-наволок. В долине р. Колы граница моря наблюдается к югу от Мурдозера на высоте 102—109 м. Так что пролива через Кольско-Имандровский водораздел в это время уже не было. В районе оз. Имандры существовал обширный сильно опресненный морской залив.

Благодаря неравномерному поднятию Кольского п-ова, террасы данной трансгрессии постепенно снижаются к востоку от 148 м у с. Канда-лакша до 74 м по р. Варзуге и 10 м у с. Пялици.

Климатические условия во время трансгрессии портландия постепенно улучшались. Если для первой половины ее характерна арктическая относительно глубоководная фауна, то во вторую половину к берегам Мурмана мигрировали уже виды, имеющие широкое распространение.

Превалирующее поднятие суши прервало трансгрессию портландия. Началась регрессия моря, сопровождавшаяся небольшими колебаниями его уровня. Морские отложения этого времени представлены прибрежными фациями — галечниками и песками.

Начало регрессии происходило в суровых климатических условиях, в конце же ее климат был более благоприятным, что вызвало в литоральной и сублиторальной зонах пышное развитие арктическо-бореальной фауны.

По данным Г. И. Горецкого, амплитуда регрессии в районе р. Туломы достигает 24 м. К этому времени относится образование ряда террас, хорошо выраженных по берегам Кольского п-ова, кроме его восточной части. Нозозеро в это время совершенно освободилось ото льда, и море по долине р. Лотты проникало в Финляндию. Абразионные уровни данного времени снижаются по направлению на восток, а именно: на северо-западном берегу в губе Кутовой они встречены на высоте 70 м, в Иокангском заливе — 8 м, на южном берегу у г. Кандалакши — 132 м, близ с. Чапомы — 22 м.

**Трансгрессия фолас.** В конце финигляциальной субэпохи регрессия моря сменилась трансгрессией, синхроничной времени образования яруса фолас в Скандинавии. Амплитуда трансгрессии, по-видимому, была весьма незначительна и достигала, по данным Г. И. Горецкого (1941), 47 м.

Значительное развитие морской и наземной органической жизни указывает на постепенное улучшение климатических условий. Как упоминалось, в период регрессии данного моря среди моллюсков впервые появляются бореальные виды *Modiola modiolus* L. и *Neptunea despecta* L. v. *carinata* Р е п п.

От времени трансгрессии фолас сохранились шесть террас (d—с, по схеме Таннера). Особенно четкой и широкой является верхняя из них (d). Террасы развиты на всех побережьях за исключением северо-восточного района полуострова. На северо-западном берегу полуострова максимальная высота террас 50 м отмечена для района губы Кутовой. На южном берегу в Кандалакше она достигает 95 м. По направлению к востоку террасы снижаются.

**Трансгрессия тапес I.** Регрессия фолас была прервана небольшой трансгрессией, отложения которой синхроничны ярусу тапес I Скандинавии. Эти отложения не имеют широкого распространения. В западных районах полуострова они образуют четко выраженную террасу (с, по схеме Таннера). По направлению к востоку высота этой террасы снижается и она покрывается отложениями последующей трансгрессии тапес II.

Последовавшая после трансгрессии тапес I регрессия моря была значительной, что привело к глубокому размыву отложений прибрежной зоны.

**Трансгрессия тапес II.** Регрессия моря была прервана трансгрессией, отвечающей трансгрессии тапес II в Скандинавии, обусловленной преобладанием эвстатического компонента. Исследования океанических побережий Скандинавии позволяют утверждать, что уровень мирового океана в это время повысился на 27,64 м. В восточной части побережий Кольского п-ова, где поднятие земной коры было незначительно, терраса тапес I была затоплена, в районах же более значительного поднятия она сохранилась, и вместе с террасами моря времени тапес I образовались рукаводящие двойные абразионные уровни.

Благодаря значительному эпейрогеническому поднятию суши, трансгрессия тапес II не имела широкого распространения. Ко времени максимума трансгрессии относится образование четко выраженного абразионного уровня (В). В верховьях р. Туломы он достигает 42 м, в Кандалакше 45 м, по направлению к востоку он снижается. Во время регрессии образовались две террасы (А<sub>9</sub>—А<sub>8</sub>).

**Трансгрессия тривиа.** Регрессия моря тапес II была прервана новой; менее значительной трансгрессией, синхроничной отложе-

ниям яруса тривиа в Скандинавии. Отложения этой трансгрессии, представленные прибрежными фациями с богатой фауной, указывают на продолжение благоприятных климатических условий. Во время трансгрессии образовалась одна хорошо выраженная терраса, во время регрессии две террасы, слабее выраженные.

На Кольском п-ове известны более молодые морские отложения, чем слой тривиа. По-видимому, по времени образования они отвечают ярусам остра I и II в Скандинавии. Ими представлены наиболее молодые (низкие) террасы. Фаунистический состав этих отложений беднее, что указывает на ухудшение климатических условий.

В послеледниковое время, в силу изменения климатических условий и поднятия земной коры, происходит сокращение и зарастание озер, а также развитие аллювиальных террас. Процессы торфообразования, начавшиеся в атлантический период, особенно интенсивно протекали в субатлантический влажный период.

### **Изменения климатических условий на Кольском полуострове в поздне- и послеледниковое время**

Изучение палеонтологического материала позволило восстановить картину развития морской фауны и наземной растительности и произвести попытку синхронизации колебаний климата в поздне- и послеледниковое время на Кольском п-ове с колебаниями его в северо-западной части Европы.

В готигляциальное время морская фауна представлена одним высокоарктическим видом *Portlandia (Joldia) arctica* L., который являлся пионером кольских вод. Диатомовые почти отсутствуют. Все это указывает на то, что в арктический и субарктический периоды климатические условия были весьма суровы.

В начале финигляциальной субэпохи началось улучшение климатических условий. Во время трансгрессии портландии, наряду с арктическими видами, к берегам Мурмана мигрировали и широко распространенные арктическо-бореальные виды. Общий состав фауны все же беден (6 видов). Морская диатомовая флора бедна, встречаются лишь единичные формы. Редкая встречаемость пыльцы *Betula* (папа) и *Picea*, а также растительных остатков в Северной Финляндии (Таннер) свидетельствует о развитии в это время тундровой растительности. Как указывалось выше, более интенсивное развитие органической жизни началось в бореальный период (регрессия портландия, начало трансгрессии фолас), однако доминирующее распространение имели арктическо-бореальные формы.

В начале послеледникового периода (конец трансгрессии фолас) появляются суббореальные виды моллюсков. На постепенное улучшение климатических условий указывает и характер пыльцы древесных пород, среди которых преобладает пыльца березы (до 64%). Кольский п-ов в это время находился в фазе березово-сосновых лесов, возможно островного характера.

Во время трансгрессии тапес II и тривиа морская жизнь пышно расцветает; ископаемая морская фауна этого времени насчитывает 73 вида. Значительно увеличивается количество видов бореальной природы (25 видов). Пышного развития достигает диатомовая морская и пресноводная флора. Во вторую половину атлантического периода начинается образование диатомитов, сильное заболачивание озер и образование торфяников. Пышное развитие растительности позволяет считать вторую поло-

вину атлантического периода временем климатического оптимума, когда климат был океаническим — влажным и теплым.

В суббореальный период комплекс морской фауны беднеет (43 вида). Отсутствует большинство бореальных видов, что, возможно, объясняется сокращением моря, благодаря значительному поднятию суши. Торфяники представлены сильно разложившимся торфом, что свидетельствует об относительной сухости климата. На это же указывает значительное развитие сосны и береговых дюн.

В субатлантический период морская фауна продолжает беднеть (36 видов). Среди пыльцы возрастает количество пыльцы ели. Происходит интенсивное развитие торфяников. Все это указывает на ухудшение климатических условий — понижение летней температуры и увеличение влажности.

В целом развитие морской фауны и наземной растительности указывает на равномерный подъем температуры до второй половины атлантического периода. Позднее началось постепенное понижение ее, прерванное в 30-х годах нашего века.

### **Поднятие Кольского полуострова в поздне- и послеледниковое время**

Синхронизация морских террас путем применения метода составления эпейрогенических спектров позволила уточнить схему поднятия Кольского п-ова в поздне- и послеледниковое время. Поднятие Кольского п-ова началось вскоре после начала отступления льда и происходило непрерывно, но неравномерно и в общем закономерно, кроме западной части п-ова Среднего (к юго-западу от Рыбачьего), Хибинского и Ловозерского массивов. Наибольшая амплитуда поднятия отмечается для юго-западной части полуострова, расположенной вблизи эпицентра поднятия в северо-западной части Ботнии.

Наиболее интенсивным поднятие было в конце готигляциальной субэпохи (в долине р. Туломы градиент поднятия 30 см на 1 км) и в финиогляциальное время (трансгрессия портландия там же, 22 см на 1 км).

На карте изобаз (рис. 35) позднеледникового поднятия ось равновесия проходит по северо-восточной части полуострова и далее к востоку от горла Белого моря. Максимальная амплитуда его наблюдается в юго-западной части полуострова. В северной части полуострова поднятие совершается менее интенсивно, чем в южной части. В центральной части Кольского п-ова гармоничность поднятия нарушают Хибинский и Ловозерский массивы, для которых были характерны дифференцированные, более значительные движения. В силу этого изобазы поднятия сильно изогнуты.

В послеледниковое время градиент поднятия значительно уменьшается: для района Туломы в трансгрессию фолас он составляет до 16 см, а в трансгрессию тапес II и тривиа — до 8 см на 1 км.

На карте изобаз послеледникового поднятия (рис. 36) видно, что ось равновесия в юго-восточной части полуострова переместилась к западу, оставаясь в северо-восточной части в прежнем положении. Поднятие Кольского п-ова становится более равномерным, и разница в поднятии северной и южной частей уменьшается. Хибинский массив продолжает испытывать дифференцированные движения, однако амплитуда их несколько сокращается.

Северный берег в настоящее время находится почти в стационарном состоянии, юго-западная часть полуострова поднимается, восточная испытывает погружение.

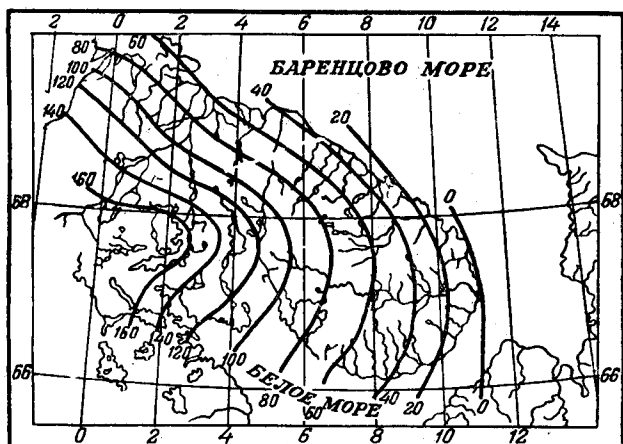


Рис. 35. Изобазы позднеледникового поднятия.  
Трансгрессия портландия

При эпейрогеническом поднятии Кольского п-ова по краям его и по оси главного меридионального разлома имеют место незначительные перемещения, что подтверждается наличием слабых землетрясений (до

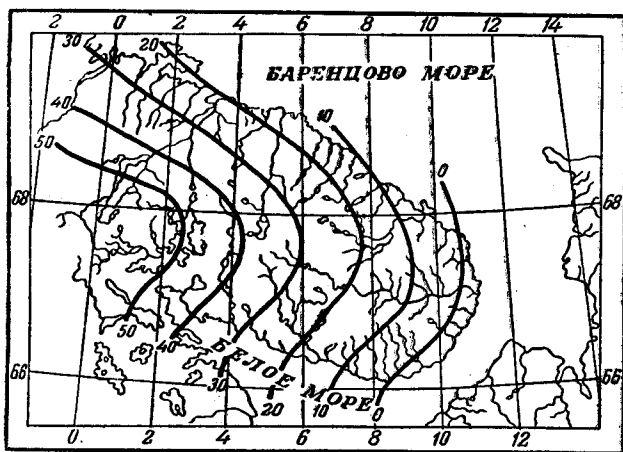


Рис. 36. Изобазы последнеледникового поднятия.  
Трансгрессия тапес II

5 баллов). О новейших движениях свидетельствует также развитие глубоких трещин (расколов), иногда даже не выполненных мореной, которые наблюдаются по краям горста (Д. Г. Панов, М. А. Лаврова).

Неравномерное поднятие Кольского п-ова привело к смещению массы воды в озерах в сторону меньшего поднятия при отсутствии уравновешивающего этот процесс стока. Такое явление отмечено для озер Имандры, Нотозера и др.



### **Каменный век**

Сведения о каменном веке на Кольском п-ове еще очень скудны, так как систематических исследований в этом направлении почти не проводилось.

Древнейшими следами человеческих поселений на Кольском п-ове являются находки В. Таннером в бассейне р. Печенги и в западной части Рыбачьего п-ова стоянок, инвентарь которых содержал весьма архаические типы кремневых орудий. Это позволило В. Таннеру и Нуммедалю рассматривать эти стоянки как позднепалеолитические и датировать их временем, начиная с регрессии литорина до тапес I.

Последующими исследованиями установлено широкое распространение стоянок «арктического» палеолита на южной стороне Рыбачьего п-ова и в Кольском заливе. По мнению исследователей этих стоянок, продолжительность их должна быть сокращена; они приурочиваются ими ко времени трансгрессий фолас и тапес I.

Более поздними памятниками неолитического времени на Кольском п-ове являются остатки «арктической культуры каменного века», изученной А. В. Шмидтом в районе с. Кузомень, В. Ф. Земляковым на Рыбачьем п-ове, Г. И. Горецким (1937) в районе Кандалакши, в долине р. Нивы и вблизи г. Колы. Находки этого времени представлены кремневыми и шлифованными орудиями из сланца, а также керамикой. Геологические условия нахождения и характер орудий дают возможность датировать их временем окончания трансгрессии тривия.

К последним моментам развития культуры арктического неолита Кольского п-ова относится, по данным А. В. Шмидта (1930), могильник на о. Оленьем в Кольском фиорде, в инвентаре которого среди каменных и костяных орудий были обнаружены металлические поделки, заставляющие датировать данные находки переходным временем между концом арктического неолита и временем железно-костяной культуры. По мнению А. В. Шмидта, наиболее вероятной датировкой погребений о. Оленьего является вторая половина первого тысячелетия до нашей эры. Приблизительно этим временем датируются также «лопарские ямы» или землянки, отмеченные В. Ф. Земляковым на Рыбачьем п-ове в губе Мотке.

Из приведенного фактического материала видно, что с конца позднеледникового времени Кольский п-ов был обитаем человеком.

### **Задачи дальнейших исследований по четвертичной геологии Кольского полуострова**

В связи с развитием на Кольском п-ове крупных промышленных центров необходимо:

1. Вести поиски полезных ископаемых и стройматериалов, связанных с четвертичными отложениями, особенно в восточных районах области.
2. Составить карты четвертичных отложений в масштабе 1 : 200 000.
3. Уточнить стратиграфию четвертичных отложений и сопоставить ее со стратиграфией сопредельных районов Европейского севера и Карелии.

Из теоретических вопросов, требующих дальнейшего выяснения, надо отметить следующие:

1. Уточнение направлений движения льда последнего оледенения путем изучения рассеивания валунов, направления ледниковых шрамов ориентировки бараньих лбов, озов и др. Выяснение вопроса о движении льда в разные фазы оледенения имеет большое значение для установления закономерности рассеивания валунов, что необходимо при поисках полезных ископаемых с применением валунного метода.

2. Установление этапов отступления льда в позднеледниковое время. Изучение этого вопроса имеет и практическое значение, так как со стационарным положением края льда связаны комплексы отложений, используемых в качестве строительных материалов: ленточные глины, песчано-гравийные материалы—маргинальные и радиальные озы, камы и др.

Изучение их имеет также большое значение при проектировании путей сообщения, при изучении торфяников и др.

3. Дальнейшее изучение макрофауны, диатомовых, пыльцы древесной и травянистой, а также спор для правильной датировки отложений.

4. Дальнейшее выяснение закономерностей колебательных движений Кольского п-ова путем изучения абразионных уровней террас не только морских побережий, но и озер.

Изучение колебательных движений Кольского п-ова, кроме теоретического, имеет большое практическое значение и совершенно необходимо при проектировании и сооружении гидростанций.

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Территория Мурманской области в тектоническом отношении неоднородна. Исходя из особенностей геологического строения, в ее пределах можно выделить два основных геотектонических района: Кольский и Беломорский.

Кольский район охватывает Кольский п-ов. Его южной и юго-западной границей служит условная линия, ограничивающая распространение протерозойских образований, развитых к югу от Печенгских тундр, проходящая вдоль западного склона Главного хребта Волчьих, Монче-и Чуна-тундр и вдоль южной границы площади распространения свиты имандра-варзуга (см. рис. 2).

Беломорский район охватывает всю остальную часть Мурманской области в ее административных границах. За пределами последних естественная геологическая граница этого района проходит в северной части Восточной Финляндии и на территории Карельской АССР по восточному краю распространения Восточно-Финляндской, Северо-Карельской и Восточно-Карельской зон развития протерозойских образований, входящих в Карельский геотектонический район; расположенный целиком на территории Карельской АССР и частью в Восточной Финляндии.

Только на самой южной границе Мурманской области с Карельской АССР распространены породы Северо-Карельской зоны протерозоя, входящей в состав Карельского геотектонического района.

Общей особенностью тектонического строения, присущей всем трем выделенным районам, является характерное северо-западное простирание пород и складок, местами приближающееся к меридиональному или же отклоняющееся к широтному.

Рассматривая в целом территорию Мурманской области и сопредельные с ней территории Северной Норвегии и Северной Финляндии, а также территории Карельской АССР и Восточной Финляндии, можно сказать, что при общем северо-западном простирании складок обнаруживается как бы веерообразное их расхождение в юго-восточном направлении и схождение на северо-западе.

Наиболее существенным отличием в геологическом строении Кольского и Карельского районов от Беломорского является довольно широкое развитие в первых двух протерозойских (и частью палеозойских) образований. В Беломорском районе эти образования почти не развиты. Такое распределение на современной поверхности протерозойских и более молодых (дочетвертичных) пород на территории Мурманской области и сопредельных с ней территориях Карельской АССР и Финляндии дает основание рассматривать Кольский и Карельский районы или как области менее эродированные (более опущенные) в сравнении с Бело-

морским районом, или как различные части геосинклинали с разной историей геологического развития.

Во всяком случае можно считать, что Кольский и Карельский районы в целом являются по отношению к разделяющему их Беломорскому району синклинорными областями. Беломорский же район в целом можно рассматривать как антиклинорную область.

**Кольский район.** Этот район представляет собой сложноскладчатую область. Характерной чертой его тектоники является чередование антиклинориев, сложенных породами архея, и синклинориев, сложенных породами верхнего архея, протерозоя и частью палеозоя.

При общем ясно выраженном северо-западном простирании пород и складок, характерном для северо-западной и восточной частей Кольского района, в центральной его части, примерно на меридиане  $32^\circ$ , отмечается резкое изменение простирания пород с северо-западного на меридиональное. Вследствие этого в центральной части Кольского п-ова наблюдается характерный коленообразный изгиб меридионального направления, в пределах которого отсутствуют протерозойские осадочные и вулканические породы. Следствием указанного изгиба является также значительное смещение к югу протерозойских образований в восточной части Кольского района по сравнению с его северо-западной частью.

Далее, необходимо отметить, что несмотря на общую сопряженность структур и согласное простирание пород протерозоя и палеозоя и пород архейского фундамента, все же имеются некоторые данные, позволяющие говорить о различном простирании пород архея и протерозоя, развитых на соседних участках (например, несовпадение простирания пород свиты имандра-варзуга с простиранием пород архея в восточной части района).

В пределах Кольского геотектонического района, представляющего собой структурную форму высшего порядка, можно выделить ряд менее крупных структур первого порядка.

Наиболее северная окраинная синклинорная зона сложена обрывками эокембрийских складчатых отложений, сохранившихся на полуостровах Среднем и Рыбачьем, на о. Кильдине и на мысу Святой Нос. Эту структурную форму можно назвать Северной зоной. Юго-западнее этой зоны располагается довольно широкая полоса развития пород архея, которую можно обозначить как область Мурманского антиклинория. Граница Северной зоны с гнейсо-гранитами Мурманского антиклинория, по-видимому, тектоническая, хотя в отдельных участках отмечается трансгрессивное залегание пород эокембрия на породах архея (Средний п-ов).

Южнее Мурманского антиклинория в восточной части района располагается широкая полоса развития протерозойских пород свиты кейв и лежащих на ее простирании протерозойских пород Вороньих тундр и устьев рр. Поноя и Качковки. На северо-западном продолжении свиты кейв и протерозойских пород Вороньих тундр, между Ловозером и г. Колой, и далее к северо-западу типичные образования протерозоя пока не установлены, и на поверхность выходят архейские породы и условно относимые к верхнему архею породы железорудной толщи, сложенные в серию синклинориев. В целом вся эта зона условно будет называться Кольско-Кейвской синклинорной зоной.

Касаясь соотношений Кольско-Кейвской синклинорной зоны с Мурманским антиклинорием, необходимо отметить, что граница между ними, по крайней мере в восточной части, проходит по крутопадающему к северо-востоку разлому северо-западного простирания. Этот разлом прохо-

дит вдоль северной окраины площади развития пород свиты кейв. Возможно, что на северо-западе эта граница также тектоническая, что может быть документировано появлением малых интрузий щелочных гранитов.

Параллельно Кольско-Кейвской зоне, южнее ее, располагается полоса протерозойских пород свиты имандра-варзуга. На ее юго-восточном простирании встречаются отдельные обрывки пород протерозоя между оз. Долгим и устьем р. Снежницы.

На северо-западном продолжении пород свиты имандра-варзуга располагается меридиональный хребет Волчьих, Монче- и Чуна-тундр, сложенный габбро. Осадочные и вулканические образования протерозоя здесь отсутствуют, и на поверхности обнажаются верхнеархейские (?) породы железорудной формации Заимандровского района.

Далее к северо-западу отдельные обрывки протерозойских толщ слагают широтную гряду тундр Кеулик — Кингерем. Еще далее к северо-западу, уже в Печенгском районе, породы протерозоя и главным образом нижнего палеозоя (?) слагают обширную площадь Печенгских тундр.

Перечисленные разрозненные крупные площади и мелкие участки развития осадочных и вулканических пород архея, протерозоя и нижнего палеозоя, включая также интрузивные образования Главного хребта Волчьих, Монче- и Чуна-тундр и верхнеархейские железорудные толщи Заимандровского района, можно объединить в одну Печенгско-Варзугскую синклинорную зону.

Кольско-Кейвская зона и восточный участок Печенгско-Варзугской зоны разобщены между собой полосой развития пород архея. Эту полосу следует рассматривать как Центрально-Кольский антиклинорий, разделяющий две синклинорные зоны. По простиранию, за пределы распространения пород свиты кейв, этот антиклинорий отчетливо прослеживается на северо-запад до государственной границы СССР с Норвегией. Здесь, в северо-западной части Кольского района, он обрамляется с северо-востока синклинорными структурами, образованными железорудными толщами, а с юго-запада теми же породами Заимандровского синклинория и породами протерозоя и нижнего палеозоя Печенгского района.

Таким образом, Кольский геотектонический район в структурном отношении распадается на следующий ряд тектонических элементов первого порядка, начиная с севера:

Северная синклинорная зона.

Мурманский антиклинорий.

Кольско-Кейвская синклинорная зона.

Центрально-Кольский антиклинорий.

Печенгско-Варзугская синклинорная зона.

Необходимо отметить, что комплексы архейских пород, собранные в крутые изоклинальные складки, обычно имеют крутое падение к юго-западу (складки опрокинуты к северо-востоку). В то же время протерозойские и нижнепалеозойские породы Северной и Кольско-Кейвской синклинорных зон падают к северо-востоку и складки опрокинуты к юго-западу. Что касается складок Печенгско-Варзугской зоны, то они опрокинуты к северо-востоку.

Печенгско-Варзугская и Кольско-Кейвская синклинорные зоны располагаются в осевой части Кольского геотектонического района, и их можно рассматривать как структурно обособленные зоны развития архейских, протерозойских и частью нижнепалеозойских осадочных и осадочно-вул-

канических образований, отсутствующих в таких фациях в Кольском районе за пределами этих зон. Каковы структурные соотношения их между собой, пока точно неизвестно. Будучи ограниченными от архейских пород Мурманского и Терско-Нотозерского антиклинориев (см. ниже) крутопадающими разломами, рассматриваемые синклинорные зоны, по-видимому, представляют собой разные структурно-фациальные элементы одного подвижного пояса (геосинклинали или ее части).

**Беломорский район.** Беломорский район в пределах Мурманской области является только северо-западной частью крупной антиклинорной зоны, разделяющей синклинорные области Кольского и Карельского районов.

Характерной чертой тектоники этого района является наличие сложных глубинных структурных форм, образованных сильно гранитизированными породами архейского гнейсового комплекса и породами гранулитовой формации.

Для этого района (так же как и для соседних — Кольского на северо-востоке и Карельского на юго-западе) характерно общее северо-западное простираие осей складок. Однако, наряду с этим господствующим простираием, нередки значительные отклонения простираия складок меньших размеров в широтном и даже в северо-восточном направлениях.

Важным структурным отличием Беломорского района от Кольского является обратное опрокидывание складок. Если для складчатых архейских (частью протерозойских и нижнепалеозойских) пород Кольского района характерно юго-западное падение пород, то для архейских пород Беломорского района характерно господствующее северо-восточное падение с опрокидыванием изоклинальных складок к юго-западу. Таким образом, оба района в целом можно рассматривать как разные части крупной дивергентной структуры.

В пределах Беломорского геотектонического района можно выделить несколько крупных структурных элементов первого порядка.

В осевой горной части района располагается Сальнотундро-Колвицкая синклинорная зона. В ядре этого синклинория залегает пластовая интрузия основных пород гранулитового массива и тундр Кандалакшских и Колвицких. Крылья синклинория сложены амфиболовыми, гранато-кианитовыми и силлиманитовыми гнейсами, составляющими средний и верхний горизонты беломорской толщи гнейсов архея.

На участке между оз. Бабинской Имандрой и Сальными тундрами наблюдается наибольшее воздымание оси синклинория, соответствующее поднятию осей главных складчатых структур Кольского района. Вследствие этого здесь эродированы породы гранулитовой формации, а также гнейсы верхних горизонтов беломорской толщи, и обнажаются сильно гранитизированные нижележащие породы. В северо-западном направлении ось синклинория, образуя в плане коленообразный изгиб, погружается в том же направлении. К северо-западу наблюдается постепенное расширение в плане площади пород гранулитовой формации и широкое развитие пород кровли основных интрузий этой формации — кислых гранулитов.

К юго-востоку от области кульминации оси синклинория, по северному берегу Кандалакшского залива, в области нового юго-восточного погружения оси синклинальной структуры, появляются основные породы Канозера, Колвицкого и Кандалакшского массивов, близкие или аналогичные по составу и текстуре основным породам гранулитовой формации.

Здесь также получают широкое распространение гнейсы верхнего горизонта беломорской толщи архея. Наконец, особенно характерно, что на о. Телячьем и на Турьем мысу встречаются породы нижнего палеозоя — нижнего кембрия (?). Последние уже за пределами Мурманской области, на Онежском п-ове Белого моря, в области наибольшего погружения оси синклинория, залегают в его осевой части, видимо, образуя здесь пологую синеклизу.

К северо-востоку от Сальнотундро-Колвицкой синклинорной зоны в пределах Беломорского района располагается площадь развития пород архея. Она выделяется как Терско-Нотозерский антиклинорий.

К юго-западу от Сальнотундро-Колвицкой синклинорной зоны, на юго-западном берегу Кандалакшского залива, широким развитием пользуются гнейсовые комплексы верхних толщ беломорской формации. Здесь они слагают Енско-Лоухский синклинорий, простирающийся в северо-западном направлении и опрокинутый к юго-западу. От Сальнотундро-Колвицкой синклинорной зоны данный синклинорий отделен Кандалакшским антиклинорием, ось которого проходит примерно вдоль Кандалакшского залива. Такая же антиклинорная структура отделяет Енско-Лоухский синклинорий от лежащей к юго-западу (уже в пределах Карельского геоструктурного района) Восточно-Карельской синклинорной зоны протерозоя. Этот антиклинорий можно назвать Ковдозерско-Тикшозерским.

В осевой части Енско-Лоухского синклинория, как установлено работами последних лет, располагаются наиболее верхние горизонты — гранато-кианитовые гнейсы, а в крыльях обнажаются нижележащие амфиболовые и плагиобиотитовые сильно мигматизированные гнейсы. Последние слагают антиклинории, разделяющие синклинории.

Таким образом, в Беломорском районе отчетливо обособляются следующие структурные элементы:

Сальнотундро-Колвицкая синклинорная зона.

Терско-Нотозерский антиклинорий.

Кандалакшский антиклинорий.

Енско-Лоухский синклинорий.

Ковдозерско-Тикшозерский антиклинорий.

Таковы основные тектонические элементы территории Мурманской области.

Намеченные контуры современного тектонического строения Кольского п-ова едва ли следует считать целиком первичными, образованными в послепротерозойское и посленижнепалеозойское время, поскольку здесь известны тектонические движения девонского и последевонского (вплоть до современного) времени.

Вместе с тем не подлежит сомнению, что основные черты тектонического строения этой области были, по-видимому, определены еще в протерозое, а частью и в архее. В более поздние периоды тектонические движения возобновлялись и продолжались по старым швам и направлениям, заложенным в ранние этапы развития. Современный структурный облик Кольского п-ова является отражением первоначальных тектонических структур, а также обусловлен сочетанием последевонских тектонических движений и эрозии.

В последующем изложении приводится более подробное описание структурных элементов в соответствии с намеченной схемой тектоники Мурманской области (рис. 37).

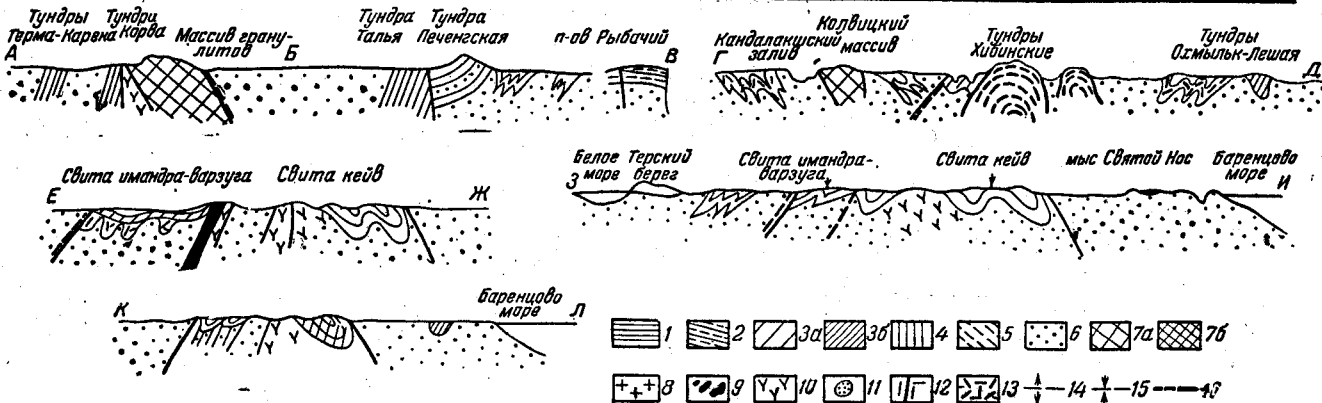
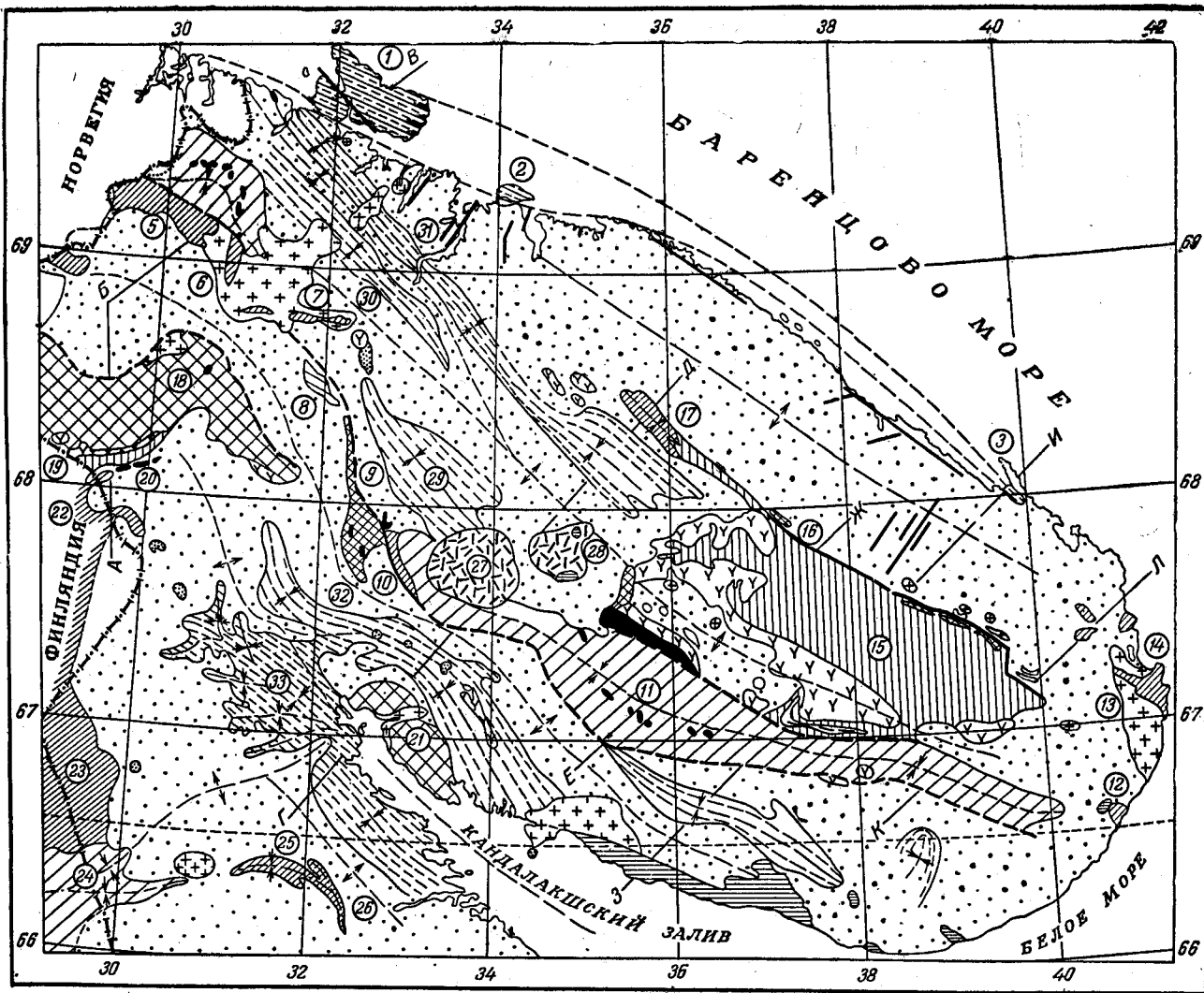


Рис. 37. Тектоническая схема

1—слабо дислоцированные девонские отложения; 2—эокембрийские складчатые отложения; 3а, 3б—синклиории, образованные преимущественно вулканическими породами протерозоя и нижнего палеозоя: 3а—верхний структурный ярус; 3б—нижний структурный ярус; 4—синклиории, сложенные гнейсами и сланцами протерозоя; 5—синклиории гнейсовых комплексов архея; 6—архейские гнейсы, гнейсо-граниты, граниты и мигматиты и подчиненные им основные интрузивные породы, слагающие области антиклинориев и срединных масс; 7а—основные породы верхнего архея; 7б—основные породы протерозоя; 8—граниты протерозоя; 9—основные и ультраосновные породы верхнего протерозоя и предположительно нижнего палеозоя; 10—щелочные граниты нижнего палеозоя; 11—основные и щелочные породы нижнего палеозоя; 12—дайки габбро-диабазов; 13—нефелиновые сиениты среднего палеозоя; 14—оси антиклинориев; 15—оси синклиориев; 16—зоны разломов разного возраста

Арабские цифры в кружках:

1—полуостров Рыбачий; 2—о. Кильдин; 3—Святой нос; 4—Печенгские и Кучин-тундры; 5—Таяль-тундра; 6—Толпыды; 7—Кеулик-Кингерем; 8—Анис-тундра; 9—Главный хребт Волчьих Монч; Чуна-тундра; 10—Кислая губа, Вите полуостров, гора Арваренч; 11—Имандра-Варзуга; 12—устье р. Снежницы; 13—устье р. Поной; 14—устье р. Качковки; 15—Кейвы; 16—Колм-озеро-Поросозеро; 17—Охмилык-Лешая-Полмос (Вороньи тундры); 18—Гранулитовый (Сальнотундровский) синклиорий; 19—Корва-тундра; 20—Подас-тундра; 21—Колвицкий и Кандалакшский массивы; 22—Терма-Карека-тундры; 23—Куолоярви; 24—Панозеро; 25—Кукасозеро; 26—Тикшозеро; 27—Хибинский массив; 28—Ловозерский массив; 29—Замандровский синклиорий; 30—Шонгуй-Кицкий синклиорий; 31—Мурманско-Титовский синклиорий; 32—Колвицкий синклиорий; 33—Еско-Лоукский синклиорий



## ОПИСАНИЕ СТРУКТУР

## КОЛЬСКИЙ РАЙОН

Наиболее характерными структурными элементами, определяющими основные черты тектоники Кольского района, являются Печенгско-Варзугская и Кольско-Кейвская синклинорные зоны и разделяющий их Центрально-Кольский антиклинорий.

## ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

На всем протяжении Кольского района, приблизительно в его осевой части, начиная от горла Белого моря и кончая государственной границей СССР с Норвегией, отчетливо прослеживается в северо-западном направлении Центрально-Кольский антиклинорий.

В восточной части Кольского района, в пределах Понойской низины, этот антиклинорий отчетливо выражен полосой пород архея, частью протерозоя, и обрамляется с севера и юга породами протерозойского возраста.

В северо-западной части района антиклинорий обозначается выходами гранато-биотитовых гнейсов нижнего архея и древнейшими гранитами. С юго-запада Центрально-Кольский антиклинорий ограничен площадями развития слюдяных гнейсов нижнего архея, среди которых наблюдаются выходы пород железорудной толщи верхнего архея, и образованиями протерозоя и нижнего палеозоя. С северо-востока он ограничен только слюдяными гнейсами нижнего архея и породами железорудной толщи верхнего архея и протерозойскими породами свиты кейв.

Обширная территория, лежащая к югу от Больших Кейв и дренируемая р. Пономем и ее левыми притоками (Лосинга, Лебяжья, Алдоньга, Югонька и др.), в основном представляет собой заболоченную, плохо обнаженную равнину; только южные предгорья Больших Кейв и области развития щелочных гранитов, в среднем течении Поноя (ниже с. Ивановка) и в районе с. Краснощелья, а также к северу от него, выделяются своим холмистым рельефом. Большая часть этой огромной равнины обследована только в мелком масштабе, и поэтому тектоника этой территории практически не изучена.

Общее исследование Понойской равнины, проведенное в 1933—1934 гг. П. В. Соколовым, дает только самое схематическое представление о ее геологическом строении. Господствующим распространением здесь пользуются гнейсо-граниты, биотитовые и амфиболовые гнейсы свиты кейв и щелочные граниты. Они имеют выдержанное северо-западное простирание. В предгорьях Больших Кейв повсеместно устанавливается согласное простирание и падение гнейсов и сланцев. Южнее наблюдается общее северо-западное простирание гнейсовой толщи и падение пород как к северо-востоку, так и к юго-западу.

Исходя из того, что в пределах Понойской равнины обнажается только нижняя часть свиты кейв — гнейсы и древние гнейсо-граниты, предположительно являющиеся основанием этой свиты, и широко распространенные прорывающие их щелочные граниты, можно предполагать, что в целом вся она представляет собой антиклинорий, разделяющий Кольско-Кейвскую и Печенгско-Варзугскую синклинорные зоны.

Судя по тому, что в верховьях Поноя и в среднем течении р. Пурнача на поверхности обнажаются архейские гнейсо-граниты, можно пред-

полагать, что ось антиклинория расположена приблизительно в долине Поноя и имеет здесь воздымание в северо-западном направлении.

В среднем течении Поноя (между с. Краснощелье и устьем р. Лебязьей), в области погружения оси антиклинория, располагается мощная интрузия щелочных гранитов, соединяющаяся с западной Сахарюкской гранитной интрузией.

В юго-восточном направлении, в сторону горла Белого моря, ось антиклинория обнаруживает заметное воздымание; здесь господствующее распространение имеют также породы архея, в то время как породы протерозоя развиты в виде отдельных, уцелевших от эрозии участков.

Древние гнейсо-граниты и микроклиновые граниты имеют тектоническую структуру, согласную с простираем пород свиты кейв и свиты имандра-варзуга, и во многих местах прорваны основными интрузиями и гранитами. Это говорит в пользу того, что участки древнего основания, по-видимому, были вовлечены в более поздние тектонические движения, дислоцировавшие породы свиты кейв и свиты имандра-варзуга.

В северо-западной части Кольского района Центрально-Кольский антиклинорий образован, как уже говорилось, гранатовыми гнейсами и олигоклазовыми гранитами нижнего архея. Общее простираем пород в полосе антиклинория северо-западное, вполне согласное с простираем более молодых пород архея и протерозоя, обрамляющих с северо-востока и юго-востока антиклинорий.

Детали строения антиклинория еще не изучены, но имеющиеся данные говорят о том, что он образован серией крутых ( $60-80^\circ$ ) изоклинальных складок, в которые собраны гнейсы архея. При этом в ядрах антиклинальных складок обнажаются древнейшие граниты.

#### ПЕЧЕНГСКО-ВАРЗУГСКАЯ ЗОНА

Печенгско-Варзугская зона состоит из трех разобщенных по простираем участков: северо-западного (комплекс сланцеватых амфиболитов протерозоя и нижнепалеозойская свита печенга-кучин), центрального (Займандровский синклиний и антиклинальная структура Главного хребта Волчьих, Монче- и Чуна-тундр) и восточного (синклиний свиты имандра-варзуга).

В северо-западном участке простираем зоны северо-западное с отклонением к широтному, в центральном северо-западное и меридиональное, в восточном—северо-западное, близкое к широтному.

Между восточным окончанием северо-западного участка и северным окончанием центрального участка протерозойские и нижнепалеозойские осадочно-вулканические породы отсутствуют. Обнажающиеся на этом промежутке архейские гнейсы и мигматиты постепенно меняют простираем с близкого к широтному до почти меридионального. Эти данные, а также характер расположения Главного хребта основных пород—Анис-, Лосевой, Волчьих, Монче- и Чуна-тундр—в виде меридионального участка, соединяющего северо-западную и восточную части этой зоны, позволяют говорить о большом коленообразном, напоминающем горизонтальную флексуру изгибе зоны по простираем. Совершенно такой же изгиб, как это хорошо видно на геологической карте, отмечается в пределах Сальнотундро-Колвицкого синклиория.

#### Северо-западный (Печенгский) участок

Этот участок в своей наиболее северо-западной части является средневысотным нагорьем. Последнее образовано Печенгскими тундрами, ду-

гообразно расположенными вдоль северной и северо-восточной границы нижнепалеозойских образований с породами архея. Эти окраинные, обычно залесенные тундры, окружают с севера-северо-востока более высокогорную безлесную центральную часть нагорья, отдельные высоты которого достигают 636 м.

С юго-запада нагорье ограничивается полого-холмистой, большей частью заболоченной и залесенной равниной. Только отдельные тундры (Порьиташ, Талья, Толпывуд) возвышаются среди этой равнины.

Средневысотное нагорье сложено нижнепалеозойскими осадочными и вулканическими породами; протерозойские породы, представленные комплексом сланцеватых амфиболитов и кристаллических сланцев, примыкают с юго-западной стороны; здесь ими сложены значительные площади.

С юго-востока нагорье Печенгских тундр ограничено заболоченной депрессией верховьев рр. Лебяжьей и Западной Лицы. Здесь обнажаются граниты протерозойского возраста. Эти микроклиновые граниты, как указывалось ранее, прорывают протерозойский комплекс сланцеватых амфиболитов, но как они относятся к породам нижнепалеозойской свиты печенга-кучин, точно неизвестно.

До настоящего времени неизвестны также истинные стратиграфические соотношения нижнепалеозойской свиты печенга-кучин с относимыми к протерозою сланцеватыми амфиболитами и залегающими среди них кристаллическими сланцами. Встреченные в двух пунктах в основании свиты печенга-кучин базальные конгломераты залегают на породах архея, и нигде пока не установлено залегание их на протерозойском комплексе сланцеватых амфиболитов.

Такое состояние изученности контакта неизбежно ведет к альтернативному решению вопроса. Или соотношения между нижнепалеозойской свитой печенга-кучин и протерозойским комплексом сланцеватых амфиболитов являются структурными, и тогда сланцеватые амфиболиты являются нижними частями этой свиты, но более сильно метаморфизованными, или сланцеватые амфиболиты принадлежат к более древней, чем свита печенга-кучин, формации. Последнее предположение, по-видимому, правильное. Вероятно, в пределах рассматриваемого участка имеют место две разновозрастные группы пород, отделенные перерывом и, возможно, угловым несогласием. В структурном отношении эти разновозрастные группы пород представляют два разных яруса.

Нижняя, протерозойская группа пород, состоящая из слюдяно-кварцевых, гранато-сланцевых и кварцевых сланцев тундры Тальи, наиболее широко распространена непосредственно к юго-западу от Печенгских тундр.

Исследования этого района Н. А. Курылевой (1948) дали возможность установить, что простирается комплекс сланцев тундры Тальи близко к широтному, с однообразным крутым падением к югу. С расположенными к северу от них зеленокаменными породами свиты печенга-кучин сланцы тундры Тальи имеют тектонический контакт. Доказательство такого контакта Н. А. Курылева видит в наличии явлений катаклаза в породах, примыкающих к зоне контакта. К этому контакту, по ее данным, приурочены хлорито-карбонатно-альбитовые жилы.

Гранато-амфиболовые гнейсы и амфиболиты, примыкающие к сланцам тундры Тальи, ограничивающие их с юга, имеют северо-восточное простираение, приближающееся к широтному в районе тундры Шуорт.

Падение пород к юго-западу и югу. На тундре Пойддевед простирание пород становится меридиональным, с крутым падением к западу.

В рассматриваемой толще гранато-амфиболовых гнейсов наблюдается переслаивание собственно гнейсов с тонкими слоями амфиболита. Обе породы собраны в мелкие складки типа плек с осями северо-восточного простирания и нередко пересечены мелкими сбросами северо-западного простирания. Обычным является, как указывает Н. А. Курылева, явление будинажа в этих слоистых породах, характеризующееся расчленением слоев амфиболита на ряд линзочек.

Контакт гранато-амфиболовых гнейсов и амфиболитов со сланцевым комплексом тундры Тальи тектонический, документируемый Н. А. Курылевой по наличию зеркал скольжения в узком ущелье, разделяющем оба комплекса пород.

Лежащие к югу от гранато-амфиболовых гнейсов слюдяные гнейсы и мигматиты падают к северу. Они залегают среди архейских гранитов и инъецированы последними. Также инъецированы этим гранитом и амфиболовые гнейсы и амфиболиты. Поэтому Н. А. Курылева к протерозойским образованиям относит только сланцы тундры Тальи, а остальные породы относит к архею.

Известные к северу от Печенгских тундр (в их западной части) сланцеватые амфиболиты в бассейне рч. Менникон-йоки имеют ограниченное распространение; простирание их широтное, изменяющееся до северо-восточного ( $45-70^\circ$ ), падение к югу и юго-востоку под углом  $45-50^\circ$ . Как указывает Н. А. Курылева (1948), сланцеватые амфиболиты здесь согласно залегают с зеленокаменными породами нижней вулканической толщи свиты печенга-кучин.

Таким образом, протерозойские (частью архейские, по Н. А. Курылевой) породы, встречающиеся по периферии площади развития свиты печенга-кучин, в ее западной части, имеют в общем широтное простирание и падение к югу. Здесь предполагается наличие тектонического контакта (по сбросу) пород свиты печенга-кучин с расположенным южнее и поднятым комплексом сланцев тундры Тальи, а также с комплексом гранато-амфиболовых гнейсов и амфиболитов.

Далее к востоку южный контакт свиты печенга-кучин почти не обнажен; только в бассейне верховьев р. Печенги были обнаружены биотито-кварцевые сланцы, сходные с породами тундры Тальи. Они имеют северо-западное простирание и кругое падение к северо-востоку.

По северному и восточному контактам свиты печенга-кучин биотито-кварцевые сланцы и сланцеватые амфиболиты пока неизвестны. Только у юго-восточного окончания свиты на тундре Толпвыд снова обнаруживаются породы комплекса сланцеватых амфиболитов. Здесь последние слагают почти меридионально вытянутую возвышенность. Простирание пород северо-северо-восточное, падение на запад под углом от  $30$  до  $55^\circ$ . Местами в них наблюдается мелкая складчатость с опрокидыванием складок на восток. При общем северо-северо-восточном направлении простирания пород, как отмечает А. А. Полканов (1935а), обнаруживается северное погружение комплекса сланцеватых амфиболитов; вследствие этого в южной, круго обрывающейся части тундры Толпвыд обнажаются нижние горизонты амфиболитов, прорываемые микроклиновым гранитом. Согласно П. В. Соколову (1938 г.), в южном окончании тундры Толпвыд отчетливо наблюдается синклинальное замыкание сланцеватых амфиболитов.

На северном конце тундры Толпывд сланцеватые амфиболиты при-мыкают с юга к зеленокаменным породам тундры Кучин. В южном конце тундры Кучин обнажаются схожие сланцеватые амфиболиты, но уже с простиранием северо-восточным  $58^\circ$  и падением к северо-западу под углом  $55^\circ$ , как бы погружающиеся под свиту печенга-кучин. Если правильно предположение, что свита печенга-кучин моложе комплекса сланцеватых амфиболитов, то, очевидно, здесь имеет место соприкосновение протерозойского комплекса сланцеватых амфиболитов тундры Толпывд с нижнепалеозойским комплексом пород свиты печенга-кучин по сбросу северо-восточного и широтного простирания. Свита печенга-кучин является опущенной по этому сбросу<sup>1</sup>.

Таким образом, приведенные выше данные, характеризующие условия залегания пород протерозоя, представленных комплексом сланцеватых амфиболитов и других сланцев, и их соотношения с породами свиты печенга-кучин по южной и юго-западной границам последней, говорят в пользу наличия здесь сброса северо-западного и широтного простирания. Это предположение, по-видимому, является наиболее вероятным, объясняющим, как будет сказано дальше, отсутствие юго-западного крыла Большой Печенгской синклинали, образованной породами нижнего палеозоя. Очевидно, свита печенга-кучин опущена по сбросу, и часть поднятого юго-западного крыла синклинали оказалась уничтоженной эрозией<sup>2</sup>.

Протерозойский комплекс сланцеватых амфиболитов, известный к востоку и юго-востоку от тундры Кучин, в широтной гряде тундры Лыствыд, на р. Курбыш и на тундрах Вуим, Кингерем, Кеулик и Подвыд, отделен от сланцеватых амфиболитов выше рассмотренной тундры Толпывд интрузией микроклинового гранита.

В пределах вышеупомянутой широтной гряды невысоких тундр обнаженность плохая, и поэтому выяснение тектоники слагающих эти тундры сланцеватых амфиболитов, особенно на участках между тундрами, чрезвычайно затруднено.

П. В. Соколов (1938 г.) после исследований, ранее произведенных А. А. Полкановым (1935а), провел детальное картирование этой зоны. По его данным, подтверждающим исследования А. А. Полканова, комплекс сланцеватых амфиболитов в целом имеет широтное простирание от тундры Кеулик до тундры Вуим. Далее к западу обнажения отсутствуют, и вновь эти амфиболиты появляются с таким же широтным простиранием на р. Курбыш у юго-западного берега озера с тем же названием.

Еще западнее, вслед за необнаженной депрессией группы озер (Кошкозеро, Чинглисозеро и Нойдозеро), сланцеватые амфиболиты появляются на тундре Лыствыд, где они имеют северо-восточное простирание, переходящее к западу в широтное. Падение пород всюду однообразное к

<sup>1</sup> Интересно отметить, что геофизические исследования, проведенные здесь в 1952 г., подтверждают наличие сброса на границе между Кучин-тундрой и Толпывд-тундрой.

<sup>2</sup> В последнее время Г. Т. Макеенко (1953 г.) выдвигается предположение о наличии по южной окраине площади распространения свиты печенга-кучин южного крыла Печенгской синклинали. По его представлению, комплекс пород, развитый между оз. Пороярви и тундрой Кучин, аналогичен филитовой толще свиты печенга-кучин. При такой трактовке возраста указанных образований площадь, занятая породами свиты печенга-кучин, может рассматриваться как замкнутая синклиналичная структура с опрокинутым на северо-восток юго-западным крылом. Представление Г. Т. Макеенко является дискуссионным и нуждается в подтверждении дополнительными исследованиями.

югу. П. В. Соколов (1938 г.) на основании наблюдений над мелкой складчатостью приходит к заключению, что комплекс сланцеватых амфиболитов собран в серию сжатых изоклинальных складок, опрокинутых на север. Отчетливо наблюдается синклинальный перегиб мелких складок в средней части тундры Кеулик.

Расположенные южнее комплекса сланцеватых амфиболитов породы архейского комплекса биотито-гранатовых гнейсов залегают согласно со сланцеватыми амфиболитами; контактов между ними, однако, не наблюдалось.

Микроклиновые граниты прорывают сланцеватые амфиболиты, залегая с ними вполне согласно. Во взаимоотношениях микроклиновых гранитов с породами комплекса сланцеватых амфиболитов исследователи отмечают определенную закономерность. В восточных тундрах (например, Кеулик) влияния гранитов почти не обнаруживается. В средней части гряды (тундра Вуим) интрузивное влияние гранитов на амфиболиты ограничивается узкими зонами. В западной же части гряды влияние гранитов настолько велико, что здесь имеют место явления весьма значительной мигматизации с образованием биотитовых гнейсов за счет амфиболитов. Изложенные данные позволили А. А. Полканову (1935а) высказать предположение о проявлении после интрузии гранитов сбросов, по которым неравномерно опущены отдельные блоки тундровой гряды.

Наиболее опущенным является блок тундры Кеулик (отсутствует влияние гранитов); в средней части опускание достигало меньшей величины (узкие зоны воздействия гранитов). В самой западной части, где наблюдается нормальный интрузивный контакт с амфиболитами, сопровождаемый широкой зоной мигматизации, опускания не происходило. Наличие сбросов П. В. Соколов допускает также и к востоку от тундры Кеулик, на тундре Подвыд. Простирающиеся здесь в широтном направлении сланцеватые амфиболиты резко обрываются меридиональным логом, вслед за которым на простирании амфиболитов выходят гнейсо-граниты с тем же широтным простиранием и падением к югу. К этому тектоническому контакту приурочиваются небольшие тела перидотитов.

В рассматриваемой широтной гряде сланцеватых амфиболитов известны небольшие интрузии ультраосновных пород: метаперидотитов и метапироксенитов. Они большей частью расположены в зоне контакта амфиболитов с гнейсо-гранитами или залегают в самих амфиболитах (Кеулик, Кингерем) вблизи их северной границы. Простирание интрузий вполне согласное с простиранием сланцеватых амфиболитов, и так же, как и последние, они рассланцованы и даже милонитизированы в контактах. Это дает основание П. В. Соколову предполагать вероятность образования их в процессе складчатых движений.

Из приведенного выше описания видно, что условия залегания протерозойского комплекса сланцеватых амфиболитов, как в районе к югу от группы Печенгских и Кучин-тундр, так и к востоку и юго-востоку от них, в общем одинаковы. В наиболее северо-западной части (к югу от Печенгских тундр) эти породы обладают наибольшей площадью распространения и имеют северо-западное, близкое к широтному простирание с однообразным падением к югу.

Восточнее этот комплекс прерывается слюдяными гнейсами и мощной интрузией микроклиновых гранитов, вслед за которой, в пределах широтной гряды тундр Лыстыд—Кеулик, встречаются сравнительно неболь-

шие участки развития пород этого комплекса, с широтным простиранием, южным падением и опрокидыванием складок к северу.

Более молодая группа пород нижнепалеозойского возраста, представленная свитой печенга-кучин, слагает обширный Печенгский горно-тундровый район, площадью не менее 2300 км<sup>2</sup>. С северо-запада на юго-восток породы этой свиты вытянуты на 70 км, с северо-востока на юго-запад — на 35 км. Северная граница пород свиты с археем имеет дугообразную форму; выпуклость этой дуги обращена к северу и северо-востоку. Длина дуги не менее 100 км.

В геоморфологическом отношении область распространения свиты печенга-кучин в целом представляет собой сравнительно невысокое расчлененное нагорье, заметно возвышающееся над более низкой, но сильно расчлененной, каменистой тундрой побережья Баренцова моря, сложенной гнейсами и гранитами архея.

Геоморфологические черты строения тундр Печенгских и Кучин отражают особенности тектоники слагающей их свиты печенга-кучин.

Северные и северо-восточные окраины нагорья — холмистое плато — сложены осадочными породами и преобладающими диабазовыми эффузивами трех нижних толщ свиты, составляющих обрамление центральной, более высокой части нагорья. В тектоническом отношении, как будет показано ниже, это — северо-восточное крыло Большой Печенгской синклинали.

Граница между периферической и центральной частью нагорья проходит по продуктивной толще филлитов, содержащей интрузии основных и ультраосновных пород. Эта толща опоясывает с севера и востока центральную часть нагорья. В рельефе она образует характерный террасовидный уступ, прослеживающийся на 100 км.

Над этим уступом резко возвышается средневысотное расчлененное нагорье центральной части Печенгских тундр с крупными вершинами: Куорпукас, Порьиташ, Маттерт и Кучин-тундра с вершинами Большой, Средний и Малый Вешкиг.

Это нагорье сложено мощной толщей диабазов и метаандезитов, перемежающихся с туфами, сланцами, агломератами и брекчиями; эта толща является четвертой наиболее верхней, в стратиграфическом разрезе, свиты. В тектоническом отношении она, как будет видно ниже, залегает в ядре Большой Печенгской синклинали.

Печенгский горно-тундровый район, по новейшим представлениям советских геологов, представляет собой довольно сложную синклинальную структуру.

Одно из ранних представлений о тектонике этого района высказано было Х. Хаузенем (Hausen, 1926). Он считал, что формация Печенгских тундр образовалась в грабенообразном опускании древнего фундамента и рассматривал ее как огромный лополит; встречающиеся среди изверженных масс осадочные породы он относил к остаткам кровли седиментогенной толщи, ныне сохранившейся на Рыбачьем п-ове.

После исследований Х. Хаузена финский геолог Г. Вейринен (1939) выдвинул представление о чешуйчато-надвиговом строении свиты печенга-кучин, относящейся, по его мнению, к протерозою. Он считал, что наблюдающаяся последовательность в чередовании осадочных и вулканических пород в этой свите является не стратиграфической, а тектонической и обусловлена последовательно надвинутыми с юга на север чешуями. Поверхности тектонических контактов или надвигов, по его

мнению, проходили по границам разнородных пород. Такие поверхности он предполагал:

- 1) на границе нижней зеленокаменной толщи с гранитами основания;
- 2) в контакте доломитов с вышележащей толщей порфиритов (депрессия рч. Кувернеринйоки);
- 3) по контакту аркозо-филлитовой толщи с диабазами третьего покрова;
- 4) на контакте рудоносной толщи филлитов с диабазами центральной глыбы.

Гранито-гнейсы архея, по его мнению, с юга надвинуты на свиту печенга-кучин, и развитые здесь серицитовые сланцы представляют собой милониты архейских гранито-гнейсов.

Далее он считает, что так называемая центральная диабазовая глыба передвигалась по нижележащей толще филлитов подобно катку; причем северная часть этой глыбы двигалась на восток, южная — на запад. Граница между северной и южной частями глыбы проходила по надвику в долине р. Луотенйоки.

Таковы основные представления финских геологов о тектонике свиты печенга-кучин.

Исследования советских геологов уже в первые годы после возвращения этой области СССР не подтвердили основных взглядов этих исследователей.

Н. А. Курьлева и Т. Л. Гольдбурт доказали, что свита печенга-кучин не является лополитом и представляет собой осадочно-вулканическую формацию, сформировавшуюся в процессе неоднократно возобновлявшейся мощной вулканической деятельности. В этом отношении толща обладает всеми чертами, свойственными геосинклинальным областям на ранних стадиях их развития. Далее они доказали, что свита печенга-кучин относится к нижнему палеозою и трансгрессивно, а не по надвику, граничит с архейским кристаллическим основанием на севере.

Представление Г. Вейринена о наличии надвига в долине р. Кувернеринйоки ничем не доказывается, так как эта долина образовалась в результате избирательной эрозии осадочной толщи. Не подтверждается также и надвиг между аркозо-филлитовой толщей и диабазами третьего покрова, так как этот контакт магматический и сопровождается образованием адиолов.

Относительно скольжения глыбы диабазов по толще филлитов также нет существенных доказательств. Новые факты показывают, что эта диабазовая глыба не однородна, а состоит из переслаивающихся диабазов, сланцев, туфосланцев и вулканических брекчий. Данные проведенного в 1949—1952 гг. бурения в долине р. Луотенйоки доказали отсутствие каких бы то ни было тектонических нарушений, сопровождавшихся смещением пород. Эти данные говорят только о наличии здесь сжатой складки с сильным рассланцеванием пород в ее замке.

Исследования советских геологов не подтвердили также и надвига архейских гранито-гнейсов на свиту печенга-кучин. В зоне южного контакта свиты с породами архея установлены толщи сланцеватых амфиболитов протерозойского возраста, перемещенные по сбросу относительно более молодой свиты печенга-кучин.



Таким образом, геологическая съемка, проведенная за последние годы советскими геологами, не подтвердила взглядов финских геологов на тектоническое строение этой области, придававших большое значение явлениям надвигов.

В настоящее время можно считать установленным, что северная и северо-восточная окраинные части площади распространения пород свиты печенга-кучин сложены несколькими (не менее четырех) толщами осадочно-вулканических пород; каждая из этих толщ состоит из сравнительно маломощной (?) пачки осадочных пород и очень мощных вулканических покровов. Последовательное залегание этих толщ одна на другой объясняется характером седиментационного процесса, который неоднократно прерывался мощными излияниями лав спилитового типа.

Центральная часть области распространения свиты сложена четвертой снизу наиболее мощной толщей осадочных пород — филлитов и перекрывающих их диабазов, туфов, сланцев, агломератов и других вулкано-генных пород.

Простираение пород по северной окраине площади их развития строго совпадает с дугообразно изогнутой северной и северо-восточной границей свиты с породами архея.

В наиболее западном участке породы свиты имеют широтное простираение и наименьшую ширину на поверхности; это широтное простираение на меридиане  $30^\circ$  постепенно изменяется на северо-восточное и близкое к меридиональному. Восточнее свита снова постепенно приобретает широтное простираение, но уже на меридиане  $30^\circ 30'$  оно постепенно меняется на юго-восточное; в этом направлении свита простирается до наиболее юго-восточной части ее распространения — Кучин-тундры.

Соответственно с изменением простираения пород свиты меняется и направление падения, сохраняясь, тем не менее, всегда в южных и юго-западных румбах к центру дуги.

Так, для участков с широтным простираением наблюдается падение южное под углом  $30-45^\circ$ ; для участков с юго-восточным и близким к меридиональному простираением падение постепенно меняется на юго-западное и западное (а для западной части района — восточное); угол падения здесь  $45-50^\circ$ , иногда больше.

Такой характер залегания пород свиты печенга-кучин в целом отчетливо наблюдается по периферии занятой ею площади, где мощные толщи эффузивов переслаиваются с менее мощными осадочными толщами.

Еще более отчетливо дугообразное простираение прослеживается в толще филлитов, которая хорошо маркирует общую тектоническую структуру свиты.

В лежащей непосредственно на филлитах мощной толще диабазов, переслаивающихся со сланцами и туфами, прекрасно выражена пластовая отдельность, параллельная слоистости осадочных пород. Наблюдение над этой отдельностью повсеместно указывает на сопряженное, согласное залегание толщ диабазов с периферическими толщами, составляющими нижние части разреза свиты. Это согласное залегание диабазов особенно хорошо видно с самолета.

Повторяя в точности изогнутое простираение нижележащих филлитов, породы верхней диабазовой толщи однообразно на всем протяжении падают в южном, юго-восточном и юго-западном направлениях.

Таким образом, исходя из указанных особенностей залегания пород, слагающих свиту печенга-кучин, можно заключить, что здесь имеется огромная синклиналиная складка северо-западного простирания<sup>1</sup>.

На современной поверхности наблюдается только северо-восточная, большая часть этой складки. Северо-восточное крыло ее составляют нижние толщи свиты, а ядро сложено диабазами верхних (четвертой и пятой) толщ.

Юго-западное крыло данной синклинали отсутствует, на его месте находятся стратиграфически нижележащие крутопадающие комплексы сланцев и сланцеватых амфиболитов протерозоя. Такие соотношения разновозрастных свит и отсутствие юго-западного крыла Большой Печенгской синклинали могут быть объяснены наличием большого разлома, по которому северо-восточное крыло и ядро синклинали были глубоко опущены, а потому и сохранились на современном эрозионном срезе.

Как видно на геологической карте, Большая Печенгская синклиналиная складка имеет значительную ширину почти на всем протяжении свиты; только в наиболее западной и юго-восточной части наблюдается довольно резкое сокращение ширины складки. Это дает основание считать, что как в районе р. Паз, так и на Кучин-тундре, ось синклинали довольно резко воздымается. Очевидно в области ее наибольшего погружения, в районе горы Порыташ, сохранились самые верхние горизонты пятой эффузивной толщи — метаандезиты; ширина синклинали здесь достигает наибольших размеров.

На фоне общей синклинали, по размерам отвечающей структуре первого порядка, в пределах северо-восточного крыла в породах свиты, и в особенности в филлитах и доломитах, повсеместно выражены складки меньших размеров (второго, третьего и более низших порядков). Мелкая пloyчатость и складчатость нередко сопровождаются разрывами, зонами милонитизации и разломов.

Складки второго порядка шириной в 1,5—3, реже до 4 км, очень характерны для толщи филлитов. Здесь обычно в крыльях и замках антиклинальных складок размещаются интрузии основных и ультраосновных пород, по форме напоминающие факолиты.

Складки третьего и более низших порядков, шириной в несколько сот и десятков метров, и пloyчатость, в свою очередь, усложняют складки второго порядка и также характерны для всей толщи филлитов.

Характер складок второго и третьего порядков хорошо выявляется на картах, в особенности на участке продуктивной толщи между месторождением Онки и оз. Туль. В качестве примера ниже приводится их характеристика.

Одна из наиболее крупных синклиналиных складок шириной около 4 км находится между месторождением Онки и р. Луотеньюки. В крыльях этой сравнительно большой синклиналиной складки обнаруживаются складки третьего порядка шириной в несколько сот метров. К замкам и крыльям последних приурочены интрузивные тела основных и ультраосновных пород, которые обычно имеют увеличенную мощность в замках складок и постепенно выклиниваются в крыльях.

<sup>1</sup> Обнаруженные в 1952 г. конгломераты в основании четвертой толщи диабазов, на границе их с филлитами, возможно, являются свидетельством перерыва, а также, может быть, и углового несогласия внутри свиты.

На участке междуречья Луотенйоки и Печенги наблюдается вторая складка шириной около 3 км. В этой синклинальной складке второго порядка хорошо выявляются складки меньших размеров, третьего порядка, к крыльям которых приурочены интрузии основных и ультраосновных пород. Между р. Печенгой и оз. Туль также наблюдается сравнительно крупная складка второго порядка, усложненная более мелкими складками с размещенными в них интрузиями основных и ультраосновных пород.

Подобные складки второго и третьего порядков и более мелкие характерные также и для толщи филлитов центрального и западного участков филлитовой толщи, где располагаются медно-никелевые месторождения (между горой Онки и тундрой Каула и западнее последней).

Для всех этих складок, осложняющих по простиранию северо-восточное крыло Большой Печенгской синклинали, характерно меняющееся простирание осевых плоскостей, определяемое местоположением складки в той или иной части крыла основной структуры. Естественно, осевые плоскости складок расходятся по разным направлениям на окраине крыла синклинали и сходятся в области ее ядра.

Небезынтересно отметить, что описанные складки второго порядка присущи не только филлитовой толще. Они выявляются также при детальном картировании нижележащих эффузивов и осадочных пород.

Характер и особенности мелкой складчатости низшего порядка и плейчатости, естественно, улавливаются на картах и планах крупного масштаба и зарисовках.

Для мелких складок угол падения крыльев находится в пределах 30—40°, реже достигая 60°. Простирание осей их изменчивое. Так, в наиболее западной части оси мелких складок имеют южное и юго-восточное простирание и погружение в этом же направлении; в центральной части крыла синклинали простирание и погружение этих складок — южное; наконец, в юго-восточной части — юго-западное и западное.

Отдельно следует остановиться на тектонике свиты участка Кучин-тундра — оз. Туль.

Группа возвышенностей, объединяемых под общим названием Кучин-тундры, сложена метаморфизованными породами ряда диабазов и габбро-диабазов (амфиболитов), которым подчинены филлиты, биотито-кварцевые карбонатно-амфиболовые сланцы. Комплекс этих пород является естественным юго-восточным продолжением свиты печенга-кучин, что хорошо устанавливается по наличию здесь продуктивной толщи филлитов, характерной для всей свиты в целом.

Простирание пород на северных отрогах Кучин-тундры (гора Ионкетьквйд) северо-западное, близкое к меридиональному, падение к юго-западу под углом 30—50°, реже 70°. Далее к северо-западу, на север от горы Ионкетьквйд, местность заметно понижается в долину р. Валлас-йоки, и здесь, после значительного перерыва, в редких обнажениях, прослеживается толща филлитов северо-западного простирания с падением под углом 40—50° к западу-юго-западу. Западной долины р. Валлас-йоки, на возвышенных тундрах Рушуайв и Аутиотуппо, обнажены диабазы верхней толщи.

Дальнейшее продолжение свиты к северо-западу обнаруживается на северо-западном берегу оз. Гусиного и в долине рч. Ламмас-йоки. Здесь среди толщи филлитов, смятых в мелкие складки, известно несколько небольших тел габбро и перидотитов. На этом участке свита меняет

простирается сначала на северо-восточное, а затем по мере продвижения к северу на северо-западное и меридиональное, прослеживаясь непрерывно до оз. Туль.

На всем этом протяжении более или менее хорошо обнажается толща филлитов, подстилающая диабазовую толщу массива Маттерт, а сама подстилается диабазами второй толщи свиты. В одном обнажении на р. Валлас-йоки обнаружены окремненные известняки и кварциты, залегающие в основании диабазов второй толщи.

Таким образом, имеющиеся данные позволяют почти непрерывно проследить по толще филлитов непосредственную связь комплекса пород, слагающих северные отроги Кучин-тундры, со свитой печенга-кучин, и рассматривать этот комплекс как естественное юго-восточное продолжение северо-восточного крыла Большой Печенгской синклинали.

В более южной части тундры Кучин, на возвышенности Большой Вешкиг и прилегающих к ней возвышенностях Средний и Малый Вешкиг, отчетливо видно изменение общего северо-западного простирания пород таким образом, что можно говорить о замыкании на южных склонах этих возвышенностей синклинальной складки.

В замке этой складки, между возвышенностями Большой и Средний Вешкиг, установлены сбросы северо-восточного и меридионального простирания. Юго-западное крыло ее довольно хорошо обозначается на Кучин-тундре, но вскоре по простиранию исчезает, что, видимо, и следует ставить в связь с большим сбросом, ограничивающим с юго-запада свиту печенга-кучин и подтверждаемым здесь данными геофизики.

Интересно отметить, что на Кучин-тундре, близ замка синклинали, в юго-западном крыле ее, падение пород остается юго-западным. Это в известной мере служит основанием для предположения о возможной опрокинутости Большой Печенгской синклинали к северо-востоку и, следовательно, ее асимметричном строении.

Установленное на Кучин-тундре замыкание синклинальной складки дает также основание говорить о поднятии в юго-восточном направлении оси Большой Печенгской синклинали, что вполне согласуется с сокращением в этом направлении ширины складки в плане и отсутствием к юго-востоку от Кучин-тундры пород свиты печенга-кучин.

Выше уже говорилось о наличии дислокаций типа разломов и сбросов, из которых наиболее крупные можно предполагать по южной границе свиты печенга-кучин с протерозойским комплексом сланцеватых амфиболитов. Тектонический контакт, по данным В. М. Чапышева, устанавливается в районе р. Менникон-йоки, между сланцеватыми амфиболитами и свитой печенга-кучин.

Помимо перечисленных тектонических разломов типа сбросов, имели место разломы, проходившие внутри складчатой толщи филлитов, содержащих интрузии основных и ультраосновных пород. Здесь, прежде всего, следует отметить мощную зону разлома, проходящую в толще филлитов и залегающих в них перидотитов на тундре Каула и прослеживающуюся к востоку в район месторождений Котсельвара и Каммикиви. Этот пологопадающий к югу (38—40°) разлом бурением прослежен по падению на 1500 м. Поверхность разлома извилистая; он пересекает как филлиты, так и залегающие в них перидотиты. В зоне разлома располагаются медно-никелевые сульфидные месторождения.

В зонах тектонических разломов меньшего масштаба, на участке между массивами Каммикиви и Пильгуярви, а также на границе филлитов и перидотитов, известно большое количество еще недостаточно

изученных месторождений медно-никелевых руд (месторождения Западное и Восточное Орто-айви, Мирона, Соукерйоки и ряд других).

Далее к востоку большой разлом проходит в толще складчатых филлитов и залегающих в них перидотитах между массивом Пильгуйarvi и Онки-тундрой. В этой мощной зоне разлома располагается Ждановское медно-никелевое сульфидное месторождение, продолжением которого на восток является месторождение Онки.

Далее к юго-востоку по простиранию филлито-перидотитовой толщи обнаруживается зона сильного рассланцевания и смятия пород этой толщи. В пределах этой зоны рассланцевания месторождений промышленного значения не обнаружено, хотя сульфидное медно-никелевое оруденение в перидотитах имеет место.

Таким образом, перечисленные разломы и зоны смятия широтного простирания являются благоприятными структурами для формирования промышленных медно-никелевых сульфидных руд.

Наряду с этими широтными структурами, контролирующими в районе медно-никелевое сульфидное оруденение, известны тектонические нарушения между толщей филлитов и перекрывающими их диабазами четвертой толщи.

Ф. Н. Карюкин (1946 г.), на основании детального картирования контакта филлитов с диабазами четвертой толщи, установил, что складка филлитов в районе массива Котсельвара срезается смещенными по разлому диабазами. Это же подтверждается и данными буровых скважин на месторождении Каула, где в области контакта филлитов с диабазами четвертой толщи обнаружены тектонические брекчии и милонитизированные породы.

Эти тектонические нарушения, однако, не несут медно-никелевого сульфидного оруденения, хотя по условиям залегания и времени образования они могут быть аналогичными и одновременными с вышеописанными разломами, контролирующими оруденение.

К несомненно более молодым тектоническим нарушениям, пересекающим как складчатую свиту печенга-кучин, так и широтные зоны разломов, относятся сбросы, констатированные в штольне рудника Каула (Вологовская, 1946 г.), на участке месторождения Котсельвара у оз. Мукки, к северо-западу от месторождения Каула и на участке между массивами Каммикиви и Западное Орто-айви.

Для этих сбросов характерно меридиональное или близкое к нему простирание и крутые углы падения плоскостей к западу (80—85°).

Встречающиеся в районе месторождения Каула и к востоку от него дайки габбро-диабазов имеют северо-западное простирание и также связаны с постскладчатыми тектоническими нарушениями. Время образования этих даек А. Г. Остапенко (1951 г.) устанавливает следующим образом.

Известно, что крупные тектонические обломки жильных диабазов заключены в брекчиевых рудах месторождения Каула, которые, как уже указывалось, приурочены к широтной зоне разлома. Далее известно, что дайки диабазов секут складчатую филлито-перидотитовую толщу в районе рудника Каула. Исходя из этого, образование даек диабазов должно быть приурочено к послескладчатым движениям, предшествовавшим образованию контролирующих оруденение широтных зон разломов.

Интересно отметить, что, как будет показано ниже, на руднике Нитис-Кумужья в Монче-тундре жилы медно-никелевых сульфидных руд пересекают дайки диабазов, гранофилов и кварцевых порфиоров; следо-

вательно, здесь так же как и в печенгских месторождениях, образование формации даек диабазов предшествовало образованию медно-никелевых сульфидных руд.

Таковы основные особенности тектоники северо-западного участка Печенгско-Варзугской зоны.

### *Центральный участок*

Центральный участок Печенгско-Варзугской структурной зоны ограничен на северо-западе тундровой грядой Кеулик-Кингерем, а на юго-востоке северо-западным склоном Хибин и северо-западной границей площади распространения свиты имандра-варзуга.

В пределах этого участка отсутствуют осадочные и вулканические породы протерозоя. Здесь обнажаются гнейсовые комплексы нижнего архея и железорудные толщи, условно относимые к верхнему архею, а также основные интрузивные породы протерозоя, слагающие ряд горных массивов. В тектоническом отношении здесь можно наметить две более или менее отчетливые структурные формы — Заимандровский синклинорий и лежащую к юго-западу от него антиклиналь Главного хребта Анис-Волчьих-Монче- и Чуна-тундр. Эти формы в структурном отношении, возможно, соединяют северо-западный — Нотозерский и юго-восточный — Терский участки Терско-Нотозерского антиклинория.

### **Заимандровский синклинорий**

Заимандровский синклинорий образован комплексом слюдяных гнейсов нижнего архея и железорудной толщей сланцев, условно относимых к верхнему архею.

Основываясь на наличии здесь среди гнейсовых комплексов нижнего архея более молодых верхнеархейских пород железорудной толщи, в целом площадь, прилегающую с северо-востока к Главному хребту Волчьих и Монче-тундр, можно рассматривать как область, имеющую синклинорное строение.

Однако уже на первых этапах исследований Д. В. Шифрин (1933 г.) выделил в пределах общей синклинорной структуры этого района более мелкие синклинальные и антиклинальные складки. По его представлениям, железорудные месторождения Заимандровского района, сгруппированные в две параллельные полосы северо-западного направления, залегают в крыльях опрокинутой к северо-востоку антиклинали, осложняющей осевую часть Заимандровского синклинория. В частности, Оленегорское месторождение находится в северо-восточном крыле, а месторождение имени XV годовщины Октября — в юго-западном крыле антиклинали. Железорудные толщи, в свою очередь, собраны в более мелкие сложные изоклинальные складки.

В сводовой части указанной антиклинали, в промежутке между рудными полосами, где эрозией в основном уничтожены рудные слои кварцитов, лишь местами, как указывает Е. А. Гедовиус (1951 г.), наблюдаются магнитные аномалии, очевидно, вызванные участками уцелевших от эрозии рудных кварцитов.

Е. А. Гедовиус отмечает, что в указанных выше рудных полосах наиболее крупные по запасам и лучшие по качеству руды размещаются в их центральных частях, что, видимо, следует объяснить погружением здесь осей складок.

Детальная разведка Оленегорского и Кировогорского месторождений позволила понять их структуру и выявить основные особенности строения складок.

Так, по П. А. Гурвичу (1949 г.), Оленегорское месторождение вырисовывается в плане как крупная линзовидной формы залежь северо-западного простирания, имеющая длину 2700 м. В средней части (рис. 38) эта залежь на поверхности пережата и имеет здесь ширину в плане около

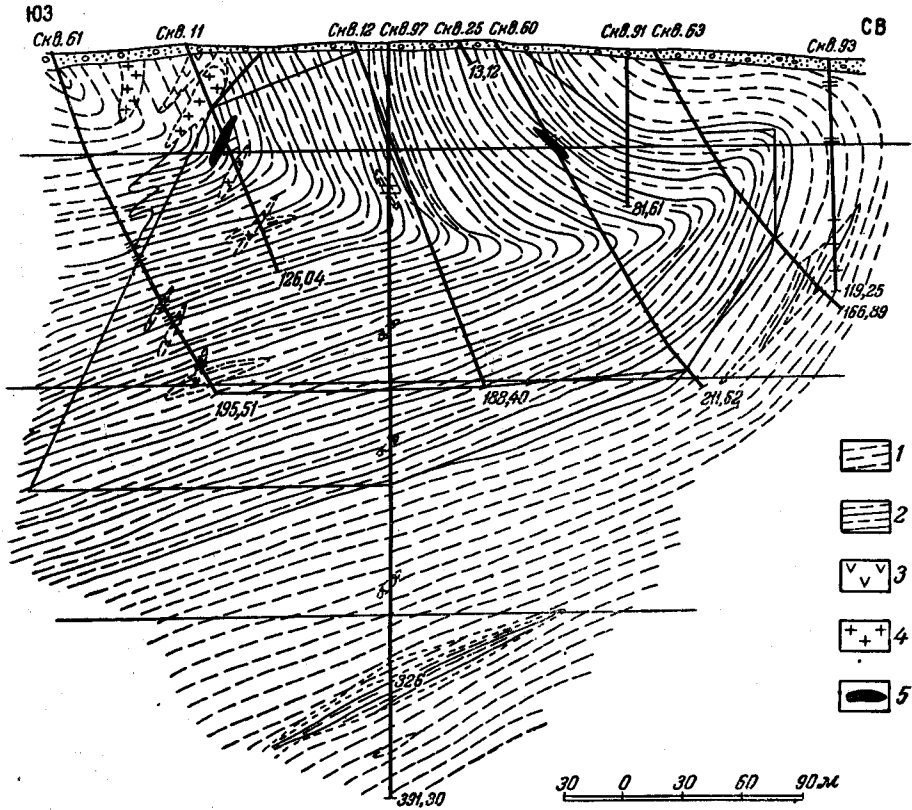


Рис. 38. Разрез Оленегорского месторождения (по П. А. Гурвичу)

1—биотитовые плагио-гнейсы; 2—железистые кварциты; 3—амфиболиты; 4—гнейсо-граниты; 5—пегматиты

180 м, в то время, как к северо-западу и юго-востоку от этого пережима она расширяется до 280 м. В северо-западном направлении залежь довольно быстро и тупо выклинивается; в то же время в противоположном юго-восточном направлении она выклинивается постепенно.

Оси мелких складок погружаются неизменно к юго-востоку под углом 18—25° в северо-западной части и под значительно более пологим углом (10°) в юго-восточной части. Сама залежь вкrest простирания собрана в серию мелких изоклинальных складок, опрокинутых к северо-востоку, что отчетливо видно по однообразному юго-западному падению пород; юго-западные крылья этих складок обычно более пологие (20—40°), чем подвернутые северо-восточные крылья, угол падения которых обычно крутой (70—80°). Эти мелкие складки, в свою очередь, усложнены плейчатостью, так характерной для полосатых железистых кварцитов.

Бурение структурной скважины в средней части месторождения установило, что в целом вся залежь представляет собой опрокинутую к северо-востоку антиклинальную складку (см. рис. 38).

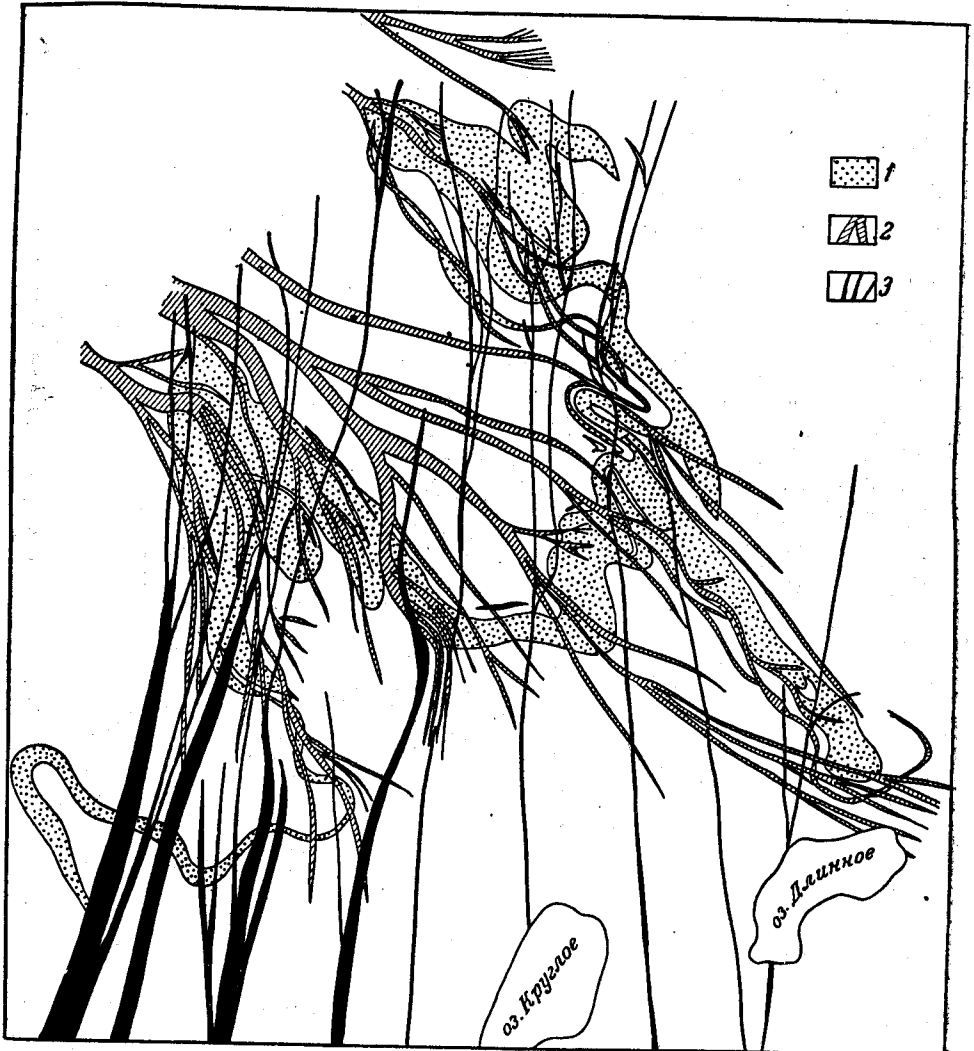


Рис. 39. План поверхности Кировогорского железорудного месторождения (по Е. А. Гедовиусу)

1—железистые кварциты; 2—жилы гранита и пегматита; 3—дайки диабазы. Белое—гнейсы

Для характеристики строения юго-западной полосы месторождений железных руд или юго-западного крыла антиклинали, осложняющей синклиний, весьма показательна структура Кировогорского месторождения, прекрасно разобранная при детальной разведке Е. А. Гедовиусом. Это месторождение, как показал Е. А. Гедовиус, представлено толщей железистых кварцитов, смятых в серию изоклинальных опрокинутых на северо-восток складок, образующих в целом как бы малый антиклинорий (рис. 39).



Ось этого малого антиклинория довольно круто (угол  $35-48^\circ$ ) погружается на юго-восток; лишь местами (профили 2 и 4) отмечаются местные ее поднятия. Погружение всей структуры к юго-востоку подтверждается также наблюдениями над осями мелких складок.

Серия профилей, составленных по данным бурения вкострости простирается, начиная с юго-восточной, наиболее погруженной части месторождения и до наиболее поднятой северо-западной его части, весьма наглядно показывает строение месторождения и прекрасно документирует погружение всей структуры к юго-востоку (рис. 40, 41, 42).

Складчатая структура месторождения пересекается целой серией ветвящихся пегматитовых жил, в свою очередь пересекаемых меридиональными дайками диабазов и габбро-диабазов. Наличие жил пегматита и даек диабазов свидетельствует о существовании по крайней мере двух генераций расколов, образовавшихся после складчатых деформаций.

Таковы детали строения Заимандровского синклинория. Они показывают, что толща архейских гнейсов собрана в сложные серии складок, тип которых характерен для геосинклинальных областей. Основываясь на примере этих хорошо изученных частей структуры, можно допустить существование столь же интенсивной складчатости и в других, пока еще слабо изученных участках развития пород железорудной толщи.

Выше указывалось, что для Заимандровского синклинория весьма характерно погружение осей складок в юго-восточном направлении вплоть до Хибинского массива, прорывающего эту структуру. Возможно, что юго-восточным продолжением Заимандровского синклинория являются железорудные толщи сланцев, выявленные в районе Полисарских озер к юго-востоку от Хибин.

Если проследить Заимандровский синклинорий в северо-западном направлении, т. е. в направлении воздымания его оси, то, как показывает геологическая карта, в среднем течении р. Туломы гнейсы этой структуры резко поворачивают на запад, встречая на своем пути область развития сланцеватых амфиболитов нижнего протерозоя тундровой гряды

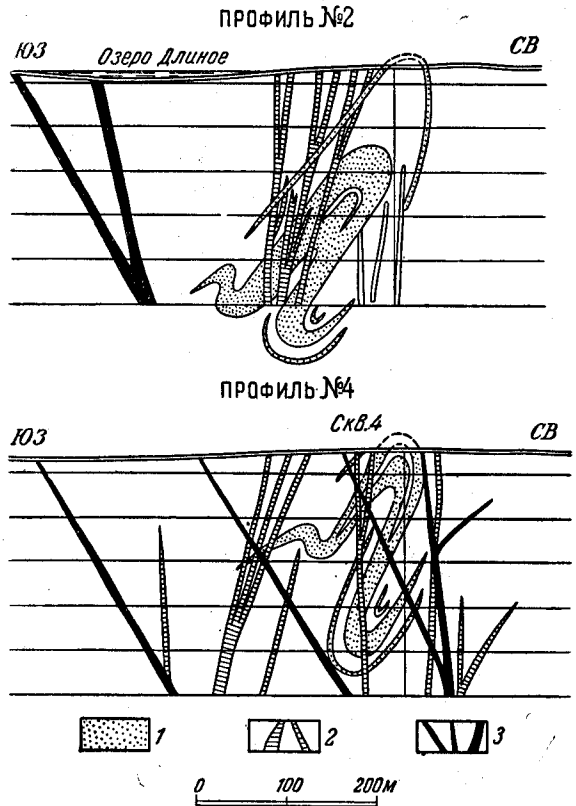


Рис. 40. Разрезы Кировогорского железорудного месторождения (по Е. А. Гедовиусу)

Профили 2 и 4

1—железистые кварциты; 2—граниты и пегматиты; 3—диабазы. Белое—гнейсы

Кеулик-Кингерем и тундры Толпвыд. Обнаруженные в пределах последней, а также у подножья Кучин-тундры железорудные сланцы, вероятно, являются обрывками (эрозионными останцами) некогда существовавшей мощной толщи складчатых железорудных пород, видимо, структурно и пространственно связанных с подобными же породами Сюдварангера (Норвегия), где железорудные толщи залегают так же, как и в Заимандровском районе, в синклиории.

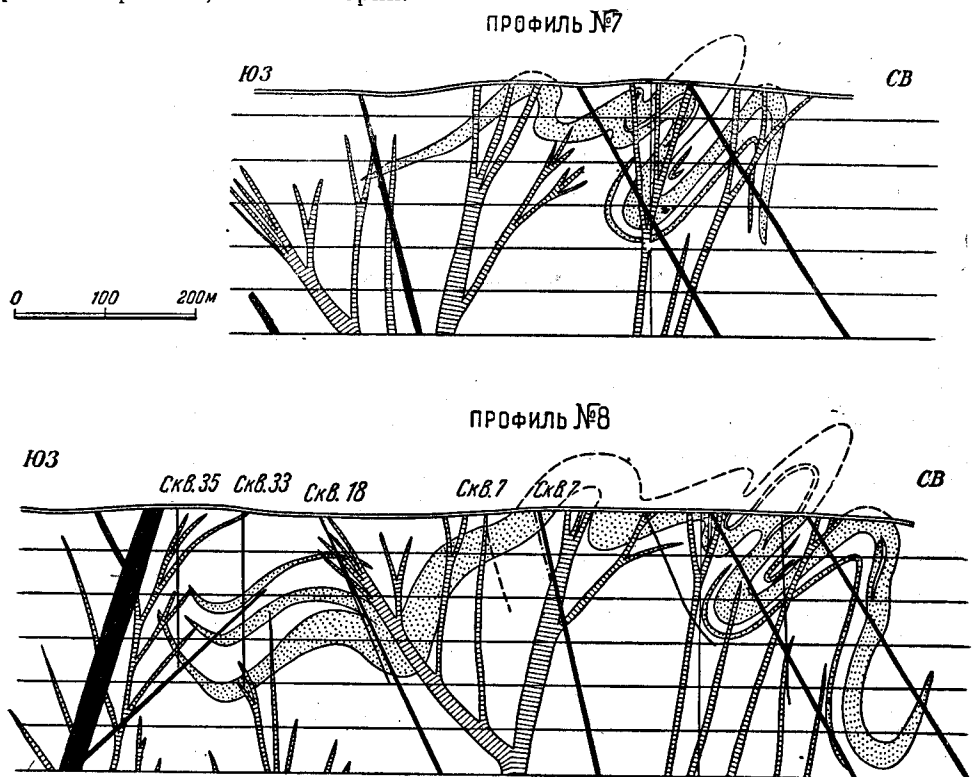


Рис. 41. Разрезы Кировогорского железорудного месторождения. Профили 7 и 8. Условные обозначения см. рис. 40

Относительно времени проявления складчатости архейских образований можно с достаточной определенностью говорить пока только о том, что она имела место в донижнепалеозойское время, так как нижнепалеозойские складчатые толщи свиты печенга-кучин с угловым несогласием залегают на гнейсах и гранитах архея. Если считать, что относимые к протерозою складчатые толщи сланцеватых амфиболитов, подстилающие свиту печенга-кучин, моложе гнейсовых комплексов, то время складчатости должно быть определено как архейское.

Дислокации более молодой эпохи складчатости протерозойского времени сказались в рассматриваемой зоне в известном приспособлении структур гнейсовых толщ к складчатым протерозойским образованиям, что, например, наглядно документируется в краевой части габбровой интрузии Главного хребта Волчьих, Монче- и Чуна-тундр. Это сказалось также и в характерном изгибании гнейсового комплекса на повороте главной зоны складчатых образований свиты печенга-кучин и имандраварзуга и в среднем течении р. Туломы.

Еще более молодые дислокации, имевшие характер разломов и расколов в уже консолидированном основании, документируются интрузиями по ним нефелиновых сиенитов Хибин и щелочными гранитами — интрузиями основных и щелочных пород массива Гремяха — Вырмес, а также дайками диабазов и габбро-диабазов. Время их образования предположительно датируется как каледонское и герцинское.

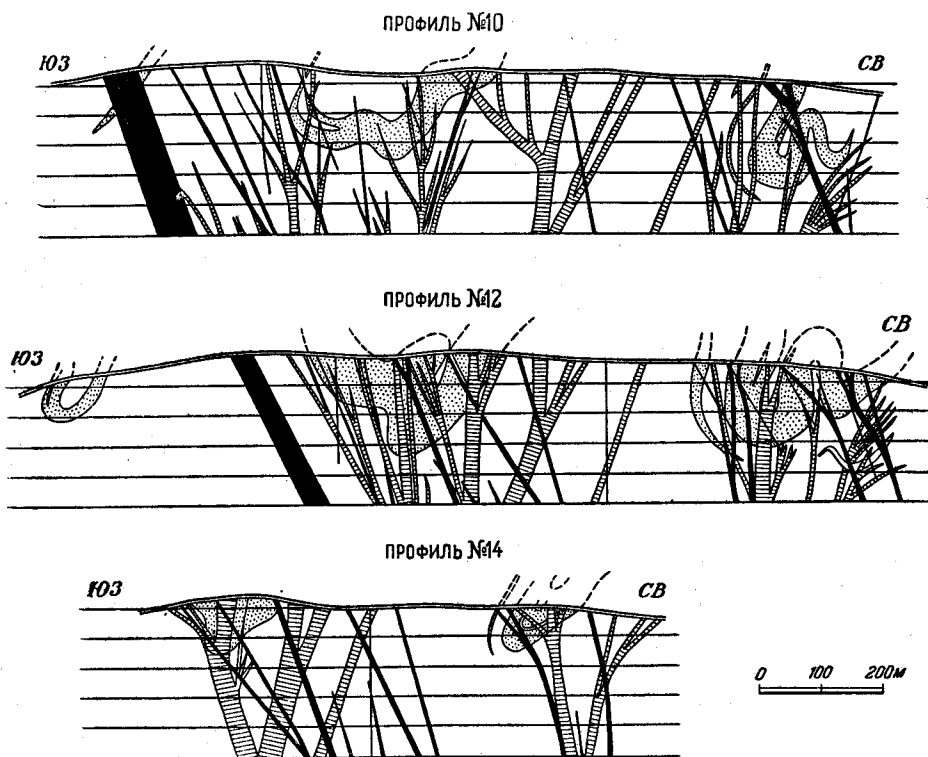


Рис. 42. Разрезы Кировогорского железорудного месторождения. Профили 10, 12, 14. Условные обозначения см. рис. 40

### Главный хребет Анис,-Лосевой, Волчьих, Монче- и Чуна-тундр

Перечисленные тундры, сложенные метаморфизованными основными породами, образуют хребет почти меридионального простирания. Лосевая, Волчья, Монче- и Чуна-тундры составляют единый массив. Анис-тундра, хотя и находится на простирании этого массива, но изолирована от него заболоченной низиной, среди которой расположено оз. Улита. Эта тундра одиноко возвышается над окружающей заболоченной равниной. Ее абсолютная высота достигает 476 м.

Анис-тундра сложена в основном гиперстеновыми гнейсо-диоритами, имеющими ясно выраженную первичную полосатую текстуру, подчеркнутую сланцеватостью пород. Простирание сланцеватости и полосатости пород на юго-западном склоне тундры северо-западное  $280-290^\circ$  с падением к юго-западу под углом  $50-70^\circ$ ; на северо-восточном склоне простирание пород северо-западное  $300^\circ$  с падением к северо-востоку под углом

35—70°. Т. Л. Гольдбурт (1948 г.) предполагает антиклинальное строение массива. Как видно на геологической карте, этот массив залегает в ядре Нотозерской антиклинали (?), образованной амфиболовыми гнейсами архея. На крыльях этой крупной антиклинали отмечается мелкая складчатость.

По данным Т. Л. Гольдбурт, в породах Анис-тундры отмечаются два направления зон бластомилонитов: северо-западное и северо-восточное, причем первое (северо-западное) направление простирается зон бластомилонитов древнее второго (северо-восточного). Мощность зон бластомилонитов северо-западного направления достигает нескольких сот метров. Вмещающие архейские породы простираются согласно с породами, слагающими этот массив.

Восточнее оз. Анис, на контакте гнейсо-диоритов массива с архейскими биотито-амфиболовыми гнейсами, имеется тектоническая брекчия, простирающаяся в северо-западном направлении. Наличие этой брекчии указывает на существование тектонических разломов на границе основных пород Анис-тундры с окружающими породами архея.

Массив Анис-тундры пересечен разновременными разломами разных направлений. Эти разломы залечены дайками габбро-норитов, порфиринов и габбро-диабазов. К разломам северо-западного направления приурочена интрузия габбро-норитов в северо-восточном контакте южного окончания массива Анис-тундры и интрузия габбро-норитов южного берега оз. Улита, расположенная в архейских гнейсо-гранитах между Анис-тундрой и Лосевой тундрой.

Главный хребет Лосевой, Волчьих, Монче- и Чуна-тундр представляет собой меридионально вытянутый горный массив, расширяющийся в южном направлении.

Северный участок Главного хребта, расположенный между озерами Медвежьим и Верхним Ольче, носит название Лосевой тундры. Южнее Лосевой тундры участок хребта между озерами Верхним Ольче и Вайкис называется Волчьими тундрами. Южнее оз. Вайкис хребет резко расширяется и образует юго-восточный отрог — Монче-тундру. Этот отрог отделяется долиной от главной части южной половины хребта, называемой Чуна-тундрой.

Главный хребет в пределах Лосевой и Волчьих тундр имеет ширину 4—6 км, расширяясь до 15—18 км в пределах Монче-и Чуна-тундр. Склоны Главного хребта крутые, местами обрывистые, рассечены многочисленными узкими обрывистыми долинами рек, ручьев и горных потоков. Они изобилуют многочисленными цирками и карами. Вершина хребта типично платообразная. Абсолютная высота его 900—1000 м. Наиболее высокая вершина Эбручорр, находящаяся на Чуна-тундре, достигает высоты 1115 м. Отрог хребта, образующий Монче-тундру, характеризуется меньшими высотами (500—600 м).

Описываемый горный массив резко возвышается над окружающей холмистой и заболоченной низиной, занятой с востока и юга оз. Имандра и группой мелких озер. С запада массив в средней части отделяется от юго-восточного отрога Сальных тундр средневысотным горным массивом Нявка-тундры.

Для Лосевой и Волчьих тундр С. М. Рутштейн (1934 г.) и Д. В. Шифрин (1939 г.) указывают на господствующее меридиональное простираение как основных пород, так и вмещающих их биотито-гранато-силлиманитовых гнейсов архея, слагающих восточные склоны тундр. Гнейсы обычно падают к востоку, реже к западу. Угол падения их 70—90°. В целом

структуру вмещающих пород Главного хребта Д. Ф. Мурашов рассматривает как антиклиналь.

Гиперстеновые диориты, также слагающие восточные склоны тундр, падают к востоку под несколько более пологим углом ( $40-50^\circ$ ). Д. В. Шифрин указывает, что гиперстеновые диориты, зажатые в Волчьих тундрах между двумя интрузиями норитов, собраны в крутые сжатые изоклинальные складки. Для них также характерна мелкая складчатость и плейчатость, обычно хорошо выраженная в контактах с основными породами. Последние нередко заключены в милонитизированных диоритах в качестве включений или будинообразных тел.

Интрузии габбро, имеющие полосатую текстуру, в западной части массива сильно милонитизированы. Для милонитизированных разностей характерна мелкая плейчатость. Зоны милонитов падают также к востоку под углом  $70-80^\circ$ . Толща гнейсов архея, ограничивающая с запада основные породы Волчьих тундр, падает также в восточном направлении, но под углом, более пологим, чем в восточном контакте. Вмещающие породы близ контакта имеют крутое падение к западу и востоку. Такое залегание боковых пород позволяет Д. В. Шифрину заключить что толща вмещающих гнейсов собрана в крутую антиклинальную складку, наклоненную к западу.

К осевой части этой складки почти по вертикальному разлому приурочено внедрение интрузии габбро Главного хребта. Более молодые, чем габбро, интрузии норитов в Волчьих тундрах внедрялись по зонам разломов и смятия в габбро. Наблюдаемые в норитах зоны смятия и милонитизации имеют восточное падение.

Наиболее частые и крупные разломы и сопровождающие их зоны смятия, согласно исследованиям Д. В. Шифрина, являются разновременными: ранние — меридиональные и более поздние — широтные. Эти зоны разломов на поверхности часто выражены ложками и оврагами.

К меридиональным разломам, зонам смятия и трещинам обычно приурочены интрузии основных пород (габбро-норитов) и различные жильные образования.

Эти зоны также служили путями и коллекторами для проникновения и отложения сульфидных медно-никелевых руд.

Меридиональные разломы и трещины существовали и оживлялись в течение длительной эпохи, так как по ним происходило разновременное внедрение мощной интрузии основных пород типа габбро Главного хребта и мелких интрузий габбро-норитов, а также связанное с ними отложение сульфидов. Последние иногда избирали мелкие складчатые структуры в гнейсо-диоритах типа брахисинклиналей, как это имеет место на южном участке Волчьих тундр. Наблюдаемая в крыле этой складки зона смятия контролирует сульфидное медно-никелевое оруденение.

Кроме указанных нарушений, известны также трещины северо-восточного и северо-западного направлений. Трещины северо-восточного направления обычно выполнены аплит-пегматитами, в то время как трещины северо-западного направления часто заполнены более молодыми диабазами, пироксенитами и реже аплит-пегматитами.

Широтные разломы, характеризующиеся как сбросы, пересекают Главный хребет. К этим тектоническим нарушениям на поверхности приурочены речные долины и озера. Так, например, депрессия, занятая оз. Нижнее Ольче, располагается в сбросовой трещине, по которой самая северная часть хребта — Лосевая тундра — поднята и отделена от опущенной, более южной части — Волчьих тундр. Существование этого

сброса подтверждается различной степенью измененности пород. Более сильно метаморфизованные породы находятся на Лосевой тундре.

В пределах Волчьих тундр габбровый массив также пересечен поперечным сбросом, по которому на поверхности протекает рч. Никелевый. Блок между этим ручьем и сбросом по оз. Нижнему Ольче несколько опущен относительно южнее расположенного блока между рч. Никелевым и оз. Вайкис. По широтному сбросу, проходящему вдоль долины реки и оз. Вайкис, Волчьи тундры отделяются от Монче- и Чуна-тундр.

Широтные трещины и разломы обычно не выполнены интрузиями и жильными породами и, по-видимому, являются наиболее молодыми дислокациями, определившими современные геоморфологические особенности хребта.

Чуна-тундра, отделенная сбросом от Волчьих тундр, является в геологическом отношении их продолжением. Монче-тундра, как уже указывалось, является юго-восточным отрогом Главного хребта Волчьих и Чуна-тундр. Волчьи тундры отделены от южнее расположенных Монче- и Чуна-тундр сбросом по озеру и реке Вайкис.

Монче-тундра состоит из двух почти параллельных горных массивов, вытянутых в северо-западном направлении. Северо-восточный массив образован возвышенностями, известными под названием Пуврнюнчорр, Ельнюнчорр и Акабирпакенч. Юго-западный массив образован вытянутым в северо-западном направлении хребтом Коттичорр. Оба массива сложены метаморфизованными габбро. Между собой они разделены узкими долинами-ущельями.

На северо-западе ущелье называется Чинглескорр, а на юго-востоке — Карнескурч. Склоны долин и ущелий сложены милонитизированными породами — кварцево-гиперстеновыми диоритами. Этими же породами сложена и северо-западная часть массива Реутчекки; они известны также и в ущелье Кымдыкор, где залегая среди габбро, являются, по-видимому, ксенолитом. Поскольку между габбро и гиперстеновыми диоритами и между последними и гнейсами архея наблюдаются постепенные переходы, Д. В. Шифрин (1932 г.) предполагает гибридное происхождение кварцево-гиперстеновых диоритов.

Чуна-тундра представляет собой южное продолжение хребта Волчьих тундр. Этот горный хребет, с наиболее высокой отметкой на горе Эбручорр (1115 м), имеет почти меридиональное направление, протягиваясь почти на 40 км от оз. Вайкис на севере до Чунозера на юге. Вершина хребта платообразная. В южной части он заметно изгибается, приобретая юго-восточное, близкое к широтному направление.

От Монче-тундры хребет Чуна-тундра отделяется на широте горы Эбручорр долиной, в которой располагаются озера Сейдъявр, Вите, Островское, Девичье и Вите-Губа.

Массив Чуна-тундры сложен габбро, и только в районе возвышенности Няркчорр распространены габбро-нориты. Согласно исследованиям А. М. Шукевича (1940 г.) и В. И. Намоюшко (1940 г.), габбровый массив Чуна-тундры не представляет собой единой монолитной интрузии, а состоит из отдельных вытянутых блоков габбро и габбро-норитов, отделенных друг от друга поясами полосатых габбро-бластомилонитов, нередко большой мощности. По представлениям обоих исследователей, бластомилониты являются динамометаморфическими производными габбро. Необходимо отметить, что гидрографическая сеть, равно как и узкие ущельеобразные долины, довольно закономерно располагаются вдоль зон бластомилонитов.

Сопоставляя данные указанных исследователей с прежними данными Д. В. Шифрина (1932 г.) по Монче-тундре, можно прийти к заключению относительно сходства геологического строения и тектоники Главного хребта в пределах Монче- и Чуна-тундр.

Как показал Д. Ф. Мурашов (1946 г.), обобщивший материалы указанных исследователей, на сводной геологической карте масштаба 1 : 100 000 в пределах Главного хребта Лосевой, Волчьих, Чуна- и Монче-тундр габбровые тела представляют собой вытянутые в северо-западном направлении блоки различных размеров, от нескольких километров до 20—25 км в длину и от нескольких километров до 10 км в ширину. Эти блоки заключены среди полосатых габбро-бластомилонитов.

В целом же габбровый массив Чуна- и Монче-тундр, расчлененный зонами милонитов, согласно залегает в гнейсах архея; последние всюду обтекают его, падая однообразно под крутым ( $70^\circ$ ) углом к востоку в северной части Чуна-тундры и под более пологим углом ( $30$ — $50^\circ$ ) к северо-востоку в южной ее части. В том же направлении под крутым углом падают гнейсы и гиперстеновые диориты у восточного контакта габбро Монче-тундры.

Таким образом, здесь, так же как и на Волчьих тундрах, можно допустить, что внедрение интрузии габбро произошло по разлому в изоклинальной антиклинальной складке архейских гнейсов. Очевидно, вслед за внедрением и остыванием габбровой интрузии в процессе продолжающихся тектонических движений произошло дробление ее с образованием поясов бластомилонитов.

А. М. Шукевич считает, что бластомилониты являются крайними продуктами динамометаморфизма, обусловленного тектоническими движениями, охватившими массив после его застывания. Он установил следующий ряд последовательных изменений пород в процессе тектонических движений: габбро-нориты и габбро, гранулированное габбро, метаморфизованное габбро с порфиорокластической структурой, бластомилониты.

Кроме того, тот же автор выделяет просто милониты состава цоизит-пренит, рассматривая их как образования, возникшие после бластомилонитов и на более высоких горизонтах. Мощность зон милонитизации самая разнообразная, от нескольких метров до нескольких километров. Обычно в пределах Монче-тундры наибольшая ширина зон милонитизации отмечается в ее северных частях; в южном и юго-восточном направлениях эти зоны постепенно сужаются и приурочиваются к зонам разломов. На наличие мощных зон милонитизации, приуроченных к большому разлому северо-западного простирания между хребтом Эбручорр и Коттичорр, указывает также А. М. Шукевич.

Простирание полосатости и сланцеватости в бластомилонитах обычно совпадает с общим направлением Главного хребта и находится в сопряжении с простиранием вмещающих гнейсов. Падение зон бластомилонитов в основном также соответствует падению гнейсов, и обычно угол падения составляет  $60$ — $70^\circ$ ; наряду с этим имеются зоны бластомилонитов с противоположным, юго-западным падением. Наблюдаются также зоны милонитизации с более пологим ( $30$ — $50^\circ$ ) углом падения.

С разломами более поздней фазы движений связано образование межформационной интрузии никеленосных основных и ультраосновных пород Монче-тундры. Основные особенности тектоники указанной интрузии описываются ниже.

### Особенности тектоники никеленосной интрузии Монче-тундры

К Главному хребту Монче-тундры с юго-востока примыкает группа более молодых массивов основных и ультраосновных пород (тундры Ниттис, Кумужья, Травяная, Сопчуайвенч и Ньюдуайвенч). Исследования, проведенные в последние годы группой геологов (Е. К. Козлов, З. А. Образцова и Т. Н. Иванова) методом структурного анализа с учетом данных разведочного бурения, установили, что эти массивы составляют одну пластообразную интрузивную залежь, площадью в 50 км<sup>2</sup> и мощностью около 1,5 км.

Эта интрузия подстилается гнейсами архея и некогда перекрывалась породами свиты имандра-варзуга. Последние сохранились только в виде ксенолитов в кровле интрузии. Она простирается в северо-западном направлении и имеет пологое (15°) падение к юго-западу, соприкасаясь здесь с породами Главного хребта Монче-тундры.

Для интрузии весьма характерно наличие первично-полосатых текстур течения и первичных трещин. Первично-полосатые текстуры течения в одних случаях представлены послойно чередующимися слоями пород различного петрографического состава, в других — закономерным пространственным расположением минералов (трахитоидная текстура). Пространственная ориентировка элементов первичных текстур в общем для интрузии довольно однообразная.

Структурное картирование массивов Ниттис—Кумужья—Травяная и данные разведочного бурения дают основание говорить о мульдообразной форме подошвы этого массива, причем ось мульды полого (5°) падает к юго-западу, а крылья симметрично падают к осевой части дна под углом 30—35°. Внутренняя первичная тектоника пород массива определяется согласным пространственным положением элементов трахитоидности и первичной полосатости относительно подошвы массива. Системы трещин отдельности закономерно располагаются относительно первичной тектоники.

Намечаются четыре системы трещин: 1) крутопадающие короткие трещины близкого к меридиональному направления; 2) крутопадающие, почти широтные трещины; 3) пологопадающие трещины, совпадающие с направлением первичной полосатости пород и, наконец, 4) диагональные трещины северо-западного и северо-восточного простирания. Ко всем трещинам приурочены маломощные талько-карбонатные прожилки.

Перечисленные особенности первичной тектоники связаны с внедрением и остыванием массива. Более поздние тектонические явления выражены в образовании ряда трещин и сбросов, распространение которых локализовано. Наиболее крупные сбросы, установленные горными работами, имеют простирание меридиональное, северо-западное и широтное. Сбросы сопровождаются зонами смятия и милонитизации пород. Амплитуда сбросов 20—30 м.

Эти тектонические нарушения особенно важны в связи с тем, что к ним приурочены рудные сульфидные жилы. Они сосредоточены в осевой части массива и располагаются вдоль него, совпадая в центре рудного поля с первичными трещинами меридионального простирания. Для этих трещин характерно крутое (80—90°) падение и значительная протяженность. В противоположность первичным трещинам, рудовмещающие трещины характеризуются присутствием зон расланцевания, зеркал и борозд скольжения. Эти явления, доказывающие наличие смещений



вдоль трещин, обычно наблюдаются не по всей длине сбросовых трещин, а только в отдельных участках их и рассматриваются З. А. Образцовой (1949 г.) как дорудные. С трещинами, выполненными сульфидными жилами, связаны короткие (до 1 м) перистые трещины, обычно расползшиеся под углом 20—25° к основным трещинам. Дорудные трещины еще более ранней генерации выполнены дайками диабазов. Среди них отмечается несколько генераций.

На массиве Сопчуайвенч, составляющем продолжение массивов Нитис—Кумужья—Травяная и вместе с ними образующим одну интрузивную залежь, первичная полосатость и трахитоидность залегают полого (10—15°). Падение полосатости в северной, южной и восточной части к центру массива, а в западной — к западу. Подошва массива здесь также имеет корытообразную форму с осью, вытянутой в северо-восточном направлении и погружающейся к юго-западу под углом 12°.

В плоскостях трахитоидности отчетливо выявляется линейность, обусловленная ориентированным расположением крупных кристаллов ромбического пироксена. Линии течения в плане расходятся в стороны от центральной оси массива, под острым углом к основному направлению этой оси. С этими же плоскостями совпадают пологие трещины отдельности. Иногда эти трещины обуславливают пологонаклоненные террасы, расположенные одна над другой. Две другие системы трещин северо-западного и северо-восточного направления имеют значительное протяжение. Большинство даек диабазов, пересекающих массив Сопчуайвенч, связано с трещинами северо-западного простирания.

Тектонические нарушения, не связанные с формированием массива, на горе Сопчуайвенч выражены в виде системы сбросов. Кроме многочисленных мелких сбросов, обычно выраженных зонами смятия и милонитизации, на массиве Сопчуайвенч установлено два крупных сброса — Большой и Аномальный. Эти сбросы разбивают массив на три части. Амплитуда их достигает 80 м. Общее простирание близко к меридиональному. Сброшенным крылом является восточное. Диабазовые дайки, пересекающие массив, формировались в период сбросовой тектоники, так как известны случаи пересечения дайками сбросов и сбросами даек (Козлов, 1949 г.).

Массив тундр Ньюда и Поаз является (по данным Т. Н. Ивановой, 1949 г.) восточной частью Мончегорской интрузии. Структурное картирование элементов первичной магматической тектоники позволило выявить пологое падение полосатости и трахитоидности к юго-западу под углом 10—25°, причем в верхних частях массива падение более пологое (8—12°), чем в нижних (20—25°), у северного контакта оно достигает 40°. Линейность в массиве выражена ориентировкой кристаллов ромбического пироксена и сопряжена с падением полосатости.

Первичные трещины, развитые в массиве, находятся также в полной сопряженности с элементами первично-магматической тектоники. Намечаются три системы трещин: северо-западная пологопадающая к юго-западу и северо-западная крутопадающая; третья система трещин имеет также крутое падение, но простирается уже в северо-восточном направлении.

Вторичные, наложенные тектонические нарушения, не связанные с внедрением и остыванием массива, здесь, так же как и в предыдущих случаях, выражены в виде сбросов меридионального, широтного и северо-западного направления. Эти сбросы документируются зонами смятия и милонитизации и, как и в предыдущих случаях, отчетливо выражены

в рельефе ложками. Нередко эти более поздние тектонические нарушения используют первичные трещины.

Приведенные данные по характеристике первично-магматической тектоники Мончегорской интрузии позволили Е. К. Козлову, З. А. Образцовой и Т. Н. Ивановой выяснить, что обнажающиеся в районе Мончегорска отдельные массивы являются частями одной пластообразной интрузии, внедрившейся между древними гнейсами архея и породами свиты имандра-варзуга. Исследование тектоники сбросов позволило указанным авторам высказать предположение о дорудном происхождении этих нарушений, что имеет важное значение для понимания происхождения месторождений Монче-тундры и их эксплуатации.

Эти сбросовые нарушения, отчетливо устанавливаемые в пределах никеленосной интрузии Монче-тундры, по-видимому, являются по времени образования одновременными с теми поперечными сбросами, которые были выше описаны для Главного хребта Волчьих, Монче- и Чуна-тундр.

По-видимому, к этой же возрастной группе сбросовых нарушений следует отнести и большой сброс северо-западного простирания, отделяющий с запада породы свиты имандра-варзуга в районе Витегубы и Кислой губы оз. Имандры от расположенного к западу комплекса архейских гнейсов (Мурашов, 1946 г.).

Относительно времени проявления сбросов прямых данных в настоящее время нет. Если считать оправданным отнесение интрузий никеленосных основных пород района Монче-тундры к верхнему протерозою, то очевидно, что эти движения происходили не ранее верхнепротерозойской эпохи складчатости.

### **Юго-восточный (Варзугский) участок**

Рассматриваемый участок сложен породами свиты имандра-варзуга. Эта свита протягивается от оз. Имандры на западе через бассейн рр. Умбы и Варзуги на восток до Долгого озера. В рельефе она почти не выражена и на значительных пространствах представляет собой заболоченную равнину с отдельными невысокими холмами. Господствующие отметки рельефа 130—160 м над уровнем моря, хотя отдельные возвышенности имеют высоту 200—400 м (гора Умбская 208 м, Митрева гора 359,6 м и ряд других). Более или менее отчетливо выражен общий уклон местности с севера на юг.

Свита имандра-варзуга образует синклинорий, осложненный складками второго и более низших порядков, сопутствующими складчатости нарушениями дизъюнктивного характера (Соустов, 1940; Л. И. Пазюк, 1947 г.).

В пределах Прихибинского участка свиты, в северном крыле, синклинорий срезается крупной интрузией Хибинского массива. К югу от последнего, согласно данным Л. И. Пазюка, свита собрана в две широтно вытянутые узкие синклинальные складки второго порядка, сближенные между собой в области антиклинали, где проходит разлом широтного простирания. В западном направлении на простирании широтного разлома лежит узкая депрессия Белой губы оз. Имандры, а в восточном — интрузия нефелин-анальцимовых сиенитов.

Необходимо отметить, что предложенная Г. Д. Рихтером схема радиальных и концентрических разломов вокруг Хибинского массива (рис. 43), доказываемых им глубинами и конфигурацией оз. Имандры

и его заливов, в известной мере подтверждается, как указывает Л. И. Пазюк, с вышеприведенным разломом, совпадающим с одной из концентрических зон Г. Д. Рихтера.

Для южного крыла синклинали складки, образующей южную часть синклинория, характерно падение пород к северо-востоку под углом  $50-65^\circ$ . При движении в северном направлении падение становится все более крутым вплоть до вертикального близ интрузии с щелочными сиенитами, и далее оно переходит в обратное. В ядре этой сжатой синклинали располагается толща филитовидных сланцев.

Северная часть синклинория, примыкающая к южной границе Хибинского массива нефелиновых сиенитов, образована второй синклинали складкой. Ее северное крыло падает к югу и юго-западу под углом  $50-65^\circ$ . К. К. Судиславлев (1935 г.) здесь констатирует наличие мелкой складчатости с осями меридионального простирания.

Ядро синклинали сложено метапорфиридами и туфобрекчиями, имеющими большое развитие к востоку от р. Умбы в связи с погружением в этом направлении оси складки.

Южное крыло синклинали намечается в районе Зеленой варакы; здесь по нему проходит разлом, по которому располагается интрузия щелочных сиенитов (Соустов, 1940). Зона разлома западно-северо-западного простирания сопровождается катаклазитами и развальцованными разностями диабазов.

Другая линия тектонического нарушения почти широтного простирания совпадает с южной границей свиты, с ее контактом с гнейсами архея. Этот контакт, по наблюдениям П. И. Прокофьева (1932 г.), имеет характер надвига архейских пород на породы свиты, что документируется наличием зон милонитов.

В северо-западном направлении, в районе западного берега оз. Имандры, оси складок свиты имандра-варзуга обнаруживают поднытие. Вследствие этого в Мончегорском участке свиты обнажаются нижележащие породы губы Кислой, Вите полуострова и горы Арваренч.

Для пород, слагающих южное побережье губы Кислой, В. И. Намоюшко (1939 г.) отмечает северо-западное, близкое к широтному простирание с падением на северо-восток под углом  $40-50^\circ$ ; на западном берегу той же губы породы простираются почти в меридиональном направлении и падают к востоку. Наконец, в северной части губы простирание пород становится снова северо-западным и широтным. Таким образом, здесь намечается замок синклинали складки широтного простирания, погружающейся в восточном-юго-восточном направлении.

Вышележащие осадочно-вулканические толщи пород свиты имандра-варзуга в Мончегорском участке (на Монче полуострове) образуют синклинали складку, простирания на северо-запад  $330^\circ$ . Воздымание оси синклинали и ее замыкание обнаруживается на горе Вурэч-

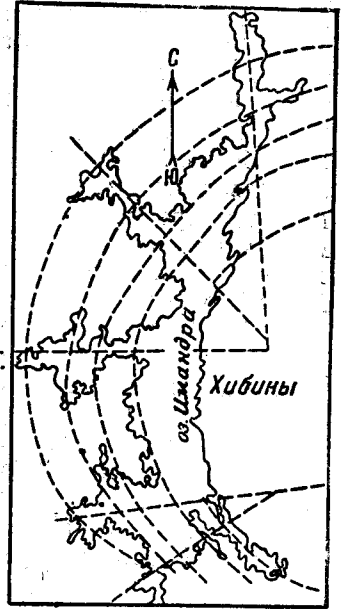


Рис. 43. Схема радиальных и концентрических разломов вокруг Хибинского массива (по Г. Д. Рихтеру)

уайвенч. Северо-восточное крыло ее имеет юго-западное падение под углом  $25-40^\circ$ . С прилегающими архейскими породами это крыло имеет тектонический контакт по сбросу. Юго-западное плохо обнаженное крыло этой синклинали простирается в северо-восточном, близком к меридиональному направлению и падает к востоку под углом около  $50^\circ$ .

Складчатость пород свиты на этом участке сопровождалась разрывами широтного и меридионального простираний. Возможно, что с первым направлением связано образование Вите-губы.

Крупный меридиональный разлом установлен на Монче полуострове. Здесь частью по контакту метадиабазов свиты с габбро-норитами массива Поазуайвенч, частью в породах самой свиты проходит зона тектонического нарушения, проявленная в образовании тектонических брекчий и в нарушении залегания кварцитового пласта верхнего сланцевого горизонта. Пласт кварцитов разорван сбросом при горизонтальном перемещении в 70 м (Артемьев, 1941 г.). Простирание разлома меридиональное с падением на восток под углом  $35-45^\circ$ . По-видимому, этим тектоническим нарушением объясняется асимметрия синклинали Монче полуострова.

К этой же тектонической зоне приурочена интрузия кварцево-альбитовых диоритов (трондьемитов); внедрение ее, по всей вероятности, происходило одновременно с тектоническими движениями.

Второе крупное меридиональное тектоническое нарушение, также сбросового характера, установлено, как уже указывалось, на границе между свитой имандра-варзуга и архейскими породами. Это нарушение документируется сланцеватой брекчией трения, в составе которой имеются обломки архейских гранито-гнейсов. Мощность этой брекчий 1—1,5 м (Егорова-Фурсенко, 1947 г.). Простирание зоны близко к меридиональному, падение на запад под углом  $55^\circ$ .

Зоны разломов широтного и меридионального простираний отмечаются И. С. Ожинским (1936 г.) на восточном берегу оз. Имандры, вдоль западного и южного контактов Хибинского массива. Различное простирание пород в этом участке объясняется автором наличием широтного сброса вдоль долины р. Лютнермойк. Этот сброс подтверждается развитием милонитовых зон на границе разновозрастных диабазовых пород и разным составом пород по обе стороны зоны сброса.

Тот же автор указывает на наличие сбросов меридионального простирания на западном контакте Хибинского массива; эти сбросы отделяют контактовые роговики от неизмененных сланцев. По-видимому, здесь имеет место наличие сбросов разных генераций. Так, К. К. Судиславлев (1935 г.) в районе ст. Имандры указывает на меридиональные нарушения, проходящие в уралитовых кварцевых диабазх. Наличие сбросов, затрагивающих контактовые роговики Хибинского массива, позволяет говорить о существовании тектонических движений позднего возраста; эти сбросы входят в систему концентрических и радиальных разломов вокруг Хибинского массива, хорошо документированных геоморфологическими данными (схема Г. Д. Рихтера).

В пределах центрального участка свиты имандра-варзуга обнаженность настолько плохая, что не представляется возможным по имеющимся редким выходам коренных пород (по рр. Пана, Варзуга, Юзия и Кичесара) составить полное представление о строении свиты. Исследования Б. В. Губачева (1947 г.) в бассейне р. Паны дают возможность только в общих чертах выяснить в этом участке свиты строение синклинали. Наблюдениями в выходах на р. Роуксе и на р. Пана, а также на

ряде промежуточных обнажений Б. В. Губачев доказывает сравнительно пологое падение пород, слагающих южную синклиналию складку синклинория.

Так, на р. Роуксе кварцево-биотитовые сланцы, простираясь в северо-западном направлении ( $300-310^\circ$ ), полого ( $10-25^\circ$ ) падают на северо-восток; при этом они собраны в систему мелких складок.

На левом берегу р. Паны эти же породы, обнажаясь среди метадиабазов, также полого падают на юго-запад, составляя, таким образом, северо-восточное крыло южной синклинали.

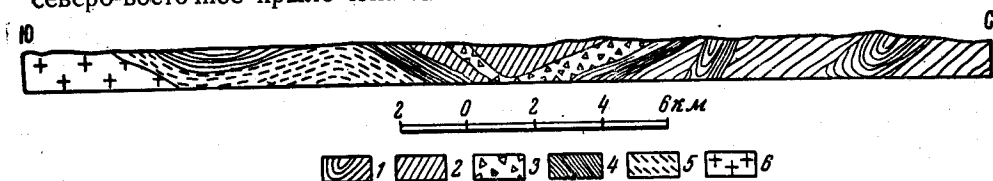


Рис. 44. Геологический разрез свиты имандра-варзуга в верховьях р. Паны (по Б. В. Губачеву)

1—метамандельштейны, метапорфириты; 2—метадиабазы, 3—туфосланцы, туфобрекчии; 4—филлиты и филлитовидные сланцы; 5—кварцево-биотитовые и биотитовые сланцы; 6—олигоклазовые граниты, гнейсограниты, биотитовые и гранатовые гнейсы

Обнажающиеся далее к северу метадиабазы с выходами среди них туфов и сланцев рассланцованы, и плоскости сланцеватости падают на северо-восток и юго-запад.

На этом основании Б. В. Губачев представляет строение северной части синклинория в виде синклиналию складки, в ядре которой залегают метадиабазы, а в крыльях филлиты и туфы (рис. 44).

Восточнее, в бассейне р. Варзуги и ее притоков — Юзии и Кичесары, П. В. Соколов (1935 г., 1936 г.) в южной части синклинория обнаружил, что доломиты, филлиты, туфы, туфосланцы и диабазы, имея общее простирание, близкое к широтному, собраны в ряд более мелких складок шириной 4—6 км. Эти складки, по его данным, имеют северо-западное, близкое к меридиональному простирание осей. Они, в свою очередь, на крыльях осложнены еще более мелкими складками шириной 0,5—1,0 км. Падение крыльев этих складок южное и достигает  $30-60^\circ$ . Оси их довольно круто (от  $20$  до  $55^\circ$ ) погружаются к югу.

А. А. Вейхер (1950 г.), изучавший выходы пород на этом же участке, дает существенно отличающуюся от представлений П. В. Соколова трактовку структуры этой толщи. Он изображает структуру пород свиты в виде антиклинальной складки северо-западного простирания, опрокинутой на северо-восток.

П. В. Соколов (1936 г.), основываясь на изучении мелкой складчатости в породах этой свиты на р. Варзуге и учитывая характерное однообразное простирание сланцеватости в северо-западном направлении при столь же однообразном юго-западном падении под средними и крутыми углами, делает вывод о северо-западном простирании складок, образованных в породах южного крыла синклинория. Далее, исходя из асимметричного строения складок, обусловленного более крутым падением пород в северо-восточном крыле по сравнению с более пологим падением в юго-западном крыле и учитывая южное погружение осей складок, он приходит к представлению об ориентированном с юга—юго-западном — движении масс в процессе складчатости.

П. В. Соколов, а позднее и А. А. Вейхер, выделяют среди пород, обнажающихся на р. Варзуге несколько выше устья р. Паны, особый

комплекс пород, состоящий из амфиболовых, хлоритовых, карбонатных и кварцево-сланцевых сланцев с пластовыми интрузиями диабазов (Вейхер, 1950 г.). Оба автора рассматривают этот комплекс пород как аллохтонный, поскольку с лежащим севернее складчатым комплексом пород свиты имандра-варзуга он имеет тектонический контакт, документируемый падающими к юго-западу под углом  $45^\circ$  зонами бластомилолитов и катаклизитов. Контакт этих пород с гранитами архея, обнажающимися южнее, близ устья р. Паны, указанные авторы также рисуют тектоническим, предполагая, что граниты полого надвинуты на протерозойские толщи с юга.

Строение синклиория в пределах его центральной части, по-видимому, осложнено зонами разлома, документация которых, однако, из-за очень плохой обнаженности района сильно затруднена. О наличии их можно подозревать хотя бы потому, что здесь имеют место небольшие интрузии основных и ультраосновных пород, появление которых в свите могло быть обязано тектоническим нарушениям.

Северное крыло синклиория в его центральном участке еще менее изучено. Имеющиеся незначительные данные по р. Пане в ее верховьях только в самых общих чертах дают возможность представить строение его подобным Прихлебинскому участку (рис. 44).

Северный контакт синклиория с ограничивающими его архейскими породами и породами архея, по-видимому, тектонический, поскольку здесь располагаются огромные массивы основных пород Федоровой и Панских тундр, щелочные граниты Белой тундры и ультраосновные и щелочные породы в районе Песочного озера.

Габбро-норитовые массивы Федоровой и Панских тундр составляют мощный пояс пограничных интрузий, для которых установлено общее южное (юго-западное) падение, с таким же падением элементов протектоники. В Федоровой тундре первичная полосатость простирается северо-западнее  $290-320^\circ$  и падает к юго-западу под углом  $50-75^\circ$ . Такое же падение полосатости отмечается и в Панских тундрах, где угол падения колеблется от  $15$  до  $60^\circ$ .

В габбро-норитах Федоровой тундры, а именно, в ее центральной части, на горе Большой Ихтегипахк, установлена зона милонитов, простирающаяся на северо-запад  $275-280^\circ$  и падающая на юго-запад под углом  $70-75^\circ$ . Она прослежена на  $1,2-1,5$  км.

Интрузия ультраосновных и щелочных пород в районе Песочного озера, предположительно палеозойского возраста, располагается среди пород свиты имандра-варзуга, близ северного контакта ее с породами свиты кейв.

Имеющиеся пока крайне скудные данные показывают, что принадлежащие к северному крылу свиты имандра-варзуга аркозовые песчаники падают на юго-запад под углом  $45-60^\circ$ . Они прорваны вертикальной интрузией габбро-диабазов, в свою очередь интродуцированных по вертикальному разлому ультраосновными и щелочными породами.

Приведенные очень ограниченные данные по строению синклиория в пределах его центрального участка подтверждают представление о сложном его строении, нарушенном в краевых частях разломами нескольких разновременных фаз.

Наиболее восточный участок свиты имандра-варзуга, между р. Пурнач и оз. Долгим и р. Бабьей, обнажен очень плохо и исследован только редкими маршрутами П. В. Соколова (1934 г.) и А. М. Шукевича (1935 г.). Наблюдения по редким обнажениям позволили указанным авторам установить развитие здесь таких же осадочно-вулканических

образований как и в бассейне р. Варзуги, но значительно более высоко-метаморфизованных и превращенных в амфиболиты и зеленые сланцы.

П. В. Соколов (1934 г.), обследовавший маршрутами верховья р. Стрельны и р. Пурнач, указывает на почти широтное простирание (северо-восток  $70-80^\circ$ , северо-запад  $270-290^\circ$ ) пород в этом районе и крутое, почти вертикальное, падение их к северу. Такое залегание пород позволило ему сделать заключение о наличии здесь изоклинальной складчатости в породах свиты.

Наиболее восточная часть свиты, в бассейне оз. Долгого, обследовалась маршрутами А. М. Шукевичем (1935 г.). Немногочисленные выходы коренных пород на р. Пурначе и у истоков р. Бабьей указывают на то, что породы свиты здесь имеют в южной части падение к юго-западу, в северной — к северо-востоку.

Более поздние детальные исследования, произведенные между р. Стрельной и р. Песчаной Б. А. Юдиным (1952 г.), несколько уточнили прежние данные П. В. Соколова. Согласно Б. А. Юдину, породы свиты на этом участке собраны в крутую сжатую антиклинальную складку широтного простирания, с падением крыльев к северу и югу под углом  $70-85^\circ$ .

Южный контакт свиты с гнейсо-гранитами архея тектонический. Находящиеся в контакте с гнейсо-гранитами архея кварцево-сланцевые сланцы свиты сильно плейчатые, а гнейсо-граниты превращены в катаклазиты.

В осевой части сжатой антиклинали залегает малая интрузия щелочных гранитов, имеющая эллипсоидальную форму диапир-плутона. Для последнего характерна первичная гнейсовая текстура, строго повторяющая контактную поверхность его с вмещающими породами. Падение гнейсовидности во всех направлениях от центра массива к его периферии, постепенно изменяющееся от горизонтального в центре массива до  $40-50^\circ$  по его краям. Таким образом, те немногие факты о залегании пород свиты в ее восточной части, которыми можно располагать в настоящее время, говорят о том, что здесь породы свиты имеют общее для нее простирание, но более крутое падение и более сильно метаморфизованы, чем комплекс пород центрального участка свиты.

Из приведенного выше фактического материала, далеко еще неполно характеризующего тектонику восточной части Печенгско-Варзугской зоны, все же можно составить хотя бы самое общее представление о ее строении<sup>1</sup>.

Осадочно-вулканические образования, слагающие эту часть Печенгско-Варзугской зоны, как можно было видеть из приведенных данных, по всей вероятности отграничены от окружающих их архейских образований тектоническими разломами. Вероятно, по тектоническому контакту они граничат и с прилегающей к севера Кейвской зоной.

Таким образом, складчатые предположительно протерозойские образования свиты имандра-варзуга можно рассматривать как залегающие в грабенообразном прогибе в жестком архейском основании.

Относительно времени образования этого грабена нет никаких данных. Возник ли он в результате медленного постепенного опускания в процессе накопления осадочных и вулканических толщ или краевые разломы, ограничивающие складчатую зону, образовались в процессе ее формирования?

<sup>1</sup> Позже (1954—1955 гг.) Н. А. Островской была уточнена структура восточного участка, что отражено на геологической карте (Прим. ред.).

По особенностям проявления магматизма в этой складчатой зоне можно предполагать, что тектонические разломы в жестком кристаллическом основании, на котором, вероятно, залегают складчатая толща, заложены были в самом начале ее формирования. Активный вулканизм, проявлявшийся многократно и сопровождавшийся образованием пластовых интрузий габбро-диабазов в толще осадков и эффузивов, заставляет допустить наличие разломов в кристаллическом основании, которые служили подводными каналами для основной магмы. В более поздние периоды тектонические движения по старым разломам возобновлялись, и в этих разломах возникали камеры для более поздних интрузий основных и щелочных пород.

Описываемая складчатая зона представляет собой синклиналию, состоящий из геологических образований двух структурных ярусов.

Нижний структурный ярус, образованный сильно дислоцированными, высокометаморфизованными и частью прорванными гранитами осадочно-вулканическими породами протерозоя, обнажается только в наиболее восточной части этой зоны, в устье р. Снежныцы, и в наиболее западной ее части на западном берегу оз. Имандры, на Вите полуострове, по берегам Кислой губы и на горе Арваренч. Возможно, что при будущих детальных исследованиях к породам нижнего структурного яруса будут отнесены также сланцеватые амфиболиты и сопровождающие их породы восточного участка свиты имандра-варзуга между р. Стрельной и оз. Долгим. Появление на поверхности пород нижнего структурного яруса в области окончания складчатой зоны является указанием на поднятие оси синклиналия в юго-восточном и северо-западном направлениях и погружение его в пределах центрального участка, в бассейнах рр. Варзуги и Паны.

Породы верхнего структурного яруса, наиболее полно представленные в области осевого погружения синклиналия, менее метаморфизованы и не несут явных признаков воздействия протерозойских гранитов.

Базальные конгломераты, установленные пока только в Щучьей губе<sup>1</sup> в основании пород верхнего структурного яруса, определяют границу его с породами нижнего структурного яруса. Эта граница, по-видимому, является поверхностью пенеплена, возникшего на эродированном складчатом сооружении, образованном из пород нижнего структурного яруса, и, следовательно, служит указанием на проявление в рассматриваемой складчатой зоне двух фаз протерозойской складчатости.

Тектоника разломов в пределах рассматриваемой зоны проявлялась неоднократно. Более или менее четко датируются разломы, связанные с карельской, каледонской и герцинской складчатостями.

С карельской складчатостью, вероятно, связаны разломы, служившие путями для внедрения крупных масс основной магмы, давшей начало интрузиям, располагающимся по северной границе зоны на контакте с кристаллическими породами архея (интрузии Федоровой и Панских тундр).

По пологим разломам, проходящим по границе между породами нижнего и верхнего структурных ярусов, в верхнем протерозое происходило внедрение основной магмы, образовавшей никеленосную интрузию Монче-тундры. С ранней фазой каледонской складчатости связаны разломы, по которым происходило внедрение небольших интрузий ультраосновных пород и щелочных гранитов.

<sup>1</sup> Б. В. Губачев (1947 г.) указывает также на наличие базальных конгломератов к северо-востоку от устья р. Полисарка, в центральном участке свиты имандра-варзуга.



Более поздние герцинские дислокации привели к возникновению разломов, по которым внедрялась щелочная магма, образовавшая в свите имандра-варзуга крупнейшую Хибинскую интрузию нефелиновых сиенитов с характерной для нее автономной тектоникой платформенных интрузий. Многочисленные сбросы и разломы, устанавливаемые в породах свиты имандра-варзуга и в трансгрессивно перекрывающих их песчаниках терской свиты, являются также примерами дислокаций этой эпохи.

На этом заканчивается характеристика юго-восточного (Варзугского) участка Печенгско-Варзугской зоны, охватывающего площадь распространения пород свиты имандра-варзуга.

Кроме описанных структур, в восточную часть этой синклинойной зоны, по-видимому, следует включить синклинальную складку так называемых Малых Кейв, непосредственно с севера граничащую с породами свиты имандра-варзуга и лежащую на южном крыле Центрально-Кольского антиклинория.

Малым и Кейвам называются невысокие грядообразные возвышенности на водоразделе рр. Поноя и Стрельны; они протягиваются от Кинемурских озер на западе до истоков р. Пурнач на востоке, всего на 30—35 км. Малые Кейвы почти совершенно не изучены.

Кристаллические сланцы и гнейсы, по составу напоминающие подобные же породы Больших Кейв, обследованы только при миллионной съемке В. С. Смирновым (1933 г.) и П. В. Соколовым (1934 г.). Позднее отдельные выходы этих пород были описаны также Ф. И. Лазуткиным (1947 г.) и А. И. Богачевым (1951 г.).

Отсутствие детальных съемок Малых Кейв и необычайно слабая обнаженность этого участка не дают возможности составить ясного представления как о стратиграфии, так и о тектонике гнейсов и кристаллических сланцев этой зоны.

Имеющиеся скудные данные свидетельствуют о том, что на участке между Кинемурскими озерами и истоками р. Пурнач комплекс гнейсов и сланцев имеет почти широтное простирание (северо-запад  $290-280^\circ$ ).

В восточной части, на волоке из р. Варзуги в Кинемурские озера, сланцы, слагая узкий и невысокий кряж, падают к юго-западу под углом  $45^\circ$ .

Несколько восточней рч. Песочного гнейсы и сланцы прослеживаются на несколько километров, имея такое же простирание и падение. Далее к востоку их распространение ограничивается олигоклазовыми гнейсо-гранитами, что, вероятно, связано с воздыманием в этом направлении оси синклинали. В бассейне рч. Песочного и восточнее оз. Песочного комплекс гнейсов и сланцев, пологозалегающих на олигоклазовых гнейсо-гранитах архея, меняет широтное или близкое к нему простирание и прослеживается уже в северо-восточном  $20-30^\circ$  направлении по правому берегу р. Кинемур, с пологим падением к юго-востоку под углами  $20-28-35^\circ$  (Лазуткин, 1947 г.).

По-видимому, это изменение простирания пород можно объяснить наличием здесь северного ответвления гнейсо-сланцевой толщи Малых Кейв вдоль р. Кинемур. Противоположное крыло складки северного ответвления находится на северных склонах горы Колокольной, где, по В. С. Смирнову (1933 г.), сланцы простираются на северо-восток  $20^\circ$  и падают к северо-западу под углом  $25^\circ$ . Эти, хотя и ограниченные, данные служат основанием для предположения о наличии здесь синклинальной пологой складки, ответвляющейся к северу от главной структуры Малых Кейв.

В восточном направлении гряды Малых Кейв прослежена П. В. Соколовым (1934 г.) почти до меридиана истоков р. Пурнач. Здесь сланцы, слагающие гряду, простираются в широтном ( $280^\circ$ ) направлении и круто падают к югу; обнажающиеся южнее этой гряды гнейсы падают несколько положе к северу. Такие условия залегания дают основание говорить о том, что Малые Кейвы являются синклиналью, наклоненной к югу.

Вопрос относительно возрастной и структурной взаимосвязи Малых Кейв с южнее расположенной зоной распространения пород свиты имандра-варзуга остается пока неясным, так как контакты недоступны из-за плохой обнаженности. По ряду косвенных данных П. В. Соколов предполагает наличие здесь тектонического контакта.

Вместе с тем, Малые Кейвы, расположенные на юго-западном крыле Центрально-Кольского антиклинория, в тектоническом отношении следует рассматривать как структурную форму, входящую в состав восточной части Печенгско-Варзугской синклинойной зоны.

### КОЛЬСКО-КЕЙВСКАЯ ЗОНА

Кольско-Кейвская зона занимает обширную территорию, лежащую к северу от Печенгско-Варзугской зоны и отделена от последней Центрально-Кольским антиклинорием. Эта зона может быть разделена на два участка: юго-восточный—Кейвский и северо-западный—Кольский.

#### *Кейвский участок*

Основной структурой, определяющей общий план и характер тектоники этого участка, является синклиорий Больших Кейв. Этот синклиорий расположен в пределах собственно Центрального водораздела Кольского полуострова, или гряды Кейв.

Лежащая к югу от гряды Кейв Понойская низина сложена, главным образом, древними гнейсо-гранитами, гнейсовой толщей свиты кейв и щелочными гранитами. Понойская низина входит в состав Центрально-Кольского антиклинория.

Наиболее южная гряда—Малые Кейвы, почти соприкасается с Имандра-Варзугским синклиномом и в структурном отношении принадлежит к последнему, являясь синклинальной складкой.

С севера, в западной части, к синклиному Больших Кейв примыкает зона пород, объединенных в свиту воронья-поросозеро. К северо-западу эта свита прослеживается до Вороньих тундр (Охмыльк, Лешая, Полмос), где она представлена сланцеватыми амфиболитами, гнейсами и сланцами.

К юго-востоку на простирации пород свиты кейв в районе устьев рр. Поной и Качковка располагается комплекс пород протерозоя. В тектоническом отношении этот комплекс следует рассматривать как юго-восточное продолжение Кольско-Кейвской зоны.

Указанные главные структуры Кейвского участка по степени изученности неравноценны. Лучше всего изучена структура Больших Кейв, поэтому на ее характеристике остановимся более подробно.

#### **Большие Кейвы**

Сланцевая толща свиты кейв протягивается на расстояние свыше 200 км от Ефимозера на западе до с. Каневки на востоке. Наиболее полный разрез ее сохранился и обнажается на протяжении свыше 150 км

между Ровгорой и с. Каневкой. Сланцевая толща слагает здесь гряды возвышенностей — тундр, высота которых колеблется от 200 до 400 м. Эта гряда получила название Большие Кейвы.

С юга и севера сланцевая толща ограничена биотито-гранатовыми гнейсами, составляющими стратиграфически нижележащую толщу свиты кейв.

В строении Больших Кейв отчетливо намечается главная синклиналь и ответвляющиеся от нее синклинали тундр Червурты, Ягельурты, Мальурты и наиболее восточная — Верхне-Югоньская синклиналь. Главная синклиналь на протяжении 150 км имеет отчетливо выраженное асимметричное строение, обусловленное опрокинутым на юг крутым залеганием северного крыла и сравнительно пологим падением к северу южного крыла. В отличие от нее малые синклинали, замкнутые на современной поверхности и являющиеся структурами, осложняющими южное крыло главной синклинали, имеют характер прямых, но также несколько асимметричных складок.

Описание тектоники Больших Кейв удобно начать с запада. Так как главная синклиналь и ответвляющиеся от нее к югу малые синклинали структурно связаны между собой, то и описание их дается совместно. Учитывая характер воздымания по простирацию осей главной синклинали, определяющих известную самостоятельность той или иной части структуры, можно в пределах Больших Кейв выделить три участка: Западный, Центральный и Восточный.

Западный участок существенно отличается по литологическому составу толщ и особенностям геологического строения. Его границы определяются на западе горой Кучуайв, а на востоке — Ровгорой.

Центральный участок охватывает главную синклиналь в пределах Серповидного хребта и тундр Выхчурта и Кайнурта и лежащие к югу от них малые структуры тундр Червурты, Ягельурты, Шуурурты и Мальурты.

Восточный участок сравнительно слабо выражен в рельефе. Главная синклиналь на этом участке получила название синклинали Нусса-Игийурта, от которой к западу ответвляется Верхне-Югоньская синклиналь.

Сланцевая толща содержит в своем составе различные петрографические типы сланцев, являющиеся в то же время и стратиграфическими горизонтами, которые очень четко, подобно осадочным породам, прослеживаются в поле и весьма отчетливо маркируют складки в свите кейв.

Ниже приводим описание тектоники Больших Кейв, начиная с Западного участка.

Западный участок. Этот участок является западным окончанием синклинория Больших Кейв. Метаморфизованные осадочные толщи свиты кейв, представленные здесь гранитизированными гнейсами и слюдяно-кварцевыми сланцами, местами сильно обогащенными гранатом, залегают в виде узких зон среди щелочных гранитов, занимающих огромную площадь.

Комплекс сланцев здесь представлен гранато-слюдяными и слюдяными кварцитами, силлиманитовыми сланцами. Последние залегают в ядрах синклиналей и являются здесь наиболее молодыми.

П. В. Соколов считает, что господствующие здесь слюдяные кварциты являются прямым продолжением горизонта мусковитовых кварцитов Серповидного хребта, расположенного на западном окончании Центрального участка Кейвского синклинория. Этот горизонт, по его дан-

ным, на Серповидном хребте трансгрессивно перекрывает нижний горизонт кианитовых сланцев, выклинивающийся в пределах этого хребта. В Западных Кейвах отсутствие нижнего кианитового горизонта объясняется этим исследователем фаціальным выклиниванием нижней толщи Центрального участка.

На рассматриваемом Западном участке синклинорий Больших Кейв определяет основные черты тектоники (рис. 45). Он отчетливо обозначается расположением гнейсовых толщ и слюдяных кварцитов в осевой части огромной интрузии щелочных гранитов.

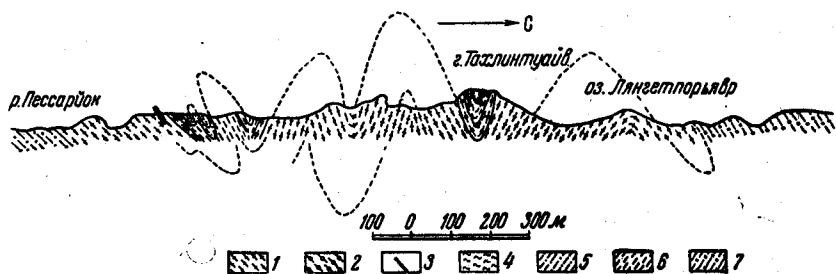


Рис. 45. Схематический геологический разрез Западных Кейв (по К. О. Кратцу)

1—щелочные граниты; 2—щелочные гнейсы; 3—амфиболиты; 4—слюдяные кварциты и кварцево-мусковито-силлиманитовые сланцы; 5—гранато-слюдяные сланцы; 6—биотитовые и биотито-гранатовые гнейсы; 7—мигматиты микроклиновых гранитов

В наиболее западной части этот синклинорий, сложенный только гнейсами, замыкается в виде сжатой узкой синклинальной складки с крутыми падениями крыльев.

В верховьях р. Пессарйок синклинорий состоит из двух сжатых синклинальных складок, в ядрах которых залегают сланцы, а крылья и разделяющая синклинали антиклиналь сложены гнейсами.

В направлении на восток синклинорий заметно погружается, что обнаруживается по постепенному расширению полосы гнейсов. Последняя у истока р. Кулийок достигает ширины 5 км. Еще восточнее, в районе гор Белый Бычок и Слюдяные сопки, видимо, в области наибольшего погружения оси синклинория, ширина гнейсовой полосы достигает более 10 км.

А. В. Перевозчиков (1940 г.) указывает, что здесь синклинорий в осевой части усложнен антиклинальной складкой широтного простирания, в крыльях которой, в свою очередь усложненных синклиналиями, размещаются вышележащие сланцевые горизонты.

В верховьях р. Кулийок синклинорий разветвляется. Одна северная ветвь в меридиональном направлении протягивается к оз. Тапперйок, где, постепенно изменяя простирание на широтное, толща сланцев прослеживается на горе Тахлинтуайв в виде узкой сжатой синклинали. Следующая северная ветвь располагается на возвышенности Макзабак между оз. Тапперйок и горой Юмперуайв. Она также представляет собой узкую сжатую синклинали меридионального простирания.

Южная ветвь, образованная только гнейсами, прослеживается в меридиональном направлении до горы Туадрвид. Параллельно этой ветви и восточней ее между Слюдяными сопками и горой Туадрвид наблюдается еще одно небольшое ответвление гнейсов, так же как и в первом случае собранных в синклинальную складку.

Интересно отметить, что углы падения в указанных ответвлениях, так же как и в самой западной части синклинория крутые ( $60-80^\circ$ ), в то время как в области осевого погружения синклинория падение пород несколько более пологое ( $40-60^\circ$ ). Еще более пологое падение в гнейсах отмечается А. В. Перевозчиковым вблизи щелочных гранитов.

Восточней упомянутого наибольшего осевого погружения в районе гор Белый Бычок и Слюдяные сопки синклинорий, видимо, испытывая восточное воздымание оси, снова разветвляется на три синклинали: 1) северо-восточную, образованную щелочными гнейсами и через Платон

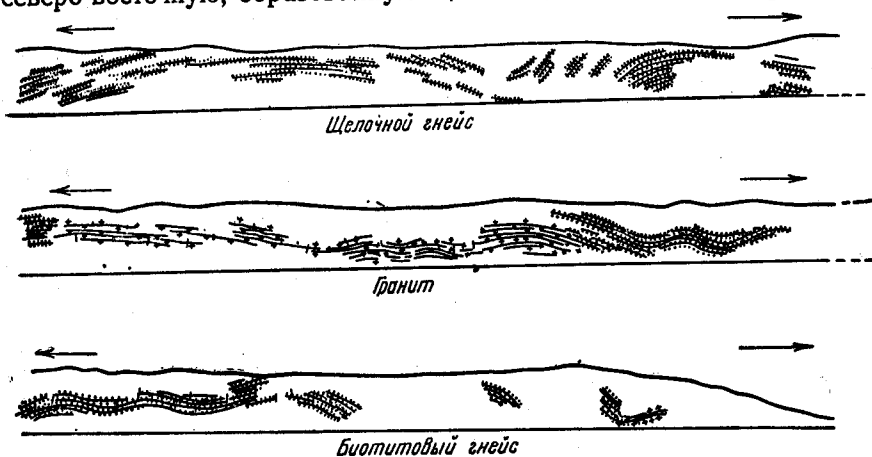


Рис. 46. Отдельность в гнейсах и гранитах (по А. В. Перевозчикову)

гору прослеживающуюся в районе Колмозера; 2) центральную — замыкающую среди щелочных гранитов, между Платон горой и Ровгорой и 3) южную — дугообразно изогнутую и соединяющуюся на Серповидном хребте с главной синклиналью Центрального участка Больших Кейв.

В пределах Западного участка Больших Кейв складчатая структура, образованная гнейсами и сланцами свиты кейв'и имеющая характер разветвляющегося синклинория, как уже упоминалось, залегает целиком среди более молодых щелочных гранитов. Несмотря на это, при геологическом картировании удается с достаточной определенностью не только выяснить общие черты строения синклинория, но и выявить его частные особенности. Щелочные граниты, заключающие в себе складчатую толщу метаморфических пород и оказывающие необычайно активное вещественное воздействие на гнейсовый комплекс, ни в какой мере не нарушили общего плана складчатой структуры.

К. О. Кратц (1940 г.) и А. В. Перевозчиков (1940 г.), картировавшие западную часть Больших Кейв, убедительно показали, что структурные элементы в щелочных гранитах, гнейсах (в разной степени измененных под влиянием гранита) и в сланцах являются взаимно сопряженными и вполне согласными. В частности, на большом фактическом материале они установили, что не только гнейсовидность и сланцеватость, но и отдельности, пластовая в гранитах и плитковатая в гнейсах и сланцах, характеризуются одинаковыми условиями залегания и гармонично сочетаются с гнейсовыми текстурами пород (рис. 46).

К. О. Кратц описывает на горе Кучьуйв случай складчатого строения щелочных гранитов. Складки в граните образованы изогнутыми пло-

скостями пластовой отдельности. В этом случае гнейсовидность не совпадает с плоскостями отдельности. Многочисленные примеры складчатого строения щелочных гранитов, документированного изогнутыми поверхностями пластовой отдельности, описаны также А. В. Перевозчиковым. Оба автора отмечают, что если руководствоваться замерами пластовой отдельности, то в гранитах можно построить закономерную линейную пологую складчатость, причем оси этих складок будут вполне параллельны осям складок в гнейсах и сланцах.

К. О. Кратц на основании анализа структурных элементов в гранитах и гнейсово-сланцевой толще приходит к заключению, что структура щелочных гранитов является реликтовой, характерной для складчатой толщи гнейсов, а сами граниты являются метасоматическими образованиями, возникшими при гранитизации гнейсов. Таких же взглядов о структуре и генезисе щелочных гранитов придерживался и А. В. Перевозчиков, допуская, однако, вероятность двух фаз тектоники.

Более поздние специальные исследования А. А. Чумакова (1950 г.) привели его к совершенно противоположным выводам. Он считает, что щелочные граниты — магматические породы, и гнейсовая текстура в них является первично-магматической, а сопряженный характер гнейсовидных текстур в гранитах и гнейсах объясняется одновременностью складчатости и интрузий гранита. Пластовая отдельность, по А. А. Чумакову, вызвана экзогенными причинами и не может характеризовать условия залегания гранитов.

Не входя более подробно в обсуждение вопроса о генезисе щелочных гранитов, что является делом будущих исследований, заметим, однако, что вывод А. А. Чумакова о синтетектоническом образовании щелочных гранитов не согласуется с некоторыми геологическими данными.

Так, в частности, Л. Я. Харитонов (1939 г.) в восточной части Кейв описал дайки основных пород, превращенных в амфиболиты. Эти дайки пересекают складчатые биотито-гранатовые гнейсы, и в то же время как амфиболиты, так и вмещающие их гнейсы, в равной мере подвергаются вещественному изменению под несомненным влиянием щелочных гранитов.

Это наблюдение говорит в пользу после- или позднескладчатого происхождения щелочных гранитов. Л. Я. Харитонов считает щелочные граниты трещинными интрузиями, вызывавшими в окружающих гнейсах широкие ареалы гранитизации и метасоматоза. Послескладчатая гранитизация гнейсового комплекса могла приводить, по его мнению, к образованию гранитных пород за счет гнейсов, и в этом случае гнейсовая текстура в таких гранитах могла быть унаследованной и, следовательно, вполне сопряженной с элементами складчатости в гнейсах и сланцах свиты кейв.

К несомненно более поздним, чем складчатость, относятся дислокации разломов, хорошо документируемые в Западном участке дайками габбро-диабазов, лабрадоритов и натролитовых сиенитов.

Поскольку натролитовые сиениты по времени образования К. О. Кратцем (1940 г.) считаются аналогичными с ловозерскими нефелиновыми сиенитами, очевидно, время дислокации разломов не моложе верхнего девона.

Центральный участок. Сланцевая толща, слагающая ядро главной синклинали на этом участке, в основном представлена слюдяно-кварцевыми и порфиробластическими кианито-ставролитовыми сланцами. Крылья складки сложены нижележащими темно-серыми кианито-ставро-

литовыми и черными кианитовыми сланцами. Последние в восточной части Серповидного хребта выклиниваются.

Исследованиями Л. Я. Харитонова (1934, 1938 гг.), Ю. С. Неуструева (1938 г.), П. В. Соколова (1939, 1940 гг.), С. Н. Немцова (1940 г.), Т. Г. Туркиной (1940 г.) на участке от Серповидного хребта до тундры Нусса было установлено, что синклинали складка на большом протяжении сохраняет общее северо-западное простирание оси, лишь незначительно изгибаясь в плане.

В западной части Серповидного хребта ось этой синклинали отчетливо воздымается, что обуславливает замыкание здесь слоев разных горизонтов толщи. Погружение оси происходит восточнее в районе массива Выхтурты, где отмечается наибольшая ширина толщи сланцев и выявляется южное ответвление синклинали Червурты.

Восточней рч. Кончйок обнаруживается отчетливая тенденция оси синклинали к воздыманию, что устанавливается по замыканию здесь верхнего горизонта толщи — слюдяно-кварцевых сланцев.

Синклиналь Червурта, в районе так называемого Большого рва, отчетливо замыкается и после антиклинального перегиба оси переходит в лежащую восточнее замкнутую синклиналь Ягельурта. На этом участке южная ветвь главной синклинали, образованная синклиналями Червурта и Ягельурта, отделяется от главной синклинали антиклиналью, сложенной биотито-гранатовыми гнейсами нижней толщи свиты кейв.

Главная синклиналь, вслед за антиклинальным поднятием оси, далее в юго-восточном направлении испытывает новое погружение, достигающее максимума в депрессии оз. Нинчузи. Южное крыло главной синклинали здесь осложнено структурой горы Шууурта и малой замкнутой синклиналью Мальурта.

Далее к юго-востоку, уже на тундре Кайнурта, главная синклиналь постепенно сужается в юго-восточном направлении и на границе тундр Кайнурты и Нуссы замыкается; ось складки здесь имеет антиклинальный перегиб, юго-восточней которого располагается восточный участок главной структуры — синклиналь Нусса-Игийурта.

Таким образом, в пределах Центрального участка ось главной синклинали испытывает антиклинальное поднятие, в районе которого и к югу от него располагаются малые замкнутые синклинали Червурта, Ягельурта и Мальурта.

Выше уже указывалось, что главная синклиналь имеет асимметричное строение, обусловленное опрокинутым залеганием северного крыла.

Так, в наиболее западной части Центрального участка, в пределах Серповидного хребта, Т. Г. Туркина (1940 г.) установила, что породы южного крыла залегают в нормальной последовательности и падают к северу под углом 40—50°. Начиная снизу вверх, здесь наблюдается следующая последовательность залегания горизонтов сланцевой толщи, соответствующая нормальному разрезу:

1. Биотито-гранатовые гнейсы нижней толщи свиты.
2. Черные и светлые мусковито-гранатовые и ставролито-гранатовые сланцы.
3. Черные волокнистые кианитовые сланцы.
4. Мусковито-кварцитовые сланцы с прослоями кианито-ставролитовых порфиробластических сланцев и мусковитовых кварцитов. Обычны пластовые тела ортоамфиболитов.
5. Двуслюдистые кварциты.
6. Пластовая интрузия диабазовых метамандельштейнов, слагающая ядро синклинали.
7. Известковистые песчаники.

В северном опрокинутом крыле складки, на Песцовой тундре, развиты те же толщи двуслюдистых кварцитов и мусковито-кварцевых сланцев. Они подстилаются маломощной и не выдержанной по простиранию толщей известковистых песчаников, значительно измененных в диопсидовые роговики и почти непосредственно граничащих с интрузией диабазов.

Выше мусковито-кварцевых сланцев залегают светлые и темные кианит-ставролитовые порфиробластические сланцы, еще выше сменяющиеся черными кианитовыми сланцами, в которых кианит представлен в форме параморфоз по андалузиту. Разрез завершается маломощным горизонтом ставролит-гранатовых сланцев. Многочисленные пластовые тела ортоамфиболитов постоянно присутствуют в разрезе.

Детальное изучение П. В. Соколовым и Т. Г. Туркиной (1940 г.) разреза Песцовой тундры показало, что наблюдаемый здесь разрез сланцевой толщи соответствует разрезу южного крыла на Серповидном хребте, но в отличие от последнего здесь отмечается обратная последовательность пород, вследствие опрокинутого залегания северного крыла. Кроме того, ими установлены изоклинали складки низших порядков, осложняющие северное крыло синклинали. Вследствие этого одни и те же горизонты пород многократно переслаиваются в разрезе северного крыла.

Как уже отмечалось в стратиграфическом очерке, кианитовые сланцы в северном крыле представлены не волокнистыми и радиально-лучистыми разновидностями, а так называемыми параморфическими и отчасти конкреционными разновидностями.

Далее на восток, вплоть до тундры Кайнурта, выдерживаются одинаковые условия залегания пород, что однозначно может быть истолковано в пользу представления о наличии асимметричной синклинали с опрокинутым северным крылом.

В восточной части Центрального участка главная синклинали прослеживается на тундре Кайнурта (рис. 47). Нижний горизонт южного крыла синклинали — радиально-лучистые кианитовые сланцы с подчи-

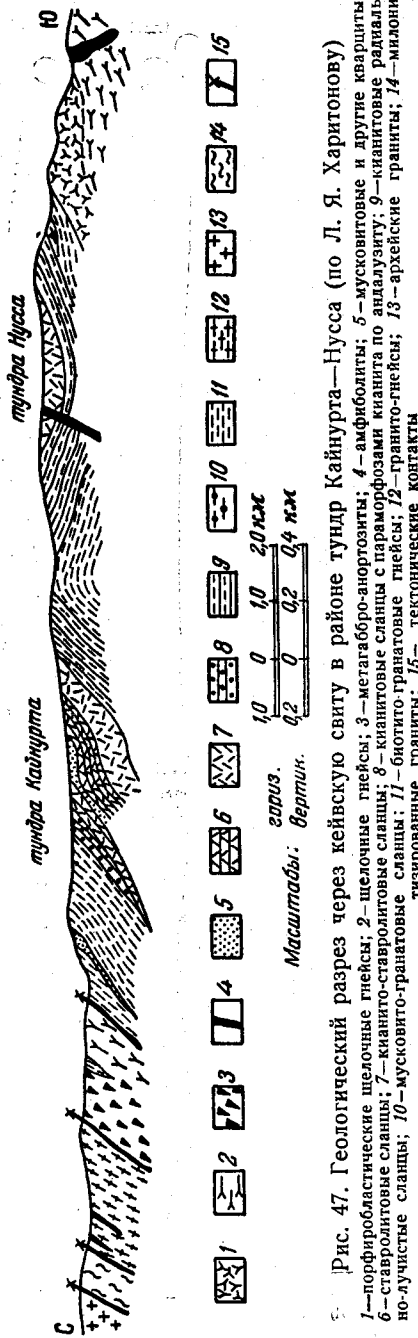


Рис. 47. Геологический разрез через кейвскую свиту в районе тундр Кайнурта—Нусса (по Л. Я. Харитонову)

1—порфиробластические щелочные гнейсы; 2—щелочные гнейсы; 3—метагбродор-анортозиты; 4—амфиболиты; 5—мусковитовые и другие кварциты; 6—ставролитовые сланцы; 7—кианито-ставролитовые сланцы; 8—кианитовые сланцы с параморфозами кианита по андалузиту; 9—кианитовые радиально-лучистые сланцы; 10—мусковито-кварцевые сланцы; 11—выбито-гранатовые гнейсы; 12—гранито-гнейсы; 13—архейские граниты; 14—милонитизированные граниты; 15—тектонические контакты



ненным им нижележащим пластом мусковито-гранатовых сланцев — начиная от долины р. Лебязьей (тундры Нюхчурта), непрерывно прослеживается вдоль южной гряды тундры Кайнурта на протяжении 12 км, имея простирание северо-западное  $290^{\circ}$ — $300^{\circ}$  и падение к северо-востоку под углом от  $40$  до  $60^{\circ}$ . Затем слои этой толщи в юго-восточном направлении постепенно изменяют свое простирание с северо-западного на северо-восточное до меридионального, с падением на северо-запад и запад, обнаруживая, таким образом, замыкание складки и воздымание оси.

В районе высоты 325 м сланцевая толща меняет простирание с северо-западного на северо-восточное. Несколько южнее эта толща кианитовых сланцев простирается в юго-восточном направлении и составляет северное крыло синклинали Нусса-Игийурта.

Вышележащий горизонт кианито-ставролитовых сланцев согласно залегает на нижнем горизонте радиально-лучистых кианитовых сланцев, повторяет на карте его конфигурацию. Еще выше также согласно залегает толща ставролитовых сланцев.

Здесь же прослеживается согласно и выше залегающая толща кварцитов, протягивающаяся в депрессию оз. Нинчузи. Эта наиболее верхняя толща пород сложена здесь в отчетливую синклиналь, простирающуюся на северо-запад  $280^{\circ}$  с падением крыльев на юго-запад и северо-восток.

К северо-востоку от кварцитов залегает мощная толща ставролитовых сланцев, тождественных со сланцами, подстилающими кварциты в южном крыле главной синклинали. Падение их согласное с кварцитами северного крыла синклинали, т. е. на юго-запад. Затем к северо-востоку (вкрест простирания) толща ставролитовых сланцев меняет падение на северо-восточное и перекрывается толщей кварцитов с таким же падением.

Из этих данных следует, что синклиналь на тундре Кайнурта переходит к северо-северо-востоку (вкрест простирания) в антиклиналь, где наиболее нижним (обнажающимся) горизонтом является толща ставролитовых сланцев, слагающая ядро антиклинальной складки, а крылья антиклинали сложены вышележащей толщей кварцитов.

Северное крыло главной синклинали на тундре Кайнурта имеет изоклинальное строение: на кварцитах залегает толща ставролитовых (в южном крыле нижележащих) сланцев и кианитовых сланцев с параморфозами кианита по хиастолиту, падающих к северо-востоку (опрокинутое залегание).

Наличие милонитизированных разностей сланцев, так же как и отсутствие обычных в нормальных разрезах толщи кианито-ставролитовых сланцев, позволяет предполагать здесь тектонические контакты.

Для Центрального участка кейвской свиты характерны своеобразные структуры — малые мульдообразные замкнутые и полужамкнутые синклинали, которые впервые были зартированы П. В. Соколовым (1936, 1939 г.) и позднее Ю. С. Неуструевым (1937 г.). К ним относятся синклинали Червурта, Ягельурта, Мальурта и Шуурурта.

Выше указывалось, что в главной синклинали в районе тундры Кайнурта отчетливо намечается усложнение южного крыла, обусловленное появлением антиклинали в главной синклинали. Вследствие этого в районе тундр Кайнурта и Червурта от главной синклинали отходят синклиналь Червурта и находящаяся на ее простирании синклиналь Ягельурта.

Как показали исследования П. В. Соколова, синклинали Червурта и Ягельурта сложены в основании мусковито-гранатовыми и кианито-

выми сланцами. Эти породы хорошо маркируют крылья складок, в ядрах которых залегают вышележащие толщи ставролитово-кианитовых сланцев, мусковитовые кварциты и наиболее верхние слои светлых порфиобластических ставролитовых сланцев.

Характерно, что в обеих складках пластовые тела ортоамфиболитов ведут себя подобно метаморфизованным осадочным породам, в точности повторяя изогнутые в складки слои сланцев.

Синклиналь Червурта, простирающаяся в северо-западном близком к широтному направлении, протягивается на 16 км, ее наибольшая ширина в области погружения оси составляет 4—5 км. Ось этой синклинали в северо-западном направлении испытывает некоторое поднятие, благодаря чему отчетливо замыкаются наиболее верхние горизонты ядра складки. Далее к северо-западу ось этой складки соединяется с осью главной синклинали.

В юго-восточном направлении поднятие оси более значительное, вследствие чего здесь происходит замыкание и нижних слоев толщи. Далее ось складки в районе Большого рва испытывает антиклинальный перегиб, и новое погружение под углом 15—20° к востоку отмечается уже в пределах замкнутой синклинали Ягельурты.

Синклиналь Ягельурты, протягиваясь на 15 км в том же юго-восточном, близком к широтному направлении, несколько смещена к югу относительно синклинали Червурты, что связано с довольно резким изменением простираания оси в районе ее антиклинального перегиба, близ Большого рва. Далее к юго-востоку, в направлении к долине р. Корсимы, ось синклинали Ягельурты воздымается, вследствие чего наблюдается последовательное замыкание всех слоев и выход на поверхность в долине указанной реки гнейсов нижележащей толщи.

Новое погружение оси к юго-востоку отмечается появлением следующей малой синклинали Мальурта.

Следовательно, малые синклинали, обусловленные появлением в главной синклинали антиклинального усложнения, на современной эрозионной поверхности картируются в форме замкнутых или полужамкнутых структур, характеризующих значительную волнистость оси складчатой структуры по простираанию.

В поперечных разрезах строение синклиналей Червурты и Ягельурты сравнительно простое, но все же и здесь отмечается некоторая асимметрия их, обусловленная более пологим падением южного крыла (20—25°) и более крутым падением (40—45°) северного крыла.

Для синклинали Червурты П. В. Соколов устанавливает, кроме того, наличие в южном крыле антиклинального усложнения с опрокидыванием к северу как самой антиклинали, так и мелкой складчатости и плейчатости, очень характерной для кванитовых сланцев.

Гора Шууурта является наиболее высокой вершиной Кейвской гряды (394 м). Она сложена волокнистыми и радиально-лучистыми кванитовыми сланцами, необычайно сильно плейчатыми и мелко-складчатыми. Среди сланцев широко распространены согласные тела ортоамфиболитов. Мелкие складки, внешне придающие большую сложность структуре сланцев горы Шууурта, являются только скульптурным орнаментом на общем фоне сравнительно простой и пологой структуры.

По Ю. С. Неуструеву, кванитовые сланцы здесь слагают пологое южное крыло главной синклинали, осложненное простыми пологими синклинальными и антиклинальными складками второго порядка.

Замеренные и вычисленные оси мелких складок погружаются под углом 20—26° к северо-востоку и под углом 30° к юго-востоку. Углы падения сланцев в складках второго порядка не превышают 20—30°.

Расположенная к югу от синклинали Шуурурты малая синклиналь горы Мальурты (длина 7 км, ширина 2,5 км) непосредственно связана с первой узким «проливом» кианитовых сланцев. В области этого соединения отмечается воздымание оси антиклинали, отделяющей главную синклиналь от южнее расположенных малых синклиналией Мальурты и Ягельурты.

В пределах возвышенности Мальурты распространены почти исключительно радиально-лучистые и волокнистые кианитовые сланцы и подчиненные им согласные тела ортоамфиболитов. В структурном отношении толща кианитовых сланцев представляет собой глубоко эродированную замкнутую синклиналь, покоющуюся на нижележащих гнейсах; толща сланцев почти полностью эродирована, и на поверхности обнажается самый нижний горизонт кианитовых сланцев. Последние, подобно сланцам Шуурурты, мелкоскладчатые и плоччатые.

Ю. С. Неуструев показал, что в пределах синклинали Мальурты оси мелких складок очень полого (5—15°) погружаются к центру этой структуры. Замеры простирания и падения четко показывают постепенное изменение направления падения пород к центру этой малой синклинали. Углы падения обычно пологие и редко превышают 30—35°.

Таковы основные особенности складчатых структур Центрального участка Больших Кейв.

Восточный участок. Синклиналь Нусса-Игийурта несколько смещена к югу относительно участка главной синклинали Серповидный хребет—Кайнурта. Она является восточным продолжением главной синклинали, после антиклинального перегиба близ высоты 325 м.

Сланцевая толща тундр Нусса-Игийурта в рельефе более или менее отчетливо выражена на северо-западе; к юго-востоку кряж Игийурта постепенно понижается и почти не выражен в рельефе над окружающей местностью. Здесь толща сланцев располагается между рр. Югонькой и Ачей, слагая водораздельную плоскую гряду, над которой возвышается гора Манок.

В центральной части гряды пересекается р. Югоньгой. К западу от этого пересечения сланцевая толща, имеющая широтное простирание, слагает прямую Верхне-Югоньскую синклинальную складку.

В пределах тундры Нусса ось главной синклинали воздымается к северо-западу и погружается к юго-востоку. В самой восточной части (р. Поной) наблюдается также поднятие оси в юго-восточном направлении с погружением в обратном северо-западном направлении. Таким образом, на современной поверхности синклиналь Нусса-Игийурта картируется как замкнутая по простиранию складка.

В строении синклинали принимают участие все породы кейвского гнейсово-сланцевого комплекса. Южное крыло ее образовано биотитогранатовыми гнейсами, кианитовыми и кианито-ставролитовыми сланцами. Падение пород в этом крыле в пределах тундры Нусса пологое (10—15°). Северное крыло синклинали имеет более крутое падение (50—60°). По соотношению углов падения в северном и южном крыльях синклинали Нусса можно говорить в целом о наклоне ее к югу.

Восточнее тундры Нусса, уже в пределах тундры Игийурта и далее на юго-восток, синклиналь, имея моноклинальное падение, в целом вырисовывается, как опрокинутая к югу складка.

В пределах тундры Нусса простираение оси складки близко к широтному (северо-западное  $280-290^\circ$ ). На тундре Игийурта опрокинутая синклинальная складка на протяжении более 40 км испытывает постепенное изменение простираения главной оси от почти широтного (северо-западное  $280-290^\circ$ ) до северо-западного  $320-340^\circ$ . В восточной части тундры Игийурта синклиналь снова постепенно приобретает почти широтное простираение и на широте  $67^\circ 12'$  соединяется с Верхне-Югоньской синклиналью, протягивающейся с запада на восток.

К юго-востоку от горы Зимняя Лумбовка и до полного ее окончания у устья р. Ачи главная синклиналь снова простирается в направлении северо-запад  $320-340^\circ$ . Погружение осей мелких складок соответствует общему погружению оси главной синклинали.

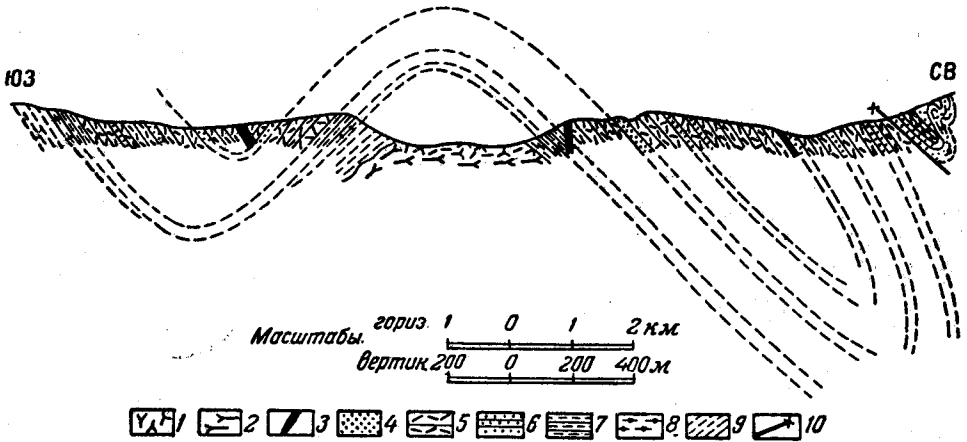


Рис. 48. Геологический разрез кейвской свиты в районе р. Югоньга—г. Манюк (по Л. Я. Харитонову)

1—порфиробластические щелочные гнейсы; 2—щелочные гнейсы; 3—амфиболиты; 4—кварциты; 5—ставролитовые сланцы; 6—кианитовые сланцы с параморфозами кyanита по андалузиту; 7—кианитовые радиально-лучистые сланцы и кyanит-ставролитовые сланцы; 8—мусковито-гранатовые сланцы; 9—биотито-гранатовые сланцы; 10—тектонические контакты

Верхне-Югоньгская синклиналь является западным широтным ответвлением главной синклинали. От северо-западной части синклинали Нусса-Игийурта эта синклиналь отделяется областью гнейсов, слагающих размытую антиклиналь.

Как видно из разреза (рис. 48), характеризующего поперечное строение восточной части участка главной синклинали, в юго-западной части биотито-гранатовые гнейсы и вышележащая толща различных сланцев образуют прямую складку, в обоих крыльях которой наблюдается нормальная стратиграфическая последовательность всех горизонтов сланцевой толщи. Падение крыльев к северо-востоку и юго-западу под углом около  $40-45^\circ$ .

Северо-восточнее отчетливо вырисовывается такая же прямая антиклинальная складка, крылья которой соответственно сложены сланцами, а ядро биотито-гранатовыми гнейсами и щелочными гнейсами — метасоматитами. Свод антиклинали эродирован и здесь обнажаются в депрессиях рельефа щелочные амфиболовые мелкозернистые и порфиробластические гнейсы.

Далее к северо-востоку от антиклинальной складки толща сланцев падает моноклинально к северо-востоку под углом  $30-40^\circ$  и  $50^\circ$ . В со-

ставе этой толщи главное место принадлежит темно-серым мусковит-кварц-ставролитовым сланцам, среди которых залегают пласты кварцитов и встречается ряд (на профиле три) тел амфиболитов.

Разрез сланцевой толщи на горе Манюк заканчивается параморфическими сланцами, троекратно перемежающимися с кварцево-сланцевыми ставролитсодержащими сланцами. На северном склоне горы параморфические кианитовые сланцы прикрываются пологопадающими (20—30°) на северо-восток мусковит-кварц-гранатовыми сланцами нижнего горизонта сланцевой толщи, в свою очередь перекрытыми мощной толщей биотито-гранатовых гнейсов.

Так как в Восточном и Центральном участках Больших Кейв выдерживается стратиграфический разрез сланцевой толщи и в нормальных (прямых) складках наблюдается везде одинаковая стратиграфическая последовательность, от наиболее нижних мусковито-гранатовых и кианитовых сланцев (лежащих согласно и выше толщи гнейсов) до наиболее верхних горизонтов — толщи кварцитов; исходя из этого структуру северо-восточной части разреза можно рассматривать как опрокинутую к югу изоклинальную складку. Троекратное повторение слоя кианитовых сланцев связано с наличием на горе Манюк мелких складок, разорванных надвигами.

В северном крыле главной синклинали как в ее центральном, так и в восточном участках, в противоположность южному крылу, отсутствует нормальная стратиграфическая последовательность в залегании пород от нижнего горизонта мусковито-гранатовых и кианитовых сланцев до верхнего горизонта кварцитов.

Здесь наблюдается наложение ставролитовых сланцев на кварциты и кианитовых (с параморфозами кианита по хиастолиту) сланцев на ставролитовые сланцы, т. е. устанавливается обратная южному крылу последовательность залегания слоев. Вся толща имеет крутое (до 50—60°) падение к северо-востоку.

Такая последовательность слоев в северном крыле главной синклинали приводит к выводу об опрокинутом залегании пород и наличии тектонических нарушений внутри толщи.

На ставролитовые сланцы, по-видимому тектонически, налегает толща кианитовых сланцев (с параморфозами кианита по хиастолиту), стратиграфически соответствующая нижней свите радиально-лучистых кианитовых сланцев южного крыла, имеющая сокращенную мощность (40 м). Из этого разреза в районе тундры Кайнурты выпадает довольно мощная толща (150—200 м) кианито-ставролитовых сланцев, обычно присутствующая в нормальных разрезах прямых складок.

Сходная картина тектоники северного крыла главной синклинали, в ее восточной части, обнаруживается также и на горе Манюк. Эта гора сложена мелкоскладчатыми черными кианитовыми сланцами с параморфозами кианита по андалузиту. Морфологически это уцелевший останец горного хребта — единственная в Восточных Кейвах относительно высокая гора.

Оси мелких складок в северо-западной части горы Манюк погружаются на северо-запад в пределах 270—315° под углом чаще всего 18—20°. Крылья складок обычно имеют пологие углы падения на северо-восток и северо-запад (18—20—30°) и более крутые на юго-восток и юго-запад (до 70—80°). В ряде обнажений сланцев хорошо виден опрокинутый характер складок, с падением обоих крыльев к северо-востоку и ясным погружением осей мелких складок к северо-западу.

При прослеживании сланцевой толщи на северо-запад — запад от горы Манюк, в ущелье рч. Волчьего, также наблюдается однообразное падение сланцевой толщи к северо-востоку с мелкими сложными складками, опрокинутыми к юго-западу. В опрокинутых складках наблюдаются разрывы, мелкие надвиги.

Таким образом, синклиналиная структура Больших Кейв по северной окраине на всем протяжении обнаруживает опрокинутый характер складок с небольшими разрывами надвигового типа. Это находится в прямой связи с общим направлением движения в Кейвской зоне с севера на юг, что также согласуется с движением жестких архейских глыб, перемещавшихся, как увидим ниже, в том же направлении.

По северной окраине свиты кейв контакт биотитовых гнейсо-гранитов архея с биотито-гранатовыми гнейсами свиты кейв, вероятно, тектонический, так как в этом контакте на всем протяжении породы сильно милонитизированы. Милонитизации подверглись также интрузии анортозитов, что указывает на то, что тектонические движения продолжались дольше, чем формирование интрузий.

В этом же тектоническом контакте наблюдаются наиболее заметные следы метасоматического изменения биотито-гранатовых гнейсов под влиянием щелочных гранитов, приведившего к образованию щелочных гнейсов.

Биотитовые гнейсо-граниты архея, в свою очередь, дальше к северо-востоку граничат с мощной зоной бластомилонитов микроклиновых гранитов, надвинутых с северо-востока в виде большой глыбы. Движение этой глыбы сопровождалось образованием не только мощной зоны милонитов, но и явлениями блокирования даек основных пород, заключенных в милонитах гранита.

Таким образом, строение северной окраины Кейвской гряды в центральной и восточной ее частях представляется в виде последовательно надвинутых глыб с северо-востока на юго-запад; каждая из этих глыб представляет собой самостоятельный блок архейских гранитов, гнейсо-гранитов и биотито-гранатовых гнейсов свиты кейв, стратиграфически не связанных между собой. По тектоническим границам между глыбами, являющимися наиболее удобными и легко проницаемыми для интрузий зонами, располагаются пояс анортозитов и микроклиновые порфиробластические граниты и мигматиты, тектонические элементы которых являются вполне согласными с тектоникой окружающих пород.

В качестве важной и интересной детали заслуживают описания явления блокировки даек диабазов в зонах милонитизации архейских гранитов. Эти явления проливают свет на понимание характера тектоники северной окраины свиты кейв.

В толще бластомилонитов и ультрамилонитов архейской глыбы гранитов, перемещенной по крутопадающему к северу разлому в районе оз. Вороньявр Верхний, обнаружены явления блокировки — будинажа даек энстатит-авгитовых диабазов, описанные Л. Я. Харитоновым (1938 г.).

Вмещающие «будины» бластомилониты архейского гранита включают в себя также мелкие (15×20 см) ксенолиты скаполитизированного биотито-амфиболового гнейса, темными пятнами выделяющиеся среди бластомилонитов.

На рис. 49 будины или фрагменты дайки обозначены римскими цифрами от I до XVIII. Будины от I до X располагаются последовательно одна за другой на протяжении 360 м в бластомилонитах гранита.

Цепочкообразное расположение почти по одной линии позволяет рассматривать их как участки одной дайки. Серия будин, расположенная к северу (XVI, XVII, XVIII) и под углом к вышеуказанным, составляет вторую блокированную дайку.

Между этими двумя сериями будин располагается несколько будин (XI, XII, XIII, XIV, XV) тех же диабазов, вероятно, являющихся частями блокированных даек, по простиранию по условиям обнаженности не прослеженных. В ряде будин имеются трещины выполненные кварцевыми и пегматитовыми жилами. Многие будины имеют пегматитовые оторочки, иногда с мелкоплойчатой текстурой. В контактах пегматита

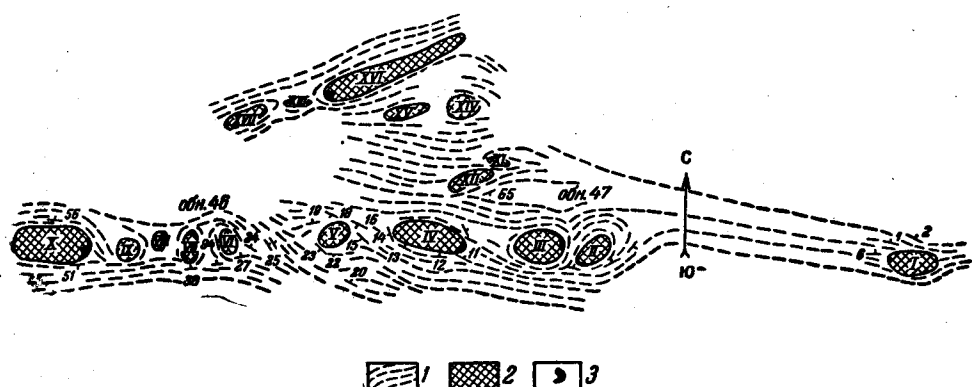


Рис. 49. Структура будинажа в мионитизированных гранитах архея (по Л. Я. Харитонову)

1—мионитизированные граниты; 2—диабазы; 3—пегматиты

с диабазом наблюдается узкая зона амфиболлизации. Окружающая будины диабазовая масса тонкорассланцованных гранитных blastsмилонитов плавно обтекает большинство включенных в нее участков блокированной дайки, образуя сложный узор мелкой складчатости, трудно передаваемой на рисунке.

Это же явление хорошо подтверждается замерами элементов залегания blastsмилонитов вокруг фрагментов (замеры на рис. 49 показаны стрелками). Из этих замеров видно, что многие будины как бы закатаны в blastsмилонитах, т. е. испытывали вращение. Изучение состава мионитизированных гранитов показывает, что они являются перекристаллизованными породами и на их простирании располагаются микроклиновые порфиридные граниты, маскирующие мионитовые зоны в архейских гранитах.

Описанная структура будинажа в гранитных blastsмилонитах показывает, что залегавшие в гранитах дайки диабазы в процессе дифференциальных движений расчленились на отдельные блоки. Последние раздвигались вследствие явлений растяжения и испытывали также некоторое вращательное движение внутри заключающей их массы древних гранитов. Граниты архея на границе со складчатой зоной подверглись рассланцеванию и последующей гранитизации с образованием зон своеобразных порфиробластических гранитов.

В межбудинных пространствах возникали пегматиты, образующие оторочки вокруг будин, а также втеки и жилы в них. В связи с гранитизацией участка минеральный состав диабазовых будин в краевой зоне

подвергался изменению, выражающемуся в образовании за счет диабаза вокруг будин сравнительно узкой зоны амфиболита.

Отсутствие в диабазовых будинах явлений рассланцевания и милонитизации показывает, что дайки диабазов оказались более устойчивыми, более «жесткими» по сравнению с вмещающими милонитизированными и гранитизированными породами. Этим объясняется сложный текстурный рисунок обтекающей будины массы вмещающих бластомилонитов, среди которой включены более «жесткие» блоки диабазовой дайки.

Образование структур будинажа Л. Я. Харитоновым объясняется по такой схеме:

1) архейские микроклиновые граниты были пересечены дайками диабаза;

2) в процессе надвиговых движений эти древние граниты на границе со складчатой зоной подверглись милонитизации с образованием мигматитов и интербудинажных секреторных пегматитов. Древние граниты в обстановке гранитизации испытывали пластические деформации, а более «жесткие» основные дайки в результате дифференциальных движений раскалывались на отдельные фрагменты и раздвигались в пластической среде;

3) образующиеся при этом микроклиновые порфиридные граниты (мигматиты) приурочиваются к тектоническим зонам растяжения и милонитизации, образуя вдоль Кейвской зоны в архейских гранитах закономерно вытянутые пояса метасоматических порфиробластических гранитов.

Возникая в процессе тектонических движений, сами граниты не подвергаются, подобно анортозитам, катаклазу и милонитизации, а наоборот, маскируют эти явления.

Синклиний Больших Кейв с севера, как уже указывалось, почти на всем протяжении от устья р. Ачи, до Кальмозера обрамляется биотито-гранатовыми гнейсами свиты кейв, имеющими на всем протяжении перевернутое залегание.

По границе с гнейсами кейв и архейскими гнейсо-гранитами в зоне тектонического разлома располагается узкий пояс интрузий габбро-анортозитов. В районе озер Поросозеро—Колмозеро между гнейсами свиты кейв и сходными с ними гнейсами и сланцами свиты воронья-поросозеро располагается огромный апофиз интрузии щелочных гранитов.

Лежащие к северу от щелочных гранитов породы свиты воронья-поросозеро на контакте с гнейсо-гранитами архея также по тектоническому разлому интродированы габбро-анортозитами.

К северу от Кейвской гряды в районе южного берега Поросозера и далее на юго-восток на гряде возвышенностей Потчемварек и Чуидьваарь П. В. Соколовым и Т. Г. Туркиной (1940 г.) выделена в качестве самостоятельной свиты группа гнейсов и кристаллических сланцев (свита воронья-поросозеро). В эту свиту входят биотитовые гнейсы, биотито-гранатовые, ставролитовые и кварцево-слюдистые сланцы, внешне сходные с подобными же породами свиты кейв.

Стратиграфическое положение этой свиты точно не определено. П. В. Соколов (1940 г.) предполагает, что она древнее свиты кейв, поскольку микроклиновые граниты, прорывающие ее, относятся им к архейскому возрасту.

Однако такое стратиграфическое положение этой свиты на основании соотношения ее с микроклиновым гранитом не может считаться доказанным, поскольку известно, что гнейсы кейвской свиты в восточном



участке на р. Тювинге прорываются также микроклиновым гранитом, возраст которого определяется как протерозойский (Харитонов, 1939 г.).

В структурном отношении рассматриваемая свита занимает окраинное положение относительно Кейвской зоны, располагаясь на границе между гнейсами Кейв и гнейсо-гранитами архея. В западной части, в районе Колмозера, к этой свите приурочены интрузии габбро-анортозитов; далее к востоку пояс этих интрузий располагается между архейскими гнейсо-гранитами и гнейсами свиты кейв.

Наиболее восточный участок свиты, расположенный по южному берегу Поросозера, образует простирающуюся на северо-запад изоклиналную синклиналную складку, крутонаклоненную на северо-восток. Эта складка в северо-восточном крыле усложнена внутренней антиклиналью. В юго-восточном направлении ось синклинали испытывает поднятие, и вследствие этого в промежутке между Поросозером и Колмозером эта свита почти отсутствует, встречаясь только на небольшом участке к северо-востоку от Поросозера.

Такое разобщенное положение пород свиты между Поросозером и Колмозером П. В. Соколовым трактуется, в основном, как результат поднятий и погружений оси складки, и соответственно с этим наблюдаемые участки свиты представляют собой, по его мнению, эрозионные останцы.

Коломозерский участок свиты представляется П. В. Соколовым как сжатая и опрокинутая к юго-западу синклираль. По данным А. А. Чумакова (1950 г.), комплекс биотитовых и биотито-гранатовых гнейсов, гранато-ставролитовых гнейсов и сланцев, двуслюдяных сланцев и, наконец, мусковитовых кварцитов достигает здесь мощности 1500—1600 м. Свита простирается на северо-запад  $300^\circ$  и круто падает к северо-востоку под углами от  $55-60^\circ$  до  $75-80^\circ$ . С севера она граничит с гранитами архея, а с юга — с щелочными гранитами. Юго-восточное продолжение свиты пока не установлено. На границе ее с архейскими гранитами, в зоне тектонического контакта, залегают интрузии габбро-анортозитов, являющихся в районе Колмозера вмещающими породами для жил пегматитов.

Разлом, в котором размещаются пластообразные интрузии габбро-анортозитов, прослеживается по всему северному контакту как этой свиты, так и свиты кейв, и сопровождается зонами милонитизации, охватившими вмещающие породы интрузии и уже сформировавшиеся основные породы.

Простираение разлома запад-северо-западное, падение крутое ( $55-60^\circ$ ) к северо-востоку. Анализ первичных магматических текстур габбро-анортозитов позволил А. А. Чумакову и И. В. Гинзбург (1949 г.) прийти к заключению, что элементы прототектоники их находятся в полной сопряженности с плоскостями контактов интрузии, внедрившейся по разлому.

Изучение ими же характера распределения в габбро-анортозитах системы трещин дает основание считать, что сподуменовые пегматитовые жилы образовались в трещинах скальвания северо-западного и западного простиранья.

К северо-западу от Поросозера, в районе Вороньих тундр (Охмыльк--Лешая--Полмос), снова появляются геологические образования, относимые к протерозою и являющиеся, как теперь установлено, прямым северо-западным продолжением пород, развитых в районе Поросозера.

Геологическое строение района тундр Охмыльк—Лешая—Полмос (по данным В. И. Намоюшко и В. С. Сверчкова, 1936 г.) определяется распространением здесь гнейсов и сланцев, содержащих кианит и ставролит, и сланцеватых амфиболитов. Эти породы залегают среди более древних олигоклазовых гнейсо-гранитов и прорываются мелкими интрузиями перидотитов и микроклиновыми гранитами, а также турмалиновыми пегматитами.

Господствующим простираением гнейсов, сланцев и прорывающих их основных пород, превращенных в сланцевые амфиболиты, является северо-западное ( $280-300^\circ$ ); падение обычно крутое ( $60-70^\circ$ ) к северо-востоку. Только к юго-восточной части участка, вблизи Лявозера, где господствуют гнейсы и сланцы, намечается синклинальное строение свиты, так как здесь обнаруживается крутое падение пород также и к юго-западу.

Более отчетливо синклинальный характер структуры рассматриваемого участка выявлен в амфиболитовой толще работами М. Д. Кадыровой-Вагаповой (1951 г.). На северных склонах горы Лысой и в южной части горы Плоской, по ее данным, намечается замыкание синклинали в северо-западном направлении.

Основная синклинальная структура толщи осложнена мелкими складками низшего порядка с характерной для них микроскладчатостью и гофрировкой, особенно ясно выраженной в кианитсодержащих сланцах.

М. Д. Кадырова-Вагапова, кроме складчатой формы тектоники, отмечает наличие зон разломов, идущих по простираению основной складки. С ранней генерацией разломов она связывает появление мелких интрузий перидотитов. Более поздние зоны рассланцевания в этих интрузиях служили местом образования слабого сульфидного оруденения.

Разломы еще более поздней генерации явились вмещающими для турмалиновых пегматитов, по ее данным, более молодых, чем ультраосновные интрузии.

Наконец, дислокации сбросового характера, секущие складчатую толщу в северо-восточном направлении, выполнены самыми молодыми в районе дайками диабазов и габбро-диабазов.

В юго-восточном направлении свита тундр Охмыльк—Лешая—Полмос, по новым данным, прослеживается на многие десятки километров, соединяясь со свитой метаморфических пород Поросозера и Колмозера, составляя с ней одно геологическое целое (свита воронья-поросозера).

Сбросовые дислокации в Больших Кейвах. Выше, при описании Западного участка уже упоминалось о наличии здесь сравнительно молодых дислокаций сбросового характера, время проявления которых по косвенным признакам определяется как герцинское. В Центральном и Восточном участках Больших Кейв эти дислокации представлены еще более характерно. Здесь можно различать по крайней мере три генерации поперечных к складчатости разломов типа сбросов. В связи с наиболее ранней генерацией послескладчатых разломов находятся дайки габбровых пород, в настоящее время представленные секущими телами амфиболитов. Они были впервые установлены Л. Я. Харитоновым между синклиналью Нусса-Игийурта и Верхне-Югоньской синклиналью, в области разделяющей их гнейсовой антиклинали. Время их появления должно было предшествовать внедрению щелочных гранитов, поскольку последние вызывают в амфиболитах интенсивный щелочной метасоматоз.

Следующая фаза тектоники разломов проявилась после интрузий щелочных гранитов, так как известны многочисленные дайки габбро-диабазов, пересекающие как складчатые толщи свиты кейв, так и щелочные граниты. Относительно времени этих дислокаций точных данных нет; если считать щелочные граниты нижнепалеозойскими, а дайки габбро-диабазов в Кейвской зоне одновременными с дайками, пересекающими свиту печенга-кучин, то эти дислокации должны считаться не древнее нижнепалеозойских.

По-видимому, к наиболее молодым дислокациям следует отнести также поперечные сбросы в свите кейв, хорошо устанавливаемые в ее верхней сланцевой толще по наличию смещения в плане горизонтов сланцев.

Восточней, на тундре Нюхчурта, в истоках р. Лебяжьей Л. Я. Харитоновым (1938 г.) описаны групповые сбросы. Здесь серия сбросов, главным образом меридионального простирания, раздробила участок южного крыла синклинали Кайнурта на ряд мелких блоков. Интересно отметить, что к этим, наиболее поздним разломам не приурочены какие-либо магматические породы или гидротермальные жилы.

Наряду со сбросами, свита кейв пересекается в ряде мест крупными поперечными диаклазами без видимого перемещения слоев сланцевой толщи. Обычно к этим трещинным зонам приурочены современные «рвы», иногда имеющие характер глубоких ущелий. Эти рвы пересекают вкрест простирания сланцевые гряды, вскрывая великолепные разрезы сланцевой толщи.

**З а к л ю ч е н и е.** Анализ тектоники наиболее изученной части Кейв—Больших Кейв — дает возможность установить следующее:

1. Толща кристаллических сланцев и гнейсов свиты кейв, простирающаяся в северо-восточном направлении, близком к широтному, образует здесь сложный синклиниорий.

2. Движение масс при складчатости, по крайней мере для северного крыла синклинория, происходило с северо-северо-востока на юг-юго-запад.

3. В пределах южных гряд Больших Кейв сланцевая толща характеризуется простыми прямыми складками, причем характерно, что в рельефе сохранились в качестве эрозионных останцов синклинальные складки, имеющие местами отчетливое замкнутое строение, что говорит о погружении и воздымании осей складок по простиранию.

4. На северных грядах сланцевая толща имеет на всем протяжении изоклинально-складчатое строение с опрокидыванием складок в направлении общего движения масс с севера на юг. В опрокинутых складках местами происходили разрывы надвигового характера.

5. На северной границе складчатой толщи свиты кейв с древним архейским гранитом имели место крутопадающие к северу разломы, по которым внедрялись габбро-анортозиты, образующие вдоль всего протяжения свиты прерывистый пояс узких пластообразных интрузий.

6. Внутри гранитной архейской глыбы, в ее краевой приконтактной зоне, прилегающей к складчатой свите кейв, в результате тектонических движений, как в более жесткой массе, возникали ослабленные зоны с разрывами и милонитизацией. Эти зоны явились удобопроницаемыми для гранитизирующих растворов, и к ним приурочивались возникающие в процессе гранитизации порфиробластические микроклинновые граниты. В процессе тектонических движений в зонах милонитизации архейского гранита имели место явления будинажа даек диабазов.

7. Более поздние тектонические движения, но той же, вероятно, эпохи, приводили к образованию поперечных к складчатости сбросов и расколов. К этим расколам приурочивались интрузии основных пород. Исходя из того, что одни дайки метаморфизованы под влиянием щелочного гранита, а другие пересекают этот гранит и не несут следов его воздействия, можно говорить по крайней мере о двух поколениях даек и соответственно о двух периодах расколов. Еще более молодая генерация расколов выразилась в образовании сбросов северо-восточного простирания, не выполненных интрузивными породами.

8. Поскольку послескладчатые щелочные граниты располагаются в Кейвах вдоль главной оси складчатости, а по времени своего образования являются более поздними, чем дайки, выполняющие поперечные к простиранию складчатости разломы, можно считать, что появление гранитов связано с крупными продольными разломами на границе между складчатыми образованиями свиты кейв и архейским основанием.

### Участок Поной—Качковка

Наиболее восточным продолжением описываемого кейвского участка является площадь развития пород протерозоя вблизи устьев рр. Поной и Качковки.

Здесь среди площади микроклиновых гранитов выделяются участки зеленокаменных и тесно связанных с ними осадочных пород. Развитые в устье Поной метадиабазы местами превращены в сланцеватые амфиболиты и всюду интродированы микроклиновыми гранитами. Среди них залегают разнообразные осадочные породы, в общем имеющие подчиненное значение.

Подобный же комплекс измененных диабазовых эффузивов и резко подчиненных им прослоев кварцитов установлен в устье р. Снежницы. Эта толща пород, как и на понойском участке, прорвана микроклиновыми гранитами и также сильно дислоцирована в северо-западном направлении с падением пород к северо-востоку под углом 45—50°. Наряду с этим общим, характерным для данного участка залеганием пород толщи в последней намечаются и более мелкие структуры.

Метаморфизованные осадочно-вулканические толщи протерозойских пород устья рр. Поной и Снежниц несогласно перекрываются горизонтально залегающими красными песчаниками терской свиты. Для последних здесь характерно наличие разломов и сбросов. Система этих нарушений описана у рч. Губного И. В. Моисеевым (1935 г.). К сбросам, пересекающим как предположительно девонские отложения, так и более древние подстилающие комплексы складчатых протерозойских пород, приурочены многочисленные мелкие жилки с кальцитом, баритом, флюоритом, иногда содержащие убогую вкрапленность сульфидов — сфалерита, галенита, халькопирита и пирита.

В обнажениях на берегу Белого моря известны кварциты в виде двух мощных толщ, разделенных между собой метадиабазами. Простирание их северо-восточное, падение на юго-восток под углом 60—65°. На юго-запад кварциты прослеживаются на незначительное расстояние. К северо-востоку, в районе Трех Островов, простирание их постепенно меняется на меридиональное, а еще севернее — они имеют уже северо-западное простирание. Такое изменение простирания позволяет говорить о том, что эти породы образуют здесь складку широтного направления.

Помимо основной складки, кварциты собраны в серию мелких складок и пересечены сбросами северо-восточного и меридионального простирания.

Метадиабазы, превращенные в сланцеватые амфиболиты, и встречающиеся среди них осадочные породы имеют общее северо-восточное простирание. Такое же простирание имеет и гнейсовидность в прорывающих их гранитах.

Имеющиеся данные о залегании пород свидетельствуют об одинаковой дислоцированности всех пород толщ, для которых характерно северо-восточное простирание и падение к юго-востоку под углом 60—65°.

На рч. Травяном И. В. Моисеевым (1935 г.) описан разрез измененных диабазовых эффузивов, содержащих пачку сланцев и конгломератов. Последние считаются межформационными образованиями, разделяющими всю толщу на два отдела.

### *Кольский участок*

Большая часть территории северо-западной части Кольского района, лежащая на простирании пород свиты кейв, сложена гнейсовыми комплексами архея, образующими весьма отчетливые полосы северо-западного простирания. В структурном отношении этот участок является прямым северо-западным продолжением Кейвского участка, отличаясь от него более древним возрастом слагающих пород. Общие черты тектоники здесь были впервые намечены А. А. Полкановым (1935а). Последующие детальные исследования этого района уточнили условия залегания пород и контуры распространения гнейсов.

А. А. Полканов (1935а) впервые высказал предположение о том, что железорудные сланцы приурочены к области наибольших погружений и сосредоточены в синклиналиях. Следуя принятому А. А. Полкановым наименованию, здесь можно выделить две синклинорных структуры: 1) Мурманско-Титовскую и 2) Шонгуй-Кицкую.

Основываясь на последних данных аэромагнитной съемки, можно сказать, что Шонгуй-Кицкий синклинорий прослеживается на юго-восток почти до границ распространения пород свиты кейв, и, таким образом, является по размерам весьма значительным. В северо-западном направлении Мурманско-Титовский и Шонгуй-Кицкий синклинории прослеживаются без перерыва почти до границы с Норвегией.

На этом большом пространстве Мурманско-Титовский синклинорий только в одном месте — по долине р. Лебяжьей и у Ара фиорда — прерывается интрузией порфировидных гранитов протерозоя, пересекающих гнейсовые комплексы архея вкрест их простирания. Такое секущее положение гранитной интрузии позволяет сделать предположение о внедрении этих гранитов по большому разлому северо-восточного простирания.

Далее на северо-запад граниты появляются близ границы с Норвегией, что дает основание предполагать здесь воздымание осей складок в северо-западном направлении.

Центрально-Кольский антиклинорий, разделяющий вышеописанный Заимандровский синклинорий и Шонгуй-Кицкий и Мурманско-Титовский синклинории, в основном, сложены плагиоклазовыми гранитами, прорываемыми, согласно наблюдениям А. А. Полканова и ряда других исследователей, как комплекс гнейсов, так и комплекс основных пород и гиперстеновых диоритов. Последние концентрируются именно в этой части структуры гнейсового комплекса.

Опрокидывание складок подтверждено разведочными работами на Кировогорском и Оленегорском месторождениях железистых кварцитов; здесь обнаружено ясно выраженное опрокидывание складок к северо-востоку. В Шонгуй-Кицком и Мурманско-Титовском синклинориях намечается также опрокидывание складок к северо-востоку. Отмечая эти особенности залегания пород, можно предполагать, что движение масс при складчатости в обеих синклинорных зонах происходило с юго-запада на северо-восток.

При этом в Заимандровском синклинории это направление движения совпадало с общим направлением опрокидывания складок в Печенгско-Варзугской структурной зоне, а в Мурманско-Титовском и Шонгуй-Кицком синклинориях оно было обратным по сравнению с Кейвским участком Кольско-Кейвской зоны.

Таким образом, структурные соотношения Кольского участка Кольско-Кейвской зоны с Кейвским участком той же зоны различны. Естественно, в связи с этим возникает вопрос и о возрастной взаимосвязи свиты кейв и железорудных толщ.

Разная направленность движений масс при складчатости говорит как о разновозрастности пород свиты кейв и железорудных толщ, так и о одновременных этапах их складчатости. Отсюда следует вывод, что Кольско-Кейвская синклинорная зона образована разновозрастными толщами, испытавшими также и разновременные тектонические движения.

#### МУРМАНСКИЙ АНТИКЛИНОРИИ

Обширные площади распространения гранитов и частью гнейсов архейского возраста, расположенные между северным берегом Баренцева моря и Кольско-Кейвской синклинорной зоной, в тектоническом отношении представляют собой Мурманский антиклинорий. На севере к этому антиклинорию, на отдельных участках, примыкают эокембрийские складчатые образования о-ва Кильдина и п-овов Рыбачьего и Среднего. Ввиду отсутствия детальных исследований, эти площади в тектоническом отношении изучены далеко недостаточно, если не считать обстоятельного исследования А. А. Полканова трещинной тектоники Кольского фиорда. Поэтому дать сколько-нибудь подробную характеристику тектоники Мурманского антиклинория пока нельзя и здесь приводятся только самые общие данные.

В пределах Мурманского антиклинория господствующими породами являются архейские микроклиновые граниты и сопровождающие их мигматиты; подчиненное значение имеют плагиоклазовые граниты и гранодиориты, частью являющиеся фациальной разновидностью гранитов, частью более древние. Имеют место также ксенолиты гнейсов и амфиболитов несомненно более древнего возраста, чем граниты. Широко распространены дайки и штоки габбро-диабазов предположительно палеозойского возраста.

Для всех перечисленных пород (кроме диабазов) характерно в общем северо-западное простирание, обычно устанавливаемое по их гнейсовым текстурам. Однако, проведенные на отдельных участках детальные съемки свидетельствуют о том, что в действительности это общее северо-западное простирание нарушается. Так, в частности, в бассейне р. Иоканьги, наряду с северо-западным наблюдается северо-восточное и меридиональное простирание пород, что может указывать также на наличие складок второго порядка. Такое же изменение простирания пород отме-

чается на участке нижнего течения р. Поной, что, быть может, следует поставить в связь с тектоническими движениями более молодой (протерозойской?) складчатости, захватившей свиту кейв.

При описании Кольско-Кейвской зоны уже указывалось, что с севера она ограничена глыбой гранитов Мурманского антиклинория, надвинутой по крутопадающему к северу и северо-востоку разлому. Мощные зоны бластомилонитов являются свидетелями происходивших здесь движений.

Относительно времени движений надвигового характера точных данных нет. Если считать, что встреченные в зоне бластомилонитов будинированные дайки энстатит-авгитовых диабазов и габбро-диабазов, по составу аналогичные дайкам диабазов, в изобилии пересекающим Мурманский антиклинорий и предположительно относящимся к палеозою, аналогичны им также и по возрасту, то надвиговые движения глыбы Мурманского антиклинория также относятся к палеозою.

Однако может быть и другое предположение, а именно, что данный разлом в архейском основании возник еще в протерозойское время и ограничивал с севера грабен, в котором происходило накопление осадков кейвской свиты. В более молодое, палеозойское, время движения по этому длительно жившему разлому возобновились и в них были вовлечены палеозойские дайки диабазов.

Что касается последних, то они повсеместно наблюдаются в пределах Мурманского антиклинория, пересекая его главным образом в северо-восточном направлении. Очень часто наблюдается группировка даек в «рои даек», что, например, может быть указано для участка среднего течения р. Иоканьги, с. Зарубихи и в особенности для Кольского фиорда. Многие дайки, имея совершенно прямолинейные ограничения и сравнительно небольшую мощность, прослеживаются на многие десятки (до сотни) километров, сохраняя при этом мощность.

Помимо даек, по Мурманскому побережью широко развиты штокообразные, но также в общем вытянутые тела габбро-диабазов (например, в районе сс. Гаврилово, Рында и др.). Для этих интрузий скорее характерно северо-западное, чем северо-восточное простирание.

А. А. Полканов (1924а, 1935а), подробно изучивший дайковую формацию Кольского фиорда на примере даек Карелинского наволока (рис. 50), доказал существование двух групп дислокаций: первой, сопровождавшейся интрузией основных пород, а второй — последующей, нарушившей систему первых дислокаций. Первая группа дислокаций, образующая открытые трещины, возникла в разное время. А. А. Полканов указывает на наличие по крайней мере двух поколений авгитовых порфиритов и одного поколения пикрит-порфиритов, образовавшихся в следующей последовательности (от молодых к старым):

- 1) молодые пикрит-порфириты северо-восточного простирания;
- 2) молодые авгитовые порфириты северо-западного простирания;
- 3) древние авгитовые порфириты северо-восточного простирания.

Более поздние дислокации, выразившиеся в разрывах и поясах дробления, пересекают дайки, смещая их, однако сами не сопровождаются внедрением магмы, но несут признаки действия термальных вод (образование пирита, кальцита).

Таким образом, тщательное исследование трещинной тектоники Карелинского наволока привело А. А. Полканова (1935а) к заключению о том, что тектоника здесь обусловлена тангенциальным напором с северо-северо-запада и севера, а затем с северо-востока, вызвавшим образо-

вание закрытых и открытых трещин и двух или трех поколений интрузий основных пород, закончившихся интрузией мадейритов — пикрит-порфиритов, вслед за которыми образовалась сеть диагональных закрытых дислокаций, несущих признаки действия термальных вод.

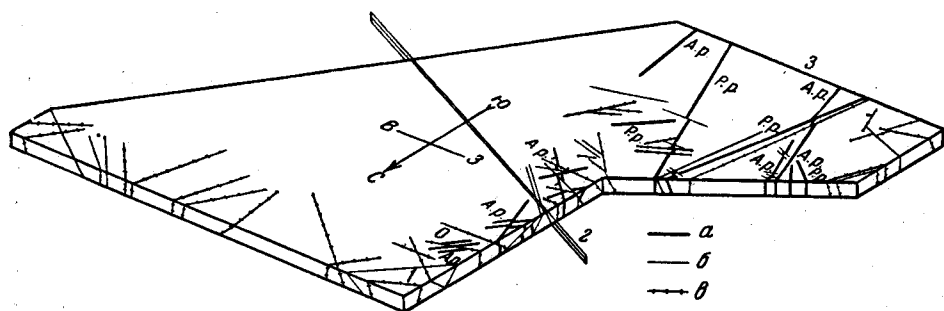


Рис. 50. Дайки Карелинского наволока (по А. А. Полканову)

а — дайки: А. Р. — авгит-порфирита, Р. Р. — пикрит-порфирита, О. — диабазового порфирита; б — дислокации разрыва; в — пояса дробления  
1 — мыс Медвежий; 2 — расположение плоскости сланцеватости гнейсо-гранита; 3 — бухта Одицова

Формация даек всего побережья Кольского фиорда (рис. 51), согласно А. А. Полканову (1935а), характеризуется в общем теми же особенностями тектоники, что и дайки отдельного им участка Карелинского наволока. Выводы, полученные для этого участка в отношении даек группы пикрит-порфиритов, применимы также и для подобных даек всего Кольского фиорда. Как указывает этот исследователь, различие состоит в том, что интрузии пикрит-порфиритов здесь крупнее по масштабу и, кроме того, обнаруживаются дайки этой группы еще более древние, чем диабазы.

Развитие системы диагональных трещин приводило к перемещению даек. Одна из крупных дислокаций с амплитудой перемещения в плане около 0,5 км описана А. А. Полкановым на Палагубском полуострове.

Касаясь вопроса о времени образования дислокаций разлома, А. А. Полканов указывает, что эти последние, если рассматривать в целом весь им обследованный северо-западный район, происходили в течение саамской, постботнийской и посткарельской эпох диастрофизма и сопровождалась интрузиями основных пород, приводившими к образованию даек целого ряда поколений. К этому же времени он относит и трещинную постмагматическую тектонику в массивах габбро-амфиболитов, гиперстеновых диоритов, олигоклазовых гранитов и микроклиновых гранитов. К посткарельской эпохе диастрофизма он относит также возникновение сбросов, приведших к опусканию свиты сланцеватых амфиболитов, а также опусканию, по его представлениям, карельской свиты печенга-кучин.

Относительно еще более молодых дислокаций разлома, к которым приурочено несколько поколений даек диабазов и пикрит-порфиритов, наиболее типично развитых в пределах рассматриваемого Мурманского участка архея, А. А. Полканов высказывается в пользу связи их с каледонской или еще более молодой — герцинской эпохой. Так, в частности, приуроченность дислокаций разрыва к береговой полосе может быть, по



А. А. Полканову, объяснена близостью кристаллического щита к восточной ветви каледонид. Но, кроме этих косвенных данных, теперь известны и прямые факты, доказывающие связь формации даек диабазов с посленижнепалеозойскими движениями, например, известны дайки, пересекающие нижнепалеозойские отложения Рыбачьего п-ова и Печенгских тундр.

Дислокации разлома и связанная с ними мелкая пересеченность рельефа, как отмечает А. А. Полканов, кроме приуроченности к береговой зоне, распределяются полосами, совпадающими с современными фиордами и впадающими в них реками, и уходят вместе с ними в глубь материка. Эта особенность размещения поперечных дислокаций, как он полагает, наиболее правдоподобно может быть объяснена наличием крупных разрывов, поперечных к берегу моря. Такого рода крупные смещения, по его мнению, можно предполагать по Кольскому фиорду, где горизонтальное перемещение глыб отчасти может быть документировано по асимметричной дайке диабазов, значительно смещенной к югу на восточном берегу Кольского фиорда по сравнению с расположением ее на западном берегу.

Наряду с допущением горизонтальных перемещений глыб по дислокациям разлома, тот же автор указывает на широкое развитие дислокаций с вертикальным перемещением. К этому типу он относит на рассматриваемом участке дислокации, приведшие к опусканию формации п-ова Рыбачьего и о-ва Кильдина после каледонских движений. Далее А. А. Полканов, вслед за А. П. Карпинским и А. Д. Архангельским, допускает существование подобных дислокаций, оборвавших цепь Тиман-Канина, на западе, по-видимому, в последовонское или даже послепермское время.

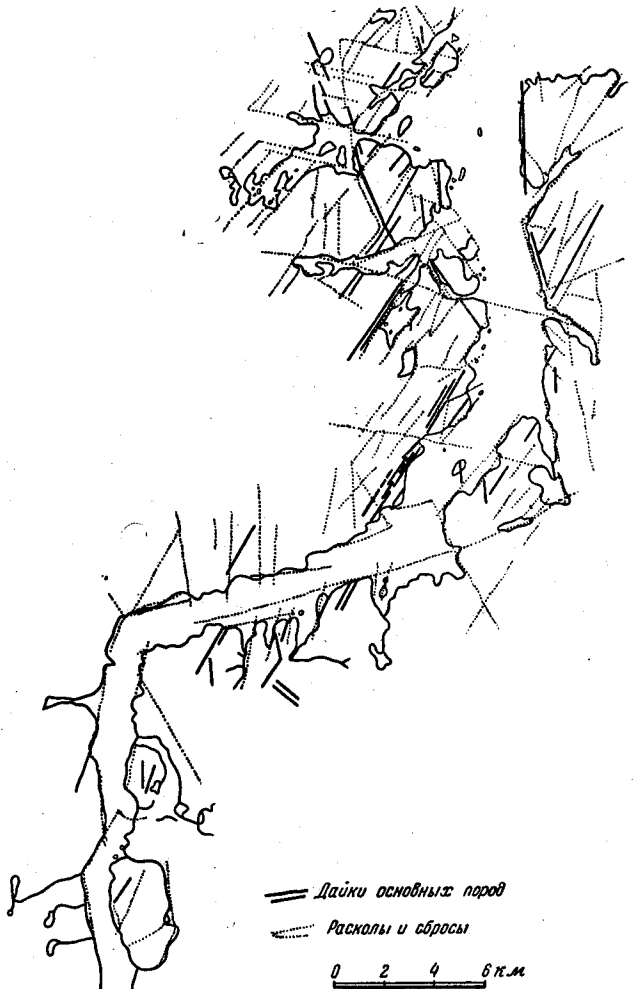


Рис. 51. Формация даек Кольского фиорда

Наконец, современный берег Ледовитого океана, на отдельных участках почти точно совпадающий своим направлением с тектоническими трещинами и образованный в третичное время, А. А. Полкановым объясняется разломами, возобновлявшимися по старым тектоническим направлениям.

А. П. Карпинский (1919) указывал, что современные очертания Кольского полуострова обязаны сбросам, расположенным в двух взаимно перпендикулярных направлениях и ограничивающим Кольский горст.

В связи с оживлением старых тектонических трещин, А. А. Полканов ставит вопрос о времени проявления этих процессов и приводит интересные данные о наличии открытых трещин на восточном берегу Сайда-губы. Здесь на контакте дайки диабазы с гранитом «обе стенки трещины представляют слепок друг с друга и что, если эту трещину сжать, то порода сомкнулась бы снова без полостей» (Полканов, 1935а).

Что касается послеледниковых локальных движений и дислокаций на Мурманском побережье, то в этом отношении интересны точные наблюдения Таннера в западной части Среднего п-ова, в Кольском фиорде, а также наблюдения А. А. Вейхера в районе Иоканьги.

В связи с поднятым вопросом о верхнем возрастном пределе дислокаций, интересны данные Ренквиста о сейсмичности Фенноскандии, приводимые А. А. Полкановым в своей работе (1935а). Ренквист указывает следующие зарегистрированные землетрясения для территории Кольского п-ова и близлежащих территорий Финляндии: район Колы — 6/XII 1758 г., район оз. Эноре — 31/XII 1758 г., район Колы — 18/II 1772 г., район северо-восточной Лапландии — 21/II 1873 г. и район оз. Эноре — 4/I 1926 г. Сейсмичность западной части Кольского п-ова, по этим данным, расценивается баллом 2—4, побережья Северного Ледовитого океана и Рыбачьего п-ова — баллами 5—7, при 0—1 в западной части Центральной Лапландии и 27—34 на пространстве между Ботническим и Кандалакшским заливами.

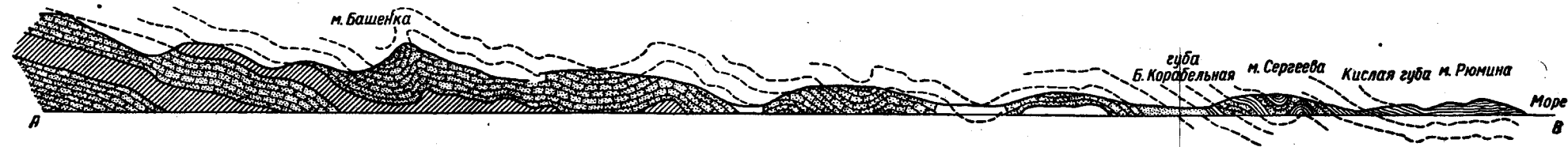
А. А. Полканов, на основании этих данных, писал, что «такое расположение наибольшей сейсмичности указывает на отсутствие непосредственной связи с очагом максимального поднятия, пространство же между Ботническим и Кандалакшским заливами им (Ренквистом — *Ред.*) считается ослабленной зоной, возникшей в связи с максимальным поднятием близлежащей области. В этой ослабленной зоне действие горизонтальной слагающей силы и вызывает возникновение сейсмических толчков».

### СЕВЕРНАЯ ЗОНА

Северная зона располагается на северном крыле Мурманского антиклинория. Она образована эокембрийскими отложениями полуостровов Рыбачьего и Среднего и о. Кильдина. Далее на восток сходные отложения установлены в районе мыса Святой Нос, близ с. Иоканьги.

П-ов Рыбачий представляет собой слабо расчлененное плато, поднятое над уровнем Баренцова моря. Это плато по берегам моря на значительном протяжении обрамлено крутыми обрывами, образующими береговой уступ. Последний возвышается над прибрежной пляжевой полосой от 10 до 150 м. Поверхность полуострова наиболее расчленена в его периферической части.

П-ов Средний отделен от Рыбачьего узким перешейком. Таким же узким перешейком он соединяется с северным берегом Кольского п-ова.



Гориз. 200 0 200 400 м  
 Верт. 50 0 50 100 м



Рис. 52. Геологический разрез через восточный берег п-ова Рыбачьего от бухты Малой Корабельной до мыса Рюмина (по Д. Д. Теннеру)

1—аркозовые конгломератовидные песчаники; 2—аркозовые песчаники с подчиненными прослоями глинисто-серпичитовых сланцев; 3—глинисто-серпичитовые сланцы с подчиненными прослоями песчаника; 4—глинисто-серпичитовые сланцы; 5—зоны мелкого смятия в толще аркозовых песчаников, перемежающихся с глинистыми сланцами

Тектоника эокембрийских отложений полуостровов Рыбачьего и Среднего впервые были выяснена А. А. Полкановым (1934а, 1936а). Детально она освещена в более поздних работах Д. Д. Теннера (1936), Д. Ф. Агапьева (1949) и Т. П. Вронко (1949 г.).

Эокембрийские отложения полуостровов Среднего и Рыбачьего простираются в северо-западном направлении ( $295-305^\circ$ ) и полого падают к северо-востоку под углом  $12-15^\circ$ .

По Т. П. Вронко и Д. Ф. Агапьеву, эти отложения образуют крыло крупной складки, осложненное складками II и III порядка, мелкой складчатостью и тектоникой разломов. Мелкая складчатость характеризуется крутым падением крыльев, наклоном и реже опрокидыванием складок к юго-западу. Общая характеристика строения полуостровов дана на разрезах рис. 13.

Д. Д. Теннером (1936) для восточного побережья Рыбачьего п-ова, для наиболее хорошо обнаженной его части, составлен детальный разрез от мыса Корабельного до мыса Рюмина (рис. 52).

По Д. Д. Теннеру, глинистые сланцы и верхние горизонты песчано-сланцевой свиты, слагающие верхи толщи полуострова Рыбачьего, участвуют в интенсивной мелкой складчатости. Ширина основных складок  $400-700$  м, а более мелких от 20 до 100 м. В замках антиклиналей наблюдаются следы перемещения одних слоев относительно других и растяжение слоев, приводящее к образованию многочисленных трещин излома. Последние выполнены жилками белого кварца.

Отчетливо наблюдается асимметрия складок с наклоном осевых плоскостей к юго-западу. Хорошо развитый квиваж в сланцевой толще падает к северо-востоку под углом  $30-70^\circ$ .

Южнее мыса Башенка мелкая складчатость в глинистых сланцах сменяется пологим моноклиналильным падением к северо-востоку ( $10-15^\circ$ ) толщи аркозовых песчаников с подчиненными прослоями глинисто-серпичитовых сланцев. В переходной зоне Теннер отмечает ряд флексурных смятий, которые, по его данным, протягиваются южнее зоны мелкой складчатости вдоль всего северного побережья. В зонах флексурных смятий на плоскостях слоистости пород отмечаются борозды скольжения, образовавшиеся, очевидно, в результате некоторого перемещения пластов друг по другу.

В толще моноклиналильно падающих песчаников Теннер установил следы тектонических нарушений, выражающихся в наличии сжатых, сложно измятых и опрокинутых мелких складок в линзах и прослоях глинистых сланцев, залегающих среди песчаников.

В горизонтах часто переслаивания серых разностей песчаников с глинистыми сланцами (рис. 53, 54) «пласты песчаников и сланцев смяты в мелкие, обычно замкнутые, опрокинутые и расплющенные складочки, а линзы сланцев среди песчаников раздавлены и вмяты в него» (Теннер, 1936). Эти явления ограничиваются зонами небольшой мощности ( $30-40$  м).

Такого рода нарушения, отмечаемые автором в ряде мест в разрезе восточного берега, тракуются им как результат перемещения одних толщ по другим, вдоль плоскостей напластования; толща песчаников и сланцев в области моноклиналильного залегания рассматривается им, как состоящая из ряда чешуй, передвинутых одна относительно другой.

Исследования Т. П. Вронко (1949 г.) в пределах всего Рыбачьего п-ова подтвердили установленные Теннером на восточном побережье явления интенсивной мелкой складчатости и зоны тектонических нарушений.

Заслуживают упоминания описанные Т. П. Вронко явления мелких надвигов по северному берегу губы Эйны, в южной части полуострова. Здесь в породах наблюдаются явления брекчирования, смятия и пологие (5—15°) перемещения надвигового характера, устанавливаемые непосредственно в обнажениях.

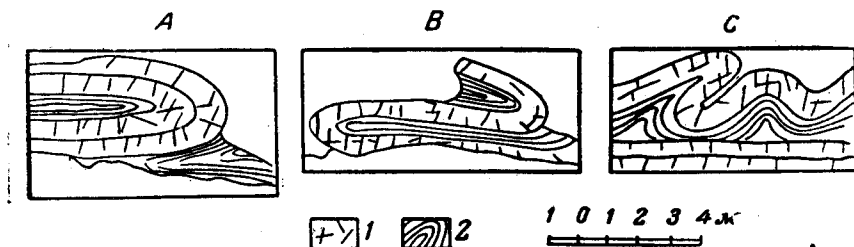


Рис. 53. Зоны мелкого смятия (по Д. Д. Теннеру)  
1—аркозовые песчаники; 2—глинисто-серицитовые сланцы

Тектоническое нарушение крупного масштаба на границе между полуостровами Рыбачьим и Средним А. А. Полкановым (1934а, 1936а) описывалось как надвиг, по которому свита Рыбачьего была надвинута на свиту Среднего и первая являлась, таким образом, аллохтонной. Более поздние наблюдения Т. П. Вронко, установившего в основании

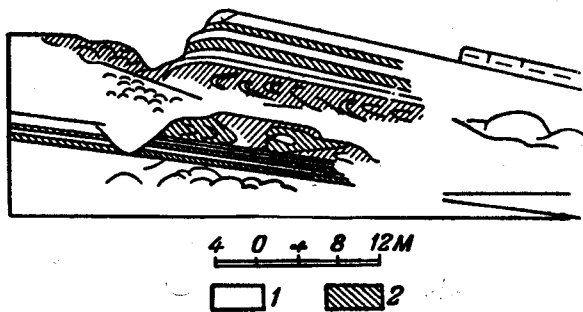


Рис. 54. Мелкие складки (деталь) по Д. Д. Теннеру  
1—аркозовые песчаники; 2—глинисто-серицитовые сланцы

брекчированной конгломератовой толщи Рыбачьего сланцы, аналогичные сланцам верхней толщи разреза Среднего п-ова, дают ему основание рассматривать данное нарушение, как сброс, по которому свита Рыбачьего опущена относительно свиты Среднего приблизительно на 350 м.

Этот сброс сопровождается брекчированием и смятием конгломератов на перешейке между полуостровами Рыбачьим и Средним, на мысе Вестник, на западном берегу губы Эйны, на рч. Корабельном и в других пунктах. Простирание сброса северо-западное 295—300°, падение к северо-востоку под углом 65—75°. Зоны брекчирования и смятия пород сопровождаются в ряде обнажений мельчайшими ступенчатыми сбросами с амплитудой перемещения до 0,5 м.

Несколько более крупные сбросы, когда амплитуда перемещения в некоторых случаях достигала нескольких десятков метров, отмечаются в ряде мест полуостровов Рыбачьего и Среднего. Обычно эти нарушения устанавливаются или непосредственным наблюдением плоскостей

сбрасывателя или же по наличию тектонических брекчий. Простираение этих сбросов крутое, как северо-западное, так и северо-восточное.

О наличии подобных нарушений, ограничивающих Рыбачий п-ов с северо-востока, свидетельствуют крутые обрывы в осадочных толщах по берегам этой части полуострова. Наличие крупного сброса северо-восточного простираения, проходящего почти вдоль долины р. Пумманкийоки, предполагается тем же автором на том основании, что верхние горизонты сланцев свиты п-ова Среднего находятся гипсометрически ниже, чем отложения горизонта массивных и слоистых песчаников, стратиграфически лежащих ниже по отношению к сланцам верхней толщи. Амплитуда этого сброса оценивается им в 250—300 м.

Вопрос о характере контакта эокембрийских отложений Среднего п-ова с кристаллическими породами Кольского п-ова до недавнего времени представлялся неясным. Д. Ф. Агапьевым (1949 г.) и Ю. С. Желубовским установлены факты, указывающие на трансгрессивное залегание песчаников Среднего п-ова на кристаллические архейские породы Кольского п-ова.

Магматические образования, представленные, по Хольтедалю (1934), многочисленными дайками диабазов на п-ове Варангер в Норвегии, в пределах Рыбачьего п-ова редки. А. А. Полкановым (1935а) описываются дайки кварцевых уралитизированных диабазов и энстатит-авгитовых базальтов, пересекающие отложения п-ова Среднего и мыса Вестник (Рыбачий п-ов). В то же время он указывает, что валуны уралитизированных и хлоритизированных кварцевых диабазов встречаются в гальках конгломерата п-ова Рыбачьего.

В более поздней своей работе А. А. Полканов отмечает, что встреченные им дайки на мысе Вестник участвуют в тектонических движениях, с образованием тектонического мезива из диабазов и глинистых сланцев. Другие же дайки, встреченные им и Фиандтом (1912), не участвуют в тектонических движениях. На этом основании А. А. Полканов считает, что интрузии основных пород продолжались длительный период, охватывая как главную фазу движений, так и последующие.

О-в Кильдин располагается к востоку от Кольского фиорда и находится на простираении Рыбачьего п-ова. Он отделен от материка проливом, ширина которого в наиболее узком месте несколько превышает километр (мыс Пригонный). Остров вытянут в северо-западном направлении и представляет собой платообразную возвышенность, высота которой достигает 290 м в самой высокой точке. На большем своем протяжении берега острова обрывисты, особенно в северной и западной частях. В южной части террасированные берега острова придают ему живописный вид.

Осадочные толщи, слагающие остров, простираются в северо-западном направлении, близком к широтному, и имеют пологое ( $4-15^\circ$ ) падение к северо-западу и северо-востоку, причем в южной части острова угол падения пород несколько больше (достигает  $15^\circ$ ), чем в северной, где он составляет не более  $4^\circ$  (рис. 55).

Наиболее значительное нарушение типа сброса в осадочной толще отмечается в долине рч. Черного. Это нарушение, имеющее по А. А. Богданову (1933 г.) характер взброса, документируется смещением в плане пологозалегающих осадочных толщ в районе указанного ручья. Простираение взброса северо-западное. Наблюдаемые упомянутым автором мелкие складки в зоне этого нарушения, а также мелкие сбросы с зеркалами скольжения в глинистых и песчано-глинистых сланцах, служат до-

полнительными косвенными данными, подтверждающими наличие здесь крупного тектонического нарушения. Амплитуда взброса оценивается А. А. Богдановым в 100 м.

Мелкие сбросы устанавливаются еще в ряде мест по южному берегу острова, к востоку и западу от указанного основного взброса. Амплитуда этих мелких сбросов составляет всего несколько метров.

Относительно характера связи отложений о-ва Кильдина с кристаллическими породами материковой части Кольского п-ова точных данных нет. А. А. Полканов (1936а) предполагает здесь существование сброса большой амплитуды.

Сходные с эокембрийскими сланцами и песчаниками породы были обнаружены А. И. Морозовым (1949 г.) и описаны А. А. Вейхером (1950 г.) на мысе Святой Нос. Эти породы, представленные конгломератами, песчаниками и сланцами, имеют почти горизонтальное залегание со слабой гофрировкой слоев. Углы падения мелких складок достигают всего 8—12°, что свидетельствует о слабом проявлении и здесь мелкой складчатости. Эокембрийские отложения перекрываются межледниковыми четвертичными глинами.

Наблюдения А. А. Вейхера показывают, что эокембрийские отложения и перекрывающие их четвертичные глины были задеты тектонической разломом, время образования которых должно считаться послеледниковым. Упомянутый автор указывает, что описываемые отложения по тектоническому контакту примыкают к обрывистому склону гранитов и в зоне контакта наблюдается брекчия трения, образованная межледниковыми глинами и обломками подстилающих эокембрийских пород.

### БЕЛОМОРСКИЙ РАЙОН

Благодаря геологическим съемкам масштаба 1 : 100 000, проведенным до 1941 г. сотрудниками Ленинградского геологического управления, и в особенности детальным съем-

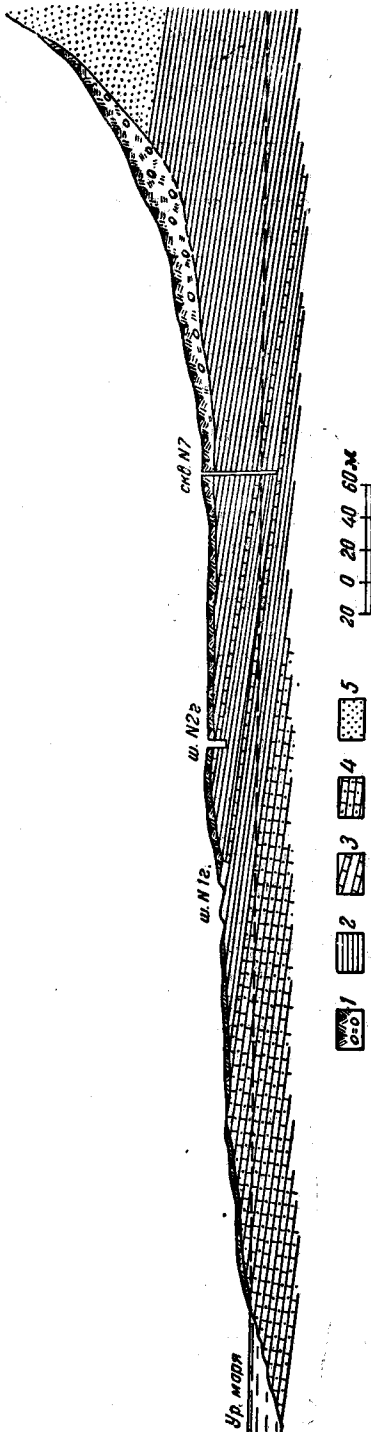


Рис. 55. Геологический разрез месторождения пятнистых известняков района мыса Коровьего на о-ве Кильдине (по П. А. Гурвичу)  
1 — наносы, 2 — красноцветная толща; 3 — пятнистые известняки, 4 — известняки и глауконитовые песчаники; 5 — толща песчаников

кам за последнее время в связи с широкими поисковыми работами на слюду (Северо-Западное геологическое управление и Ленгеолслюда), в настоящее время можно в общих чертах охарактеризовать тектонику этого района.

Представления А. А. Полканова об общем характере тектоники этого района, на основе довоенных исследований, сформулированы им в обобщающей работе по геологии Карелии и Кольского п-ова в 1937 г. (А. А. Полканов, 1937—1939 гг.). Он объединил архейские образования или саамиды в обширный беломорско-лапландский пояс, тянущийся от южного Беломорья до каледонид Норвегии. В этом поясе он различал: большое беломорское синклинальное погружение (Беломорский район) и большое норвежско-мурманское синклинальное погружение (Кольский район). По его представлению, толща гнейсов Беломорского района образовалась в большом синклинальном погружении. На северо-запад от Кандалакши синклинальное погружение, благодаря кульминации осей складок, сменяется олигоклазовыми гранитами, в которых заключены корни висячей кровли гнейсов. На юге Кольского п-ова намечается веерообразная складчатость с опрокинутостью складок на северо-восток в северной части и на юго-запад в южной части.

Тектоника беломорской толщи гнейсов и мигматитов осложняется мелкой складчатостью, с крутопадающими и даже вертикальными осями складок, и инъекцией гранитов I и II группы, образовавшихся синкинематично со складчатостью.

По отношению к гнейсам Кольского района на севере и Карельского на юге беломорский комплекс А. А. Полкановым, на основании данных определения абсолютного возраста (свыше 1800 млн. лет), считается более древним.

В центре Карело-Кольской области развития пород архея, по представлениям А. А. Полканова, располагается древний беломорский комплекс, по структуре частью напоминающий складчатость геосинклинальных областей. К северу в синклиниях в Кольском районе располагается гнейсовый комплекс, содержащий железные руды. К югу, возможно эквивалентные кольским гнейсам, располагаются гнейсы западной Карелии, так же, как теперь установлено, содержащие железные руды. А. А. Полканов (1939а) предполагал, что эти гнейсовые комплексы, симметрично расположенные относительно более древних гнейсов Беломорского района, хотя и являются более молодыми в сравнении с последними, все же, вероятно, образовались в одной геосинклинали и дислоцированы в эпоху саамского диастрофизма. Закрывающие в себе гнейсовые комплексы плагиоклазовые и микроклиновые граниты архея, по его мнению, являются огромными ареал-плутонами, образовавшимися также в саамскую эпоху диастрофизма.

Далее он подчеркивает, что структура архейских гнейсов «настолько сближается со структурой карелид, что иногда возникает вопрос, — а не является ли все описанное складчатое сооружение карельским по возрасту?» (Полканов, 1939а).

Н. Г. Судовиковым, на основании изучения петрологии и структуры Беломорья, выдвигается представление о двух эпохах диастрофизма, сопровождавшихся двумя периодами гранитизации пород беломорской толщи. По его представлениям, первая эпоха складчатости (и гранитизации) завершилась образованием структур северо-восточного простирания и поднятием области, с полной ее консолидацией. Расколы в консолидированной складчатой области, с внедрением по ним неглубоких интрузий



основных пород, знаменовали собой начало второй фазы складчатости. Эта фаза складчатости проявилась не всюду, а главным образом в зонах образования второго гранита, так как гранитизация, по выражению Судовикова «содействовала размягчению консолидированной после первой фазы складчатости и гранитизации области». Для структур второй фазы складчатости характерно, по его данным, северо-западное простирание и явления дифференциальных движений, приводящих к блокировке (структуры будинажа) ранее образованных интрузий основных пород в зонах гранитизации. Таковы общие представления о тектонике Беломорского района, которые высказывались в геологической литературе.

После нанесения на обзорную геологическую карту тектонических элементов, установленных при детальном съемках, стало возможным ближе подойти к пониманию структуры Беломорского района.

Разумеется, при отсутствии пока еще детально разработанной более или менее точной схемы стратиграфии гнейсовых комплексов беломорской толщи, ряд важных вопросов тектоники остается все еще не решенным. Если считать, что повсеместно наблюдаемая в беломорской толще, так же как и в других комплексах архея, гнейсовидность пород является первичной, отражающей седиментогенную слоистость метаморфизованных осадочных пород, то, пользуясь этим структурным элементом, можно понять основные особенности тектоники архейских гнейсовых комплексов.

Однако господствующее изоклинальное строение гнейсовых толщ, при отсутствии твердо доказанных маркирующих горизонтов, позволяющих определить первичную стратиграфическую последовательность пород, все же затрудняет выявление главных складчатых форм — антиклиналей и синклиналей.

Согласно установившимся представлениям о стратиграфической последовательности пород беломорской толщи, нижним горизонтом являются плагиобиотитовые гнейсы, переходящие через промежуточную серию амфиболовых гнейсов и амфиболитов в верхнюю толщу гнейсов, богатых гранатом и кианитом. Учитывая это общее представление, а также тот факт, что граниты и явления гранитизации свойственны главным образом антиклинальным частям складок, ниже опираясь на замеры элементов залегания пород, сделана попытка общего анализа тектоники Беломорского района.

По отношению к Кольскому и Карельскому районам Беломорский район в целом можно рассматривать как сложно построенную крупную антиклинорную область. Эта структурная форма высшего порядка распадается на ряд синклинориев и антиклинориев. Здесь можно выделить следующие структурные формы: Терско-Нотозерский антиклинорий, Сальнотундро-Колвицкая синклинорная зона, Кандалакшский антиклинорий, Енско-Лоухский синклинорий и Ковдозерско-Тикшозерский антиклинорий.

### ТЕРСКО-НОТОЗЕРСКИЙ АНТИКЛИНОРИИ

Терско-Нотозерский антиклинорий на северо-востоке ограничен Печенгско-Варзугской синклинорной зоной. Он разделяется на два участка: 1) Терский и 2) Нотозерский.

#### Терский участок

Терский участок на севере ограничен восточной частью Печенгско-Варзугской синклинорной зоны. На юге его граница проходит по северному берегу Кандалакшского залива.

Среди господствующих в пределах этого участка слюдяных гнейсов значительные площади заняты гнейсо-гранитами архея и только в прибрежной части в западинах рельефа на значительных пространствах распространены горизонтально залегающие терские красные песчаники.

Подчиненное значение имеют интрузии и дайки основных пород разного возраста и несколько поколений даек щелочных пород палеозоя. Только близ рр. Умбы и Кузреки известны порфировидные граниты, условно относимые к протерозою.

Обнаженность этого участка плохая. Детальные съемки на большей его площади пока еще не проведены. Поэтому наши знания по тектонике этого участка крайне скудны. Один из ранних исследователей этого участка П. В. Соколов (1939) определяет структуру гнейсового комплекса этого участка, имеющего северо-западное, близкое к широтному, простирание, как синклиниорий. Этот синклиниорий образован серией изоклинальных складок, опрокинутых на северо-восток. К востоку от р. Варзуги ось синклинория испытывает поднятие, в области которого в бассейне р. Стрельны появляются микроклиновые граниты.

В северо-западном направлении, в районе Полисарских озер, в гнейсовой толще обнаружены пачки магнетитовых сланцев. Далее к северо-западу гнейсы, простираясь в том же направлении, по тектоническому контакту соприкасаются с породами свиты имандра-варзуга. Возможно, что гнейсовый синклиниорий Терского участка является юго-восточным продолжением Заимандровского синклинория.

После исследований наиболее восточной части этого участка, проведенных А. М. Шукевичем (1934 г.), Л. А. Косым (1936, 1937 гг.), Е. Н. Володиным (1937 г.), С. А. Дюковым, Д. К. Ловицким (1948 г.), О. П. Леонтьевой и Н. Б. Ханьковой (1949 г.) и др., выяснилось, что в бассейне р. Стрельны комплекс гнейсов и гранитов имеет меридиональное и северо-восточное простирание.

Очень отчетливо в среднем течении р. Стрельны картируется крупная синклинальная (?) складка северо-восточного простирания, замыкающаяся в том же направлении близ крупной излучины этой реки. В области замка данной структуры в горизонте мраморов и амфиболитов, установлены мелкие складки, осложняющие основную структуру.

Соответственно с северо-восточным простиранием гнейсов в восточной части Терского участка также простираются и гнейсо-граниты, и только вблизи протерозойской свиты имандра-варзуга гнейсовидность как в гнейсах, так и в гнейсо-гранитах приобретает согласное со свитой имандра-варзуга простирание.

Таким образом, здесь имеется, пожалуй, наиболее убедительный случай различного простирания структур архейских и протерозойских пород. Конечно, данных для исчерпывающего доказательства этого еще мало, но все же такие соотношения говорят в пользу различного времени образования структур с разным простиранием и, следовательно, о вероятной переработке древних структур (по крайней мере в приконтактных частях) складчатыми движениями, происходившими в протерозое.

Взаимоотношения архейских образований Терского участка с лежащей к северу от него свитой имандра-варзуга большинство исследователей считает тектоническими, поскольку в ряде мест в зоне контакта обнаружены катаклазиты и явления милонитизации пород.

П. В. Соколов (1939) склонен пологим контактными разломами придавать значение надвигов, при которых архейские породы надвигались в виде жестких глыб на свиту имандра-варзуга.

Если вспомнить, что такие же соотношения были установлены Л. Я. Харитоновым для свиты кейв и Мурманского антиклинория, то станет ясно расположение протерозойских образований восточной части Кольского района между двумя региональными разломами, падающими в разные стороны.

Помимо краевых региональных разломов, дислокации этого типа, возможно, имели место на Терском участке в связи с более молодыми движениями. Сюда, видимо, следует отнести разломы и расколы кристаллического основания и приуроченные к ним интрузии основных пород протерозойского и, вероятно, более позднего времени. О наличии расколов в палеозое говорит присутствие в турьинских песчаниках даек щелочных пород нескольких генераций.

Наличие конгломератов в районе Турьего мыса и на островах близ Кандалакши, которые, с одной стороны, содержат гальки щелочных пород, а с другой — пересекаются дайками этих пород, говорит в пользу того, что формирование терской свиты сопровождалось интенсивным размывом и, следовательно, вертикальными движениями (Полканов, 1939а). Расположение конгломератов позволяет А. А. Полканову высказать предположение о существовании грабенообразного опускания, границы которого приблизительно должны были совпадать с границами Кандалакшского залива.

Поскольку можно говорить о нижнепалеозойском возрасте конгломератов и песчаников, то, следовательно, возраст грабена должен быть посленижнепалеозойским.

Вероятно, к последевонским дислокациям следует также относить сбросы и разломы в терских песчаниках, установленные, например, на мысе Корабль. К ним приурочена барито-флюоритовая минерализация. Верхняя возрастная граница этих нарушений неизвестна.

### Нотозерский участок

Среди господствующих в западной части участка слюдяных и частью гранатовых гнейсов залегает крупный массив гиперстеновых диоритов, которые, по данным Л. С. Коссового, древнее гранитов, так как жилы последних пересекают их. В восточной части участка широко распространены сильно мигматизированные древние амфиболовые гнейсы и амфиболиты. В западной части гранатовые гнейсы встречаются близ границы с гранулитами и отчасти по границе с Печенгским участком Печенгско-Варзугской зоны. Кроме того, близ государственной границы с Финляндией здесь имеют место участки развития сланцеватых амфиболитов, относимых к нижнему протерозою.

Нотозерский участок, как это видно из схемы рис. 38, заключен между гранулитовой формацией и Печенгским участком Печенгско-Варзугской зоны; он представляет собой выступ древнего основания по отношению к верхнеархейским, протерозойским и нижнепалеозойским складчатым образованиям, занимая, таким образом, антиклинальное положение между ними (междугорье).

Залегание пород на этом участке, как видно из карты, находится в полной сопряженности с залеганием пород в обрамляющих зонах протерозоя и верхнего архея, что ставит вопрос или о возможной совместной складчатости пород разного возраста и перестройке структуры древнего основания в связи с протерозойской складчатостью, или же о приспособлении новых протерозойских структур к более древним — архейским.

Как будто бы в пользу второго представления говорит факт наличия несогласного простираения гнейсов архея с гранулитами в наиболее западной части участка. Однако данных для окончательного решения этого вопроса пока слишком мало.

В пределах описываемого Нотозерского участка, являющегося северо-западной частью Терско-Нотозерского антиклинория, особенно рельефно выделяется собственно Нотозерская антиклиналь. Она расположена между юго-восточной частью гранулитового массива на юго-западе и грядой тундр Кеулик—Кингерем на севере, в низине Нотозера.

Эта антиклинальная складка образована амфиболовыми гнейсами и амфиболитами. Она имеет ясно выраженное северо-западное простираение и почти замкнутое строение. К ядру этой антиклинали приурочена интрузия гиперстеновых диоритов Анис-тундры.

Наиболее северо-западная часть Нотозерского участка, прилегающая к государственной границе с Финляндией, изучена недостаточно. Однако судя по тому, что здесь местами на значительных площадях развиты нижнепротерозойские сланцеватые амфиболиты и гиперстеновые диориты, подобные таким же породам гранулитовой формации, вполне вероятно, что общая антиклинальная структура этой части площади осложнена в центральной части синклиналью. Несомненно, что дальнейшие, более детальные исследования этой части территории внесут большую ясность в понимание структуры всей этой площади.

Касааясь связи Нотозерского и Терского участков, составляющих единую антиклинальную структуру, необходимо отметить, что соединение этих участков, по-видимому, намечается в области развития мигматитов и гнейсов архея к западу от Главного хребта Волчьих, Монче- и Чуна-тундр. Возможно, что меридионально простирающаяся антиклинальная структура указанного хребта, входящая в центральный участок Печенгско-Варзугской зоны, является в то же время частью Терско-Нотозерского антиклинория.

### САЛЬНОТУНДРО-КОЛВИЦКАЯ СИНКЛИНОРНАЯ ЗОНА

Эта синклинорная зона занимает примерно центральное положение в пределах площади Беломорского района, входящей в территорию Мурманской области. Она расположена между Терско-Нотозерским и Канда-лакшским антиклинориями и образована двумя структурными формами, лежащими почти на простираении друг друга: 1) Сальнотундровским синклинорием и 2) Колвицким синклинорием.

Первый охватывает площадь развития пород гранулитовой формации. Второй расположен на северо-восточном берегу Кандалакшской губы.

Обе вышеуказанные структуры, имея примерно одинаковое северо-западное простираение, расположены относительно друг друга несколько кулисообразно и разобщены на пространстве между оз. Бабинская Имандра и Сальными тундрами полями мигматитов, находящимися в области воздымания оси синклинория.

К северо-западу и юго-востоку от области воздымания оси синклинорной зоны намечается в обоих направлениях погружение осей складок, в связи с чем на поверхности появляются менее мигматизированные гнейсы архея и отчасти нижнего протерозоя, а в ядрах синклинория широкое развитие приобретают интрузивные породы гранулитового массива, Колвицких и Кандалакшских тундр.

Ниже приводится описание Сальнотундровского и Колвицкого синклиориев.

### *Сальнотундровский синклиорий<sup>1</sup>*

Крупный горный массив, сложенный породами гранулитовой формации, в основном расположен на территории Северной Финляндии и Полярной Норвегии. Там он имеет меридиональное и северо-западное простираие с восточным и северо-восточным падением и, постепенно изменяя простираие, на широте 68°, уже протягиваясь в направлении, близком к широтному, переходит на территорию СССР.

Комплекс гранулитов и основных пород на территории СССР слагает горный массив, резко возвышающийся над окружающей с севера и юга заболоченной холмистой равниной. В структурном отношении он залегает в ядре Сальнотундровского синклиория.

На участке к западу от р. Ноты он является главным водоразделом рр. Лотты и Явры. Эта часть массива характеризуется как средневысотное нагорье, переходящее на западе в пределах Финляндии в хребет Сариселянтунтури.

На востоке это нагорье резко обрывается долиной р. Ноты, восточней и юго-восточней которой рельеф хребта приобретает высокогорный характер с узкой платообразной вершиной гребня. Здесь возвышаются наиболее высокие горы Элгорас (997 м) на Сальных тундрах и Читальд (906 м) на Туадаш-тундре. В отличие от широтной западной части массива, последний в пределах Туадаш- и Сальных тундр имеет ясно выраженный изгиб к юго-востоку; это изменение направления массива находится в полной сопряженности с изменением широтного простираия пород на юго-восточное.

На территории Финляндии и Норвегии с запада и юго-запада, т. е. с лежачего бока, массив гранулитов ограничивается складчатым метаморфизованным комплексом пород протерозоя, представленным кварцитами, сланцами, кислыми эффузивами (лептитамми), амфиболитами и роговообманково-гранатовыми полосатыми гнейсами.

Эти толщи составляют юго-западное и западное крыло синклиория. Они непосредственно граничат с породами гранулитовой формации, опоясывая их на протяжении всего южного контакта массива. Перечисленный комплекс вмещающих пород протерозоя совершенно согласно залегает с гранулитами, обтекая их с запада и юга.

На широте 68°20', где массив, постепенно изменяя северо-западное простираие на широтное, переходит на территорию СССР, вмещающие породы протерозойского комплекса в основном протягиваются к югу, в район Киттеля Северной Финляндии, и на территорию Мурманской области попадают частично, в районе тундр Терма и Карека.

Еще южнее, уже в районе оз. Куолоярви и оз. Саваярви, на территории Карельской АССР, протерозойские породы имеют более широкое развитие.

Наряду с этим основным меридиональным направлением простираия вмещающих пород протерозоя, составляющих северную часть Восточно-Финской зоны протерозоя, имеются два широтных ответвления протерозойских пород: одно на территории Мурманской области в районе

<sup>1</sup> Под Сальнотундровским синклиорием условно понимают тектоническую структуру, образованную породами гранулитовой формации.

Корва-тундры, другое на территории Карельской АССР, в зоне Панозера—Кукаозера—Тикшозера.

Широтная ветвь протерозойских (?) пород Корва-тундры на протяжении свыше 40 км прослеживается вдоль южного контакта гранулитов. Здесь в гнейсовых и сланцевых породах наблюдается интенсивная изоклиальная мелкая складчатость с моноклиальным падением к северу и опрокидыванием складок к югу. Таким образом, здесь породы свиты корва слагают южное крыло синклинория.

Далее к востоку от р. Явры эта свита отсутствует и на всем остальном восточном протяжении южного контакта гранулиты граничат с породами архея, составляющими здесь южное и юго-западное крыло синклинория.

По северному контакту гранулитовый массив граничит с сильно дислоцированными породами архея, слагающими северное и северо-восточное крыло синклинория.

В приконтактной зоне пород гнейсового комплекса архея с породами гранулитовой формации повсеместно наблюдается сильное рассланцевание пород архея и вполне согласное простираие и падение их с простираием и падением расслоенных пород гранулитового массива. Местами по северному контакту архейских пород с гранулитами появляются интрузии основных и ультраосновных пород (тундры Застейд и ряд более мелких массивов). Появление этих интрузий связано с разломами в области северного крыла синклинория.

К южному контакту гранулитов с гнейсами в южном крыле синклинория также приурочена целая серия массивов ультраосновных пород, появление которых А. М. Шукевич (1935 г.) связывает с наличием широтного пограничного разлома (интрузии Подас-тундры, Чапес-вараки, Ханлаут-вараки и другие, более мелкие, составляющие, по А. М. Шукевичу, «серпентинитовый пояс»).

Морфологически различные западная и юго-восточная части Сально-тундровского синклинория отличаются также и по геологическому строению. Средневысотное нагорье к западу от р. Ноты сложено в южной части главным образом гранато-кварцевыми породами (кислые гранулиты), а в северной части — гиперстеновыми диоритами. Полосатость, характерная для гранулитов, и гнейсовидность в диоритах выражены очень отчетливо. Наблюдения над этими структурными направлениями показывают, что в пределах западной части массива как гранулиты, так и гиперстеновые диориты в приграничной части имеют северо-западное простираие. В направлении к востоку породы приобретают широтное простираие, которое еще восточней меняется на северо-восточное.

В районе Юмас горы северо-восточное простираие пород постепенно меняется на широтное и затем восточнее наблюдается снова однообразное северо-западное направление простираия пород.

Соответственно с изменением направления простираия пород меняется и их азимут падения с северного на северо-западное и северо-восточное. Подобное изменение простираия пород обуславливает характерный коленообразный изгиб синклинория на территории Мурманской области.

В результате этого в западной приграничной части синклинория породы образуют дугообразный изгиб, выпуклостью обращенный к югу, а в районе горы Юмас, несколько западнее р. Ноты, они выгнуты к северу. Такого рода изгибы пород по простираию образуют подобие синклинальной и антиклинальной складок с меридиональным простираием

осей. Нужно отметить, что в замках этих складок, например к югу от оз. Юмас, породы падают более полого ( $30-50^\circ$ ), чем на их крыльях ( $30-70^\circ$ ).

К востоку от р. Ноты в области высокогорного хребта господствующими породами являются тонкополосатые и гнейсовидные нориты и гиперстеновые диориты, слагающие осевую часть хребта. Периферические части и склоны его сложены габбро и лабрадоритами, обрамленными гранатовыми амфиболитами, биотитовыми и роговообманковыми гнейсами и магматитами.

В этих породах еще более ясно выражена полосато-гнейсовидная текстура и в особенности региональная милонитизация. По существу это первичнодифференцированные полосатые основные породы полностью превращенные в бластомилониты.

Общее простирание их в пределах Туадаш-тундры и Сальных тундр северо-западное ( $310-330^\circ$ ) с падением к северо-востоку под углом  $30-45^\circ$ .

В пределах Сальных тундр, восточнее р. Коньей, на фоне общего северо-западного простирания пород, наблюдаются более мелкие изгибы—складки.

В наиболее юго-восточной части, у окончания Сальных тундр (гора Юршлаг), наблюдается снова изменение простирания пород; господствующее северо-западное простирание переходит постепенно в широтное, северо-восточное и, наконец, в меридиональное; соответственно с этим меняется и азимут падения пород с северо-восточного на северный, западный и на северных склонах Сальных тундр, восточней р. Печи, на юго-западный.

Подобное изменение простирания пород, определяющее плавный изгиб их в дугу малого радиуса у самого юго-восточного окончания Сальных тундр, наряду с постепенным изменением направления падения пород во внутрь массива, можно рассматривать, как признак общего юго-восточного замыкания всей структуры, в виде синклиналиной складки северо-западного простирания, погружающейся в северо-западном направлении.

Приведенные данные о характере залегания пород на юго-восточном окончании синклинория в юго-восточной части Сальных тундр и соображения об общем погружении оси этой структуры к северо-западу согласуются с уменьшением ширины полосы пород гранулитовой формации в противоположном юго-восточном направлении.

В связи с этим, вероятно, можно объяснить большую степень метаморфизма пород на Сальных и Туадаш-тундрах, в более поднятой восточной части синклинория, по сравнению с западной его частью, расположенной к западу от р. Ноты, где степень метаморфизма меньшая.

Строение синклинория на Сальных и Туадаш-тундрах выявляется в поперечных разрезах. Эти разрезы показывают, что как вмещающие, так и основные породы моноклиналино падают к северо-востоку под углом  $40-45^\circ$  в южном крыле и под более крутым углом ( $60-70^\circ$ ) в северном крыле. На прилагаемых разрезах (рис. 56), кроме того, видно, что в центре синклинория располагаются мелкозернистые тонкополосатые гранатовые нориты и гранатовые гиперстеновые диориты; с обеих сторон они обрамляются лейкократовыми габбро и лабрадоритами. Наружная зона сложена гранатовыми амфиболитами, которые Е. Н. Володин рассматривает как продукты метаморфизма основных пород.

Далее, в южном крыле, залегают вмещающие породы — биотито-амфиболовые и биотито-гранатовые гнейсы. В северном крыле эти гнейсы сильно мигматизированы гранитом. Интересно отметить, что мощность лейкократового габбро и гранатовых амфиболитов в южном крыле в несколько раз превышает мощность таких же пород в северном крыле.

Приведенный разрез, характерный для Сальных тундр, показывает, что здесь имеется опрокинутая к югу изоклиальная синклиальная складка, в ядре которой располагается дифференцированная интрузия основных пород.

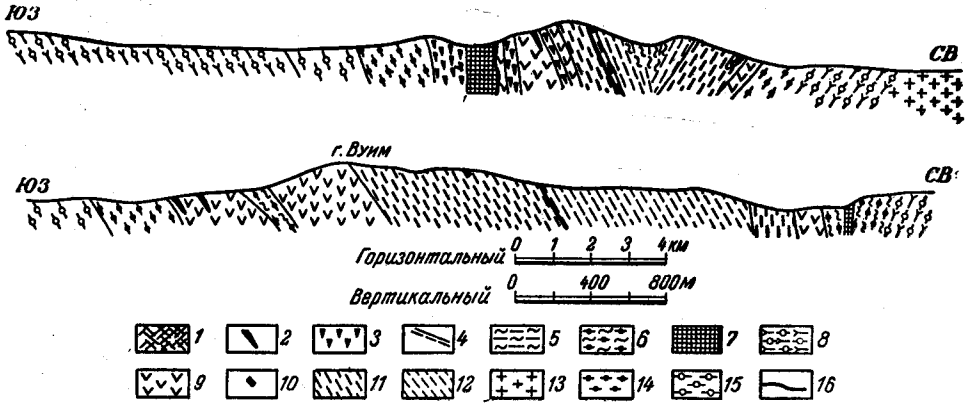


Рис. 56. Геологические разрезы Сальных тундр (по Е. Н. Володину)

1—перидотиты; 2—метаперидотиты; 3—роговообманковые граниты; 4—аплитовые жилы гранита; 5—мигматиты роговообманкового гранита по гиперстеновым гнейсо-норитам и диоритам; 6—мигматиты роговообманкового гравита по биотито-роговообманковым гнейсам; 7—габбро и оливниное габбро; 8—мигматиты микрорклинового гранита; 9—гранато-полевошпатовые амфиболиты; 10—эклотиты; 11—полосатое лейкократовое габбро; 12—гиперстеновые гнейсо-нориты и диориты; 14—биотито-роговообманковые гнейсы; 15—биотито-вые гнейсы; 16—линия надвигов

Характерной чертой комплекса основных пород Сальных и Туадаш-тундр и вмещающих их боковых пород является, как уже указывалось выше, интенсивная милонитизация, приводящая к региональной грануляции всех пород комплекса и возникновению тонкозернистых бластомилонитов. В результате этого процесса в магматических породах полностью утрачены первичные структуры и резко подчеркнута сланцеватостью первичная магматическая полосчатость в норитах, диоритах и лейкократовых габбро.

Грануляция и милонитизация пород сопровождалась дифференциальными движениями и смещениями с возникновением мелких перемещений типа надвигов. Эти же движения в разнородных по составу породах приводили к образованию своеобразных будинаж-структур, особенно часто наблюдаемых в габбро-лабрадоритах. Темноцветные прослои этих пород развальцованы в своеобразные веретенообразные тела, которые «расташены» по простиранию и падению.

Е. Н. Володин считает, что зоны милонитов, особенно в периферических частях массивов, служили благоприятными путями для проникновения гранитного материала и возникновения широких ареалов мигматитов в связи с гранитами. Наличие этих зон облегчало также образование разломов, по которым внедрялись, особенно в краевых частях массива, более молодые основные и ультраосновные малые интрузии и дайки.

Выше уже указывалось, что интрузивные породы, располагающиеся в ядре синклинория, и вмещающие их породы, слагающие его крылья и



относящиеся к архею и протерозою, дислоцированы совместно и совершенно согласно и почти в одинаковой степени превращены в тектониты. Для вмещающих пород последнее справедливо, по крайней мере, для приконтактной зоны.

Все это должно указывать на то, что образование основных интрузивных пород происходило в складчатой зоне, в процессе интенсивных тектонических движений, приводивших в начальной стадии к дифференциации основной магмы и в конечной стадии к превращению уже застывших пород в тектониты.

Относительно возраста дислокаций нет ясных данных. Условно, поскольку породы гранулитовой формации нами отнесены к верхнему архею, возраст складчатости их, по-видимому, следует считать послеврхнеархейским. Вероятным, однако, является и предположение о нижнепротерозойском возрасте дислокаций, поскольку в Финляндии и Норвегии наблюдается вполне согласное залегание с гранулитами одинаково дислоцированных с ними нижнепротерозойских пород. Если такое предположение правильно то из этого следует, что сопряженность тектоники интрузивных пород ядра синклинория с тектоникой вмещающих пород архея, слагающих его крылья, на территории Мурманской области является результатом повторной складчатости архейских пород, вовлеченных в подвижную зону складчатости в нижнепротерозойское время.

Такое предположение в известной мере подкрепляется наблюдениями Е. Н. Володина (1939 г.), установившего сопряженность и гармоничность тектоники архейских пород и интрузивных пород гранулитовой формации только в приконтактной зоне; за пределами последней тектоника архейских пород самостоятельна.

Дислокации типа разломов, по-видимому, происходили в несколько этапов. С наиболее ранними разломами, проходящими в зоне контакта массива гранулитов с вмещающими породами, связано внедрение целой серии малых интрузий габбро-норитов (друзитов), перидотитов и пироксенитов. Сюда относятся друзитовое габбро на горе Юршлаг, дайкообразные тела габбро на горе Порш-уайвишь, оливниное габбро на северных склонах Малой Сальной тундры, большая интрузия габбро на горе Тыртший, серия пластообразных небольших интрузий пироксенитов южного склона Сальных тундр и ряд других.

Малые тела микроклиновых и щелочных роговообманковых гранитов (ната-граниты, граниты Юоввоайв, района р. Явры, южного склона Сальных тундр и др.), по-видимому, также следует рассматривать как интрузии по разломам и трещинам, но более поздней генерации, поскольку они пересекают вышеуказанные основные и ультраосновные породы. На современной поверхности гранитные массивы выступают как апикальные части глубже залегающих больших масс. В связи с этими гранитами находят молибденовое оруденение и флюоритовая минерализация в бассейне р. Вокман.

Наконец, еще более молодые разломы, отмечаемые как по краям массива гранулитов, так и внутри него, служили путями и камерами для интрузии перидотитов и габбро-норитов несущих медно-никелевое сульфидное оруденение. Сюда относятся: пологий разлом, по которому внедрилась габбро-норитовая интрузия оз. Ловно, разлом близ южного контакта массива, к югу от Корва-тундры, к которому приурочена сложно дифференцированная пироксенито-перидотитовая интрузия Подас-тундры и ряд других более мелких интрузий ультраосновных пород.

На северном контакте к разлому, проходящему по границе гранулитового массива с вмещающими породами архея, приурочена дифференцированная интрузия гор Застейд II и Застейд I.

Весьма вероятным является наличие разломов, пересекающих массив в северо-восточном направлении по депрессии р. Ноты и Нотозера. Это предположение основывается главным образом на геоморфологических данных.

### *Колвицкий синклиорий*

Данный синклиорий является юго-восточной частью Сальнотундро-Колвицкой синклинорной зоны. Он образован гнейсовыми комплексами архея, являющимися вмещающими породами Кандалакшского и Колвицкого массивов оловянных пород, а также основных пород и щелочных гранитов района Канозера.

Для описываемой структуры характерно северо-западное простирание, переходящее в области замка синклиория, в бассейне оз. Бабинская Имандра, почти в широтное.

Подобно Сальнотундровскому синклиорию, в описываемой структуре характерно повсеместное однообразное северо-восточное падение пород. Только в широтной части синклиория наблюдается северное падение пород под углом 30—40°. Здесь же, в северном опрокинутом крыле синклиория, располагается группа лежащих на простирании друг друга интрузий ультраосновных и щелочных пород Африканды, Хабозера и Лесной вараки. Далее к юго-востоку, в том же крыле синклиория, но имеющем уже юго-восточное простирание и крутое северо-восточное падение, располагаются интрузии ультраосновных и щелочных пород Салмогорского массива, щелочные граниты Канозера и дайки щелочных базальтов Турьего мыса.

На северном побережье Кандалакшской губы, на участке между Порьей губой и устьем р. Кузреки, Колвицкий синклиорий обрывается берегом моря и умбинским интрузивным комплексом рапакивиобразных гранитов.

Следует отметить, что на Турьем мысу сохранились остатки толщ, относящиеся предположительно к нижнему палеозою (кембрию или зокембрию?) представленные песчаниками и конгломератами. Характерно, что эти остатки лежат примерно в осевой части Колвицкого синклиория. Возможно, что палеозойские образования Турьего мыса являются наиболее северо-западными останцами толщи палеозойских пород, распространенной далеко к юго-западу на Онежском п-ове.

Эти данные о распространении палеозойских образований непосредственно на простирании Колвицкого синклиория дают основание предполагать, что эта структурная форма в виде синеклизы существовала вплоть до нижнего, а, вероятно, и среднего палеозоя. Последнее допущение основывается на том, что развитые на южном берегу предположительно девонские отложения терской свиты в структурном отношении залегают на южном крыле Терского антиклиория. На исключено, что прежде их распространение было более широким и они могли перекрывать и площадь Колвицкого синклиория. Относительно внутреннего строения Колвицкого синклиория имеются пока ограниченные данные.

При однообразном северном и северо-восточном падении нерасчлененных гнейсовых толщ, слагающих этот синклиорий, трудно наметить в его строении структурные формы меньших размеров.

Если базироваться на размещении в этом синклинии основных пород Колвицкого и Кандалакшского массивов, с одной стороны, и основных пород района Канозера, с другой, и считать, что по аналогии с Сальнотундровским синклинирием эти основные породы залегают в ядрах синклиналей, то в пределах рассматриваемого Колвицкого синклиниория можно выделить по крайней мере две синклинали и разделяющую их антиклиналь.

Колвицкий и Кандалакшский массивы в тектоническом отношении изучены несколько лучше и на их характеристике можно остановиться несколько подробнее.

Основным определяющим элементом тектоники этих массивов является северо-западное простирание как первично-расслоенных и милонитизированных основных пород, так и вмещающих беломорских гнейсов, а также однообразное падение их к северо-востоку под углом 40—60°.

Это однообразное и характерное простирание, осложняемое мелкой складчатостью, нарушается только в северной части Колвицкого массива и в Кандалакшском массиве. Здесь отчетливо господствует широтное простирание пород и падение к северу в южной части массива и к югу — в северной. В строгом соответствии с залеганием основных пород находится согласное простирание и падение вмещающих гнейсов.

Кандалакшский и Колвицкий массивы, имеющие разное простирание, разделены узкой депрессией, проходящей вдоль фиорда Колвицкой губы. В депрессии обнажаются микроклиновые граниты, более молодые, чем основные породы.

Такое несоответствие простираний между двумя рядом расположенными массивами, как полагает Э. А. Бурцева (1950 г.), обязано имевшему здесь место тектоническому нарушению, проходящему вдоль Колвицкой губы. Судя по тому, что в северной части Колвицкого массива наблюдается приспособленное к этому нарушению широтное простирание слоистых структур основных пород, можно подозревать здесь наличие широтного сбросо-сдвига, развившегося из флексуры. К этому нарушению дизъюнктивного характера приурочено проявление интенсивных процессов мигматизации микроклиновым гранитом.

Наряду с этим крупным тектоническим нарушением, для Колвицкого массива необычайно характерны мелкие флексуры и развившиеся из них сбросы и сдвиги с образованием в плоскости перемещения зон милонитов. Эти зоны ориентированы вкрест простирания пород в северо-восточном направлении. В них обычно залегают пегматитовые жилы, производные развитых в районе щелочных гранитов.

По-видимому, более поздние, чем основная складчатость, продольные разломы, имеющие характер сбросов, служили камерами для размещения гипабиссальных интрузий пироксенитов и щелочных гранитов. Внедрение последних в зоны разломов особенно характерно для района Канозера, где в щелочных гранитах наблюдаются многочисленные включения обломков боковых пород.

Следующая генерация расколов, поперечных по отношению к общему простиранию пород, документируется в районе многочисленными секущими дайками щелочных порфиритов, известными как среди метаморфизованных основных пород, так и среди вмещающих их гнейсов архея. Если правильно отнесение этих даек к интрузиям палеозоя, то время образования расколов должно быть не древнее каледонской складчатости.

Наконец, еще более молодые движения, возможно, являющиеся отголосками региональных разломов, ограничивающих, по А. П. Карпин-

скому (1919), горст Кольского п-ова, привели к раскрытию наиболее ранних флексурных сбросо-сдвигов. К этим, вновь раскрывшимся тектоническим швам мелкого размера приурочены на побережье Порьей губы и в районе р. Умбы мелкие кальцитовые жилы с полиметаллическим оруденением. •

### КАНДАЛАКШСКИЙ АНТИКЛИНОРИИ

Кандалакшский антиклинорий образован мигматитами гнейсов архея и древнейшими гранитами. В северо-западной части Беломорского района, там, где беломорская толща гнейсов с севера обрамляется породами гранулитовой формации, судя по элементам залегания пород, намечается замыкание антиклинория вследствие общего погружения его оси в северо-западном направлении.

В осевой части антиклинория, в области кульминации его оси, в бассейне реки и оз. Гирвас и р. Ливы, а также к югу размещаются сравнительно крупные для данного района массивы гранитов и необычайно сильно развиты явления гранитизации и мигматизации пород гнейсового комплекса. Вследствие этого на геологических картах последний выделяется здесь в виде отдельных, изолированно расположенных реликтов гнейсовой толщи, уцелевших от гранитизации.

В юго-восточной части, вследствие погружения оси Кандалакшского антиклинория к юго-востоку, на участке между Кандалакшей и Кюметундрой, площадь мигматитов довольно резко сужается и значительным распространением пользуются менее мигматизированные гнейсовые комплексы пород архея. Далее на юго-восток антиклинорий, по-видимому, располагался на площади, занятой современным Кандалакшским заливом. Последний, вероятно, следует рассматривать как область грабенообразного обрушения свода антиклинория, ограниченную разломами, приблизительно совпадающими с современными берегами залива.

### ЕНСКО-ЛОУХСКИЙ СИНКЛИНОРИИ

К западу и юго-западу от оси Кандалакшского антиклинория располагается Енско-Лоухский синклинорий.

Этот синклинорий сложен гнейсовыми комплексами беломорской толщи. В его ядре залегают наиболее верхние горизонты слабо мигматизированных гранато-кианитовых гнейсов, а крылья сложены нижележащими амфиболовыми гнейсами и сильно мигматизированными биотитовыми гнейсами наиболее нижнего горизонта.

На широте Ковдозера и Княжей губы в результате антиклинального перегиба оси этого синклинория отмечается крупное поднятие, вследствие чего на поверхность выходят мигматиты. В западно-юго-западном направлении область перегиба переходит в Ковдозерско-Тикшозерскую антиклинальную структуру.

Указанный антиклинальный перегиб разделяет, таким образом, синклинорий на две части: северо-западную — Енский синклинорий и юго-восточную — Лоухский синклинорий.

Енский синклинорий в северо-восточном крыле, примыкающем к оси Кандалакшского антиклинория, имеет северо-западное простирание. Такое же северо-западное простирание, близкое к меридиональному, имеют и малые синклинали второго и третьего порядка, лежащие к югу от поселка Ена.

Юго-западное крыло Енского синклинория построено уже по плану прилегающего с юго-запада Ковдозерско-Тикшозерского антиклинория.

В этом крыле структура синклинория осложнена двумя внутренними антиклиналями второго порядка — Ковдорской и Кайтатундровской, простирание которых приближается к широтному, т. е. близко к простиранию северной части Ковдозерско-Тикшозерского антиклинория. Между этими антиклиналями располагаются Лайватундровская и Нямозерская синклинали второго порядка. Для Нямозерской синклинали отмечаются сравнительно пологие падения 30—40° и даже 10° к северу и северо-западу.

Лоухский синклинорий располагается, главным образом, уже на территории Карельской АССР. В пределах Мурманской области находится его наиболее северо-западная часть. Эта структура, подобно Енскому синклинорию, осложнена синклинальными и атиклинальными складками второго порядка. В целом для этой синклинали также отчетливо выражено северо-западное простирание и опрокидывание складок к юго-западу.

### КОВДОЗЕРСКО-ТИКШОЗЕРСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

Полоса развития сильно мигматизированных гнейсов наиболее нижнего горизонта беломорской толщи и прорывающих их гранитов, заключенных между Енско-Лоухским синклинорием на северо-востоке и востоке и протерозойскими образованиями Восточно-Карельской зоны Карельского района на юге и западе, в тектоническом отношении является антиклинорием.

Ось этого антиклинория в северной части имеет северо-западное, близкое к широтному простирание, а в южной части — северо-западное, близкое к меридиональному.

В северной части антиклинория, в районе Ковдозера, в его ядре размещается крупная интрузия габбро-норитов, расчлененная на ряд блоков тектоническими движениями.

Наблюдения над направлением падения пород в области рассматриваемого антиклинория показывают, что здесь имеется серия мелких, опрокинутых к югу и юго-западу синклинальных и антиклинальных складок второго и третьего порядка.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таковы главнейшие структурные формы, образующие Беломорский антиклинорный район в пределах Мурманской области. По состоянию изученности эти структуры неравноценны, и для многих из них можно дать характеристику пока лишь в самых общих чертах. Общей характерной особенностью структурных форм района является изоклинальный характер складок и опрокинутость их к юго-западу, т. е. на гнейсограниты архея Карельского района.

Южнее, на территории Карельской АССР, вдоль западного берега Белого моря, прослеживается только западная часть Беломорской антиклинорной области. Эта часть структуры высшего порядка усложнена рядом складок первого, второго и низших порядков, иногда так же как и в мурманской части Беломорской антиклинорной области, имеющих широтное или близкое к нему северо-восточное простирание.

В настоящее время пока не имеется сколько-нибудь достоверных данных о мощности толщ архейских гнейсов. Во всяком случае она весьма значительна и может оцениваться многими тысячами метров. На этом основании, а также учитывая характер проявления в этой толще основных и кислых интрузий, глубокий метаморфизм пород, сопровождаю-

щийся явлениями интенсивной мигматизации и гранитизации первично-осадочных, преимущественно терригенных отложений, и, наконец, характер складчатости, свойственной геосинклинальным областям, можно рассматривать зону беломорид как область подвижного пояса земной коры.

Относительно времени образования этого пояса и возраста слагающих его гнейсовых толщ геологические данные пока не дают ясного ответа. Руководствуясь радиологическим определением возраста гранитов (пегматитов), рвущих гнейсы беломорской толщи, и данными других методов, датирующих возраст их от 1500 до 1850 млн. лет, можно пока говорить об их архейском возрасте и вслед за А. А. Полкановым (1935, 1939) считать, что Беломорский антиклинорий образовался в эпоху саамской складчатости.

Выдвигаемое Н. Г. Судовиковым (1939), на основании разного простиранья пород, представление о двух эпохах (или фазах) складчатости и наличии двух эпох гранитизации, разделенных во времени дайками и интрузией основных пород, пока не доказано фактами угловых несогласий. Разное же простиранье пород, как показали детальные съемки, объясняется присутствием складок второго и третьего порядка, осложняющих основную структуру, имеющую северо-западное простиранье.

Вопрос о том, в какой мере отразились тектонические движения более молодой протерозойской складчатости на породах древнего комплекса беломорской толщи, в настоящее время не может быть решен однозначно. Сопряженный характер тектоники беломорской толщи с тектоникой относимых к протерозою пород свиты корва в западном обрамлении Беломорского района и в Восточно-Карельской зоне, по южной ее границе, можно рассматривать или как результат приспособления молодых дислокаций к древней структуре, или как эффект перестройки краевой части древней структуры при более поздних тектонических движениях протерозойского времени.

Наконец, не исключается и то положение, что как беломорские гнейсы, так и породы, обрамляющие беломорский район и относимые к протерозою, были образованы в одно время и дислоцированы в период одной складчатости.

Решение рассматриваемого вопроса, естественно, упирается в проблему все еще не решенных вопросов стратиграфических соотношений между породами, пока относимыми к разным возрастным группам.

Тектонические движения каледонской и герцинской складчатостей в беломорском районе отразились в появлении разломов, по которым внедрялись большие массы ультраосновной и щелочной магмы, образовавшие интрузии центрального типа. Характерно расположение этих интрузий вдоль краевой части Беломорского района (интрузии Ельтезера и оз. Вуориярви — в Карельской АССР, Ковдоры, Африканды, Хабозера, Салмогоры и Турьего мыса — в Мурманской области).

Помимо этих интрузий, для Беломорского района характерны многочисленные каледонские и герцинские дайки диабазов и щелочных пород — мончикитов, фурчитов и нефелиновых сиенитов, особенно широко развитые по побережью Кандалакшского залива, а также к северо-западу от него в районе Вадозера. Очевидно, их расположение в сводовой части Кандалакшского антиклинория является не случайным, ибо именно к этой части, как к потенциально ослабленной зоне, приурочено более молодое, точно не датируемое обрушение, на месте которого находится современный грабен Кандалакшского залива.

Этим сводовым обрушением, быть может, надо объяснять сравнительную «бедность» Кандалакшского антиклинория крупными интрузиями гранитов, поскольку последние могли быть приурочены к ныне обрушенной сводовой его части.

Тектонические нарушения дочетвертичного возраста, но, по-видимому, послепалеозойские (или даже послемезозойские?), отмечены в нескольких местах беломорского района (рис. 57). Так, например, в районе Хабозера наблюдается мощная зона разлома в архейских биотитовых гнейсах, имеющих на данном участке простирание близкое к широтному.

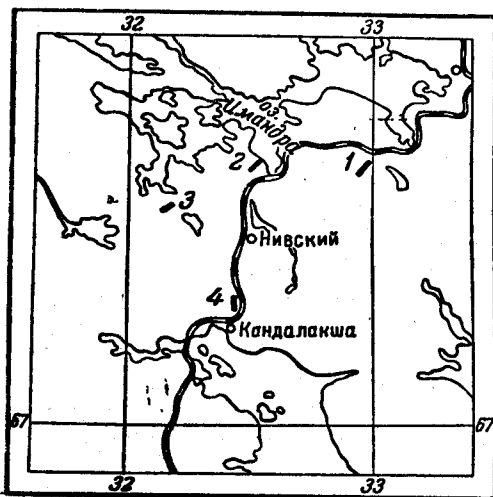


Рис. 57. Схема расположения брекчированных зон

1—малая Озерная варакка; 2—Зашеек; 3—Гирвас-губа; 4—Кандалакша

Простирание зоны разлома близко к меридиональному (15—30°), падение вертикальное или под углом 80° к юго-востоку. Разлом выполнен красноватой брекчией. Зона прослежена на 2,2 км. Помимо главного разлома здесь наблюдаются небольшие примерно параллельные ему зоны разломов с брекчиями, а также трещины северо-западного и северо-восточного простирания, выполненные безрудным кварцем и пироксено-роговообманковой охристой породой.

Породы, выполняющие разломы, представлены тектонической брекчией, состоящей из обломков вмещающих пород, сцементированных железисто-кремнистой массой. Мощности

зоны брекчии колеблется от десятков сантиметров до 14—20 м.

В районе с. Зашеек такого же рода нарушения отмечаются в гнейсах. Простирание гнейсов северо-восточное (75—85°), падение крутое на юго-восток и северо-запад. Примерно в направлении гнейсовидности проходят три маломощных разлома. Зоны разломов выполнены катаклазированными слабо окрашенными, ожеженными гнейсами.

Юго-западнее с. Зашеек, близ Гирвас губы оз. Имандры, в пологопадающих гнейсах в направлении на северо-восток (55°) проходит небольшая секущая зона разлома. Она прослежена на 30 м при мощности до 2 м. Зона выполнена осланцованными катаклазированными гнейсами, пропитанными железисто-кремнистыми растворами.

Имеются некоторые данные о молодых тектонических движениях в районе Кандалакши. Здесь, в выемке у с. Лесного и в отвалах тоннеля и канала Нива — ГЭС III обнаружена тектоническая брекчия в виде обломков. Условия залегания ее неясны.

Приведенные данные свидетельствуют о тектонической активности Беломорского района в поздние геологические эпохи, что, как отмечалось ранее, подтверждается также максимальным баллом современной сейсмичности между Кандалакшским и Ботническим заливами.

Намеченные в Беломорском районе главные складчатые структуры первого порядка в общих чертах определяют характер размещения типичных для этого района месторождений слюдяных и керамических пегма-

титов. Многолетние исследования этой зоны позволили наметить ряд поисковых признаков для этих месторождений. Одним из установленных признаков является приуроченность полей пегматитовых жил к гнейсам беломорской толщи, в которых интенсивность гранитизации и мигматизации не достигает высокой степени. В ряде случаев была установлена приуроченность пегматитовых жил к осевым частям малых антиклинальных складок, а также к трещинам в интрузиях основных пород.

Размещение выявленных полей слюдяных пегматитов в мурманской части Беломорского района показывает, что они приурочены, главным образом, к синклиниям.

Типичным по обилию пегматитов является Енский синклиорий с многочисленными полями пегматитовых жил (тундры Лейвойва, Риколатва, Келес — Уайв, Кайта, район Няозера и др.). Это может найти объяснение в том, что в синклиальных структурах менее интенсивно проявлены процессы инъекционного метаморфизма и мигматизации по сравнению с антиклиналиями, где эти процессы развиты весьма сильно в связи с наличием здесь интрузий гранитов.



## Глава шестая

# ГЕОМОРФОЛОГИЯ

---

Основные особенности геоморфологии Мурманской области определились в результате взаимодействия факторов экзогенного и эндогенного характера: геологического строения, тектоники, эрозии и денудации, четвертичных оледенений и климата.

Насколько велико значение каждого из указанных факторов и который из них является ведущим по сравнению с остальными, сказать трудно.

Еще на первых этапах изучения Мурманская область была охарактеризована как неоднократно леноплененированная древняя горная страна, которая вследствие тектонических процессов, имевших место в палеозойское и постпалеозойское время, местами вновь приобрела горный характер. В пределах Мурманской области развиты различные по возрасту, преимущественно древние архейские и протерозойские породы, в различной степени измененные процессами метаморфизма. В результате складкообразовательных тектонических движений архейского и протерозойского времени здесь возникли сложные складчатые структуры, которые в дальнейшем были нарушены экзогенными процессами, проявлениями дизъюнктивной тектоники, сопровождавшимися в ряде случаев образованием интрузивных тел и эффузивных покровов.

Отдельные блоки земной коры, ограниченные разломами, вследствие различной скорости движений, поднимались на различную высоту, что влекло за собою изменение интенсивности процессов денудации, а следовательно, и различную глубину эрозионного среза структур. Безусловно первостепенное значение в формировании рельефа имеет также время горообразовательных движений, а также возраст, степень метаморфизации горных пород и условия их залегания.

Насколько велика роль четвертичных оледенений в преобразовании рельефа областей, лежавших близ центров оледенений, в том числе и Мурманской области, существуют различные мнения. Несомненным является тот факт, что поверхность дочетвертичных пород всюду, за исключением отдельных участков, где протекают интенсивно процессы морозного выветривания, несет следы механического воздействия материковых ледников. Кроме того, следует отметить, что как в пределах Мурманской области, так и в соседней Карельской АССР очень редко сохранилась доледниковая кора выветривания (дочетвертичные рыхлые породы). Это может быть объяснено только ледниковым выпаживанием.

Значительную роль в формировании рельефа Мурманской области имела аккумулятивная деятельность последнего материкового ледника, внутриледниковых и приледниковых озерных водоемов и потоков, а также морских трансгрессий. Последние, проникая по депрессиям вглубь области, иногда на значительные расстояния от современной береговой линии

моря, выполняли эти депрессии осадками, мощность которых нередко измеряется десятками метров.

В связи с эпейрогеническими движениями земной коры и эвстатическими колебаниями уровня моря ледниковые и водноледниковые аккумулятивные формы рельефа частично или полностью разрушались под влиянием морской и озерной абразии и речной эрозии. В результате этого по берегам морей, озер и рек сформировались отчетливо выраженные террасы, имеющие часто значительную ширину и протяженность.

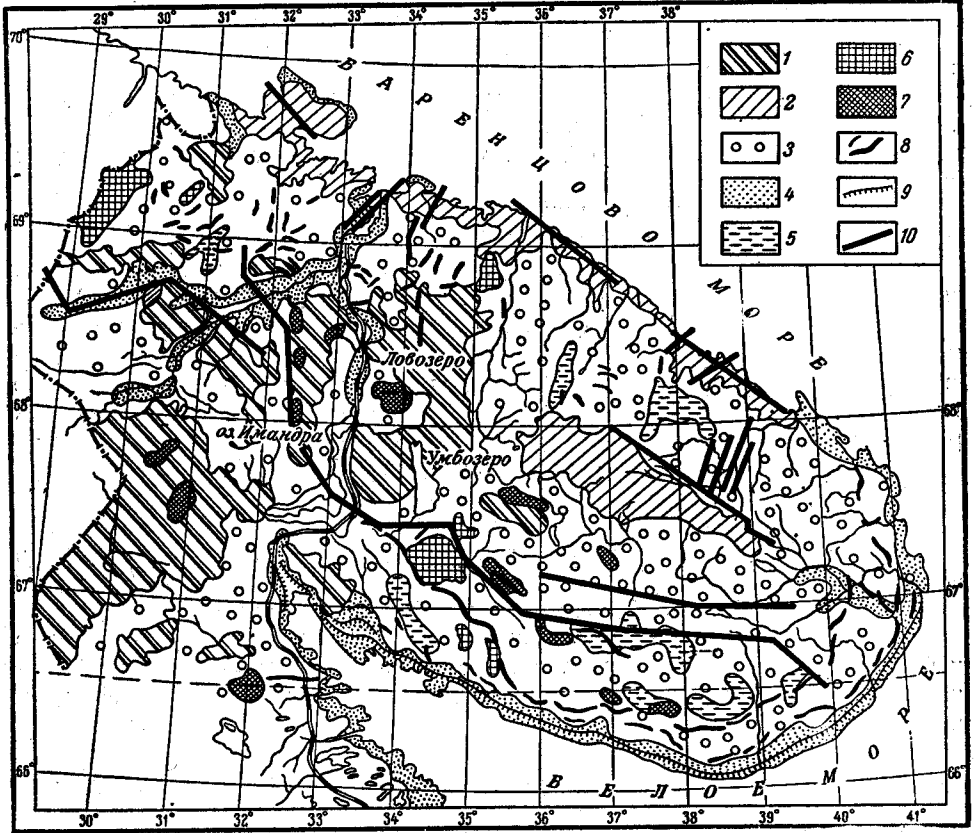


Рис. 58. Схематическая геоморфологическая карта Мурманской области (по Н. И. Апухтину)

1 — среднегорный структурно-денудационный рельеф со следами ледниковой экзарации; 2 — низкогорный структурно-денудационный рельеф со следами ледниковой аккумуляции; 3 — ледниково-аккумулятивный рельеф на фоне волнисто-грядовой и равнинной поверхности древнего пенепплена; 4 — равнинный рельеф морской аккумуляции и абразии; 5 — равнинный рельеф озерной аккумуляции; 6 — холмисто-моренный ландшафт; 7 — камы; 8 — озы; 9 — главные террасовые уступы; 10 — главные тектонические линии.

В настоящее время существенное влияние на развитие рельефа оказывает климат. Благодаря низкой среднегодовой температуре и значительной влажности здесь интенсивно протекают процессы заболачивания, в результате чего происходит местами заметная нивелировка рельефа.

Особенно энергично проявляется здесь морозное выветривание, выражающееся в формировании элювиально-делювиальных образований, наиболее широко развитых в горных районах западной части Мурманской области и на востоке — в районе Кейв.

Эоловое выветривание, повидимому, имеет меньшее значение в формировании рельефа, чем все вышеперечисленные факторы.

Рельеф Мурманской области весьма сложен и представлен различными формами, как по генезису, так и по времени образования (рис. 58).

Для Мурманской области характерны следующие генетические типы и формы рельефа:

1. Структурно-денудационный рельеф, сформировавшийся в результате денудации древнейших складчатых систем и форм, созданных дизъюнктивной тектоникой.

2. Рельеф, созданный ледниковым выпаживанием.

3. Рельеф, возникший в результате аккумулятивной деятельности последнего ледника.

4. Рельеф, образованный аккумулятивной деятельностью внутриледниковых озерных бассейнов и потоков.

5. Рельеф, обусловленный аккумулятивной деятельностью приледниковых потоков.

6. Рельеф, сформировавшийся в результате аккумулятивной и абразионной деятельности водных бассейнов и речной эрозии.

7. Рельеф, обусловленный морозным выветриванием и заболачиванием.

Перечисленные типы и формы рельефа наблюдаются обычно в тесном сочетании между собой, в связи с чем осложняется геоморфологическое районирование области. По преимущественному распространению того или иного типа рельефа здесь можно выделить пять основных районов:

1) среднегорный структурно-денудационный рельеф;

2) низкогорный структурно-денудационный рельеф;

3) ледниково-аккумулятивный рельеф;

4) равнинный рельеф, обусловленный морской аккумуляцией и абразией;

5) равнинный рельеф, обусловленный озерной аккумуляцией.

В настоящем очерке дается описание различных генетических типов и форм рельефа, наблюдаемых в пределах области, с указанием отдельных участков и пунктов, в которых развиты те или иные геоморфологические образования.

### Структурно-денудационный рельеф

При сопоставлении орографии Мурманской области с ее геологическим строением привлекает внимание определенная зависимость характера рельефа от геологической структуры, тектоники и литологии горных пород. Восточная, полуостровная часть области характеризуется относительно плоским рельефом с колебаниями высот от нуля до 100—150 м в районах, прилегающих к Баренцову и Белому морям, и от 150 до 400 м — в центральной осевой части полуострова. Контуры возвышенного плато, расположенного в центральной части полуострова (плато Кейвы), определяются границами распространения кианитовых сланцев и других метаморфических пород, входящих в состав кейвской свиты. К северу и югу от Кейв простираются волнистые, постепенно понижающиеся к морским берегам равнины, плоский характер которых нарушается лишь отдельными одиночными возвышенностями.

Относительно плоский характер прибрежных частей полуострова объясняется широким распространением в этих районах древнейших ар-

хейских образований, представленных, преимущественно, разнообразными гнейсами и гнейсо-гранитами, поверхность которых, возможно, была пенепленизирована еще в допротерозойское время.

На протяжении длительной истории геологического развития области эпохи пенепленизации повторялись неоднократно.

Более или менее точно установленная эпоха образования пенеплена относится к донижнепалеозойскому времени, о чем можно судить по наличию базальных конгломератов и углового несогласия между протерозоем и нижним палеозоем<sup>1</sup>.

Формы рельефа, обусловленные складчатостью и разломами в постпротерозойское время, в течение этой эпохи пенепленизации были в значительной мере сnivelированы.

То же можно сказать и о более поздней документированной несогласием и базальными конгломератами эпохе додевонской пенепленизации, когда Кольский полуостров на значительной площади представлял собой почти равнину. Только наиболее молодые тектонические движения по разломам, происходившие в послеверхнедевонское время, обусловили современный облик рельефа кристаллических пород области. Показательно, например, что крупнейшие возвышенности области — Сальные, Волчи, Монче- и Чуна-тундры и, наконец, Хибинские и Ловозерские тундры, несмотря на то, что они сложены разновременными геологическими образованиями, имеют почти одинаковую высоту (около 1000—1100 м).

Еще более примечательно то, что вершины всех перечисленных высот имеют типичную платообразную форму, свидетельствующую о том, что до своего поднятия в относительно молодое последевонское время они находились также на одном уровне пенеплена.

Рельеф западной части области резко отличается от восточной. На западе сосредоточены крупнейшие возвышенности, достигающие 900—1000 м абсолютной высоты. Горные массивы здесь обычно отличаются крутыми склонами и разделяются между собою глубокими, часто весьма узкими, межгорными понижениями, вследствие чего эта часть области, особенно Кировский, Мончегорский, Кандалакшский и частично Ловозерский районы имеют типичный горный характер.

Связь рельефа с геологическим строением наблюдается здесь особенно отчетливо. Контуры горных массивов в подавляющем большинстве случаев определяются границами распространения пород, слагающих эти массивы.

Крупные горные массивы — Хибинские и Ловозерские тундры — представляют собой отпрепарированные интрузивные тела, очертания которых в плане полностью соответствуют границам площади распространения щелочных пород. То же можно сказать и о широкой дугообразно изогнутой цепи крупных возвышенностей, прослеживающейся с перерывом от государственной границы (район оз. Ловно) до Порьей губы Кандалакшского залива. В состав этой цепи входят возвышенности, расположенные в бассейне рр. Ноты и Лотты, тундры Нюрм, Рослим, Твадаш, Сальные, Монче, Чуна, Кандалакшские, Лувенгские и Колвицкие. Перечисленные горные группы слагаются преимущественно основными породами, относящимися по возрасту к верхнему архею и протерозою. Контуры горной цепи, в общих чертах, соответствуют границам распространения слагающих ее пород, отличающихся, по-видимому, большей устойчивостью по отношению к процессам денудации, чем окружающие

<sup>1</sup> Если правильно отнесение свиты полуострова Рыбачьего и о. Кильдина к эокембрию и свиты печенга-кучин к ордовикю (Прим. ред.).

ее гнейсы и граниты архея, приуроченные в основном к пониженным частям рельефа.

Меньшая расчлененность рельефа северо-западной части области по сравнению с западной ее частью объясняется более широким распространением разнообразных архейских гнейсов по сравнению с более молодыми протерозойскими и нижнепалеозойскими образованиями, представленными, главным образом, различными основными вулканогенными, осадочными метаморфизованными и интрузивными породами. Последние, как правило, приурочены к повышенным частям рельефа (тундры Кучин, Кеулик, Печенгские и др.). Интрузивные тела щелочных гранитов и пироксенитов также обычно выражены положительными формами рельефа (тундра Гремяха и др.).

Селективной денудации обязаны также своим происхождением изолированные возвышенности, сложенные основными породами, в районах развития архейских кислых образований, денудированных на большую глубину. Такие останцы особенно часто наблюдаются в районах, прилегающих к морским берегам, где, например, дайки основных пород, будучи отпрепарированы денудацией, представлены в рельефе в виде резко выраженных гребней (Мурманский берег, Кибренский берег, район Кандалакши и др.).

В пределах распространения пород кейвской свиты и в других районах развития протерозойских и палеозойских образований рельеф в значительной мере обязан селективной денудации горных пород. Характерными в этом отношении являются кианитовые сланцы Кейв, возвышающиеся в виде гряд северо-западного простирания над рельефом других менее стойких пород, входящих в состав кейвской свиты.

Как уже говорилось выше, интрузивные тела, имеющие концентрическую структуру в рельефе, выражены концентрическими формами (Хибин, Ловозерские тундры и др.). Особенно характерным в этом отношении является Ковдорский щелочной массив, представляющий собой типичную интрузию сложного концентрического строения. Центральная пониженная часть его сложена сильно денудированными ультраосновными породами, краевая зона — щелочными породами, слагающими отчетливо выраженное в рельефе кольцо (Н. А. Вологовская).

Различная степень устойчивости разнообразных кислых пород архея привела к образованию волнистого, слабо всхолмленного рельефа, столь характерного для пенепленизированных районов архейских образований.

Процессы выветривания протекали, по-видимому, особенно интенсивно в зонах контактов различных образований, вследствие чего появились отрицательные формы рельефа, обычно сильно заболоченные.

Следует отметить, что не только различная сопротивляемость пород процессам выветривания, но и их возраст и положение в геологической структуре влияют на ход развития рельефа. Характерными в этом отношении являются крупнейшие возвышенности Мурманской области — Хибинские и Ловозерские тундры. Несмотря на то, что указанные массивы сложены сравнительно легко разрушающимися породами, они имеют значительную относительную высоту над окружающим рельефом архейских и протерозойских образований, более стойких против выветривания. Высота Хибинских и Ловозерских тундр объясняется не только региональным поднятием, но и относительно малым промежутком времени, прошедшим с момента полной отпрепарировки щелочных массивов от вмещающих их девонских и архейских пород.

Степень тектонической нарушенности пород, вмещающих более молодые щелочные и основные интрузии, которые рассматриваются как внедрившиеся по разломам, играет также не малую роль в препарировке интрузивных тел.

Так, например, архейские породы, окружающие интрузивный массив Гремяха-Вырмес на р. Туломе, нарушенные разломом вблизи массива, денудированы здесь на большую глубину чем вдали от этого разлома, где эти породы сохранились в виде сравнительно крупных возвышенностей.

Как видно из сказанного, основные черты геоморфологии Мурманской области в значительной мере обусловлены денудационными процессами, протекавшими с разной скоростью в породах различного петрографического состава. Однако глубина денудации зависит не в меньшей мере и от положения горных пород в складчатых структурах, от масштаба, характера и времени образования горных сооружений. Архейские складчатые сооружения были, вероятно, полностью денудированы еще к началу протерозоя. Лишь в северо-западной части области, в пределах Туломо-Кольского междуречья и в правобережной части бассейна р. Колы, рельеф архейских образований отличается значительной расчлененностью и имеет горный характер. Обновление древнего рельефа здесь связано по-видимому, с поднятиями, имевшими место в протерозое и палеозое. Денудационные процессы в пределах поднятых частей архейского пенеппена развивались по простиранию древних структур, вследствие чего вновь возникали горные цепи, ориентировка которых полностью соответствует простиранию слагающих их биотито-гранатовых и, слюдяных гнейсов, а также гранодиоритовых и гранитных пород.

В районе Туломо-Кольского междуречья к нижнеархейским структурам относятся следующие крупные возвышенности: Чолм, Веже, Каудуайвенч, Грудин-тундра, тундры Домашняя и Тальшим. В правобережной части бассейна р. Колы к нижнеархейским образованиям относятся породы, слагающие возвышенности Вируайв, Курбыш, Раматуайвенч и другие более мелкие. К северу от описанного района, в окрестностях городов Мурманска и Колы, древние складчатые горные цепи уже значительно слабее выражены в рельефе.

В полуостровной части области, близ берегов Баренцова и Белого морей, где древнейшие породы имеют относительно широкое распространение, складчатые сооружения, образованные породами архея, в рельефе не сохранились. Древнеархейские образования имеют резко расчлененный горный рельеф лишь в зонах проявления более молодой тектоники, в результате чего создались благоприятные условия для селективной денудации горных пород по простиранию древнейших складчатых структур.

Значительно лучше сохранились в рельефе остатки более молодых складчатых сооружений, образованных в эпохи протерозойского и каледонского диастрофизма. Характерной особенностью этих складчатых сооружений является их северо-западное и близкое к нему простирание. Таковы возвышенности горной системы Печенгские и Кучин-тундры и гряды Кейв.

Важнейшим фактором, в значительно большей мере, чем процессы складкообразования, определившим орографию области, являются тектонические движения по разломам. Они проявились в образовании многочисленных разломов, наблюдаемых повсеместно. Не только рельеф, но и контуры Кольского п-ова определяются крупными сбросами, ориентиро-

ванными во взаимоперпендикулярном направлении, на что впервые обратил внимание А. П. Карпинский, который в общих чертах наметил линии основных разломов, ограничивающих на северо-востоке Балтийский кристаллический щит. Согласно схеме А. П. Карпинского, Кольский п-ов представляет собой обширный горст, ограниченный с севера и юга грабенами Баренцова и Белого морей и с востока тектонической впадиной горла Белого моря.

Г. Д. Рихтер наметил схему основных разломов, расчленяющих Кольский п-ов. Согласно этой схеме, главнейшие тектонические линии ориентированы в двух взаимно перпендикулярных направлениях: с одной стороны, параллельно Мурманскому и Терскому берегам, с другой — параллельно простиранию впадины горла Белого моря. По Г. Д. Рихтеру, к линиям первого направления относятся: 1) мурманская, прослеживающаяся вдоль всего берега Баренцова моря; 2) слабо выраженное понижение, расположенное между приподнятым Мурманским побережьем и Кейвами; 3) линия, отвечающая северной границе цепи понижений, протягивающихся вдоль главной оси полуострова от оз. Инари до верховьев р. Поноя; 4) депрессия, ограничивающая центральные горные массивы с юга; 5) разлом, протягивающийся вдоль Терского берега Белого моря, продолжающийся далее на северо-запад в виде уступа, наблюдаемого в верховьях рр. Ены и Тумчи.

Главнейшими линиями второго направления являются следующие: 1) линия, ограничивающая горло Белого моря; 2) весьма слабо выраженная в рельефе цепь понижений, прослеживающаяся от мыса Святой Нос через среднее течение р. Иоканьги, верховья рр. Стрельны и Варзуги, 3) поперечный разлом с озерами Ловозеро и Умбозеро в центре и рр. Умбой и Вороньей; 4) крупная депрессия, наиболее отчетливо выраженная в рельефе, проходящая через оз. Имандру, рр. Колу и Ниву; 5) линия, ограничивающая с востока п-ов Рыбачий и проходящая по р. Западной Лице, Нотозеру и р. Ноте; 6) линия, проходящая через оз. Инари к восточной части п-ова Варангер.

Согласно представлениям Г. Д. Рихтера, разломы, наблюдаемые в Мурманской области, являются фрагментом обширной системы концентрических и радиальных тектонических линий, расходящихся из единого центра, расположенного вблизи о. Ян-Майнен (впадина «Скандика»). Вышеупомянутые разломы меридионального направления достаточно отчетливо выражены в рельефе, но только отчасти подтверждаются геологическими данными.

В отношении же разломов северо-западного и широтного простирания остается еще много условного.

Намеченные А. П. Карпинским разломы, ограничивающие с северо-северо-востока и юго-юго-запада Кольский п-ов, по-видимому, имеют место. Что касается областей понижений северо-западного направления, например между Кейвами и глыбой архея Мурманского берега и к югу от Кейв, то эти депрессии скорее являются денудационными, хотя вдоль северного ограничения Кейвской гряды можно предполагать тектонические разломы на границе между разными геологическими формациями, совпадающие с понижениями в рельефе.

Ограниченные разломами глыбы испытали значительное вертикальное перемещение относительно друг друга. Крупные возвышенности — тундры Сальные, Туадаш, Чуна, Волчьи и Кандалакшские — многими исследователями рассматриваются как горсты, разделенные между собою грабенообразными понижениями. На большую высоту подняты отпрепари-

рованные эрозией массивы щелочных пород — Хибины и Ловозерские тундры, возникновение которых находится в тесной связи с образованием наиболее значительных разломов, наблюдаемых в западной части полуострова.

Вертикальное перемещение испытывали также отдельные блоки складчатой системы Кейв и архейских образований, прилегающих к породам кейвской свиты с севера.

Амплитуда перемещений отдельных блоков относительно друг друга в Кейвах, согласно данным Л. Я. Харитоновой (1939 г.), достигала 280 м (сбросы тундры Нюхчурта).

Кроме указанных выше основных разломов, намеченных главным образом Г. Д. Рихтером и А. А. Григорьевым, в пределах Мурманской области наблюдается весьма густая сеть более мелких трещин, отчетливо выраженных в рельефе.

Большинство озерных впадин и речных долин приурочено к понижениям, предопределенным тектоникой. В качестве примера для западной части области могут быть приведены долины рр. Коньей, Печи, Уры, Лувенги, цепь понижений, занятых озерами Медвежьими и р. Медвежьей, система впадин, заполненных озерами Щучьим и Кумужьим. В восточной части предопределены тектоникой долины рр. Вороньей, Харловки, Восточной Лицы, Варзуги, Серги и ряда других более мелких. Тектоническое происхождение долин перечисленных рек основывается главным образом на их прямолинейности или резкой коленчатости, а также полным или частичным несогласиям их направления с простираем пород. Лишь в отдельных случаях тектоническое происхождение линейно-вытянутых понижений подтверждается геологическими несогласиями — сбросами.

В качестве примера могут быть приведены сбросы по долинам рр. Лувенги и Медвежьей, по берегам озер Медвежьего и Щучьего, по рч. Кротовому — притоку р. Туломы, по р. Вайкис и р. Ноты в западной части области, а также по Кольскому фиорду.

Известно, что дайки диабазов и ортоамфиболитов, рассекающие складчатую зону Кейв, а также наблюдаемые на Мурманском, Кибренском берегах и в районе Кандалакши, представляют собой тела, выполнившие разломы, образовавшиеся вслед за складчатостью. Согласно данным А. А. Полканова, детально изучавшего дайковую формацию Кольского фиорда, разломы, сопровождавшиеся образованием зияющих трещин, выполненных позднее диабазами, имеют несколько поколений. Эти разломы ориентированы как в северо-западном, так и в северо-восточном направлениях и пересекаются, в свою очередь, многочисленными более поздними сбросами, расчленившими побережную часть полуострова на целую систему блоков, ограниченных вертикальными обрывистыми ущельями. Эти последние в ледниковое время приобрели очертания трогов и фиордов.

Не исключено, что в пределах Мурманской области наблюдаются не только древние разломы, возникшие в разные эпохи дорчетвертичного времени, но и молодые разломы, образование которых, по всей вероятности, соответствует послеледниковому периоду. Образование трещин вероятно здесь и в настоящее время. Это предположение подтверждается, хотя и слабой, сейсмичностью Мурманской области.

Тектонические движения значительной амплитуды поздне- и послеледникового времени также характерны для Мурманской области. Эти движения выражаются медленными поднятиями, эпицентром которых яв-



ляется юго-западная часть области (А. А. Полканов, М. А. Лаврова, Г. Д. Рихтер и др.). Амплитуда поднятий для Кандалакшского района достигает по меньшей мере 250 м, что доказывается высотой абразионных позднеледниковых морских уровней на склонах горы Крестовой, описанных М. А. Лавровой, и залеганием морских фаунистически охарактеризованных слоев на высоте 180—235 м в районе Канда губы и Толвандозера (гора Капройва), описанных В. А. Поповой и Т. А. Лутковской<sup>1</sup>.

Вполне вероятно, что многие трещины, отличающиеся значительной свежестью, возникли в результате тектонических напряжений, которые испытывает земная кора в процессе медленного восходящего движения Скандинавского и Кольского полуостровов.

На основании изложенного можно сделать вывод о том, что современный рельеф кристаллических пород области сформировался в результате проявлений дизъюнктивной и пликативной тектоники и глубоко изменен процессами денудации, поэтому говорить о преобладающей роли того или другого рельефообразующего фактора не представляется возможным, поскольку оба фактора играли существенную роль в формировании рельефа.

### Рельеф, созданный ледниковым выпахиванием

Совершенно особое значение в формировании рельефа Мурманской области имели материковые льды, неоднократно покрывавшие север Европейского континента.

В результате механического воздействия материковых льдов на поверхность горных пород возник своеобразный тип рельефа, обусловленный ледниковым выпахиванием. Этот тип рельефа представлен здесь такими формами, как трюги, кары, желоба выпахивания, ледниковые шрамы, «бараньи лбы», курчавые скалы.

Северная часть Балтийского щита являлась центром оледенения, где лед достигал наибольшей мощности. Не трудно представить, какое колоссальное давление испытывала эта область, если под влиянием силы тяжести льда, накопившегося в центре оледенений, материковые ледники смогли продвинуться до широт Валдая, Москвы и нижнего течения Днепра при общем незначительном уклоне местности.

Еще на первых этапах изучения истории оледенения Мурманской области было установлено, что западная ее часть являлась восточной окраиной обширной области питания материковых ледников (Н. Кудрявцев, А. А. Полканов, В. Рамсей, М. А. Лаврова и др.). Отсюда ледники двигались к юго-востоку, востоку, северо-востоку и северу.

Нет надобности в подробном описании этапов развития материковых льдов, так как этому вопросу посвящена обширная литература. Здесь следует сказать лишь несколько слов о работе, проделанной ледниками над созданием специфического облика рельефа, характерного только для областей, близко лежавших к центру оледенения или являвшихся центром последнего.

Прежде всего необходимо отметить, что дочетвертичный рельеф области был, по-видимому, менее расчлененным, чем в настоящий момент. В дочетвертичное время, в результате денудации горного, неоднократно омолаживавшегося рельефа, колоссальное количество обломочного мате-

<sup>1</sup> В бассейне р. Ковды-Иовы и окрестностях Толвандозера еще в 30-х годах С. В. Эпштейном, С. Г. Бочем и Т. В. Васильевой была также обнаружена морская фауна, но на более низких высотах — от 60 до 90 м над уровнем моря.

риала должно было быть снесено с возвышенностей в межгорные понижения, за счет чего должна была происходить нивелировка топографической поверхности области. Выпахивающая деятельность ледников проявилась прежде всего в отпрепарировке коренного рельефа, погребенного под рыхлыми образованиями, и уже затем в истирании и сглаживании неровностей рельефа коренных пород.

Высказанное предположение не является общепризнанным и находится в противоречии с мнением некоторых исследователей (В. В. Шарков и др.), считающих, что лед производил незначительную экзарационную работу в силу замедленного движения его нижних, обогащенных обломочным материалом, горизонтов и возможно их почти полной неподвижности.

Однако следует заметить, что на обширных пространствах Европейской части СССР, и в частности на значительной части территории Украины, наблюдается огромное количество обломочного материала, вынесенного ледниками из пределов Мурманской области, Карелии и соседней Финляндии, что является убедительным доказательством огромного значения ледникового выпаживания в преобразовании рельефа указанных областей и правильности высказанного здесь предположения.

По мере удаления ледником обломочного материала из углублений коренного рельефа, лед, будучи пластичным телом, занимал освободившееся пространство, благодаря чему от наносов были очищены даже сравнительно узкие расщелины, ориентировка которых совпадала или была близкой к направлению движения нижних горизонтов льда.

Обточенные ледником поверхности скал наблюдаются повсеместно, за исключением отдельных районов, где ледниковые формы исчезли в результате морозного выветривания. К таким районам относятся, например, вершины тундр, высота которых достигает 500 м над уровнем моря и выше. Более низкие возвышенности, абсолютная высота которых не превышает 350—400 м, до настоящего времени сохранили отчетливые следы механического воздействия ледников. Характерными в этом отношении являются в северо-западной части полуострова горы Виймь, Кеулик, на юго-западе тундра Крестовая и более низкие возвышенности в районе Кейв, представляющие собой по форме гигантские «бараньи лбы». Более мелкие формы этого типа наблюдаются повсеместно как на склонах возвышенностей, где, группируясь, образуют «курчавые скалы», так и в виде отдельных единичных форм на оголенном Мурманском побережье. Большинство островов в Кандалакшском заливе по форме являются типичными «бараньими лбами».

Линейно-вытянутые отрицательные формы рельефа, обусловленные тектоникой разрывов, в горных и приподнятых районах приобрели характерную форму трогов. В прибрежных областях, где эти формы частично погружаются под уровень моря, они известны под названием фиордов, особенно частых на Мурманском берегу. На Кандалакшском берегу к типичным фиордам может быть отнесена только Колвицкая губа.

### **Рельеф, возникший в результате аккумулятивной деятельности последнего ледника**

Ледниково-аккумулятивный тип рельефа в пределах Мурманской области представлен моренными равнинами (равнинно-моренный ландшафт), холмами и грядами (холмисто-моренный ландшафт), друмлина-

ми и конечными моренами. Последние две формы, особенно друмлины, в Мурманской области встречаются весьма редко.

Если механическая работа материковых льдов являлась одним из основных факторов, преобразовавших коренной рельеф полуострова в последнюю геологическую эпоху, то аккумулятивная их деятельность оказала сравнительно небольшое влияние на его формирование. Это объясняется преобладанием выпахающей деятельности ледника над аккумулятивной деятельностью в силу расположения области вблизи центра оледенения.

Каждое последующее оледенение, по-видимому, почти полностью уничтожало аккумулятивные образования предшествовавшего оледенения и осадки, отложившиеся в межледниковое время. Лишь в защищенных местах — глубоких депрессиях, ориентированных, как правило, несогласно с направлением движения льда, частично уцелели образования, связанные с аккумулятивной деятельностью морских бассейнов последней межледниковой эпохи. В отдельных частях долины р. Поноя, в долинах рр. Стрельны и Варзуги эти образования оказывают существенное влияние на рельеф. Мощность межледниковых отложений в низовьях р. Поноя до 100 м (М. А. Лаврова), благодаря чему неровности коренного рельефа сильно замаскированы.

Несмотря на то что формы ледниковой аккумуляции имеют подчиненное значение в рельефе, они придают ему специфический колорит, свойственный областям недавно освободившимся от ледникового покрова. Наиболее широко распространенной формой ледниковой аккумуляции является равнинный ландшафт основной морены. Поверхность моренных равнин в значительной степени повторяет рельеф подстилающих дочетвертичных пород вследствие небольшой мощности, но, вместе с тем, мелкие неровности коренного ложа маскируются этим покровом. Существенное нивелирующее значение моренные равнины имеют в западной части полуострова. В районе к западу от г. Мончегорска мощность основной морены местами достигает 100 м.

Моренные равнины имеют наиболее широкое развитие в юго-восточной части полуострова, в бассейнах рр. Умбы, Варзуги и Стрельны, где условия аккумуляции морены были, по-видимому, благоприятными.

В северо-западной части области равнинный ландшафт основной морены наблюдается в районе Нотозера, р. Туломы и верхних частях бассейнов рр. Печенги, Западной Лицы, Уры и Лотты. Накоплению основной (донной) морены здесь способствовал расчлененный рельеф кристаллических пород и особенно ориентировка широкой полосы возвышенностей, протягивающейся от нижнего течения р. Туломы до среднего течения р. Печенги. В северо-восточной части полуострова, где не было благоприятных условий для накопления морены, моренный покров весьма маломощен и часто на больших площадях дочетвертичные породы совершенно лишены его<sup>1</sup>. То же можно сказать и о прибрежных районах западного Мурмана, хотя отсутствие здесь морены, может быть, до известной степени связано с морской абразией.

Большой интерес представляют моренные холмы и гряды, имеющие довольно широкое распространение, особенно в северо-западной и юго-

<sup>1</sup> Согласно материалам, собранным после 1954 г., последнее оледенение не покрывало полуостровную часть Мурманской области, исключая Терское побережье, чем и объясняется плохая сохранность ледниковых отложений в центральной и северо-восточных частях полуострова.

восточной частях области. Холмисто-моренный ландшафт в общей сложности занимает обширную площадь, но представлен отдельными изолированными участками. В северо-западной части полуострова участки холмисто-моренного ландшафта разбросаны в хаотическом беспорядке, часто на большом расстоянии друг от друга. Увязать эти формы в виде цепей стадияльных морей не представляется возможным (Апухтин, 1948 г.).

Однако в распределении холмистых образований наблюдается определенная закономерность, а именно: моренные холмы и гряды как правило приурочены к обширным понижениям рельефа. Отдельные пятна холмисто-моренного ландшафта отмечаются почти повсеместно в понижениях рельефа коренных пород западной части полуострова.

В качестве примера могут быть приведены моренные всхолмления, наблюдаемые в Колвицких и Кандалакшских тундрах, к северу и северо-востоку от Сальных тундр, к югу и западу от Чуна-тундры и в других пунктах. Отдельные изолированные группы моренных холмов отмечаются и к востоку от горного района, но здесь они встречаются значительно реже.

Согласно представлениям М. А. Лавровой, аккумулятивные формы, наблюдаемые в восточной части полуострова, формировались преимущественно в условиях неподвижного состояния льда. Лишь в западной части, по ее мнению, а также по представлениям А. А. Полканова и Г. И. Горецкого, эти формы возникли у края активного льда. Материалы, собранные в последние годы геологами Северо-Западного и Третьего геологических управлений Н. И. Апухтиным, Т. Л. Гольдбурт, В. Ф. Мотычко, З. А. Бурцевой, О. П. Леонтьевой, Н. А. Шумиловой, Н. Г. Волковой, С. И. Иоффе не подтверждают представления упомянутых авторов и свидетельствуют о пассивном состоянии льда в северо-западной части области в последнюю фазу его существования.

Расчленению ледникового покрова в западной части области способствовал горный характер рельефа. При сокращении мощности льда высокие горы выступали в виде нунатаков, о чем свидетельствуют боковые морены на склонах тундр. С дальнейшим сокращением мощности льда неминуемо должно было произойти его расчленение, так как в этот период накопления фирна в горных районах не происходило, что доказывается отсутствием следов горных ледников на склонах и вершинах таких массивов, как Туадаш-Сальные, Волчьи- и Чуна-тундры. Исключением являются лишь Хибины, где действительно имели место ледники горного типа, но они не распространялись за пределы нижних частей склонов этих массивов.

Лишь в непосредственной близости к морскому побережью в северо-западной части области наблюдаются образования, генетически связанные с активным краем ледникового покрова.

Сокращение ледникового покрова вплоть до берегов Баренцова моря шло исключительно быстро благодаря разрушительной деятельности океана. Вследствие этого край ледника, располагаясь уже на суше, обладал достаточной мощностью, благодаря чему не мог потерять связи с центром оледенения.

Активное состояние ледникового края способствовало образованию типичных конечных морен, описанных С. Ф. Бискэ и В. Таннером в Печенгском районе и А. А. Полкановым и В. Рамсеем в северной части Кольского фиорда.

Дальнейшее же сокращение мощности ледникового покрова, как уже было отмечено, способствовало быстрому его расчленению на отдельные поля мертвого льда.

### Рельеф, образовавшийся вследствие аккумулятивной деятельности внутриледниковых озерных бассейнов и потоков

К формам рельефа, связанным с аккумулятивной деятельностью внутриледниковых озер и потоков, относятся камы и озы, имеющие широкое распространение в пределах Мурманской области. Они встречаются не менее часто, чем моренные холмы, особенно в западной части полуострова. Тесная взаимосвязь камов с озами свидетельствует об общности условий возникновения этих форм.

Так же как и моренные всхолмления, камы располагаются изолированными группами на небольших площадях, редко превышающих 10—15 км<sup>2</sup>. Особенно часто они встречаются в межгорных понижениях западной части полуострова. Камы наблюдаются в депрессиях р. Нивы, оз. Ковдор, на северо-восточном берегу оз. Имандры, у Колвицкого озера, в районе оз. Гирвас, в верховьях р. Печенги и в пределах Нотозерско-Тулумской депрессии, а также в понижении между Хибинскими тундрами и тундрой Раматуайвенч и в других местах. Наиболее значительные площади камовые всхолмления занимают между Хибинами и тундрой Раматуайвенч.

Морфологически камы представлены тремя разновидностями: 1) камы обычного типа — крутобокие, куполообразные холмы, высотой от 15—20 до 30—40 м; 2) камовые террасы, представленные холмами с плоскими вершинами, располагающимися на одном уровне. Эти формы приурочены к склонам крупных возвышенностей; 3) плоские низкие правильной округлой формы камы, высота которых не превышает 2—5 м при значительной площади основания.

Наиболее распространенными являются формы первого типа. Камовые террасы встречаются значительно реже. Наиболее отчетливо эти формы выражены в районе тундр Веже, Волчьих, Лувенгских и Кандалакшских. Камовые террасы были отмечены И. М. Покровской (Дмитриев и Покровская, 1941 г.) в районе бассейна р. Ены, Г. С. Бискэ (1948 г.) — на склонах возвышенностей в верхней части бассейна р. Поноя.

Камы третьего типа к западу от меридиана Волчьих тундр наблюдаются весьма редко. Наибольшее распространение они имеют в центральной части полуострова, между озерами Имандра и Чудзьявр, а также между северными склонами Ловозерских тундр и горной цепью, протягивающейся в северо-западном направлении от оз. Чудзьявр к Пулозеру. Отдельные небольшие участки подобных образований наблюдаются в наиболее пониженных частях депрессий в горных районах, в бассейне р. Вайкис, по р. Арьян и в среднем течении р. Вувы.

Как уже отмечалось, камы встречаются в тесном сочетании с озами. Интересно, что размеры тех и других, как правило, близки между собой. Грандиозные озовые гряды высотой более 40—50 м как правило сочетаются с меньшими по высоте камовыми холмами. Характерными в этом отношении являются камы и озы, входящие в состав южнокольских «кейв», формы, наблюдаемые к северу от р. Туломы, в районе оз. Хуттоярви и т. д. Плоские и низкие камовые всхолмления сочетаются с невысокими сильно извилистыми короткими озами. Последние особен-

но широко развиты в правобережной части бассейна р. Колы и между озерами Чудзьявр и Ловозером (Гольдбург, 1948 г.).

В юго-восточной части области камы и озы также находятся в тесном сочетании. В отличие от западных районов на юго-востоке эти формы образуют две узкие прерывистые параллельные дуги. В литературе эти образования известны под названием Терских Кейв. Наиболее отчетливо выражена в рельефе и имеет большую протяженность внутренняя по отношению к беломорскому берегу дуга «Кейва II» (М. А. Лаврова), прослеживающаяся от нижнего течения р. Поноя до южного подножья Хибинских тундр. Внешняя гряда—Кейва I имеет меньшую протяженность, большие перерывы между звеньями цепи камовых холмов и озовых гряд.

О возникновении озов и камов, составляющих Терские Кейвы, существует несколько мнений. М. А. Лаврова (1939б) считает эти образования краевыми, возникшими у края ледника, лежавшего на суше. Другие исследователи (Григорьев, 1934б; Рихтер, 1936б) склонны понимать эти формы как образования, возникшие в боковой части мощного ледникового языка, спускавшегося во впадину Белого моря. Обе гипотезы на отдельных участках развития Терских Кейв могут быть подтверждены фактическим материалом.

Камы и озы, входящие в состав Терских Кейв, с точки зрения Н. И. Апухтина, скорее всего нужно понимать как формы, возникшие в разломах ледникового покрова, которые образовались вследствие различной скорости поднятия земной коры в пределах Кольского горста и Беломорского грабена. Возникновение таких трещин вполне вероятно в последнюю фазу существования ледникового покрова, когда, благодаря уменьшению ледниковой нагрузки, было возможно значительное изостатическое поднятие Мурманской области. Высказанное соображение подтверждается удивительным совпадением контуров Терских Кейв с очертаниями южного берега Кольского п-ова и определенной их приуроченностью к тектоническим зонам по крайней мере в западной части полуострова.

Оригинальные формы вытаивания в мертвом льде были описаны Н. И. Апухтиным в 1948 г. при проведении аэрогеологической съемки северо-западной части полуострова. В межгорных понижениях на восточном берегу Кошкозера и между последним и оз. Волчье Верхнее располагаются озообразные гряды исключительно сложных очертаний. Змееобразно извиваясь, они образуют причудливый, сложный, как бы кружевной узор. Высота гряд невелика и редко превышает 4—5 м. Сложены они безвалунными песками. Наблюдается некоторая удлиненность фрагментов, составляющих этот узорчатый, кружевной ландшафт, соответственно направлению падения склона возвышенности. Близ берега Кошк-озера эти формы сливаются с невысокими камами и озами, имеющими в плане форму совершенно правильных колец.

Аналогичные, но не столь причудливые образования были обнаружены между оз. Чудзьявр и Печозером. Здесь они переплетаются с плоскими камоподобными формами. Образования, весьма близкие по форме, наблюдаются в долинах некоторых горных рек, как например, в районе р. Арьян, по ее правым притокам, и в ряде других мест.

В узких горных долинах эти образования имеют форму гигантских скобок или запятых, расположенных в виде цепочки. Ориентированы эти формы всегда согласно с простираем долин и приурочены к наиболее глубоким их частям. На территории СССР подобные формы обнаружены и описаны впервые.

### Рельеф, обусловленный аккумулятивной деятельностью приледниковых водных потоков

С аккумулятивной деятельностью приледниковых водных потоков связано формирование зандров и флювиогляциальных дельт.

Волнистые слабо всхолмленные равнины флювиогляциального происхождения имеют ограниченное распространение, что объясняется характером сокращения (таяния) ледяного покрова.

Песчаные равнины, возникшие в результате аккумулятивной деятельности приледниковых потоков, наблюдаются главным образом в периферических частях полуострова. Значительное распространение они имеют в юго-восточной части полуострова, между оз. Колвицким и р. Стрельной. Песчаные поля здесь прилегают к озам и камам, образующим вышеописанные Кейвы. Нужно сказать, что песчаные равнины сопутствуют холмистым зонам Кейв как с северной, так и с южной стороны, причем прослеживаются в виде изолированных участков различной ширины. Учитывая размеры аккумулятивных форм, слагающих Кейвы, прилегающие к ним песчаные поля скорее всего могут рассматриваться как приозовые песчанистые шлейфы, часто наблюдаемые вдоль крупных озов как на Кольском полуострове, так и в соседней Карелии.

В западной части полуострова равнины флювиогляциального происхождения наблюдаются у северного подножья Кучин-тундры, откуда прослеживаются до оз. Чап-явр и среднего течения р. Титовки в виде неправильной формы языков. Не исключено, что это единственный пункт на Кольском п-ове, где флювиогляциальные поля формировались у края активного льда. Песчаные равнины флювиогляциального происхождения довольно широко развиты в верхней части бассейна р. Кицы, где, как и к северу от тундры Кучин, в песках отчетливо наблюдаются следы эрозии временными потоками талых ледниковых вод.

Весьма интересными являются формы рельефа, наблюдаемые в долине р. Туломы у с. Мурмаши и в устьевой части долины р. Колы (гора Солаварака). В районе г. Колы и с. Мурмаши к юго-восточным склонам депрессии, образованной рельефом кристаллических пород, прилегают террасированные останцы мощной толщи песчано-валунных слоистых осадков. Происхождение этих образований связывается с аккумуляцией флювиогляциального материала у края ледника, спускавшегося в море. Мурмашинская флювиогляциальная дельта, а также дельта Солаварака формировались в различные стадии отступления края ледника, маркируя отдельные фазы его стационарного положения. Мощность этих образований достигает в районе г. Колы 95 м, а в районе Мурмашей 126 м (Горецкий, 1941).

Следует заметить, что в верхнем течении р. Туломы, в районе порога Падун, наблюдаются аналогичные формы, сложенные отсортированным песчаным материалом. Верхние горизонты песчаной толщи здесь лежат на высоте 80 м над уровнем моря. Останец подобных же образований А. А. Полканов отмечает на восточном берегу Кольского фиорда близ рч. Фадеева. Таким образом, останцы мощной толщи песчано-валунных осадков наблюдаются как в верхних, так и в нижних частях долины р. Туломы и в пределах Кольского фиорда.

В соответствии с материалами, полученными при детальном геологическом картировании Северо-Западным геологическим управлением в 1948 г., вышеотмеченные формы не могут рассматриваться как флювиогляциальные дельты.

Такой трактовке противоречит следующее.

Если допустить, что отступление ледника с отдельными подвижками здесь происходило широким фронтом, то не только в глубоких частях депрессии р. Туломы, но и на ее высоких склонах и на незаливаемых морем водоразделах должны были бы наблюдаться следы этих подвижек в виде конечных морен. Учитывая мощность песчано-валунных осадков 95 м на горе Солаварака и 126 м в районе с. Мурмаши (Г. И. Горецкий), край ледника в этих пунктах должен был находиться продолжительное время. Однако никаких следов конечных или боковых морен в ближайших районах, не заливавшихся морем, не наблюдается. Правильнее понимать эти образования, как останцы мощной толщи морских приледниковых осадков, выполнявших депрессию р. Туломы на всем ее протяжении от берега моря до Нотозера. По времени аккумуляция этой толщи по всей вероятности совпадает со стадией аллеред в южной Фенноскандии, как это предполагает М. А. Лаврова:

### Рельеф, сформировавшийся в результате аккумулятивной и абразионной деятельности водных бассейнов и речной эрозии

К образованиям данного типа относятся:

1) формы рельефа, обусловленные аккумулятивной деятельностью пресноводных бассейнов, представленные аккумулятивными равнинами и террасами;

2) формы рельефа, связанные с морской абразией и аккумуляцией — абразионные уступы, береговые валы и морские террасы;

3) формы рельефа, возникшие в результате речной эрозии и аккумуляции — речные террасы.

Равнины озерного происхождения образовались главным образом за счет спуска вод позднеледниковых бассейнов. Эти образования играли существенную роль в формировании рельефа полуострова. Благодаря аккумулятивной деятельности озерных водоемов произошло заметное выполаживание рельефа, особенно в юго-восточной части полуострова. Равнинный характер рельефа здесь обязан широко распространенным озерным осадкам и заросшим озерам. В верховьях р. Пялицы, в окрестностях Чавангских и Ондомских озер бассейна р. Стрельны, в верховьях рр. Варзуги и Поноя простираются обширные заболоченные равнины озерного происхождения.

При изучении осадков, развитых в пределах этих равнин, устанавливается в ряде случаев ленточное строение их нижних горизонтов. Ленточные отложения кверху переходят в слоистые пески, сменяющиеся выше торфом. На основании комплексов пыльцы, обнаруживаемых в торфяниках, устанавливается атлантический возраст последних, а также время исчезновения озерных водоемов, осадки которых образуют обширные равнины в юго-восточной части полуострова. На северо-западе и западе в силу большей расчлененности рельефа и особенностей характера орографии озерные равнины имеют меньшие площади распространения. Более или менее обширные равнины озерного происхождения имеют место в верхней части правобережья р. Туломы, в правобережной части нижнего течения р. Лотты, в бассейне р. Ены и окрестностях оз. Колвицкого. В горном районе, часто на больших высотах, наблюдаются отчетливо выраженные в рельефе террасы временных озерно-ледниковых водоемов.



Большое влияние на преобразование рельефа северо-западной и юго-западной частей полуострова оказали формы морской аккумуляции и абразии. Эти образования представляют большой интерес, так как являются руководящими при изучении истории развития рельефа Кольского п-ова в поздне- и послеледниковое время. Объем очерка не позволяет сколько-нибудь подробно остановиться на этом интересном вопросе. Здесь необходимо отметить лишь следующее.

В юго-западной части области наивысшие уровни морских бассейнов выражены преимущественно в виде абразионных уступов и береговых валов. К западу и западо-юго-западу от г. Кандалакши наивысшие уровни наблюдаются на абсолютных высотах 235—175 м (Попова, 1950 г.; Лутковская 1950 г.). В окрестностях г. Кандалакши на склонах тундры Крестовой абразионные уступы отмечены на 200 м абсолютной высоты (Рамсей, 1897; Лаврова, 1935б). На склонах Колвицких тундр морские береговые валы были отмечены Н. И. Апухтиным на абсолютной высоте 246—250 м. По направлению к юго-востоку наивысшие морские уровни снижаются и у восточной оконечности полуострова наблюдаются на высоте 7—10 м над современным уровнем моря. На Мурманском побережье также отмечается понижение уровней морских террас и береговых валов с северо-запада на юго-восток, но амплитуда снижения здесь не столь велика.

В северо-западной части Мурманского побережья абсолютные высоты абразионных уступов колеблются в пределах 100—107,5 м и отмечены в следующих пунктах: на Рыбачьем п-ове — 100 м (Рамсей, 1897), в районе р. Западной Лицы — 105 м (Зенкович, 1938б), в нижней части бассейна р. Туломы — наивысшие морские уровни 102—107,5 м (Горещкий, 1941) и на о. Кильдине — 95 м (Рамсей, 1897).

В направлении к юго-востоку по побережью Баренцова моря абсолютные отметки наивысших морских уровней, выраженных береговыми валами и абразионными уступами, постепенно снижаются и в районе р. Иоканьги не наблюдаются на отметках выше 25 м над уровнем моря. Таким образом, устанавливается, что эпицентр поднятия располагается вблизи центра оледенения, что вполне естественно, так как здесь земная кора претерпела наибольшее погружение под тяжестью колоссальной толщи материкового льда и фирна. По мере уменьшения мощности ледяного покрова опущенные участки суши, освобождавшиеся от ледникового покрова, затапливались морскими водами в силу эвстатического поднятия уровня моря. Так как в период образования наивысших уровней значительная часть полуострова была покрыта льдом, аккумулятивные морские формы наиболее ранних трансгрессий не могут иметь в настоящее время широкого распространения.

Наиболее широко распространены образования, связанные с трансгрессией портландия. Воды данной трансгрессии проникали далеко вглубь Мурманской области, особенно в ее западной части, по депрессиям, открытым в сторону Баренцова и Белого морей. Это объясняется тем, что в этот период западная часть Мурманской области находилась еще в состоянии значительного погружения, в то время как ледниковый покров сильно сократился в размерах, давая доступ морским водам на континент. После трансгрессии портландия изостатические восходящие движения в общем преобладали над эвстатическими, благодаря чему террасы более поздних трансгрессий располагаются гипсометрически ниже террас портландия, а потому и наблюдаются на более близких расстояниях к современной линии берега моря. Так, например, в пределах Нотозерско-Туллом-

ской депрессии образования, связываемые с трансгрессией фолас, выше нижних по течению частей долин Ноты и Лотты не наблюдаются. Террасы же портландия отмечаются в верхних по течению частях бассейнов Ноты и Лотты. То же можно сказать о долинах рр. Колы и Нивы, где в конце трансгрессии портландия образовался пролив между Белым и Баренцевым морями. Не исключено, что такой же пролив мог существовать в это время западнее Сальных, Монче- и Чуна-тундр, о чем можно судить по цепи понижений, в пределах которых расположены рр. Тулома, Нота и оз. Бабинская Имандра. Высотные отметки этих понижений не противоречат высказанному предположению.

Как уже отмечалось, в позднеледниковое время морские воды проникали далеко вглубь Мурманской области по довольно узким депрессиям, открытым в стороны Белого и Баренцова морей. Эти понижения выполнялись морскими осадками, в которых во время регрессии моря выработывались скульптурные морские террасы. Одновременно с отступанием береговой линии моря происходило продвижение речных артерий по участкам, ранее занятым морскими водами. В связи с этим во многих случаях весьма трудно установить, с каким фактором связано формирование террас — с речной эрозией или с морской абразией. Вышесказанное относится к террасам рр. Туломы, ее притоков — Ноты и Лотты, Колы, Стрельны, Печенги, Поноя и др., которые выработаны преимущественно в морских отложениях. К аккумулятивным речным образованиям могут быть отнесены только пойменные террасы.

В районах, расположенных сравнительно высоко над уровнем моря, аккумулятивные речные террасы также не наблюдаются, что объясняется энергичной эрозионной деятельностью рек, обусловленной эпейрогеническим поднятием области, продолжающимся с момента освобождения Кольского п-ова от материкового льда. Здесь по берегам рек, как правило, присутствует не более трех эрозионных террас, врезанных в различные по генезису четвертичные осадки. В верхнем течении р. Варзуги П. В. Соколовым отмечено три террасы: 1-я терраса имеет относительную высоту 1 м; 2-я—2,5 м; 3-я—5,6 м. Такое же количество террас было отмечено О. П. Леонтьевой в среднем течении р. Стрельны.

Вследствие молодости гидрографической сети речная эрозия весьма слабо изменила продольный профиль речных долин. Это объясняется прежде всего относительно небольшой мощностью четвертичных отложений и значительной прочностью дочетвертичных кристаллических пород, залегающих на небольших глубинах и часто приводящих к образованию многочисленных порогов и водопадов.

### Формы рельефа, обусловленные морозным выветриванием и заболачиванием

Географическое положение области создает благоприятные условия для процессов морозного выветривания, протекающих наиболее интенсивно в горных районах западной части и возвышенных районах Кейв. В горных районах снег не стаивает в течение 10—11 месяцев, а отдельные снежники иногда сохраняются в течение нескольких лет. Последние, располагаясь на высоких склонах гор, создают благоприятные условия для процессов морозного выветривания, благодаря чему они постепенно передвигаются к линиям водоразделов. В результате этого процесса образуются кароподобные формы и «цырки». Эти формы отчетливо наблюдаются на склонах наиболее высоких тундр (Ловозерские тундры), где

можно проследить различные стадии их развития. В результате морозного выветривания вершины многих тундр приобрели мягкие очертания, так как они сложены мелкозернистым элювием (дресвой), легко осыпавшимся по склонам.

Характерны в этом отношении тундры Сальные, Туадаш, Хибинские и др. Исключением является лишь хребет Волчьих тундр, гребень которого лишен элювия в силу исключительной крутизны склонов.

Вследствие интенсивно протекающих процессов морозного выветривания на вершинах высоких гор ледниковые формы рельефа полностью исчезли и, как отмечалось выше, свидетелями того, что эти горы были покрыты материковым льдом, являются лишь отдельные эратические валуны на плоских, как бы срезанных ледником вершинах. Лишь в Хибинских тундрах, в местах, где в позднеледниковое время существовали единичные небольшие ледники горного типа, наблюдаются ледниковые формы рельефа — корытообразные долины, перегороженные конечными моренами.

В областях, менее высоко расположенных над уровнем моря, формы морозного выветривания представлены волнистыми равнинами, обусловленными характером поверхности крупно- и мелкообломочных россыпей, занимающих иногда обширные площади. Среди элювиальных равнин часто наблюдаются останцы уцелевших от морозного выветривания пород в виде крупных столбообразных глыб или невысоких узких гребней с отвесными стенками.

Описанные формы особенно широко развиты на востоке, главным образом в районе Кейвских высот. На западе подобные образования были отмечены А. А. Полкановым между р. Туломой и Мурманским берегом, а также Н. И. Алухтиным на правом берегу нижнего течения р. Колы и в районе между горой Гремяхой и оз. Вырмес.

Не менее ярко морозное выветривание проявляется в образовании микрорельефа, представленного разнообразнейшими формами. Наиболее широкое развитие микроформы имеют в центре восточной части полуострова, где так называемый медальонный рельеф наблюдается на обширных площадях.

В заключение следует отметить значение процессов заболачивания в преобразовании поверхности Мурманской области. Вследствие благоприятных для этих процессов климатических условий, заболачивание здесь протекает весьма интенсивно, благодаря чему в пониженных частях рельефа образуются мощные толщи торфа.

Учитывая размеры площадей, занятых торфяными массивами, можно говорить о том, что в послеледниковое время процессы заболачивания играют весьма существенную роль в преобразовании рельефа Мурманской области.

### КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Восстановление сколько-нибудь достоверной истории развития рельефа кристаллических пород является сложной задачей в связи с неясностью стратиграфического положения целого ряда геологических формаций и бит.

Для архейских пород геологическое картирование позволяет установить наличие складчатых структур северо-западного, близкого к меридиональному простирания, более или менее отчетливо выраженных в рельефе. Являются ли наблюдаемые в настоящее время отдельные возвышен-

ности реликтами древних архейских гор, сохранившимися до настоящего времени, или же они выведены на поверхность молодыми движениями — недостаточно ясно. Несомненно, что проявления тектоники палеозойского и более позднего времени, выразившиеся в этой области в виде разломов, способствовали процессам селективной денудации по простиранию древних структур, благодаря чему в пределах поднятых районов вполне возможно возникновение омоложенного горного рельефа. Что касается полуостровной части области, то в общем равнинный характер рельефа районов распространения архейских образований позволяет говорить о наличии пенепплена, сформировавшегося уже, вероятно, к началу протерозоя. Только лишь в западной, материковой части области, где движения протерозойского и палеозойского времени нарушили равнинный характер пенепплена, произошло расчленение или омоложение рельефа архейских пород.

Среднегорный район метаморфизованных основных пород предположительно протерозойского возраста испытывал длительный этап поднятия и в меньшей степени подвергался пенеппенизации.

Горные сооружения, образованные складчатыми породами протерозоя и частично палеозоя (Печенга-Кучин-тундра), представлены грядами тундр и достаточно хорошо выделяются в рельефе над пенеппенизированной равниной архея. Указанные возвышенности в основном были сформированы в протерозое и нижнем палеозое.

В течение среднего палеозоя полуостровная часть области, по-видимому, была областью опускания, о чем свидетельствуют находки девонских отложений, как в прибрежных, так и в осевой частях полуострова. С движениями, вызвавшими общее поднятие Мурманской области в последевонское время, вероятно, связаны многие разломы, служившие путями проникновения основной и щелочной магмы, давшей начало многочисленным коническим и кольцевым интрузиям, а также многочисленным дайкам диабазов и габбро-диабазов.

Эти последевонские движения, возраст которых установить не представляется возможным и, вероятно, поднятия послеледникового времени, обусловили образование целой системы крупных и мелких разломов, расчленивших поверхность области и придавших ей блоковую структуру.

Здесь нет необходимости подробно останавливаться на описании истории развития рельефа в четвертичное время, так как этому вопросу уделено большое внимание в статье М. А. Лавровой. Следует лишь заметить, что, согласно последним исследованиям, сокращение ледникового покрова в северо-западной части области имело, по-видимому, несколько иной характер, чем это предполагает М. А. Лаврова.

Горный район западной части являлся основным ледоразделом материкового льда. Отсюда лед двигался согласно общему уклону рельефа в северо-восточном, восточном и южном направлениях с отдельными отклонениями местного характера. Контур края ледникового покрова в районе Баренцова моря определялся, вероятно, южной границей больших глубин моря, где лед разламывался на отдельные айсберги. В связи с общим сокращением мощности тающего льда его край под влиянием разрушительной деятельности моря и теплого атлантического течения должен был быстро переместиться к югу до береговой линии.

В этот период ледниковый покров был еще достаточно мощным и находился в активном состоянии, о чем свидетельствуют конечные морены, описанные А. А. Полкановым и С. Ф. Бискэ близ побережья Баренцова моря. На побережье этого моря край ледника находился на суше,

по-видимому уже в то время, когда еще не произошло отчленение льда, занимавшего впадину Белого моря, от покрова, располагавшегося в восточных районах области.

Вследствие незначительного расстояния между западной частью Мурманского берега и горным районом, являвшимся центром оледенения, влияние Гольфстрима и общее улучшение климата сказалось в одинаковой мере на скорости таяния ледникового покрова как в прибрежном, так и в горном районах. Мощностъ льда в прибрежном районе в это время была, по-видимому, весьма значительна, что доказывается отсутствием боковых морен на склонах возвышенностей, расположенных близ Мурманского побережья, отчетливо наблюдаемых на склонах гор в районе Сальных, Туадаш и Волчьих тундр.

При дальнейшем сокращении мощности материкового льда горный рельеф западной части области способствовал его расчленению на отдельные изолированные поля, дальнейшее таяние которых происходило в неподвижном состоянии. Расчленению ледникового покрова в значительной мере способствовала абразионная деятельность и температура морских вод, глубоко проникавших по депрессиям, открытым в сторону Баренцова моря.

После освобождения Белого моря от материковых льдов морские воды глубоко проникают в пределы Мурманской области также и с юга. В конце трансгрессии портландия происходит соединение глубоких заливов по депрессиям рр. Колы и Нивы (Лаврова, 1935б). Не исключается, что в этот период существовал морской пролив также и к западу от горного района, по депрессиям рр. Туломы, Ноты, Гирвас, Ены и оз. Бабинская Имандра.

Накопленный большой фактический материал довольно полно характеризует геологическое строение Мурманской области. Несмотря на это, достоверную историю геологического развития этой области нарисовать еще трудно, так как до сих пор многие кардинальные вопросы стратиграфии являются еще не решенными.

Современная изученность территории позволяет выделить несколько главных периодов в истории геологического развития и соответственно ряд больших групп геологических образований.

## АРХЕЙ

### НИЖНИЙ АРХЕЙ

Древнейшими геологическими образованиями области являются высокометаморфизованные, богатые глиноземом и кремнеземом осадочные породы, в настоящее время представленные гнейсами, сланцами и амфиболитами. Исходя из их состава, большой мощности, характера проявления в них магматизма и метаморфизма и, наконец, складчатости, можно думать, что эти породы являются образованиями подвижных зон земной коры геосинклиналей.

Древнейший архейский возраст этих образований определяется тем, что все известные магматические породы прорывают гнейсовые комплексы, а также и тем, что возраст гранитных пегматитов, рвущих гнейсы, по радиоактивному распаду, разными методами, датируется от 1500 до 1850 млн. лет.

Складчатые архейские метаморфические (первично-осадочные) и магматические образования повсеместно распространены не только на территории Мурманской области и Карельской АССР, но и на всем Скандинавском п-ове. Они обнажаются на дневной поверхности на значительных площадях или в отдельных зонах находятся в основании более молодых протерозойских и палеозойских отложений.

Такое широкое распространение архейских пород, обладающих всеми чертами геосинклинальных образований, свидетельствует о том, что в архее вся территория, занятая ими, представляла собой подвижную область (геосинклиналь) огромных размеров.

Если вещественный состав гнейсовых толщ и амфиболитов и прямые факты наличия среди них несомненно осадочных пород (мраморов) не оставляют сомнения в том, что в формировании этих толщ основную роль играли осадочные породы и, вероятно, основные и кислые эффузивы, то условия их образования и распределение фаций древних осадков не могут быть пока реконструированы.

Исходя из состава гнейсов, богатых глиноземом и кремнеземом, можно без особых сомнений высказать предположение, что основная

масса древних осадков представляла собой терригенные песчаниковые и песчано-глинистые толщи и, следовательно, их образование должно было происходить в сравнительно узких прибрежных зонах — в неритовой обстановке.

Современное распространение гнейсовых толщ в виде ориентированных зон, в структурном отношении образующих ряд синклиналий, разделенных антиклиналями из гранитных пород, вероятно, также говорит о зональном распределении первичных осадков.

Так как самые древние из известных нам граниты и гнейсо-граниты архейского возраста повсеместно оказывают воздействие на гнейсы, образуя широкие ареалы мигматитов, то залегающие в антиклиналях граниты всеми исследователями признаются за более молодые геологические образования саамской эпохи диастрофизма. Поэтому эти древние гнейсо-граниты не могут считаться породами основания гнейсовой толщи, которые остаются пока неизвестными.

Учитывая, однако, то обстоятельство, что архейские комплексы гнейсов являются главным образом продуктами глубокого метаморфизма терригенных образований, накопление мощных толщ которых могло иметь место в условиях интенсивной эрозии и сноса продуктов разрушения пород древнего основания, можно допустить в пределах обширной архейской геосинклинали существование областей относительно менее подвижных, где или не сохранились эти осадки или происходил размыв, и, следовательно, разрушение пород древнего материка — основания. Однако при современном состоянии изученности выделить древнее основание среди гнейсо-гранитов архея пока нельзя. Не исключено, что некоторые площади гнейсо-гранитов архея в прошлом представляли собой участки древнего основания, но в последующее время, в процессе тектонических движений и проявления магматизма были «омоложены» и теперь практически не отличимы от интрузивных кислых пород архея.

Магматическая деятельность в нижнем архее, начавшаяся, по-видимому, еще в период отложения осадков в процессе колебательных движений и расколов фундамента, большого развития достигает в период складчатости.

Как известно, при изучении палеонтологически немых формаций основным критерием для разделения тектонических процессов во времени являются стратиграфические и угловые несогласия. Однако на территории Мурманской области этот критерий далеко не везде может быть использован, вследствие небольшого количества наблюдавшихся до сих пор несогласий. Особенно это относится к наиболее древним архейским образованиям, среди которых пока совершенно неизвестны на данной территории факты угловых несогласий. Поэтому из-за недостаточного количества фактического материала часто приходится ограничиваться предположениями и догадками.

Как уже подчеркивалось выше, неясна граница между верхнеархейскими и нижнепротерозойскими образованиями и вследствие этого крайне затруднительно провести грань между архейскими и протерозойскими этапами тектонических движений и проявлений магматизма. Учитывая это, в настоящее время можно только условно наметить главные эпохи тектонических движений и магматической деятельности.

Опираясь на известные данные о наличии в сопредельных с Мурманской областью районах несогласий, документированных конгломератами Сюдварангера (Норвегия) и Гимол (Карельская АССР), и частью на известные (документированные интрузиями) факты, имеющиеся для

Беломорского района, можно считать, что в архее на описываемой территории повсеместно проявились две эпохи тектонических движений: ранняя доверхнеархейская, или саамская эпоха (А. А. Полканов, 1933) складчатости и поздняя донижнепротерозойская эпоха свекофенской складчатости.

В течение первого этапа складчатости были дислоцированы древние осадочные породы и сформированы складчатые горные сооружения — саамиды северо-западного простирания. Региональный метаморфизм, проявившийся повсеместно в процессе складчатости на больших территориях, превратил серии терригенных песчаных и песчано-глинистых, а также карбонатных пород в гнейсовые толщи, параамфиболиты и мраморы. Эти породы в процессе складчатости были собраны в серии сложных изоклинальных складок, образующих ряд синклинориев и антиклинориев.

Начало магматической деятельности в эту наиболее раннюю эпоху тектонических движений, по-видимому, следует связывать с периодом осадконакопления, когда происходило излияние основных лав и внедрение межпластовых интрузий. Следы этой магматической деятельности улавливаются благодаря наличию среди гнейсовых комплексов многочисленных пластовых тел амфиболитов, в которых удастся обнаружить иногда реликты структур магматических пород.

Последующие процессы общего и инъекционного метаморфизма (в связи с неоднократной гранитизацией) настолько изменили облик первично-магматических пород, что выяснить их природу часто совершенно невозможно. В отдельных случаях по наличию в толще гнейсов габбро-амфиболитов можно говорить о проявлении интрузии основной магмы.

Некоторые исследователи, и в частности А. А. Полканов, к наиболее раннему этапу архейской складчатости относят также интрузии гиперстеновых диоритов, поскольку они прорываются древнейшим олигоклазовым гранитом. Однако возраст этих пород пока не может считаться доказанным, так как они по своему составу и условиям залегания ближе к более молодым верхнеархейским породам гранулитовой формации, которые моложе древнейших гнейсо-гранитов. К кислым интрузиям саамской складчатости относятся олигоклазовые граниты, слагающие обширные поля в северо-западной части Кольского п-ова и образующие инъекции в гнейсах.

Природа этих и более молодых — верхнеархейских гранитов достоверно не выяснена. Одни исследователи (Полканов, 1935а, 1936а) считают их антиклинал-плутонами, другие же склонны относить их к метасоматическим образованиям (Судовиков, 1939, 1948ф), возникшим при ультраметаморфизме гнейсовых толщ.

Не входя в обсуждение этого важного вопроса о генезисе гранитов, отметим, однако, что картирование их в поле чрезвычайно затруднено, так как большей частью они трудно отличимы от сильно гранитизированных гнейсов плагио-биотитового состава. Поэтому контуры площадей развития гранитов на прилагаемой геологической карте в достаточной мере условны.

Геологическое развитие в нижнем архее завершилось поднятием подвижных складчатых зон и образованием горных сооружений — саамид.

Последовавшая эрозия гор привела к пенепленизации области, а новые тектонические движения — к возникновению новых зон прогибов,



в которых началось осадкообразование следующей верхнеархейской эпохи.

### ВЕРХНИЙ АРХЕЙ

Как уже неоднократно отмечалось ранее, вопрос об истинном возрасте условно относимых к верхнему архею железорудных толщ Кольского полуострова остается неясным. При будущих исследованиях, возможно, будут получены данные в пользу их нижнепротерозойского возраста. В настоящее время, базируясь на наличии среди железорудных толщ конгломератов с галькой древнейшего гранита, есть основание говорить пока о том, что эти толщи моложе древнейших, нижнеархейских образований.

Осадконакопление в период верхнего архея началось с образования базальных конгломератов и сопровождающих их песчано-глинистых отложений, позднее превращенных в гнейсы. Наряду с этим происходило формирование железорудных толщ. Современное размещение этих толщ в ядрах сложно построенных синклиналий в виде линейновытянутых полос как на территории Мурманской области и сопредельной с ней Норвегии, так и на соседних территориях Карельской АССР и Финляндии, дает основание предполагать в прошлом широкое площадное распространение фации железисто-кремнеземистых осадков.

Быть может, эти толщи, имея устойчивый и постоянный состав, являются показателем однообразных условий осадкообразования, характерных для больших пространств, и могут быть использованы для целей стратиграфической корреляции.

Хотя до сего времени не проведены еще специальные исследования, посвященные генезису тонкополосчатых железистых кварцитов и железисто-амфиболовых сланцев Мурманской области и сопредельных с ней областей и стран, все же большинство исследователей рассматривает их как несомненно осадочные породы.

Для объяснения генезиса лентовидных железистых кварцитов данного района, по-видимому, в значительной мере применима гипотеза Н. М. Страхова, придающая большое значение физико-географической обстановке и особым физико-химическим свойствам водной среды докембрийских геосинклинальных бассейнов (слабая соленость докембрийских морей, большая насыщенность углекислотой и как следствие низкий рН). Исходя из этой гипотезы, железистые кварциты можно рассматривать как хемогенные осадки эпохи трансгрессий, образовавшиеся сравнительно далеко от берега моря.

Однако необходимо отметить два обстоятельства, которые следует учитывать для понимания обстановки, в которой происходило образование железорудных толщ. Первое это то, что образование хемогенных осадков, по-видимому, происходило в условиях резких колебательных движений, так как, например в Оленегорском месторождении, железистые кварциты часто чередуются с гнейсами, по своей природе являющимися метаморфическими эквивалентами терригенных полимиктовых осадков. Второе, что также характерно, в особенности для месторождений Сюдварангера, а отчасти Кольского п-ова и Карелии — это наличие амфиболитов и амфиболовых сланцев, вероятно, являющихся метаморфическими эквивалентами спилитов.

О наличии кислых эффузивов в составе железорудных толщ, видимо образующихся в связи со спилитовым вулканизмом, говорит присутст-

вие плагиопорфиров на Гимольском месторождении в Карелии и так называемых лептитов в Судеарангере.

Это обстоятельство подчеркивает наличие эффузивной деятельности в верхнеархейских подвижных зонах, а также указывает, как это справедливо отмечает Н. М. Страхон, на возможную значительную роль вулканических явлений в образовании железных руд древних эпох.

Наряду с имеющимся на Кольском п-ове значительным количеством гипергенных осадочно-метаморфических месторождений железных руд среди ниже- и верхнеархейских образований обращает на себя внимание отсутствие промышленных месторождений высокоглиноземистых минералов, хотя в рассеянном или слабо концентрированном виде такие высокоглинистые минералы как кианит, силлиманит, кордиерит и гранат являются повсеместно распространенными в архейских гнейсовых комплексах.

Послеверхнеархейская (донижнепротерозойская) эпоха складчатости выделяется условно, так же как условно были выделены в качестве верхнеархейских образований железорудные толщи и интрузии основных и кислых пород. Условность выделения верхнеархейских образований и послеверхнеархейской складчатости объясняется тем, что неизвестна точная граница между осадочными образованиями, отнесенными к верхнему архею и нижнему протерозою. Некоторые имеющиеся факты о взаимоотношении между породами железорудной толщи и породами, этносимыми к нижнему протерозою, говорят в пользу их одновозрастности. Однако пока всеми исследователями как на Кольском п-ове, так и в Карелии, выделяется верхнеархейский микроклиновый гранит.

В Беломорском районе имеются данные о том, что в период между образованием древнейшего существенно плагиоклазового гранита и более молодого верхнеархейского гранита происходило внедрение комплекса гиперстеновых пород — габбро-норитов — перидотитов, в форме пластовых интрузий и даек, с порфиритовой краевой фацией (Судовиков, 1939). Исследователи западного Беломорья подчеркивают, что внедрение этих гипабиссальных основных пород происходило после складчатости и консолидации ранее дислоцированных (в саамскую эпоху складчатости) и гранитизированных древним гранитом гнейсовых толщ. Эти интрузии внедрялись по разломам более позднего времени, а их дислокация и последующее образование прорывающих эти основные интрузии гранитов связано уже с поздней, послеверхнеархейской складчатостью. Таким образом, если учесть эти данные о развитии в архейский период магматизма в Беломорском районе, условное выделение послеверхнеархейской (донижнепротерозойской) складчатости как будто бы оправдывается. Окончательно же этот вопрос может быть решен только тогда, когда определится граница между археем и нижним протерозоем и будет внесена ясность в вопрос о количестве эпох образования гранитов в архее.

При этом не исключено, что относимые сейчас к верхнему архею железорудные толщи и рвущие их граниты могут оказаться нижнепротерозойскими, и вопрос о второй эпохе складчатости в архее, по крайней мере для Кольского и Карельского районов, сам по себе отпадет.

Если базироваться на принятом в томе расчленении архея на нижний и верхний, то о тектонических структурах, образованных в течение второй архейской эпохи складчатости, можно судить по залеганию пород железорудной формации и основных интрузий. Имеющиеся данные говорят о том, что железорудные толщи простираются вполне согласно

с более древними гнейсовыми толщами и так же как и последние собраны в серии сложных изоклиналиных складок. Они сохранились в ядрах сложных синклиналиев и эродированы в антиклинорных структурах. Магматические породы данной эпохи складчатости представлены мощными пластовыми интрузиями существенно гиперстеновых пород — габбро-норитов, диоритов и подчиненных им пироксенитов, перидотитов и анортзитов. Типичными представителями этих интрузий являются основные породы гранулитового массива, Колвицких и Кандалакшских тундр, габбро-нориты и перидотиты Ковдозерского массива и многочисленные тела друзитов. Внедрение этих интрузий, по-видимому, происходило по разломам и межпластовым поверхностям в гнейсовой толще в ранний этап проявления складчатости, так как сами породы дислоцированы — собраны в складки, а местами расчленены на отдельные обломки в процессе тектонических движений (явление будинажа).

Кислые интрузии представлены микроклиновыми гранитами, гнейсо-гранитами, инъекционными образованиями и пегматитами.

Генезис этих пород, как уже упоминалось, не выяснен: также не выяснена их верхняя возрастная граница. О времени их проявления можно говорить только, что они образовались несомненно после формирования железорудных толщ и внедрения основных, существенно гиперстеновых пород.

С магматическими породами верхнего архея пространственно и генетически связываются некоторые полезные ископаемые, географическое размещение которых определяется в той или иной степени местонахождением интрузий.

Прежде всего необходимо отметить наличие пироксеново-магнетитовых сланцев, которые, согласно А. А. Полканову (1935а) образовались в результате широких процессов железисто-магнезиального аутометасоматоза, происходивших в связи с интрузиями пород комплекса гиперстеновых гнейсо-диоритов.

С комплексом основных пород друзитовой серии в Беломорском районе генетически связаны рудопоявления и признаки медно-никелевых сульфидных руд, что установлено пока только в Ковдозерском массиве.

Сами по себе габбро-нориты являются прекрасным строительно-декоративным камнем, легко принимающим полировку.

Большое промышленное значение имеют слюдяные пегматиты и так называемые керамические пегматиты и граниты, которые большинство геологов связывает с эволюцией расплава гранитной магмы, образовавшей микроклиновые граниты II группы.

Пегматитовые поля большей частью концентрируются в гнейсовых комплексах Беломорского района, а также в гнейсах Кольского района. В структурном отношении отмечается их локализация в зонах синклиналиев, в некотором отдалении от гранитных интрузий и полей мигматитов, сосредоточенных, как правило, в антиклинориях.

## ПРОТЕРОЗОИ

Протерозойская эра истории геологического развития Мурманской области, вследствие наличия между образованиями нижнего и верхнего протерозоя перерыва (и вероятно несогласия), распадается на две эпохи: нижнепротерозойскую и верхнепротерозойскую.

**НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ**

Нижнепротерозойские образования в Мурманской области, как уже указывалось, развиты в виде полос — синклинорных зон, расчленяющих архейское основание на ряд широких полос — антиклинориев.

Такое распределение нижнепротерозойских образований в виде сравнительно узких полос едва ли характеризует первичное размещение осадочных и вулканических образований этого времени. Оно скорее говорит о том, что на современном эрозионном срезе наблюдаются только уцелевшие от эрозии наиболее погруженные части протерозойских подвижных зон, где происходило накопление мощных осадочных и вулканогенных толщ. За пределы этих подвижных зон с интенсивно складчатыми толщами пород, обычно резко обрывающимися по тектоническим контактам с архейскими гранитами и гнейсами, протерозойские образования не распространяются.

Антиклинорные площади архея, прилегающие к синклинорным зонам пород протерозоя, являются, возможно, теми промежуточными участками протерозойской геосинклинали, которые являлись менее подвижными, «срединными» массами, а если на них и происходило образование протерозойских толщ, то они имели меньшую мощность, чем в более подвижных поясах. Здесь, по-видимому, отлагались осадки иных фаций, и эти отложения раньше всего были уничтожены эрозией при общем поднятии геосинклинальной области.

В пределах Мурманской области формирование нижнепротерозойской геосинклинали, заложенной еще, по-видимому, в верхнем архее, можно представить в следующем виде.

На консолидированном и, вероятно, пенепленизированном архейском (верхнеархейском?) основании возникали по разломам сравнительно узкие пояса погружений, имевшие характер грабенов, ограниченных длительно развивающимися и длительно живущими краевыми региональными разломами.

В качестве примера такого грабенообразноопущенного участка может служить восточная часть Кольского района, где размещаются свиты имандра-варзуга, кейвская и комплексы пород тундр Охмыльк, Лешая, Полмос и рр. Поной и Снежница. Имеющиеся геологические данные дают основание трактовать это погружение как расширяющийся к низу грабен. По северному его ограничению плоскость разлома на границе свиты кейв с археем падает к северу, а по южному (граница свиты имандра-варзуга с археем) — к югу.

Вероятно, такие же грабенообразные опускания архейского фундамента происходили и в других частях распространения протерозойских и частью нижнепалеозойских образований, и, в частности, в Печенгском участке.

Поскольку среди протерозойских образований можно выделить две больших группы пород — нижнепротерозойскую и верхнепротерозойскую, разделенных поверхностью пенеплена и, вероятно, угловым несогласием, то на этом основании строение Печенгско-Варзугской структурно-фациальной зоны можно представить в виде двух структурных ярусов: нижнего, образованного породами нижнепротерозойского возраста и верхнего, состоящего из пород верхнего протерозоя и в Печенгском участке — нижнего палеозоя (?).

В Кейвском участке Кольско-Кейвской структурно-фациальной зоны такого двухярусного строения пока не наблюдалось. Только в последнее

время (Кириченко и Минина, 1953 г.) были обнаружены на простирании пород свиты кейв к северо-западу от нее в районе Контозера диабазовые эффузивы, точно неопределенного возраста, по-видимому, залегающие в форме покровов и несогласно перекрывающие комплекс более древних пород. Возможно, что эти диабазы соответствуют по времени диабазам верхнего протерозоя свиты имандра-варзуга или же являются аналогами диабазов нижнего палеозоя свиты печенга-кучин. Если это так, то эти породы можно будет рассматривать как останцы толщ верхнего структурного яруса.

Свита кейв, если правильны предположения о ее нижнепротерозойском возрасте, должна, по-видимому, относиться к нижнему структурному ярусу или к соответствующим по времени породам нижнего яруса свиты имандра-варзуга, но возникшим в несколько отличающейся обстановке осадконакопления, или же она должна быть отнесена к несколько более поздним образованиям.

В свите имандра-варзуга среди пород нижнего структурного яруса большая роль принадлежит вулканическим образованиям спилито-кератофировой формации, а подчиненное значение имеют осадочные терригенные образования и карбонатные породы. Это должно указывать на начальный этап развития подвижного пояса с характерным для него спилитовым вулканизмом.

То же можно сказать и о нижнем структурном ярусе на участке развития свиты печенга-кучин, где нижнепротерозойские образования преимущественно представлены сланцеватыми амфиболитами и в меньшей мере метаморфизованными терригенными толщами (гнейсами и сланцами). В противоположность Печенгско-Варзугской зоне в Кейвском участке соседней Кольско-Кейвской зоны в свите кейв терригенным осадкам (в настоящее время гнейсам и сланцам) принадлежит главная роль при сравнительно меньшем развитии эффузивов и межпластовых интрузий основной магмы. Поскольку истинные соотношения этой свиты с лежащей южнее зоной пород свиты имандра-варзуга еще не установлены, в настоящее время пока нельзя точно определить ее стратиграфического положения и места в истории формирования протерозойского подвижного пояса, а также взаимосвязи с областью широкого распространения эффузивов нижнего яруса в свите имандра-варзуга.

Если подтвердятся отмеченные выше факты наличия в основании гнейсовой толщи свиты кейв сланцеватых амфиболитов, частью переслаивающихся с гнейсами, то, вероятно, комплекс пород свиты кейв можно будет рассматривать как более верхнюю терригенную толщу, по возрасту более молодую, чем породы нижнего структурного яруса свиты имандра-варзуга, представленные сланцеватыми амфиболитами.

Во всяком случае несомненно одно, что толщ свиты кейв образовались в более глубоких погружениях, чем толщ свиты имандра-варзуга, и в такой обстановке, где происходило интенсивное накопление терригенного материала при меньшем развитии вулканических процессов.

Нижняя часть разреза свиты кейв, представленная гнейсами, указывает на отложение мощной толщи полимиктовых песчаников в течение длительного этапа колебательных движений. Накопление терригенных осадков, по-видимому, могло иметь место в условиях, когда окружающая область суши представляла собой расчлененную горную страну, где протекали активные процессы эрозионной деятельности.

Нижние горизонты верхней части разреза свиты, представленные сланцевой толщей, исключительно богатой глиноземом и органическим

углистым веществом, указывают как на изменившуюся обстановку осадконакопления, так и на изменившиеся условия на окружающей ее суше. Наличие органогенного углистого вещества является признаком восстановительной среды, а частое переслаивание существенно пелитовых слоев с песчанистыми говорит о продолжающихся колебательных движениях на фоне общего погружения.

Накопление богатых глиноземом осадков на большом протяжении свидетельствует и об изменившихся условиях в области сноса, где процессы физической дезинтеграции пород, ранее приводившие к образованию терригенно-псаммитового материала, сменились явлениями химического разложения пород, способствующего возникновению богатого глиноземом пелитового материала, сносимого из области одряхлевшего к этому времени рельефа суши в область накопления осадков.

Накопление высокоглиноземистых осадков и последующий общий метаморфизм свиты привели к образованию грандиознейших месторождений кианитовых сланцев.

Верхние горизонты верхней части разреза, характеризующиеся снова появлением терригенных псаммитовых, но уже олигомиктовых кварцитов с глинистым цементом, лишенных углеродистого вещества, говорят об изменении как среды осадконакопления (на окислительную), так и условий окружающей суши. Омоложение рельефа приводит к усилению сноса грубокластического материала, но все еще господствующий режим преобладающего химического разложения пород суши способствует образованию главным образом олигомиктовых кварцевых песчаников с глинистым и отчасти карбонатным цементом.

Последний этап развития Кейвского участка подвижного пояса завершился образованием существенно карбонатных осадков, от которых в современном разрезе сохранились лишь ничтожные остатки. Такова общая картина развития процесса осадконакопления в Кейвском участке Кольско-Кейвской структурно-фациальной зоны, которая может быть реконструирована по наблюдаемому геологическому разрезу.

Попытаемся теперь наметить картину общего развития подвижного пояса, в котором происходило образование нижнепротерозойских и условно относимых к верхнему архею образований Кольского района.

Как уже указывалось выше, Кейвский участок Кольско-Кейвской синклинойной зоны отделен от лежащего к северу Мурманского антиклинория разломом, плоскость которого падает к северу.

Варзугский участок Печенгско-Варзугской зоны отделен от лежащего к югу Терского участка Терско-Нотозерского антиклинория разломом, плоскость которого падает к югу.

Оба участка вышеназванных синклинойных зон разделены между собой Центрально-Кольским антиклинорием. По крыльям этого антиклинория размещаются в синклинойных структурах терригенные образования (гнейсы и сланцы) свиты кейв — на северном — Больших Кейв, на южном — Малых Кейв.

С северо-запада на юго-восток по периферии Больших Кейв размещаются метаморфизованные вулканогенные толщи, представленные в настоящее время уцелевшими от эрозии обрывками сланцеватых амфиболитов Вороньих тундр и района устьев рр. Поноя и Качковки.

К югу от Малых Кейв располагается толща осадочных и вулканогенных пород свиты имандра-варзуга. Породы нижней подсвиты этой свиты, относящиеся к нижнему протерозою, являются аналогом сланце-

ватых амфиболитов Вороньих тундр и участка устьев рр. Пооя и Качковки.

Если считать, что Кейвский и Варзугский участки, вместе с разделяющим их восточным участком Центрально-Кольского антиклинория, принадлежат к одному подвижному поясу (геосинклинали), возникшему в области грабенообразного опускания архейского фундамента, ограниченного вышеуказанными разломами, то можно говорить о намечающемся закономерном размещении в этом поясе вулканогенных и терригенных толщ.

В центральной антиклинальной части пояса выходят древние комплексы архейских пород. Снаружи их обрамляют синклинии, образованные терригенными толщами свиты кейв. Наиболее внешние части подвижного пояса сложены главным образом вулканогенными образованиями кератофиро-спилитовой формации нижнего протерозоя, также залегающими в синклинариях.

Эпоха тектонических движений, начавшаяся в нижнем протерозое, носит название карельской складчатости, а созданные в эту эпоху горные сооружения называются карелидами.

Несмотря на неясность стратиграфической границы между образованиями, относимыми к архею и протерозою, все же имеются некоторые структурные данные, позволяющие высказать представление о разновременной складчатости этих двух разновозрастных групп пород.

Как уже указывалось выше, при общем северо-западном согласном простирании пород верхнего архея и нижнего протерозоя местами наблюдаются отклонения от этого общего правила и даже различное направление простираний (например, простирание пород на Восточном участке свиты имандра-варзуга и пород архея к югу от него), а также различное (противоположное) опрокидывание складок (например, в Кольско-Кейвской зоне):

После того, как в пределах Карельской АССР и Кольского полуострова намечилось разделение протерозойских образований на нижне- и верхнепротерозойские, по наличию среди протерозойских образований межформационных конгломератов стало возможным выделять две фазы карельской складчатости: раннюю — доверхнепротерозойскую и более позднюю — донижнепалеозойскую (?). Особенно ясно эти фазы карельской складчатости документируются в Карельской АССР и Восточной Финляндии, где отчетливо вырисовывается поверхность углового несогласия между нижним и верхним протерозоем.

Хотя и нет еще для описываемой территории большого количества фактов для выделения двух фаз карельской складчатости, все же при учете имеющихся пока немногочисленных данных и использовании материалов по соседней территории Карельской АССР, это положение представляется в настоящий момент более или менее обоснованным.

Начало складчатости верхнепротерозойских образований определяется более или менее отчетливо. Что же касается начала складчатости нижнепротерозойских образований, то оно не может быть точно указано, так как пока неясна нижняя стратиграфическая граница этих толщ.

Нижнепротерозойские образования в своем распространении всюду настолько тесно связаны с верхнепротерозойскими, что долгое время не могли быть от них отделены, а на Кольском полуострове трудно отделимы еще и теперь. Они локализируются в строго определенных структурно-фациальных зонах вместе с породами верхнего протерозоя и четко вырисовываются на фоне господствующего распространения архейских по-

род, отличаясь от последних своеобразием литологического состава. Вместо исключительно сильно гранитизированных и глубоко метаморфизованных гнейсовых комплексов архея в этих зонах присутствуют зеленокаменные эффузивы и подчиненные им осадочные породы, а также своеобразные высокоглиноземистые гнейсы и сланцы. Это отличие состава нижнепротерозойских пород от гнейсов архея и совместное залегание их в одних структурно-фациальных синклинорных зонах с породами верхнего протерозоя, дает основание причислить их к более молодым образованиям, чем архей, а происходившие дислокации этих пород рассматривать как более молодые — раннекарельские (доверхнепротерозойские). Следует, однако, опять оговориться, что если при будущих исследованиях будет доказано, что относимые условно к верхнему архею толщи окажутся нижнепротерозойскими, то четко обозначится и нижняя возрастная граница начального этапа раннекарельской фазы складчатости.

Доверхнепротерозойская раннекарельская складчатость создала в Печенгско-Варзугской и Кольско-Кейвской структурно-фациальных зонах серию сложных складок северо-западного простирания с крутыми углами падения пород. Складки нередко имеют изоклиналиное строение и опрокинуты в сторону Центрально-Кольского антиклинория: в южной Печенгско-Варзугской зоне — на северо-восток, в северной Кольско-Кейвской зоне — на юго-запад.

Магматизм этой фазы складчатости на ее начальном этапе выразился в излиянии больших масс зеленокаменных лав и отчасти кератофилов и в образовании межпластовых интрузий габбро и габбро-диабазов, большей частью полностью утративших свой первичномагматический состав и структуру и превращенных в амфиболиты, зеленокаменные и другие сланцы. Наряду с этими породами имели место малые офиолитовые интрузии габбро-пироксенито-перидотитовой магмы, позднее превращенные в амфиболиты и серпентиниты. Такие офиолитовые интрузии характерно представлены в пределах тундровой гряды Кеулик-Кингерем, в Вороньих тундрах и отчасти в свите имандра-варзуга.

К более поздним этапам раннекарельской складчатости приурочено внедрение габбровых и габбро-анортозитовых интрузий Главного хребта Монче-, Чуна-, Волчьих тундр, габбро-анортозитов района р. Цаги и оз. Цаги, возможно габбро-норитов Панских тундр и образование пояса габбро-анортозитовых интрузий, расположенного вдоль северного ограничения площади развития свиты кейв.

По-видимому, с завершающим этапом раннекарельской складчатости связано внедрение крупных интрузий гранитов, пересекающих и инъецирующих как осадочные и вулканические породы нижнего протерозоя, так и ранее образованные вышеперечисленные интрузии основной и ультраосновной магм. Сюда относятся микроклиновые граниты бассейна рр. Западной Лицы и Лебяжьей, тундры Поррьяспахты, Ара фиорда и устья р. Поноя, северной окраины площади, занимаемой свитой кейв, мелкие интрузии среди гранулитового массива, пегматиты и аплиты Главного хребта Монче- и Чуна-тундр и ряд других.

Поскольку спилитовый вулканизм характерен для ранних этапов развития подвижных поясов по аналогии с более молодыми и лучше изученными подвижными поясами, можно предполагать, что эффузивные образования нижнего протерозоя (свиты имандра-варзуга, комплекса рр. Поной-Качковка и Вороньих тундр), развитые во внешней части рассматриваемого подвижного пояса, характеризуют ранний этап магматизма.



В противоположность периферическому обрамлению из зеленокаменных эффузивов, по-видимому в наиболее опущенных частях подвижного пояса, прилегающих к центральному антиклинальному поднятию, происходило накопление существенно терригенных, по первичной природе, осадков свиты кейв.

По-видимому, терригенные толщи свиты кейв образовались в более поздний этап развития подвижного пояса, так как имеются некоторые основания предполагать, что они перекрывают вулканогенные образования вышеуказанных комплексов пород.

Таким образом, в рассматриваемом восточном участке нижнепротерозойского подвижного пояса намечаются две более или менее отчетливо выраженные формации: кератофиро-спилито-сланцевая, частью с карбонатными породами, и терригенная. Что касается северо-западного участка этого пояса, образованного Центральным и Печенгским участками Печенгско-Варзугской синклинойной зоны, Кольским участком Кольско-Кейвской синклинойной зоны, и северо-западной части Центрально-Кольского антиклинория, то здесь намечается существенно иная картина.

Господствующим распространением пользуются терригенные и хемогенные образования железорудной толщи верхнего архея, в меньшей степени развиты относимые к нижнему протерозою терригенно-эффузивные толщи, аналогичные кератофиро-спилито-сланцевой формации восточного участка подвижного пояса.

В противоположность восточному участку в северо-западном участке полностью отсутствуют предположительно более молодые, чем сланцеватые амфиболиты, терригенные толщи, аналогичные свите кейв. О былом их наличии нет никаких данных. Нижнепалеозойские отложения свиты печенга-кучин здесь непосредственно налегают на сланцеватые амфиболиты. Этот факт, вероятно, говорит о том, что развитие северо-западного участка подвижного пояса в верхнем архее и нижнем протерозое протекало по-разному. По-видимому, северо-западная часть подвижного пояса или выключилась из геосинклиального развития в более ранний этап, чем восточная, или же терригенные толщи, аналогичные свите кейв здесь, были полностью эродированы<sup>1</sup>.

Если рассматривать в целом подвижный пояс, заложенный в верхнем архее и продолжавший свое развитие в нижнем протерозое, то для этих отрезков времени намечается три основные формации:

- 1) нижняя, терригенная и хемогенная железорудная формация, типично представленная в северо-западной части этого пояса;
- 2) кератофиро-спилито-сланцевая формация с карбонатными породами, развитая в пределах обоих участков пояса;
- 3) верхняя, терригенная формация, представленная типично в восточном участке подвижного пояса.

Все три формации относятся к нижнему структурному ярусу.

Условно относимые к нижнему протерозою метаморфизованные осадочные породы свиты Корва-тундры и зеленокаменные эффузивы тундр Терма, Карека, так же как и свиты Тикшозера, являются лишь восточными ответвлениями Восточно-Финской и Восточно-Карельской зон протерозойских образований Карельского района. Несмотря на то что эти образования пространственно разобщены с протерозойскими образованиями Кольского района, между ними обнаруживается большое сход-

<sup>1</sup> Возможно, что им соответствуют сланцы и гнейсы Талья тундры.

ство по литологии, структуре и проявлению вулканизма. Среди них также широко распространены высокометаморфизованные спилиты, дислоцированные по тому же плану, что и в Кольском районе.

### ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

В верхнепротерозойский период накопление осадочных и вулканогенных толщ происходило, по-видимому, главным образом в пределах подвижных зон, заложенных еще в верхнем архее и нижнем протерозое.

Выше уже неоднократно отмечалось, что образования верхнего протерозоя известны пока лишь в пределах площади распространения свиты имандра-варзуга и в районе устья р. Поноя, причем наиболее ясно они выделяются на Мончегорском участке и в устье р. Поноя. В пределах площади Центрального участка свиты имандра-варзуга и района к северо-западу от гряды кейв (Контозеро) наличие их только предположительно. Начальная стадия осадкообразования в верхнем протерозое характеризуется отложением континентальных и прибрежно-морских терригенных образований, представленных в настоящее время базальными конгломератами, кварцито-песчаниками и кварцитами, имеющими, как пока известно, крайне ограниченное площадное распространение.

Вероятно, отложения терригенных толщ сопровождалось излияниями спилитовых лав и накоплением рыхлых продуктов вулканических извержений. Наряду с эффузивами имели место и межпластовые интрузии диабазов.

Грубообломочные и псаммитовые фации выше по разрезу сменяются пелито-карбонатными фациями, в настоящее время представленными глинистыми сланцами и мраморовидными доломитами с рифообразующими водорослями. Представители этой сланцево-карбонатной толщи известны пока только в среднем течении р. Варзуги и на ее притоках — р. Кичесары и р. Юзии, в Центральном участке свиты имандра-варзуга.

Вулканогенные толщи спилитов и связанных с ними туфов, агломератов и туфобрекчий по аналогии с Карельской АССР, по-видимому, являются наиболее верхними известными частями разреза верхнего протерозоя; наиболее характерно они представлены в северной половине Центрального участка свиты имандра-варзуга и в районе к северо-западу от Кейв.

Таким образом, имеющиеся, видимо, еще неполные данные о распространении и составе образований верхнего протерозоя свидетельствуют, что их накопление происходило только в восточных участках Печенгско-Варзугской и, вероятно, в восточной части Кольско-Кейвской структурно-фациальных зон, сложенных породами нижнего протерозоя. В то же время верхнепротерозойские отложения отсутствуют или, во всяком случае, пока не установлены в северо-западной части этих зон. Нижнепалеозойские (?) образования там, как уже отмечалось, непосредственно налегают на образования нижнего протерозоя. Были ли там верхнепротерозойские образования, позднее эродированные, или же они вообще отсутствовали, пока остается неясным<sup>1</sup>.

Имеющиеся фактические данные позволяют среди верхнепротерозойских образований выделить по крайней мере три формации: 1) нижнюю терригенную, 2) терригенно-карбонатную и 3) спилитовую.

Эти формации, судя по их распространению, а также наличию в основании нижней из них базальных конгломератов и отсутствию воздей-

<sup>1</sup> Если не считать породы свиты печенга-кучин верхнепротерозойскими.

ствия на них гранитов, представляют собой образования верхнего структурного яруса восточной части нижнепротерозойского подвижного пояса. Они, вероятно, залегают с угловым несогласием на породах нижнего протерозоя и верхнего архея, составляющих нижний структурный ярус. Их нахождение в тех же самых структурно-фациальных зонах, где встречаются нижнепротерозойские толщи, означает, что по крайней мере в восточной части подвижного пояса после складчатости и поднятия продолжалось снова опускание и накопление осадков и вулканических образований.

Позднекарельская или донижнепалеозойская фаза карельской складчатости проявилась в тех же структурно-фациальных зонах, что и раннекарельская, но выражена менее интенсивно. Нижняя возрастная граница этой фазы складчатости обозначается более или менее определенно межформационными конгломератами в свите имандра-варзуга и на участке, прилегающем к устью рр. Поноя и Качковки. Верхняя возрастная граница этой складчатости на Кольском п-ове, строго говоря, неясна, так как нижнепалеозойские отложения здесь непосредственно не налегают на породы верхнего протерозоя. Поэтому название складчатости донижнепалеозойская является до известной степени условным.

Тектонические движения этой фазы более или менее ясно устанавливаются в свите имандра-варзуга и на участке Поной-Качковка. Развитие на больших площадях диабазовых эффузивов, туфов и агломератов между рр. Поноем и Варзугой указывает на широкое проявление разломов и излияние по ним спилитов в процессе осадконакопления в раннюю стадию складчатости.

Наряду с эффузивами среди верхнепротерозойских толщ залегают интрузии диабазов и габбро-диабазов (имандриты), а также других основных пород. Среди последних исключительно важное место занимают основные и ультраосновные породы, являющиеся носителями медно-никелевого сульфидного оруденения. Сюда могут быть отнесены крупная Мончегорская интрузия, интрузия Федоровой тундры и ряд более мелких массивов. Среди гранулитовой формации также известны интрузии габбро-норитов, на берегу оз. Ловно и на горе Застейд. Эти интрузии, по-видимому, образовались в зонах разломов и условно могут быть отнесены к интрузиям верхнего протерозоя.

Обращает на себя внимание относительно меньшая дислоцированность верхнепротерозойских образований, особенно отчетливо выраженная в Карельской АССР. Очевидно это связано с тем, что верхнепротерозойская складчатость развивалась в условиях, когда подвижный пояс после первой фазы карельской складчатости приобрел известную консолидацию, а магматическая деятельность ограничилась проявлением основных пород.

По-видимому главной, наиболее сильной фазой складчатости следует считать первую фазу, в течение которой наиболее интенсивно были дислоцированы и метаморфизованы нижнепротерозойские комплексы пород и наиболее полно проявилась магматическая деятельность, выразившаяся как в образовании основных, так и кислых пород.

## ПАЛЕОЗОЙ

### НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

В нижнем палеозое на территории Мурманской области происходило накопление мощных толщ осадочных и вулканогенных образований как

в пределах подвижных поясов, возникших еще в верхнем архее и нижнем протерозое и продолжавших свое развитие в более позднее время (район Печенги), так и во вновь возникших в раннем палеозое подвижных поясах (северная зона). Вне пределов этих подвижных зон происходило накопление маломощных платформенных, предположительно нижнепалеозойских, осадочных и, вероятно, вулканогенных образований. О былом распространении этих отложений говорят уцелевшие от эрозии остатки конгломерато-песчаниковых толщ на Турьем мысу и Телячьем острове в Кандалакшском заливе и за пределами Мурманской области, на Онежском п-ове Белого моря.

Эокембрийские отложения северной структурно-фациальной зоны представляют собой восточное ответвление каледонского подвижного пояса Норвегии и служат звеном, соединяющим норвежские каледониды с тиман-канинской цепью.

Накопление мощных, почти неметаморфизованных в настоящее время, песчано-глинистых отложений эокембрия началось в прибрежной обстановке, сменившейся затем обстановкой изолированных от моря бассейнов, где происходило накопление уже пелитовых слабо битуминозных осадков.

Этот начальный этап отложения эокембрийских осадков завершается появлением органогенных образований — водорослевых рифов и известковистых оолитов, свидетельствующих об обмелении теплого моря. Наступивший затем ледниковый период оставил следы в виде горизонта тиллитов.

В послеледниковый, раннепалеозойский период отложение осадков верхней части разреза эокембрия происходило в мелководном бассейне, в той же подвижной зоне.

Таким образом, геологический разрез эокембрия в общих чертах характеризует обстановку накопления мощных толщ терригенных осадков.

Однако имеющихся геологических данных еще недостаточно для решения вопроса о структурно-фациальной связи отложений эокембрия с протерозойскими и нижнепалеозойскими отложениями Печенгско-Варзугской и Кольско-Кейвской зон, поэтому здесь приходится ограничиться только предположениями. Естественно, что в общем цикле развития послепротерозойских (или даже послеархейских) подвижных зон, образования эокембрия должны быть генетически связаны с формированием Печенгско-Варзугской и, возможно, Кольско-Кейвской зоны.

Относимые к нижнему палеозою образования свиты печенга-кучин составляют в Печенгском участке Печенго-Варзугской зоны верхний структурный ярус и, по-видимому, несогласно и трансгрессивно залегают на дислоцированных нижнепротерозойских породах нижнего структурного яруса.

В свите печенга-кучин базальные конгломераты континентального происхождения, в разрезе сменяются кварцевыми песчаниками, карбонатными песчаниками и органогенными доломитами.

Отложение этого первого крупного ритма прерывается и завершается мощными подводными излияниями спилитов, которые продолжались в течение длительного периода и были обусловлены неоднократными вспышками вулканизма.

Следующий крупный ритм осадконакопления в разрезе снова начинается грубокластическими осадками — красными песчаниками (возможно континентального происхождения), крупнозернистыми аркозами

и мелкогалечниковыми конгломератами, кварцитами, филлитами и заканчивается известковистыми кварцитами и доломитами. Этот ритм осадконакопления завершается новой серией подводных излияний спилитов, сопровождаемых образованием шаровых лав, аггломератовых туфов и туфосланцев.

Дальнейшее углубление бассейна приводит к накоплению пелитовых и алевроитовых туфогенных и частью углистых осадков — филлитов большой мощности.

Эти однообразные толщи осадочно-вулканогенных толщ перекрываются конгломератами, что говорит о размыве ранее отложенных толщ и перерыве в отложении осадков, связанном с поднятием области. В процессе нового погружения происходит главным образом накопление вулканогенных образований, представленных мощной толщей покровов авгитовых диабазов, переслаивающихся с туфами, туфосланцами и аггломератами.

Завершается разрез свиты печенга-кучин мощными излияниями андезитовой лавы.

Разрез нижнепалеозойского осадочного и вулканогенного комплекса пород свиты печенга-кучин, таким образом, показывает, что в этот период отложение осадков и проявление вулканизма происходило в условиях колебательных движений на фоне общего опускания области подвального пояса, прерываемого периодом общего поднятия и размыва ранее отложенных толщ.

Структурная связь нижнепалеозойской свиты печенга-кучин с эокембрием Рыбачьего п-ова точно не установлена, так как они разделены областью развития архея. Обе свиты, однако, трансгрессивно, с угловым несогласием залегают на кристаллическом основании архея.

Замечательно симметричное расположение этих свит относительно разделяющего их антиклинория — архейского выступа фундамента. По южному краю этого выступа расположена печенгская синклираль, а по северному — синклираль (или ее крыло) эокембрия полуострова Среднего и Рыбачьего; при этом в обеих структурах складки наклонены навстречу друг другу и движения направлены на архейский выступ. Здесь получается как бы центральное поднятие архейского выступа и краевые прогибы, выполненные палеозойскими толщами и симметрично расположенные относительно этого поднятия.

Указанная особенность структурных соотношений невольно наводит на мысль о возможной аналогии структуры данного участка с структурой восточного участка развития протерозоя в Кольском районе. В самом деле, соотношения структур п-ова Рыбачьего и Печенги напоминают соотношения структур свиты имандра-варзуга и свиты кейв.

И там и тут движения в структурах направлены навстречу друг другу, а структурно-фациальные комплексы сходны между собой, отличаясь только различной интенсивностью складчатости и степенью метаморфизма. С южной стороны в этих структурах развиты осадочно-эффузивные (спилитовые) комплексы протерозоя и нижнего палеозоя (печенга и имандра-варзуга), в центре — выступы архея, а с северной стороны — мощные терригенные осадки, глубокометаморфизованные и сильно дислоцированные на Кейвах и почти не метаморфизованные и менее складчатые на полуостровах Среднем и Рыбачьем.

На это структурное и фациальное сходство обеих толщ в свое время было обращено внимание А. А. Полкановым (1936а), в связи с чем им

тогда высказывалось представление о возможно также эокембрийском возрасте свиты кейв.

При будущих исследованиях детальный анализ структурных и фациальных отношений между протерозойскими и условно к ним относимыми свитами и образованиями нижнего палеозоя явится, по-видимому, одним из важных методов познания еще не выясненных истинных возрастных соотношений между многими свитами и, быть может, будет действовать решению одного из неясных вопросов геологии Кольского п-ова — вопроса о стратиграфическом положении свиты кейв. Время складчатости эокембрийских отложений северной зоны, по-видимому, следует определять не древнее, чем раннекаледонское, так как на соседней территории в Норвегии (Финмаркен) эти отложения без несогласия дислоцированы вместе с кембрийскими отложениями (Holtedah, 1934).

Если правильно сопоставление конгломератов и песчаников Турьего мыса и Телячьего острова с нёнокскими песчаниками Онежского полуострова, относимыми теперь к нижнему кембрию, то очевидно, что наблюдающиеся на Турьем мысу дислокации песчаников не старше раннекаледонской складчатости.

Магматическая деятельность в эокембрии на Кольском п-ове выражена слабо. На Рыбачьем п-ове известны дайки диабазов, пересекающие эокембрий, однако они могут быть значительно более поздними. На сопредельной территории Норвегии в Финмаркене вулканические явления в эокембрии выражены мощными излияниями диабазовых лав и туфов (серия Райпас).

Возможно, что на Кольском п-ове к этому периоду тектонических движений относятся некоторые дайки диабазов северного побережья; однако пока нет данных для обоснованного их выделения из комплексов более древних и более молодых диабазовых даек. Возраст последних доходит до послесилурийского, так как имеются данные о пересечении ими пород свиты печенга-кучин.

По-видимому, к ранней фазе каледонской складчатости (досреднекембрийской) можно отнести щелочные базальты (дайки) и другие щелочные породы и, вероятно, также щелочные и ультраосновные породы серии изолированно лежащих массивов ультраосновных пород Беломорского и отчасти Кольского районов (массивы Салмогора, Африканда, Лесная и Озерная варакы, Ковдозерский, Гремяха—Вырмес и др.).

Неясным, как уже указывалось выше, является время внедрения интрузий щелочных гранитов. Пока только условно можно говорить о них, как о интрузиях нижнего палеозоя, имея в виду возможный их более древний возраст.

Находки остатков ордовикской (?) фауны в свите печенга-кучин дают основание более или менее определенно говорить о более молодых фазах каледонской складчатости и связанных с ними магматических явлениях.

В настоящее время известно, что свита печенга-кучин с угловым несогласием и перерывом залегает на архейских комплексах пород. Она также, вероятно, несогласно залегает и на развитых по окраине площади ее распространения нижнепротерозойских породах комплекса сланцеватых амфиболитов, хотя прямое налегание нигде пока точно не установлено.

В самое последнее время (Макеенко, 1953 г.) внутри свиты печенга-кучин и в ее юго-восточной части были найдены конгломераты, содержащие гальку серых гранитов и залегающие на толще филлитов. Подконгломератовая и надконгломератовая части свиты интенсивно дислоциро-

ваны, однако пока нельзя точно сказать, имеется ли между ними угловое несогласие или конгломераты только документируют перерыв в отложении свиты. Детальное изучение условий залегания пород обеих частей свиты и состава галек конгломерата даст возможность в будущем говорить или о проявлении здесь двух фаз каледонской (или еще более молодой?) складчатости, или же только об одной фазе и о перерыве в отложении осадков свиты.

О наличии более молодых тектонических движений, чем складчатость свиты печенга-кучин, можно судить по фактам пересечения ее дайками диабазов и щелочных порфиритов, а также по проявлению разломов, контролирующих в районе медно-никелевое сульфидное оруденение.

Магматическая деятельность в нижнем палеозое здесь выразилась в исключительном развитии спилитового вулканизма. Диабазы, аггломераты и туфы являются главной частью пород свиты, а на долю осадочных пород приходится всего несколько процентов от мощной толщи пород этой свиты.

Исследователи свиты печенга-кучин насчитывают до пяти крупных параксизмов вулканизма, разделенных периодами осадконакопления, но в действительности их, вероятно, больше, так как одна из наиболее мощных толщ диабазов (четвертая), судя по структурной скважине, пробуренной вблизи месторождения Каула, характеризуется частым переслаиванием диабазов с осадочными породами.

Обращает на себя внимание тот факт, что нижние толщи эффузивов, более метаморфизованные, представлены главным образом альбит-роговообманковыми диабазами, в то время как эффузивы верхних толщ свиты представлены авгитовыми диабазами и породами, близкими по составу к андезитам.

Интрузивные породы, являющиеся глубинными дифференциатами, представлены межпластовыми интрузиями диабазов и габбро-диабазов и многочисленными офиолитовыми интрузиями габбро-пироксенитов и перидотитов, причем последние нередко полностью серпентинизированы.

С перидотитами свиты печенга-кучин генетически связаны медно-никелевые сульфидные месторождения.

Характерно почти исключительное распространение офиолитовых интрузий основной и ультраосновной магмы в одном стратиграфическом горизонте — толще филлитов.

### **СРЕДНИЙ ПАЛЕЗОЙ**

Отложения, условно относимые к девону (терская свита красных песчаников), сохранились во впадинах рельефа, по окраинным частям Кольского п-ова. Они залегают почти горизонтально и пересечены разломами и сбросами более позднего времени. Только в одном пункте Кольского п-ова, в кровле Ловозерского массива нефелиновых сиенитов, имеются крупные ксенолиты верхнедевонских осадочных и эффузивных пород.

Наличие остатков девонских континентальных отложений, некогда, по-видимому, полностью трансгрессивно перекрывающих все более древние породы, и их современное распространение в виде отдельных обрывков по окраинам восточной части полуострова, дает основание предполагать, что они слагали пологую антеклизу северо-западного простирания, погружающуюся к юго-востоку.

Сравнительно малая мощность девонских отложений и их слабая дислоцированность служит указанием на то, что в послеверхнедевонское

время здесь имело место проявление герцинской складчатости, свойственной другим частям Русской платформы. Поэтому можно говорить, что к этому времени Кольский п-ов, пережив несколько эпох складчатости, превратился в платформенную область. Послеверхнедевонские тектонические движения также имели место на Кольском п-ове, но они носили характер глубоких разломов, по которым поднималась щелочная магма. Интрузии этого времени образовали грандиозные массивы нефелиновых сиенитов Хибинских и Ловозерских тундр и ряд мелких жильных тел с их разнообразным комплексом полезных ископаемых.

## КАЙНОЗОИ

### ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД

Огромный промежуток времени с конца верхнего девона до начала четвертичного периода не оставил следов в геологической летописи Мурманской области.

Четвертичный этап истории геологического развития описываемой территории отмечается следующими главнейшими событиями. Наиболее ранние, известные нам, отложения четвертичного периода представлены нижней мореной днепровского оледенения, сохранившейся только в глубоких долинах восточной части Кольского п-ова.

Период раннего днепровского оледенения сменился межледниковым временем. В первую половину этого времени произошла морская бореальная трансгрессия. Осадки этой трансгрессии сохранились только в юго-восточной части области. Во второй половине межледникового времени южное побережье Кольского п-ова было покрыто водами беломорской трансгрессии.

Эпохе последнего валдайского оледенения предшествовало сильное эпейрогеническое поднятие территории области и омоложение рельефа.

Валдайская эпоха оледенения, закончившаяся таянием и отступанием ледникового покрова, сменилась временем поздне- и послеледниковых трансгрессий (трансгрессии портландия, фолас, тапес I и тапес II, тривиа), прерываемых временными регрессиями.

Трансгрессии этого времени вызывались колебаниями береговой линии, связанными как с тектоническими движениями, так и с гидростатическим колебанием уровня океана, вызванным увеличением объема массы воды в нем в связи с таянием льдов.

Тектонические движения в послеледниковый период выражаются в поднятии Кольского п-ова.

Северный берег в настоящее время находится почти в стационарном состоянии, в то время как юго-западная часть полуострова поднимается, а восточная испытывает состояние погружения. Эти эпейрогенические движения сопровождаются слабыми землетрясениями (до 5 баллов) и образованием новейших трещин, не выполненных мореной.

Таковы общие черты истории геологического развития Мурманской области.

Из приведенного обзора видно, что перед будущими исследователями стоят большие задачи по расшифровке многих, еще неизвестных страниц истории геологического развития этой области и выяснению роли процессов осадконакопления, магматизма и тектоники в формировании месторождений полезных ископаемых.



## ДОПОЛНЕНИЕ

За время, прошедшее после окончания подготовки тома к изданию, в ряде районов Мурманской области были проведены детальные исследования и получены новые данные по распространению геологических образований. Важнейшие изменения нашли отражение на геологической карте.

1. При детальных работах к юго-востоку от Кольского фиорда в районе озера Пуорент-ярв закартирован новый крупный массив гиперстеновых диоритов. По данным Н. В. Карпинской, в северо-западной части этого массива имеются более молодые, предположительно протерозойские, граниты.

2. К верхнеархейским отнесены микроклиновые граниты бассейна р. Чапомы и района Колвицкого залива, развитые к юго-западу от Печенгских тундр.

3. К северу от Ловна тундры по северной окраине гранулитового массива при новых детальных съемках выделена значительная площадь протерозойских гранитов.

4. Особенно значительные изменения внесены на карту в восточной части площади распространения свиты имандра-варзуга (верховья р. Чапомы, Стрельны, Пялицы), к востоку и югу от площади распространения свиты кейв (нижнее течение р. Пурнач) и в районе между нижним течением р. Поной и р. Лумбовкой. Проведенные здесь детальные геологические съемки позволили среди эффузивов и интрузий основных пород свиты имандра-варзуга закартировать толщи осадочных пород и выделить с севера и юга от площади пород свиты имандра-варзуга большие площади мелкозернистых биотитовых гнейсов, напоминающих гнейсы свиты кейв. По данным Н. А. Островской (1955) эти гнейсы полого лежат на архейских куполах, частью палигенезированных. На реке ЧапOME обнаружены конгломераты, содержащие гальку этих гнейсов. На геологической карте эти породы отнесены условно к роуксинским сланцам, ранее известным по южному обрамлению свиты имандра-варзуга. Не исключено, однако, что биотитовые гнейсы принадлежат к толще кейвских гнейсов, за что говорит их петрографическое сходство. Значительно расширились площади гранитов, относимых к протерозою, по побережью горла Белого моря (район р. Лумбовки), также в нижнем течении р. Пурнача. Большая, вытянутая в широтном направлении полоса протерозойских гранитов закартирована Н. А. Островской в верховьях р. Стрельны и р. Чапомы.

5. Новый дифференцированный массив основных пород площадью 40 км<sup>2</sup> закартирован к востоку от верховьев р. Пялицы (Пялочноозерский массив). В лежащем боку этого массива, падающего к северо-западу, располагается крупнозернистое мезократовое габбро. Центр массива сложен пироксенитами и перидотитами. В всячем боку — габбро, габбро-диориты, диориты и гнейсо-диориты. Этот массив расположен по межформационному разлому — между гнейсами архея и протерозоя. По данным Н. А. Островской (1955), этот массив старше микроклиновых гранитов и отнесен к интрузиям первой фазы протерозоя.

6. К востоку от Сергозера (бассейн Ондомских озер, нижнее течение рек Чиваньги, Стрельны и Чапомы) установлено господствующее распространение среди пород архея комплексов гнейсов и мигматитов по ним, а не гнейсогранитов, как это было известно по прежним менее детальным исследованиям.

## ЛИТЕРАТУРА

- Альбов Н. В. и Котович В. А. 1939. К вопросу об изучении геологической структуры Онего-Двинского междуречья и левого бережья р. Онеги. Зап. Всеросс. минерал. о-ва, т. 68, № 1.
- Ануфриев Г. И. 1922. О болотах Кольского полуострова. Изд. Геогр. ин-та раб. Кольск. почв.-ботан. отр. Сев. научн.-пром. экспед., вып. 3.
- Анисимов М. И. и Матушевский Б. Ф. 1938. Большой снежный обвал (лавины) в Хибинах. Природа, № 3.
- Апухтин Н. И. 1948. К стратиграфии морских и ледниковых отложений Заонежской Карелии. Изв. КФ. филиала АН СССР, № 4.
- Архангельский А. Д. 1938. Геологическое строение и геологическая история СССР. Тр. 17 сессии Междунар. геол. конгресса, т. 2.
- Архангельский А. Д. 1941. Геологическое строение и геологическая история СССР. Изд. 3-е. Гос. н.-техн. изд. нефт. и горн.-топл. лит.
- Атлас мурманского округа Ленинградской области. 1935. Изд. ГЭНИИ и Мурм. Окрисполкома.
- Афанасьев В. А. 1939 а. Оливиниты Хабозерского района (юго-западная часть Кольского полуострова). Докл. АН СССР, нов. сер., т. 25, № 6.
- Афанасьев В. А. 1939 б. Щелочные породы Озерной варакы Хабозерского района. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 25, № 6.
- Афанасьев В. А. 1940. Щелочные породы Хабозерского района (юго-западная часть Кольского полуострова). В. сб. «Произв. силы Кольского п-ова», т. 1.
- Баранов И. Я. 1951. Геотермические особенности Кольского полуострова. Ак. наук СССР. Ин-т мерзлотовед. Мат. Кольск. экспед.
- Барсанов Г. П. 1941. К минералогии Ионского железорудного месторождения. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 31, № 3.
- Бахирев И. Т. 1940. Некоторые геологические данные Ено-Ковдозерского района. В сб. «Произв. силы Кольск. п-ова», т. 1.
- Белянкин Д. С. и Влодавец В. И. 1924 а. Геологическое исследование в окрестностях с. Поной на восточном берегу Кольского полуострова (докл.). Изв. геохим. секц. кружка металлург. и хим., вып. 1.
- Белянкин Д. С., Влодавец В. И. и Шимпф А. 1924 б. Горные породы и полезные ископаемые окрестностей с. Умбы и Порьей губы. Тр. Сев. пром. эксп., 20.
- Белянкин Д. С. и Куплетский Б. М. 1924 в. Горные породы и полезные ископаемые Северного побережья и прилегающих к нему островов Кандалакшской губы Белого моря. Тр. Сев. научн. промысл. эспед. Научн. техн. отд. ВСНХ, № 7, вып. 18.
- Белянкин Д. С. 1932 а. К петрографии Поморского берега Белого моря. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 2.
- Белянкин Д. С. и Влодавец В. И. 1932 б. Щелочной комплекс Турьего мыса. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 2.
- Белянкин Д. С. и Лупанова Н. П. 1934. Горные породы и полезные ископаемые окрестностей селения Поной. Тр. Аркт. ин-та, т. 13.
- Белянкин Д. С. и Влодавец В. И. 1949. Нарсарсукиит в Турьем мысу. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 47, № 1.
- Бискэ С. Ф. 1946. Рельеф и четвертичные отложения Печенгского района. Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, т. 78, № 5—6.
- Болдырев А. К. 1913. Петрография Восточного Мурмана (Лапландия). Зап. Росс. АН, сер. 8, т. 31, № 8.
- Бонштедт Э. М. 1931б. Минералогические исследования в районе южного Кукисвумчорра в Хибинах. Экспед. исслед. на территории СССР. Отчет о деят. АН СССР за 1930 г.

- Бонштедт Э. М. 1931 а. Астрофиллит Хибинских тундр. Зап. Всеросс. минерал. о-ва, сер. 2, ч. 10, № 2.
- Бонштедт Э. М. 1932а. Геохимические исследования Кукисвумчорр и в Хибинских тундрах. Отчет о деят. АН СССР в 1931 г. Кольск. компл. экспед.
- Бонштедт Э. М. 1932б. Отчет о работе Кукисвумчоррского отряда. Хибинские апатиты, 2.
- Бонштедт Э. М. 1933. К минералогии и геохимии Кукисвумчорра (Хибинские тундры). Тр. СОПС АН СССР, сер. Кольск., вып. 3. Мат. по петрограф. и геохим. Кольск. п-ова, ч. 2.
- Бонштедт Э. М. 1936. К изучению кристаллов ринколита. Тр. Ломоносовск. ин-та, геохим., крист. и минерал. АН СССР, сер. минер., вып. 7.
- Бонштедт Э. М. 1937а. Редкие элементы в щелочных массивах Кольского полуострова. В кн.: Тезисы докл. Междунар. геол. конгресса, 17-я сессия.
- Бонштедт Э. М., Борнеман, Старынкевич И. и др. 1937б. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. АН СССР, Ломоносовск. ин-т.
- Бонштедт Э. М. 1939. Некоторые результаты просмотра минералов в ультрафиолетовом свете. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Боровик С. А. 1937. Спектроскопические определения редкоземельных элементов в некоторых минералах СССР. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 14, № 6.
- Быкова В. С. 1936. Определение малых количеств земельных кислот ( $Nb_2O_5 + Ta_2O_5$ ) в присутствии большого количества окиси титана  $TiO_2$  (метод анализа допаритовой руды). Тр. Кольской базы АН СССР, вып. 2. Мат. по геохим. Хибинских тундр, т. 2.
- Вагапова М. Д. и Никольская Т. Л. 1935. Породы кейвской свиты в центральной части Кольского полуострова. Изв. Ленингр. геол.-разв. треста, № 1(6).
- Вагапова-Кадырова М. Д. 1941. Гранатовая проблема СССР и месторождение граната—альмандинна Кольского полуострова. Сб. Ленгеолуправления, № 4. Мат. по геол. и полез. ископ. КФССР, Лен. и Мурман. обл.
- Васильев В. Н. 1936. Работа АН СССР в Карело-Мурманском крае. Сов. краевед., № 2.
- Введенский Л. В. 1934. Рельеф южной части Кольского полуострова. Изв. гос. геогр. о-ва, т. 66, вып. 6.
- Вейринен Х. 1939. О тектонике Карельской зоны. Тр. 17 сессии Междунар. геол. конгресса СССР, т. 2.
- Вистеллиус А. Б. 1947. О корреляционной связи между апатитом и нефелином в Кукисвумчорр-Юкспорском сфеновом месторождении (Хибинские тундры). Докл. АН СССР, нов. сер., т. 54, № 2.
- Виттенбург П. В. и Яковлев Н. Н. 1922. К вопросу о возрасте пород острова Кильдина на западном Мурмане. Изв. АН СССР, сер. 6, т. 16.
- Владимиров О., Красковский С., Семенов А. 1939. Геотермические измерения в Монче-тундре. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 23, № 4.
- Влодавец В. И. 1924. Сообщение о результатах экспедиции проф. Д. С. Белянкина по исследованию Кольского полуострова. Изв. геохим. секц. кружка металлург. и хим., вып. 1.
- Влодавец В. И. 1928. О двух новых месторождениях щелочных пород на Кольском полуострове. Докл. АН СССР, А, № 18—19.
- Влодавец В. И. 1930. Геологические исследования района р. Умбы на Кольском полуострове в 1925 г. Докл. АН СССР, А, № 12.
- Влодавец В. И. 1934. Геологические исследования в окрестностях с. Поной на восточном берегу Кольского полуострова. Изв. геохим. секц. Ленингр. полит. ин-та, вып. 1.
- Влодавец В. И. 1935а. О контактовой зоне и месторождениях эвдиалита в юго-западной части Ловозерских тундр. Хибинские апатиты, 8.
- Влодавец В. И. 1935б. Пинуайвчорр-Юкспор-Расвумчорр. Тр. Аркт. ин-та, т. 23, Мат. по геол. и петрограф. Хибинск. тундр.
- Вовкушевский И. Д. 1932а. Водноэнергетическая база группы химических заводов в Кандалакше. Хибинские апатиты, 2.
- Вовкушевский И. Д. 1932б. Водноэнергетические ресурсы Кольского полуострова и Сев. Карелии, как база Заполярного горнохимического комбината. Ком. по хим. народн. хоз. СССР при Госплане СССР.
- Волков А. 1937. Мурманский округ Ленинградской области. Междунар. геол. конгресс, 17 сессия. Сев. эксп. Кольский п-ов.
- Володин Е. Н. 1933. Геологическая съемка Рисчорра (Партомчорра). Хибинские апатиты, VI.

- Волотовская Н. А. 1939. Ксенолиты нефелиновых сиенитов и щелочных сиенитов в массивном хибините северн. части Хибинского массива. Зап. Всеросс. минерал. об-ва, 2 сер., т. 68, вып. 1.
- Волотовская Н. А. 1940. Палингенезис и гибридизация в контакте дайки габбро-норита с южного берега Кольского полуострова. Изд. АН СССР, сер. М., вып. 3.
- Воробьева О. А. 1931а. Геолого-поисковые работы в районе Волчьих тундр в Хибинских тундрах. Отчет о деят. АН СССР в 1931 г. Кольск. компл. экспед.
- Воробьева О. А. 1931 б. Хибиногорск — Юкспорнок — Расвумчорр — Апатитовый отрог. Маршрут 3. Сб. Путевод. по Хибинск. тундр. АН СССР.
- Воробьева О. А. 1932а. Геология и петрография Эвеслогчорра и прилегающих к нему высот в Хибинских тундрах. Тр. СОПС, АН СССР, сер. Кольск., вып. 2. Мат. по петрограф. и геохим. Кольск. п-ова, ч. 1.
- Воробьева О. А. 1932б. Западная зона контакта щелочной гранитной интрузии центрального водораздела Кольского полуострова. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 2.
- Воробьева О. А. 1932в. Отчет о работе восточной Хибинской партии. Хибинские апатиты, 2.
- Воробьева О. А. 1933а. Волчья тундра. Тр. СОПС. АН СССР, сер. Кольск., вып. 5. Мат. по петрограф. и геохим. Кольск. п-ова, ч. 3.
- Воробьева О. А. 1933б. Волчье-тундровский отряд Кольской комплексной экспедиции. Отчет о деятельности АН СССР в 1932 г.
- Воробьева О. А. 1933в. Петрографическая съемка юго-восточной части Ловозерских тундр. Хибинские апатиты, № 6.
- Воробьева О. А. 1933г. Петрографо-геохимическая съемка юго-восточной части Ловозерских тундр. Хибинские апатиты, 6.
- Воробьева О. А. 1934а. Луяврутский отряд. Кольская комплексная экспедиция. Отчет о деят. АН СССР в 1933 г.
- Воробьева О. А. 1934б. Об одном плагиоклазовом пегматите. В сб. Ак. Ф. Ю. Левинсону-Лессингу к 50-летию научн. деятельности, 1884—1934. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 6.
- Воробьева О. А. 1935а. Вглубь Ловозерских тундр. Экспед. АН СССР. 1934 г. СОПС.
- Воробьева О. А. 1935б. Геолого-петрографическое строение Волчьей тундры. Тр. СОПС и петрограф. ин-та АН СССР, сер. Кольск., вып. 7. Мат. по петрограф. и геохим. Кольск. п-ова, ч. 4.
- Воробьева О. А. 1935в. Ловозерский петрографо-минералогический отряд. Отчет о деят. АН СССР в 1934 г.
- Воробьева О. А. и Герасимовский В. И. 1935г. Ловозерский лопарит. Хибинские апатиты, 8.
- Воробьева О. А. и Покровский С. Д. 1935д. Геолого-петрографический очерк Ловозерских тундр. Хибинские апатиты, 8.
- Воробьева О. А. 1937. Петрографический очерк Ловозерских тундр В кн.: Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. АН СССР, Ломоносов. ин-т.
- Воробьева О. А. 1940. О первичной полосчатости Ловозерского щелочного массива. В сб. «Произв. силы Кольск. п-ова» № 1.
- Вошинин В. П. 1946. Печенгский район Мурманской области (область Петсамо). Научн. бюлл. ЛГУ, № 10.
- Галахов А. В. 1948. К вопросу о возрасте свиты кейв. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 61, № 3.
- Генрихов Б. 1926. Очерк ледникового периода. Карело-Мурманский край, № 22.
- Географический словарь Кольского полуострова. 1939. т. I. Мурман. фил. ЛГУ. ГЭНИИ.
- Герасимов А. П. 1922. Годовой отчет об исследованиях на Кольском полуострове в 1921 г. Изв. Геол. ком., т. 41, № 1.
- Герасимов И. П., Марков К. К. 1940. Основные задачи изучения палеографии территории СССР в четвертичное время. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 36.
- Герасимов И. П., Марков К. К. 1941. Развитие ландшафтов в ледниковый период. В кн. Мат. по истор. флоры и растит. СССР, вып. 1, АН СССР, Ботан. ин-т.
- Герасимовский В. И. 1935а. Минералы юго-восточной части Луяврурта. Хибинские апатиты, № 8.
- Герасимовский В. И. 1935б. Рамзаит из центральных частей Хибинских тундр. Тр. Ломоносовск. ин-та геохим., кристалл. минерал. АН СССР, сер. минерал., вып. 5.
- Герасимовский В. И. 1935в. Уссингит Ловозерских тундр. (Тезисы диссертации). АН СССР.

- Герасимовский В. И. 1936. К минералогии юго-восточной части Луяврурта. Тр. Ломоносовск. ин-та геохим., кристалл. и минерал. АН СССР, сер. минерал., вып. 7.
- Герасимовский В. И. 1937а. Новый цирконосиликат Ловозерских тундр. Ред. мет., № 4.
- Герасимовский В. И. 1937б. Редкие минералы Ловозерских тундр. Экспед. АН СССР, 1935.
- Герасимовский В. И. 1938. Чинглузит — новый минерал. Изв. АН СССР, геол. сер., № 1.
- Герасимовский В. И. 1939а. Пегматиты Ловозерского щелочного массива. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 18, минерал., геохим., сер. № 5.
- Герасимовский В. И. 1939б. Чкаловит. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 22, № 5.
- Герасимовский В. И. 1940а. Мanganо-ильменит из Ловозерского щелочного массива. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 31, минерал.-геохим. сер., № 6.
- Герасимовский В. И. 1940б. Новые данные по минералогии Ловозерского щелочного массива. Сб. «Произв. силы Кольск. п-ова», № 1.
- Герасимовский В. И. 1940в. Новый минерал из Ловозерских тундр — ловозерит. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 31, минерал., геохим. сер., № 6.
- Герасимовский В. И. 1941а. Новый минерал Ловозерских тундр — металлопарит. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 33, № 1.
- Герасимовский В. И. 1941б. Нордит — новый минерал Ловозерских тундр. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 32, № 7.
- Герасимовский В. И. 1941в. О виллиолите из Ловозерских тундр. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 32, № 7.
- Герасимовский В. И. 1946а. О генезисе эвдиалита из Ловозерского щелочного массива. Сов. геол., № 10.
- Герасимовский В. И. 1946б. Опал, содержащий щелочи. Вопр. минерал., геохим., и петрограф. АН СССР.
- Герасимовский В. И. 1947. О строении луйавритового комплекса пород Ловозерского массива. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 56, № 9.
- Герлинг Э. К., Комлев Л. В., Баркан В. Г. и Ермолова М. Э. 1941. О возрасте пироксенитовой интрузии Африканды на Кольском полуострове. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 31, № 8.
- Горецкий Г. И. 1936. Геологическое строение района Нижне-Тулумской ГЭС (окончание). Беломорско-Балт. комбинат. Медвежья гора, № 4(15).
- Горецкий Г. И. 1937. Некоторые данные о неолитических стоянках Кольского перешейка. Тр. Сов. секц. Межд. ассоц. по изуч. четверт. периода (Jnqua), вып. 3.
- Горецкий Г. И. 1939. Новый член в ряду геоморфологических образований Кольского полуострова (Лушвени-промоины). Природа, № 12.
- Горецкий Г. И. 1940а. Новые данные о фауне иольдиевых отложений. Бюлл. Комисс. по изуч. четверт. периода, № 6—7.
- Горецкий Г. И. 1940б. О местонахождении фауны морской регрессии *Littorina oceanica* и на побережье Белого моря. Природа, № 10.
- Горецкий Г. И. 1941. О роли местных географических условий в четвертичной истории. Пробл. физич. геогр.
- Горшков Г. П. 1947. О сейсмичности восточной части Балтийского щита. Тр. сейсм. ин-та АН СССР, № 119.
- Горшкова Т. И. 1938. Органическое вещество в осадках Мотовского залива. Тр. Всес. ин-та иссл. морск. рыбн. хоз. и океанограф., т. 5. Работы по геологии моря.
- Гофф А. Г. и Оттен Г. Ф. 1938. Методы борьбы. Снег и снежные обвалы в Хибинах. Район г. Кировска. Сб. работ снежно-метеоролог. службы, вып. 1.
- Григорьев А. А. 1932. Материалы к физической географии северо-восточной части Кольского полуострова. Тр. СОПС, сер. Кольск. АН СССР, вып. 4.
- Григорьев А. А. 1934а. Геоморфологический очерк части западной Лапландии по исследованиям 1932 г. Тр. Геоморф. ин-та АН СССР, вып. 13.
- Григорьев А. А. 1934б. Геоморфология Кольского полуострова по новейшим исследованиям. Изд. н-иссл. ин-та Большого Сов. атласа мира при ЦИК'а СССР. Докл. сов. делегации на Междунар. геогр. конгрессе в Варшаве.
- Григорьев П. К. 1936. Материалы по пегматитам Северной Карелии. Тр. ЦНИГРИ, вып. 37.
- Григорьев С. Г. 1924. Географические работы на западном побережье оз. Имандра. Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 56, вып. 1.
- Громов В. И. 1930. Остатки млекопитающих из могильника Большого Оленьего острова. Мат. Комисс. эксп. иссл., АН СССР, вып. 23, Кольский сб.
- Громов В. И. 1940. Основные этапы развития четвертичной фауны СССР. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 36, ч. 1.

- Громов В. И. 1947. Лось на Кольском полуострове в доледниковое время. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 56, № 4.
- Грамммерман А. Ф. 1930. Растительные остатки из могильника на Большом Оленьем острове. Мат. Комисс. эксп. иссл., АН СССР, вып. 23, сер. Северная.
- Гуткова Н. Н. 1925. Результаты минералогических работ в Ловозерских гундрах летом 1925 г. ГММ, 29/IX 1925. Докл. АН СССР, А, ноябрь.
- Гуткова Н. Н. 1928а. О работах летом 1927 г. в центральной части Кольского полуострова. Тр. Минерал. музея, т. 4.
- Гуткова Н. Н. 1928б. Работы геолого-минералогической экспедиции, организованной Минералогическим музеем и ин-том по изучению севера. Отчет о деят. АН СССР за 1927 г., т. 2.
- Гуткова Н. Н., Воробьева О. А. и др. 1930. Кольская комплексная экспедиция. Геол.-минерал. отряд. Отчет о деят. АН СССР в 1929 г., ч. I.
- Гуткова Н. Н. 1931а. Минералогические исследования в районе Юкспора в Хибинах. Экспериментальные исследования на территории СССР. Отчет о деят. АН СССР за 1930 г.
- Гуткова Н. Н. 1931б. Хибиногорск-ущелье Гакмана-плато Юкспора. Маршрут 2. Сб. «Путевод. по Хибинск. тундрам».
- Гуткова Н. Н. 1931в. Хибиногорск-ущелье Рамзая — ст. Хибинь. Маршрут 5. Сб. Путевод. по Хибинск. тундр.
- Гуткова Н. Н. 1932а. Минералогическая съемка в районе Юкспора в Хибинских тундрах. Отчет о деят. АН СССР в 1931 г. Кольск. компл. экспед.
- Гуткова Н. Н. 1932б. Минералогия Юкспора по работам 1931—1932 гг. Сб. За полярным кругом. Раб. Ак. наук на Кольск. п-ове за годы сов. власти 1920—1932 гг. Тр. СОПС петрограф. и минерал. ин-тов АН СССР.
- Гуткова Н. Н. 1932в. Отчет о работах Колвицкого отряда. Хибинские апатиты. 2.
- Гуткова Н. Н. и Владимирова М. Е. 1932 г. Отчет о минералогической съемке Юкспорского массива. Хибинские апатиты. 2.
- Гуткова Н. Н. 1933а. Минералогическая съемка Китчапахка. Хибинские апатиты. 6.
- Гуткова Н. Н. 1933б. Юкспорский минералогический отряд Кольской комплексной экспедиции. Отчет о деятельности АН СССР в 1932 г.
- Гуткова Н. Н. 1934а. К минералогии горы Юкспор. Хибинские тундры. Тр. СОПС АН СССР, сер. Кольск, вып. 8. Мат. по петрограф. и геохим. Кольск. п-ова, ч. 5.
- Гуткова Н. Н. 1934б. Юго-восточный минералогический отряд Кольск. компл. экспед. Отчет о сост. и деят. АН СССР в 1933 г.
- Гуткова-Моисеева Н. Н. 1937. К минералогии горы Китчапахк. (Хибинских тундр). Учен. запис. Гос. педаг. ин-та и Гос. ин-та научн. педаг., т. 4, факульт. естеств. наук и секц. метод. естеств., вып. 2.
- Даниловский И. В. 1941. Значение раковин наземных и пресноводных четвертичных моллюсков для стратиграфии верхней половины четвертичной эпохи. Изв. Всес. геогр. о-ва, т. 73, вып. 3.
- Дембо Т. М. 1935. Случай метасоматического превращения дистена в парагонит в центральной части Кольского полуострова. Зап. Всеросс. минерал. о-ва, 2 сер., ч. 54, № 2.
- Дементьев А. И. и Фивейский Д. А. 1946. Оледенение рудника. Мерзловедение. т. I, № 1.
- Денисов Я. И. 1932. Отчет о работах Хибинской геологической партии по разведке Айкуайвенчорра и Ловчорра. Хибинские апатиты, 2.
- Дерюгин К. М. 1906. Мурманская биологическая станция 1899—1905. Тр. СПб о-ва естествоиспыт., т. 37, вып. 4.
- Дерюгин К. М. 1915. Фауна Кольского залива и условия ее существования. Запис. Ак. наук Физ. мат. отд., сер. 8, т. 24, № 1.
- Доктуровский В. М. 1934. По реке Умбе и реке Вороньей (пересечение Кольского полуострова в 1934 г.). Землеведение, т. 36, вып. 3.
- Дорфман М. Д. 1948. К петрологии экупирангит-уртитовых пород в Хибинских тундрах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Егоров С. Ф. 1931. Рельеф и наносы восточного побережья Большой Имандры. Тр. Геоморф. ин-та АН СССР, вып. I.
- Егоров С. Ф. 1936. О древних образонных террасах в бассейнах Имандры и Колы Тр. Ин-та физ. геогр. АН СССР, вып. 19.
- Егорова Е. Н. 1936. Геологические исследования в западной части Хибинского массива. Рефер. Пробл. сов. геол., № 8.
- Егорова-Фурсенко Е. Н. 1939а. Контактные роговики и ксенолиты боковых пород в нефелиновых сиенитах Хибинского массива (Западная и северо-восточная контактные зоны). Зап. Всеросс. минерал. о-ва, сер. 2, ч. 68, № 2.

- Егорова-Фурсенко Е. Н. 1939б. О генезисе лествиваритов Лествивары (Хибинь). Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. 12, вып. 2.
- Елисеев Н. А. 1935. Геологическое строение Хибинских и Ловозерских тундр в свете новых данных структурного анализа. (Докл.). Стенограф. отчет засед. 3 полярн. совещ. НИС'а НКТП СССР по вопр. изуч. и освоения пол. ископ. Кольск. п-ова, г. Кировск, 25—29 сентября 1935 г. (Литогр.).
- Елисеев Н. А. 1936а. О геологических структурах Хибинского и Ловозерского интрузивных массивов. Пробл. сов. геол., т. 6, № 1.
- Елисеев Н. А. 1936б. Петрология и тектоника Хибинского интрузивного массива. Рефер. Пробл. сов. геол., т. 6, № 8.
- Елисеев Н. А., Егорова Е. Н., Ожинский И. С. и Судиславлев К. К. 1936в. Новые данные по геологии Хибин. Мат. Перв. всес. научн.-произв. геол. конф. Хибинск. полуострова. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Елисеев Н. А. 1937а. Структуры рудных полей в первичнорасслоенных плутонах Кольского полуострова. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Елисеев Н. А. 1937б. Хибинские апатитовые месторождения. Зап. Всеросс. минерал. о-ва, 2 сер., ч. 66, вып. 3.
- Елисеев Н. А. 1937в. Юкспорское месторождение апатита. Северн. эксп. Кольск. п-ов. Междунар. геол. конгресс., 17 сессия.
- Елисеев Н. А., Ванидовская А. В., Покровский С. Д., Сахаров А. С., Унксов В. А. 1937 г. О палеозое в центральной части Кольского полуострова. Пробл. сов. геол., т. 7, № 4.
- Елисеев Н. А., Зеленков И. В., Нефедов Н. К. и др. 1937д. Геологическое строение и полезные ископаемые Ловозерских тундр. Тезисы докладов. Междунар. геол. конгресс, 17 сессия.
- Елисеев Н. А., Ожинский И. С., Володин Е. Н. 1937е. Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр. Сев. экск. Кольск. п-ов. Междунар. геол. конгресс, 17 сессия.
- Елисеев Н. А., Зеленков И. В., Нефедов Н. К. и др. 1938. Геологическое строение и петрографический состав Ловозерских тундр. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Елисеев Н. А., Зеленков И. В., Нефедов Н. К. и др. 1939а. Геолого-петрографический очерк Ловозерских тундр. Тр. 17 сессии Междунар. геол. конгресса СССР, т. 2.
- Елисеев Н. А., Ожинский И. С., Володин Е. Н. 1939б. Геологическая карта Хибинских тундр. Тр. Ленгеолуправления, вып. 19.
- Елисеев Н. А. 1940а. Эвдиалиты Луяврурта. Зап. Всеросс. минерал. о-ва, 2 сер., ч. 69, вып. 4.
- Елисеев Н. А. и Нефедов Н. К. 1940б. Лопаритовые месторождения луяврурта. Произв. силы Кольск. п-ова. I. АН СССР. Кольск. база.
- Елисеев Н. А. 1941. О происхождении первичной полосатости в Ловозерском плутоне. Зап. Всеросс. минерал. о-ва, сер. 2, ч. 70, № 1.
- Елисеев Н. А. 1946. Девонские эффузивы Ловозерских тундр. Зап. Всеросс. минерал. о-ва, сер. 2, ч. 75, № 2.
- Елисеев Н. А. (редактор) 1952. Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Печенги. Изд. АН СССР.
- Елисеев Н. А. и Федоров Э. Е. 1953. Ловозерский плутон и его месторождения. Изд. АН СССР.
- Еремеев П. 1893. О кристаллах ортоклаза из гранита на Мурманском берегу. Зап. минерал. о-ва, т. 30.
- Ефремов Н. Е. 1939. К систематике минералов серпентиновой группы. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 22, № 7.
- Заварицкий В. А. 1946. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, вып. 71, петрогр. сер. (№ 24).
- Зайцев И. К. 1950. Четвертичные отложения восточного побережья Кольского залива, Мурманск-Ваенга. (Авторефер. диссертации).
- За полярным кругом. 1932. Работы Ак. наук на Кольск. п-ове за годы сов. власти 1920—1932 гг. Тр. СОПС петрограф. и минерал. ин-тов АН СССР.
- Звoryркин К. В. и Лопатина М. И. 1950. Убывание покровного оледенения на северо-запад Европейской части СССР. Вестн. ЛГУ, № 5.
- Зенкович В. П. 1937. Наблюдения над морской абразией и физическим выветриванием на Мурманском берегу. Учен. зап. МГУ, вып. 16 — география.
- Зенкович В. П. 1938. Террасы Западной Лицы (Северо-западное побережье Кольского полуострова). Учен. зап. МГУ, вып. 19 — география.

- Зинова Е. С. 1912. Водоросли Мурмана, ч. 1 и 2. Тр. СПб о-ва естествоиспыт., т. 43, вып. 3, отд. ботаники, т. 44—5, вып. 3, отд. ботаники.
- Златкин Д. Г. 1945а. Ковдозерский плутон щелочных и ультраосновных пород. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 48, № 9.
- Златкин Д. Г. 1945б. Оливиновые турьяиты (ковдориты)—новые глубинные меллитовые породы Кольского полуострова. Сов. геол. № 7.
- Златкин Д. Г. и Шалимов А. И. 1946. Ено-Ковдозерский плутон щелочных и ультраосновных пород (Кольский полуостров). Сов. геол., сб. 12.
- Зотов П. П. 1933. К минералогии Ловчорритовых месторождений. Хибинские апатиты, 6.
- Иванов Б. В. 1937. Материалы к исследованию слюд Хибинских тундр. Тр. Ломоносовск. ин-та геохим. крист. и минерал. АН СССР, сер. минерал., вып. 10.
- Иванова Е. Н. 1935. Хибинско-Мончский почвенный отряд. Отчет о деят. АН СССР в 1934.
- Иванова Е. Н. и Колосов Н. А. 1937. Почвы Хибинских тундр. АН СССР. СОПС. сер. Кольск., вып. 13.
- Ивенсен Ю. П. 1941. О щелочных породах Ковдозерского района на Кольском полуострове. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 30, № 4.
- Иностранцев А. А. 1877. Геологический очерк Повенецкого уезда Олонецкой губернии и его рудных месторождений. Изд. СПб минерал. о-ва, том 7.
- Исаков К. В. и Герценштейн Е. Л. 1930. К вопросу о фотограмметрической съемке в Хибинских тундрах. Хибинские апатиты, 1.
- Казаков А. Н. 1949. О географических названиях Ловозерских тундр на Кольском полуострове (опыт топонимического исследования). Учен. зап. ЛГУ, сер. геогр., вып. 6.
- Калыгин В. П. 1934. Работы Государственного океанографического института в области геоморфологии и четвертичной геологии побережий северных морей. Тр. Перв. Всес. геогр. съезда 11—18 апр. 1933 г., вып. 3.
- Кассин Н. Г. 1923. Геологические исследования вдоль Мурманской железной дороги. Станция Кандалакша—станция Оленья. (Юго-западная часть Кольского полуострова). МОПГ, вып. 43.
- Карпинский А. П. 1919. Очерк геологического прошлого Европейской России. Классики естествознания.
- Карпинский А. П. 1939а. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. Собр. соч., т. 2, Изд. АН СССР.
- Карпинский А. П. 1939б. Очерк физико-географических условий Евр. России. Собр. сочин., т. 2, Изд. АН СССР.
- Карта Хибинских тундр. 1923. Хибинский массив. (Очерк научных результатов экспедиций в Хибинские и Ловозерские тундры 1920—21 и 1922 г.). Тр. Сев. научн.-промыш. экспед., вып. 16.
- Кесслер Е. П. 1929. Геологические работы на Маннепахке Хибинских тундр. Кольск. компл. экспед. Отчет о деят. АН СССР за 1928 г.
- Киль Д. 1873. Об исследовании и разведках, произведенных летом 1872 г. на Мурманском берегу Ледовитого моря. Горн. журн., ч. 2, № 5—6.
- Кленова М. В. 1933. Происхождение рельефа дна Баренцова моря. Природа, № 2.
- Кленова М. В. 1938а. Бухта Ручьевская (Сайда-губа). Тр. Всес. научно-иссл. ин-та морск. рыбн. хоз. и океанограф., т. 5.
- Кленова М. В. 1938б. Бухта Урица. Тр. Всес. научн.-иссл. ин-та морск., рыбн. хоз. и океанограф., т. 5.
- Кленова М. В. 1938в. Задачи геологического исследования губ. Тр. Всес. научн.-иссл. ин-та морск. рыбн. хоз. и океанограф., т. 5.
- Кленова М. В. 1938 г. Осадки Мотовского залива (К вопросу о комплексном исследовании современных осадков морей). Тр. Всес. научн.-иссл. ин-та морск. рыбн. хоз. и океанограф., т. 5.
- Кленова М. В. 1939. Погруженные береговые линии Баренцова моря (авторефер.). Тр. Сов. секц. межд. ассоц. по изуч. четверт. периода (Jnqua), вып. 4.
- Книпович Н. 1900. К познанию геологической истории фауны Белого и Мурманского морей. Запис. СПб минерал. о-ва, т. 38, № 1.
- Комлев Л. В. 1933. Радиологические исследования в Хибинских тундрах. Хибинские апатиты, 6.
- Комлев Л. В. 1937. К вопросу о возрасте пегматитовых жил Северной Карелии. Тезисы докладов Междунар. геол. конгресса, 17 сессия.
- Комлев Л. В. и Герлинг Э. К. 1940. О возрасте Хибинских тундр. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 26, № 9.



- Кононенко А. М. 1938. Нефелины Хибинских тундр. Учен. запис. Лен. гос. педагог. ин-та, т. 9, Факульт. естест. наук, вып. 4 — биолог. кафедры.
- Конради С. А. 1913. Осмотр месторождения магнитного железняка Зюдварангера и рудных цинково-свинцовых жил Западного Мурмана. Изв. Геол. ком., т. 32, № 1 (отчет за 1912 г.).
- Конради С. А. 1915. К вопросу о коренной породе Лапландских алмазов. Геол. вестн., т. I, № 5.
- Контуры геологической проблемы Севера Европейской части СССР. 1935. Под ред. А. А. Полканова.
- Костылева Е. Е. и Бонштедт Э. М. 1921. Предварительный отчет минералогической экспедиции на Хибинский массив Кольского полуострова. Тр. Сев. научн.-промысл. экспед., вып. 10.
- Костылева Е. Е. и Бонштедт Э. М. 1923. К минералогии Хибинских тундр. Хибинский массив (Очерк научных результатов экспедиций в Хибинские и Ловозерские тундры 1920—21—22 гг. НТО, ВСНХ, № 8). Тр. Сев. научн.-промысл. экспед., вып. 16.
- Костылева Е. Е. 1925. Пектолит Хибинских тундр. Изв. Ак. наук, 6 сер., т. 19, № 9—11.
- Костылева Е. Е. 1931. Геохимические работы в Ловозерских тундрах. Экспедиционные исследов. на территории СССР. Отчет о деятельности АН СССР за 1930 г.
- Костылева Е. Е. 1932а. Катаплеит Хибинских тундр. Изв. АН СССР, 7 сер., № 8.
- Костылева Е. Е. 1932б. Отчет о работе Ловозерского отряда. Хибинские апатиты. 2.
- Костылева Е. Е. 1932в. Юкспорит из Хибинских тундр. Докл. АН — А, № 3.
- Костылева Е. Е. 1937. Минералогический очерк Хибинских и Ловозерских тундр. Минералы Хибинск. и Ловозерск. тундр. АН СССР. Ломоносовск. ин-т.
- Кошиц К. М. 1934. Щелочные породы Енского района и связанное с ними оруденение. Изв. Лен. ГГГТ, № 1.
- Кошиц К. М. 1936. Сагвандиты Толвандозерского района (Северная Карелия). Изв. ЛГТ, № 4 (13).
- Кравченко Г. Т. 1932. Минералогия верховьев реки Тульи. Сб. «За полярным кругом». Тр. СОПС петрограф. и минерал. ин-тов АН СССР.
- Кравченко Г. Т. 1933. Минералогическая съемка Суолауйва, Хибинские апатиты, 6.
- Кравченко Г. Т. 1934. Минералогические наблюдения на Куиксвумчорре (Хибинские тундры). Тр. Сов. по изуч. природ. рес., сер. Кольск., вып. 8. Мат. по петрогр. и геохим. Кольск. п-ова, ч. 5.
- Кравченко Г. Т. 1935. Псевдоморфоза по эвколиту из Хибинских тундр. Тр. Ломоносовск. ин-та геохим., крист. и минерал. АН СССР, сер. минерал., вып. 5.
- Кравченко Г. Т. 1936. К изучению нептунита из Хибинских и Ловозерских тундр. Тр. Ломоносовск. ин-та геохим. крист. и минерал. АН СССР, сер. минерал. вып. 7.
- Криштофович А. Н. 1937. Верхнедевонские растения из северо-восточной части Ловозерских тундр Кольского полуострова. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Крохин Е. М. 1936. Материалы к познанию озера Умбозеро. Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 68, вып. 2.
- Крылов В. А. 1932. Ййолиты и уртиты Хибинских тундр. Хибинские апатиты, 4.
- Кудрявцев Н. В. 1881. Сообщение о результатах своей части исследований в Мурманской экспедиции. Тр. СПб о-ва естествоиспыт., т. 12, вып. 1.
- Кудрявцев Н. В. 1882. Кольский полуостров. Физико-географический очерк, читанный на общем собрании Общества естествоиспытателей 19 мая 1881 г. Тр. СПб о-ва естествоиспыт., т. 12, вып. 2.
- Кудрявцев Н. В. 1883а. Орографический характер Кольского полуострова (перешейка) в связи с ледниковыми явлениями поднятия, размывания и намывания. Тр. СПб о-ва естествоиспыт., т. 14, вып. 1.
- Кудрявцев Н. В. 1883б. Сообщение о результатах своих исследований на перешейке Кольского полуострова. Тр. СПб о-ва естествоиспыт., т. 13, вып. 2.
- Кузнецов В. В. 1948. Несколько слов о ближайшем геологическом и фаунистическом прошлом бухты Оскара на Восточном Мурмане. Тр. Мурман. биол. станц. АН СССР, т. 1.
- Кузнецов И. Г. 1926. Геологические исследования на Мурманском побережье. Изв. Геол. ком. Отчет за 1921 г., т. 41, № 10.
- Кузнецов С. И., Сперанская Т. А., Коншин В. Д. 1939. Состав органического вещества иловых отложений различных озер. Тр. Лимнол. станции в Касине. Моск. гидрометеорол. ин-т, № 22.

- Кузьмин В. М. 1922. Работы Северо-Кольского геологического отряда. Тр. Сев. научн. промысл. экспед., вып. 14.
- Куллинг О. 1940. О данных по докаменноугольным климатам Свальбарда (Медвежий остров, Шпицберген, Северо-Восточная Земля и ближайшие острова). Тр. 17 сессии Междунар. геол. конгресса, т. 6.
- Кумари Н. А. 1937. Генезис кейвского киапита на Кольском полуострове. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Куплетский Б. М. и Полканов А. А. 1922. Геологический очерк Хибинского массива (Перв. Всеросс. геол. съезд, II г. 1—12 июня 1922 г.). Путевод. геол. экскурс.
- Куплетский Б. М. 1923а. Беломорский участок жел. дор. от ст. Надвоицы до ст. Кандалакши. Сб. Произв. силы района Мурман. ж. д., Петрозаводск.
- Куплетский Б. М. 1923б. К петрографии Хибинских тундр. Хибинский массив. Тр. Сев. научн.-промысл. экспед., вып. 16.
- Куплетский Б. М. 1923в. Петрографические наблюдения в Хибинских тундрах в 1920—22 гг. Хибинский массив. Тр. Сев. научн.-промысл. экспед., вып. 16.
- Куплетский Б. М. 1924а. Геологический очерк Хибинского массива. Резюме сообщений, сделанных в заседаниях секций. Изв. Геохим. секц. кружка металлург. и хим. при ЛПИ, вып. 1.
- Куплетский Б. М. 1924б. К петрографии Хибинских тундр. I. Породы юго-западного Умтека. Тр. Геол. и минерал. музея Акад. наук, т. 4, вып. 3.
- Куплетский Б. М. 1924в. К петрографии Хибинских тундр. 2. Северо-восточная контактная зона. Тр. Геол. и минерал. музея АН СССР, т. 4, вып. 4.
- Куплетский Б. М. 1925а. Кольский район. Хим.-техн. справ. 1. Ископ. сырье, ч. 2. Ископ. сырье по экон. обл. СССР.
- Куплетский Б. М. 1925б. К петрографии Хибинских тундр. 3. Контактная зона Хибинского массива у северного Лявочорра и в окрестностях станции Имандра. Тр. Геол. и минерал. музея Акад. наук, т. 5, вып. 3.
- Куплетский Б. М. 1926. К петрографии Хибинских тундр. 4. Породы Восточного Умтека. Тр. Минерал. музея АН СССР, т. 1.
- Куплетский Б. М. 1927. Арфведсонитовый порфир из ущелья Гакмана в Хибинских тундрах. Изв. АН СССР, сер. 6, т. 21, № 7—8.
- Куплетский Б. М. 1928а. Географический очерк, рельеф и гидрография Хибинских и Ловозерских тундр. Тр. Ин-та по изуч. севера, вып. 39.
- Куплетский Б. М. 1928б. Исследование Хибинских и Ловозерских тундр. Изв. Гос. русск. геогр. о-ва, т. 60, вып. 2.
- Куплетский Б. М. 1928 в. Петрографический очерк Хибинских тундр. Тр. Ин-та по изуч. севера, вып. 39.
- Куплетский Б. М. 1930а. Исследовательская работа на Кольском полуострове. Карело-Мурманский край. № 9—10.
- Куплетский Б. М. 1930б. К минералогии Хибинских тундр. Докл. АН СССР — А, № 13.
- Куплетский Б. М. 1930в. Петрография Центральной части Хибинских тундр. Хибинские апатиты, 2.
- Куплетский Б. М. и Воробьева О. А. 1930 г. Геолого-петрографические наблюдения на центральном водоразделе Кольского полуострова летом 1928 г. Тр. Лен. о-ва естествоиспыт., т. 9, вып. 4, отд. геол. и минерал.
- Куплетский Б. М. 1931а. География и орография Хибинских тундр. Сб. Путевод. по Хибинск. тундр. Изд. АН СССР.
- Куплетский Б. М. 1931б. Новые данные о горных богатствах Кольского полуострова. По работам 1931 г. Карело-Мурманский край, № 7—8.
- Куплетский Б. М. 1931в. Петрографический очерк Хибинского массива. Сб. Путевод. по Хибинск. тундрам. Изд. АН СССР.
- Куплетский Б. М. 1931 г. Хибингорск — Малый Вудъявр — Кукисвум. дол. — Кунилка — ст. Имандра. Маршрут 6. Сб. Путевод. по Хибинск. тундр. Изд. АН СССР.
- Куплетский Б. М. 1932а. Геологическая съемка в районе Монче- и Чуна-тундры в Хибилах. Отчет о дея. АН СССР в 1931 г.
- Куплетский Б. М. 1932б. Геологические наблюдения в Северной Карелии летом 1929 г. Тр. Петрогр. ин-та, вып. 2.
- Куплетский Б. М. 1932в. Геологическое строение Кукисвумчорра по данным работ 1930 г. Хибинские апатиты, 2.
- Куплетский Б. М. 1932г. Исторический очерк. За полярным кругом. Тр. СОПС петрогр. и минерал. ин-тов АН СССР.
- Куплетский Б. М. 1932д. Кольская комплексная экспедиция. Общий очерк. Вестн. АН СССР. Внеочередной номер Эксп. АН в 1931 г.

- Куплетский Б. М. 1932е. Кукисвумчорр и прилегающие к нему массивы центральной части Хибинских тундр по съемкам 1929 и 1930 гг. Тр. СОПС АН СССР, сер. Кольск, вып. 2.
- Куплетский Б. М. 1932ж. Материалы к петрографии водораздела между оз. Имандра и Белым морем в районе Кандалакша-Колвица, Тр. СОПС АН СССР, сер. Кольск, вып. 2.
- Куплетский Б. М. 1932з. Основные породы Панских высот на Кольском полуострове. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 2.
- Куплетский Б. М. 1932и. Петрография Кольского полуострова. Петрография СССР, сер. I.
- Куплетский Б. М. 1932к. Проблема Монче-тундры по работам 1932 г. Вести. АН СССР, № 12.
- Куплетский Б. М. 1932л. Распределение полезных ископаемых Кольского полуострова на основе его геологического строения. Карело-Мурманский край, № 5—6.
- Куплетский Б. М. 1933а. Геолого-петрографическая характеристика Чунатундры на Кольском полуострове (по работе 1931 г.). Тр. СОПС АН СССР, сер. Кольск, вып. 5. Мат. по петрограф. и геохим. Кольск. п-ва, ч. III.
- Куплетский Б. М. 1933б. Геоморфология и геология Кольского полуострова. Спр. «Полезн. ископ. Лен. обл. и Карел. АССР», ч. I.
- Куплетский Б. М. 1933в. Кольская экспедиция (общий очерк). Экспедиция Всесоюзн. АН СССР. 1932 г. Тр. СОПС.
- Куплетский Б. М. 1933г. Монче-тундровский отряд Кольской комплексной экспедиции. Отчет о деят. АН СССР в 1932 г.
- Куплетский Б. М. 1933д. Результаты определений петрографических сборов географо-разведочного отряда Кольской экспедиции 1930 г. Тр. СОПС АН СССР, сер. Кольск, вып. 6.
- Куплетский Б. М. 1934. Кольская комплексная экспедиция. Экспед. АН СССР. 1933 г. Тр. Сов. по изуч. прир. рес.
- Куплетский Б. М. 1935а. Новое в петрографии Кольского полуострова. Стенограф. отчет засед. 3 полярн. совещ. НИС'а НКТП СССР по вопр. изуч. и освоен. пол. ископ. Кольск. п-ва.
- Куплетский Б. М. 1935б. Ультрасосновные породы Монче-тундры. Тр. Сов. по изуч. прир. рес. и Петрогр. ин-та АН СССР. Сер. Кольск., вып. 7.
- Куплетский Б. М. 1936а. Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр. Акад. В. И. Вернадскому к пятидесятилет. научн. и педагог. деят., т. 2. АН СССР.
- Куплетский Б. М. 1936б. К вопросу о генезисе щелочных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2—3.
- Куплетский Б. М. 1936в. Киопит в породах основной магмы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Куплетский Б. М. 1937а. Петрографический очерк Хибинских тундр. Минералы Хибинск. и Ловозерск. тундр. АН СССР. Ломоносовск. ин-т.
- Куплетский Б. М. 1937б. Пироксенитовая интрузия у ст. Африканда. Северная эксп. Кольск. п-ова Междунар. геол. конгресс, 17 сессия.
- Куплетский Б. М. 1937в. По южной части Кольского полуострова. Экспед. АН СССР в 1935 г.
- Куплетский Б. М. 1937г. Формация нефелиновых сиенитов СССР. Петрография СССР, сер. 2, монографии, вып. 3. АН СССР. Петрограф. ин-т.
- Куплетский Б. М. 1938а. Пироксенитовая интрузия у ст. Африканда на Кольском полуострове. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 12.
- Куплетский Б. М. 1938б. Химико-петрографическая характеристика пироксенитовой интрузии у ст. Африканда на Кольском полуострове. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 2—петрогр. сер., № 1.
- Куплетский Б. М. 1939. Стратиграфия докембрия Кольского полуострова. Стратиграфия СССР, т. I. Докембрий СССР. АН СССР, геол. ин-т.
- Куплетский Б. М. 1948а. Мелилитовые породы в щелочном комплексе Енского района Кольского полуострова. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Куплетский Б. М. и Чумаков А. А. 1948б. О происхождении щелочных гранитов Кольского полуострова. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 59, № 4.
- Куплетский Б. М. 1950 г. Количественно-минералогическая характеристика фельдшпатоидных пород. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР.
- Курбатов Ф. Д. 1923. Об энigmatите из Хибинских тундр. Хибинский массив (Очерк научных результатов экспедиций в Хибинские и Ловозерские тундры 1920—21 и 1922 гг.). Тр. Сев. научн.-пром. экспед., вып. 16.
- Курбатов С. М. 1934. Хибинский минералогический отряд. Кольская комплексная экспедиция. Отчет о деят. АН СССР в 1933 г.

Курбатов С. С. 1947. Минералогическое исследование Оленегорских железных руд. В кн. Сев.-зап. металлургия. Тр. Совещ. Лен.-Мурм. экспед. 1946. АН СССР (СОПС).

Курьлева Н. А. 1948. Новые данные о стратиграфии печенгской формации на Кольском полуострове. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 60, № 2.

Кутукова Е. И. 1940. Титано-ловенит Ловозерских тундр. Тр. Ин-та геол. наук АН, вып. 31, минер.-геохим. серия, № 6.

Лабунцов А. Н. 1925. Натролит из Хибинских и Ловозерских тундр. Тр. Геол. и минерал. музея им. Петра Великого. Росс. Акад. наук, т. 5, вып. 2.

Лабунцов А. Н. 1926. Минералогические исследования в Хибинских тундрах. Отчет о деят. АН СССР за 1925 г.

Лабунцов А. Н. 1927. Цеолиты Хибинских и Ловозерских тундр. Тр. Минерал. музея АН СССР, т. 2.

Лабунцов А. Н. 1929. Ферсманит, новый минерал из Хибинских тундр. Докл. АН СССР — А, № 12.

Лабунцов А. Н., Кравченко Т. К. 1933. Работы Центрально-Хибинского отряда Кольской комплексной экспед. в 1932 г. Отчет о деят. АН СССР в 1932 г.

Лабунцов А. Н. 1934. Центрально-хибинский отряд. Кольская комплексная экспедиция. Отчет о деят. АН СССР в 1933 г.

Лаврова М. А. 1932а. О нахождении межледниковых морских отложений на южном берегу Кольского полуострова. Тр. Комисс. по изуч. четверт. периода, АН, т. 2.

Лаврова М. А. 1932б. Четвертичные отложения в Займандровском районе. Сб. За полярным кругом. Раб. АН СССР на Кольском п-ове за годы сов. власти 1920—1932 гг. Тр. СОПС петрограф. и минерал. ин-тов АН СССР.

Лаврова М. А. 1933а. Исследование четвертичных отложений в южной части Кольского полуострова. Хибинские апатиты, 6.

Лаврова М. А. 1933б. К познанию четвертичных отложений Поморского берега Белого моря. Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. 3.

Лаврова М. А. 1933в. О результатах геологических исследований в районе Беломорского бассейна. Тр. конф. МАИЧПЕ, вып. 2.

Лаврова М. А. 1935а. О четвертичных отложениях Волчьей и Монче-тундр Кольского полуострова. Тр. АН СССР, сер. кольск., вып. 7.

Лаврова М. А. 1935б. Четвертичные отложения Кольского полуострова. Отчет о деят. АН СССР в 1934 г.

Лаврова М. А. 1937а. По Терскому берегу Белого моря. Экспедиц. АН СССР в 1935 г. Ак. наук СОПС.

Лаврова М. А. 1937б. О стратиграфии четвертичных отложений Сев. Двины от устья р. Ваги до Конецгорья. Тр. сов. секц. МАИЧПЕ, вып. 1.

Лаврова М. А. 1939а. К вопросу об эпейрогенических колебаниях Кольского полуострова в четвертичный период. Тр. Совет. секц. межд. ассоц. по изуч. четвертич. периода (Jnqu), вып. 4.

Лаврова М. А. 1939б. О результатах исследований четвертичных отложений Кольского полуострова. (Авторефер.). Тр. совет. секц. межд. ассоц. по изуч. четверт. периода (Jnqu), вып. 4.

Лаврова М. А. 1946. О географических пределах распространения бореального моря и его физико-географическом режиме. Проблемы палеографии четвертичного периода. Тр. Ин-та геогр., вып. 37.

Лаврова М. А. 1947а. К вопросу о межледниковом Балтийско-Беломорском соединении. Тр. Геогр. конф. АН СССР, т. 2.

Лаврова М. А. 1947б. Основные этапы четвертичной истории Кольского полуострова. Изв. Всес. геогр. о-ва, т. 79, вып. 1.

Лебедев А. П. 1937. Петрография докембрийских пород района Кандалакши (Кольский полуостров). Тр. Кольск. базы им. С. М. Кирова. Ак. наук СССР, вып. 4. Сб. геол. работ.

Ленинградская область и Карельская АССР. 1935. Сб. статей. Геогр.-эконом. науч.-исслед. ин-т Лен. гос. ун-та. Прилож. к атласу.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1932. Очередные проблемы Хибинского массива. Сб. «За полярным кругом». Раб. Ак. наук на Кольск. п-ве за годы сов. власти 1920—1932 гг. Тр. СОПС петрограф. и минерал. ин-тов АН СССР.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1933. Тектонический отряд Кольской комплексной экспедиции. Отчет о деят. АН СССР в 1932 г.

Ливеровский Ю. А. 1939. Почвы СССР. Европ. ч. СССР, т. 2.

Линдгольм В. А. 1921. К познанию постплиоценовой фауны моллюсков западного Мурмана. Тр. Сев. научн.-пром. экспед., вып. 12.

Литература по геологии, петрографии и минералогии Хибинских и Ловозерских тундр. 1923. Хибинский массив. Очерк научных результатов экспедиций в Хибинские и Ловозерские тундры. 1920—21—22 гг. Тр. Сев. научн.-промыш. экспед. вып. 16.

Литке Ф. П. 1828. Четырехкратное путешествие в Северный Ледовитый океан, совершенное по повелению им. Александра I на военном бриге «Новая земля» в 1821, 1822, 1823 и 1824 гг., ч. 1—2.

Литке Ф. П. 1848. Четырехкратное путешествие в Северный Ледовитый океан на военном бриге «Новая земля» в 1821—1824 г.

Лупанова Н. П. 1932. Отчет о работе северо-западной Хибинской партии Хибинские апатиты. 2.

Лупанова Н. П. 1934. Базальтическая роговая обманка и авгит из мончикита Хибин. Тр. Петрограф. ин-та, вып. 6. Юб. сб., посв. акад. Ф. Ю. Левинсону-Лессингу.

Лупанова Н. П., 1935 а. Труды Аркт. ин-та, т. XXIII. Монограф. по геологии и петрографии Хибинских тундр.

Лупанова Н. П. 1935б. Поачвумчорр и прилегающие к нему с запада высоты. Тр. Аркт. ин-та, т. 23. Мат. по геол. и петрограф. Хибинских тундр.

Луцицкий В. И. 1939. Общий обзор докембрия европейской части СССР. Стратиграфия СССР, т. 1. Докембрий СССР. АН СССР, Геол. ин-т.

Любимова А. А. 1937. Растительность и почвы побережья оз. Ловозеро (Кольский полуостров). Тр. Ботан. ин-та АН СССР, сер. 3 (1935), вып. 2. Геоботаника.

Льонгерс-Гаузен Л. 1935. О фациальной природе и условиях отложения древних свит Башкирского Урала. Зап. минерал. об-ва, т. 64, вып. 2.

Люткевич Е. М. 1937а. Геологический очерк и проблема угленосности г. Пирамида о. Шпицбергена. Тр. Аркт. ин-та, т. 76.

Люткевич Е. М. 1937б. Геология третичных угленосных отложений Шпицбергена района Айсфиорда. Тр. Аркт. ин-та, № 76.

Люткевич Е. М. 1940. Тектоника севера Русской платформы. БМОИП, отд. геол., т. 18 (5—6).

Люткевич Е. М. и Судовиков Н. Г. 1947. Объяснительная записка к листу Р—35—36 геологической карты СССР м-б 1: 1 000 000.

Люткевич Е. М. 1948. Новые данные по палеозою и мезозою Канина полуострова. Докл. АН СССР, т. 59, № 4.

Люткевич Е. М. 1952. Тектоника и перспективы нефтеносности севера и северо-запада Русской платформы. Авторефер. Тр. ВНИГРИ, вып. 8.

Магнитные наблюдения Кандалакшской магнитной обсерватории за сентябрь—декабрь 1933 г. 1938. Геомагнит. и электрометеорол. бюлл. Гл. геофиз. обсерв. № 26.

Мазарович А. Н. 1947. Об основных единицах геохронологии. Докл. АН СССР, т. 53, № 3.

Мазыро М. А. 1933. О почвенных исследованиях в центральной части Хибинского массива. Хибинские апатиты, 6.

Мазыро М. А. 1936. Почвы Хибинских тундр, ч. 1. Тр. СОПС. АН СССР, сер. Кольск., вып. 12.

Майдель 1871. Отчет по работам в экспедиции к Мурманскому берегу в лето 1870 г. Зап. по общ. геогр. РГО, т. 4.

Малыревский К. Ф. 1926. Почвенные исследования в сев. части Карелии и на Кольском полуострове. Отчет о деят. АН СССР за 1925 г.

Малыревский В. К. 1943. «Поющие» пески на Кольском полуострове. Изв. Всес. геогр. о-ва, т. 75, вып. 4.

Маркус Э. А. 1922. Подзолисто-болотные почвы средней части Кольского полуострова. Работы, организован. Географ. ин-том в 1920 г., Кольск. почв. ботан. отряда, вып. 2.

Маслов В. П. 1937а. Нижнепалеозойские породообразующие водоросли Восточной Сибири. Материалы к познанию ископаемых водорослей СССР. Этуд V. Пробл. палеонт., т. 2—3.

Маслов В. П. 1937б. О распространении карбонатных водорослей СССР. Этуд VI. Пробл. палеонт. т. 2—3.

Материалы к геохимии Хибинских тундр. 1936, т. 2. Сб. статей под ред. акад. А. Е. Ферсмана. Тр. Кольск. базы АН СССР, вып. 2.

Материалы Мончезерской Лимнологической экспедиции. 1933 г. Лен. обр. Гидрометеор. упр. Тр. отд. гидрологии, сер. 1.

Материалы по гидрологии, гидрографии и водным силам СССР. 1930, вып. 2, сер. 1.

Махлаев В. Г. 1946. К вопросу о химическом составе калинатровых полевых шпатов в щелочных горных породах Хибинских тундр. Докл. АН СССР. нов. сер., т. 53, № 5.

- Махлаев В. Г. 1947. Полевые шпаты Хибин в связи с составом материнских пород. Учен. зап. ЛГУ, т. 54, каф. геол. и минерал.
- Машковцев С. 1927. К вопросу о Беломорских друзитах. Тр. Лен. о-ва естествоиспыт., отд. геол. и минерал., т. 57, вып. 4.
- Мельников М. П. 1891. О поездке на Мурман. Горн. журн., т. 2.
- Мельников М. П. 1892. О поездке по р. Паз. Горн. журн., т. 3.
- Мельников М. П. 1893а. Материалы по геологии Кольского полуострова. Зап. СПб. минерал. о-ва, 2 сер., т. 30.
- Мельников М. П. 1893б. Петрографические заметки. Зап. СПб. минерал. о-ва, 2 сер., т. 30.
- Мигалкин Г. А. и Матусевич Н. Н. 1931. Гидрографическое исследование морей, рек и озер СССР в 1915—1929 гг. по работам Гидрографического Управления, ч. 1. а) Белое море, б) Мурманский берег.
- Миддендорф А. 1853. Несколько слов в пояснение начертаний пути от Колы до Кандалакши. Учен. зап. Акад. наук, 1 и 3 отд., т. 2, вып. 1.
- Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. 1937. Ак. наук СССР. Ломоносовский ин-т.
- Михайлов А. В. и Рябинин В. Н. 1934. О находке на Кольском полуострове валунов известняка с фауной карбона. Изв. ЛГГГТ, № 2.
- Михалев Д. Н. 1937. Юкспорское месторождение ловчоррита в Хибинах. Тр. Кольск. базы АН СССР, вып. 4, Сб. геол. работ.
- Молочников А. В. и Пузанов В. П. 1938. Условия образования и главные типы снежных обвалов. Снег и снежные обвалы в Хибинах. Район г. Кировска. Сб. работ Снежно-метеоролог. службы, вып. 1.
- Морозов А. И. 1950. О пемзах Кольского полуострова. Природа № 7.
- Москвитин А. И. 1952. Схема палеогеографии плейстоцена Европейской части СССР на основе новых представлений о стратиграфии четвертичных отложений. Матер. по четверт. периоду СССР, вып. 3. Изд. Комис. по изучен. четверт. периода.
- Мурзаев П. М. 1935. О возрасте и образовании ущелий южного склона Хибинского массива. Изв. ЛГГГТ, № 1 (6).
- Мурманский округ. 1929. Статистико-экономическое описание. Изд. окр. Исполк., Мурманск.
- Нефедов Н. К. 1938. Некоторые новые породы Ловозерского плутона на Кольском полуострове. Зап. Всеросс. минерал. о-ва, 2 сер., ч. 67, вып. 3.
- Никольская Т. Л. и Вагапова М. Д. 1935. Породы киевской свиты в центральной части Кольского полуострова. Изв. ЛГГГТ, № 1 (6).
- Новые минералы и редкие минеральные виды Хибинских и Ловозерских тундр.
- Ожинский И. С. 1934. Ловчорритовые месторождения внешнего пояса Хибинских тундр. Хибинские апатиты, 6.
- Ожинский И. С. 1935. Ловчоррито-ринколитовые месторождения внешнего пояса Хибин. Зап. Всеросс. минерал. о-ва, сер. 2, ч. 64, вып. 2.
- Ожинский И. С. 1936. К геологии западного контакта Хибинского щелочного массива. Изв. Лен. геол. треста, № 3 (12).
- Ожинский И. С. 1938. Конгломерат Турьего мыса. Изв. АН СССР, геол. сер., № 1.
- Оранжеева О. М. 1933. Обзор работы Кольской комплексной экспедиции Академии наук СССР. Хибинские апатиты, 6.
- Охотин В. В. 1937. О подзолистых почвах Кольского полуострова. Мат. по поднятию произв. с.-х. земель посредством мелиорации, вып. 3. Сб. по агрохим. и физике почв. НКЗ. Северн. научно-исслед. ин-т гидротехн. и мелиорации.
- Панов Д. Г. 1937. Геоморфологический обзор побережий Баренцова моря. Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 69, вып. 6.
- Панов Д. Г. 1939. Четвертичная тектоника восточного Мурмана и связанные с ней проблемы. Авторефер. Тр. Совет. секции междунар. ассоц. по изуч. четверт. периода (Jnqua), вып. 4.
- Пашков С. М. 1938. Иоканьские острова. Учен. зап. МГУ, вып. 14 — географ.
- Подгаецкий А. И. 1890. Мурманский берег, его природа, промысла и значение. Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 26.
- Поле Р. 1915. Указатель лесоводственной и ботанико-географической литературы Сев. России и Финляндии. Мат. по изуч. русск. леса.
- Полканов А. А. 1913а. О жильных горных породах окрестностей Александровска на Кольском полуострове. Тр. СПб. о-ва естествоиспыт. т. 44, вып. 1. Протоколы № 1.

- Полканов А. А. 1913б. О контактовом взаимодействии диабазы и гнейсо-гранита на Кольском полуострове. Тр. СПб о-ва естествоиспыт., т. 44, вып. 1. Протокол № 4—6
- Полканов А. А. 1915а. Краткий отчет об экскурсии летом 1914 года на Кольский полуостров. Тр. СПб о-ва естествоиспыт. т. 46, вып. 1. Протоколы № 7—8.
- Полканов А. А. 1915б. Предварительный отчет об исследованиях на Кольском полуострове в 1914 г. Тр. II о-ва естествоиспыт., т. 46, вып. 7—8.
- Полканов А. А. 1918а. Геологические исследования по линии Мурманской жел. дор. Изв. Геол. ком., т. 37, № 1. Отчет за 1917 г.
- Полканов А. А. 1918б. Предварительный отчет о геологических исследованиях вдоль Мурманской железной дороги на участке от г. Мурман до ст. Оленья. Изв. Геол. ком., т. 37, № 7—8.
- Полканов А. А. 1922. Геологические явления четвертичной эпохи. Путевод. Геол. экс. I Всер. геол. съезда.
- Полканов А. А. 1924а. Предварительный отчет о работах 1923 г. в северо-восточной части 36-го листа 10-верстной карты Европейской России в пределах Архангельской губернии. Изв. Геол. ком., т. 43, № 7.
- Полканов А. А. 1924б. Работа по составлению 10-верстной геологической карты северо-восточной четверти 36-го листа. Изв. Геол. ком., т. 43, № 2. Отчет за 1923 г.
- Полканов А. А. 1925. Составление 10-верстной геологической карты в пределах северо-восточной четверти 36-го листа Европейской России. Изв. Геол. ком., т. 44, № 2. Изв. Геол. ком.
- Полканов А. А. 1926. Годовой отчет о работе на Кольском полуострове в 1925 г. Изв. Геол. ком., т. 44, № 4.
- Полканов А. А. 1927а. Геологические исследования в северо-восточной и юго-восточной четвертях 36-го листа (Мурм. губ.). Отчет о сост. и деят. Геол. ком. за 1925/26 гг.
- Полканов А. А. 1927б. О магнитной аномалии на г. Попова (Непуайв). Вестн. Геол. ком., т. 2, № 7.
- Полканов А. А. 1927в. Случай намагничивания горных пород под влиянием грозового разряда в группе тундр Чурмуайвенч на Кольском полуострове. Вестн. Геол. ком., т. 2, № 1.
- Полканов А. А. 1928а. Геологические исследования на Кольском полуострове в 1917—1927 гг. Докл. и сообщ. Мурман. общ. краевед. вып. 2, Мурманск.
- Полканов А. А. 1928б. Несимметричная дайка диабазы с побережья Кольского фьорда. Тр. Лен. о-ва естествоиспыт., т. 58, вып. 4—отд. геол. и минерал.
- Полканов А. А. 1929а. О дополнительных исследованиях в северо-восточной четверти 36-го листа 10-верстной геологической карты. Отчет о сост. и деят. Геол. ком. за 1926—27 гг.
- Полканов А. А. 1933. Проблемы Кольского п-ова.
- Полканов А. А. 1934а. Гиперборейская формация полуострова Рыбачий и острова Кильдин (Кольский полуостров). Пробл. сов. геол., т. 2, № 6.
- Полканов А. А. 1934б. Дополнение к статье «Гиперборейская формация полуострова Рыбачий и острова Кильдин». (Кольский полуостров). Пробл. сов. геол., т. 2, № 10.
- Полканов А. А. 1935а. Геолого-петрологический очерк сев.-зап. части Кольского полуострова. ч. I, АН СССР.
- Полканов А. А. 1935б. Принципы стратиграфии докембрия и стратиграфии кристаллических образований Кольского полуострова. Тр. I Всес. научно-иссл. геол. разв. конфер.
- Полканов А. А. 1935в. Состояние геологической исследованности (Кольский полуостров). «Контурные геологической проблемы севера Европейской части СССР». Под ред. А. А. Полканова.
- Полканов А. А. 1936а. Геологический очерк Кольского полуострова. Тр. Аркт. ин-та, т. 53.
- Полканов А. А. 1936б. Основные черты геологии восточной части Фенноскандии, Кольского полуострова и Карелии и очередные проблемы геохронологии по радиоактивному распаду. Акад. В. И. Вернадскому к пятидесяти. научн. и педагог. деят., т. I, АН СССР.
- Полканов А. А. 1937а. Вводные замечания. Северная экскурсия, Карельская АССР. Междунар. геол. конгресс, 17 сессия.
- Полканов А. А. 1937б. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова. ч. 2. Описание геологии по маршрутам (1911, 1912, 1914, 1915, 1917, 1923—1927 гг.) ГГУ НКТП. ЦНИГРИ.
- Полканов А. А. 1937в. Краткий обзор дочетвертичной геологии Кольского полуострова. Сев. экскурсия, Кольский п-ов. Междунар. геол. конгресс, 17 сессия.

Полканов А. А. 1937г. Основные черты геологии наиболее восточной части Фенно-Скандинавского кристаллического щита. В кн.: «Тезисы докладов. Междунар. геол. конгресс, 17 сессия».

Полканов А. А. 1937д. Очерк четвертичной геологии северо-западной части Кольского полуострова. Тр. Сов. секц. МАИЧПЕ, вып. 3.

Полканов А. А. 1938. Плутон щелочных пород Чагвеуайв. Геология и петрология. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5—6.

Полканов А. А. 1939а. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. В кн. Тр. 17 сессии Междунар. геол. конгресса, т. 2.

Полканов А. А. 1939б. О гигантских кристаллах эгирин-авгита из плутона Гремяха-Вурмес (Кольский полуостров). Докл. АН СССР, нов. сер., т. 24, № 9.

Полканов А. А. 1940а. Краткий очерк дочетвертичной геологии наиболее восточной части Фенноскандии — Карелии и Кольского полуострова. Учен. зап. ЛГУ, № 49, сер. геол.-почв. наук, вып. 9.

Полканов А. А. 1940б. Эгириниты плутона Гремяха-Вурмес на Кольском полуострове. Зап. Всеросс. минерал. о-ва, 2 сер., ч. 69, вып. 2—3.

Полканов А. А. и Елисеев Н. А. 1940в. Структура и геологическая история плутона щелочных пород Гремяха-Вурмес на Кольском полуострове. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.

Полканов А. А. 1941а. Генезис тералитов и тералитовых гнейсов плутона щелочных пород Гремяха-Вурмес на Кольском полуострове. Учен. зап. ЛГУ, № 45, сер. геол.-почв. наук, вып. 8.

Полканов А. А. 1941б. Интрузии эгиринового наволока, плутона щелочных пород Гремяха-Вурмес на Кольском полуострове. Учен. зап. ЛГУ, № 66, сер. геол.-почв. наук, вып. 10.

Полканов А. А. и Елисеев Н. А. 1941 в. Петрология плутона Гремяха-Вурмес. Кольский полуостров. ЛГУ.

Полканов А. А. 1945а. О новом местонахождении нефелиновых пород в северо-западной части Кольского полуострова. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 66, № 2.

Полканов А. А. 1945б. Серии гортополитсодержащих пород плутона Гремяха-Вурмес на Кольском полуострове и о некоторых очередных вопросах систематики магматических горных пород. Учен. зап. ЛГУ, сер. геол.-почв. наук, вып. 13.

Полканов А. А. 1946а. О новом местонахождении нефелиновых пород в северо-западной части Кольского полуострова. Докл. АН СССР.

Полканов А. А. 1946б. Основные положения генетической систематики интрузивных тел. Тр. Юбилейной сессии ЛГУ.

Полканов А. А. 1946в. Генетическая систематика интрузий платформ — кратогена. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.

Полканов А. А. 1947а. Геология Карелии и Кольского полуострова. Сов. геол. ва 30 лет (1917—1947), вып. 28.

Полканов А. А. 1947б. Принцип геологического картирования и вопросы петрологии интрузивных тел. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.

Полканов А. А. 1953. Структурногеологический метод стратиграфического расчленения древнейших формаций и нижняя граница палеозойской эры. Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 2.

Поллон Л. И. 1931. Гидрологические и гидробиологические исследования водоемов озер Б. и М. Вудьявра на Кольском полуострове. Экспедиционные исследования на территории СССР. Отчет о деяти. АН СССР за 1930 г.

Полонский Н. В. 1932. К изучению диатомитов. Сб. За полярным кругом. Раб. Ак. наук на Кольском п-ве за годы сов. власти. 1920—1932 гг. Тр. СОПС петрограф. и минерал. ин-тов АН СССР.

Полонский Н. В. и Алексеев К. В. 1933. Географо-гидрологические исследования бассейна р. Умбы. Хибинские апатиты, 6.

Полынцева О. А. 1935. Почвы тундр. Экспед. АН СССР, 1934 г. (СОПС).

Пономарев Т. Н. 1935. Топливная проблема. Контуры геологической проблемы севера Европейской части СССР, под ред. А. А. Полканова.

Пономарева В. В. 1940. Материалы по изучению органического вещества в почвах Хибинского массива. Тр. Кольск. базы АН СССР, вып. 5.

Попов Б. А. 1900. Об исследованиях над выходами гнейсо-гранитов Лапландии. Зап. минерал. о-ва, т. 38, протоколы, сер. 2.

Попов Б. А. 1904. К вопросу о происхождении террасообразных выступов в моренных областях. Зап. СПб. минерал. о-ва, 2 сер., ч. 11, вып. 1.

Попов К. 1932. Ведущие проблемы Севера. Фронт науки и техники № 6.

Попович Д. А. 1911. Горные богатства Полярной России. Изв. Архангельск. о-ва изуч. русск. севера, № 19. Архангельск.



Порецкий В. С., Жузе А. П. и Шешукова В. С. 1933. Диатомовые поздние последниковыя отложения северо-западной части Ленинградской области. Тр. 2. конфер. МАИЧПЕ, вып. 3.

Порецкий В. С., Жузе А. П. и Шешукова В. С. 1934. Диатомовые Кольского полуострова в связи с микроскопическим составом кольских диатомитов. Тр. Геоморф. ин-та АН СССР, сер. физ.-геогр., вып. 8.

Пресман В. Г. 1934. Геофизические методы разведки слюды. Карело-Мурманский край, № 3—4.

Промтов А. Н. 1935. Апатит. Минерал.-сырьев. база СССР, вып. 27.

Пронченко Г. С. 1933. Апатито-нефелиновое месторождение Юкспора. Хибинские апатиты, 6.

Пронченко Г. С. 1934. Итоги разведок Юкспорского месторождения апатита. Хибинские апатиты, 7.

Пуртов А. С. 1927. Работы Кольской магнитометрической партии. Отчет о состоянии и деятельности Геол. ком. в 1925 г. Изв. Геол. ком., т. 45, вып. 4.

Пуртов А. С. 1930. Отчет о магнитометрической съемке месторождений магнетитовых сланцев района Кольского фьорда в 1924—1925 гг. и возможном их экономическом значении. Изв. Геол. ком., т. 49, № 10.

Путеводитель по Хибинским тундрам. Изд. 2-е испр. и дополн. АН СССР, 1932.

Пэк А. В. 1932. К изучению тектоники Хибинского массива. Сб. За полярным кругом. Тр. СОПС петрограф. и минерал. ин-тов АН СССР.

Пэк А. В. 1933. Некоторые данные по тектонике Хибинского района. Хибинские апатиты, 6.

Пэк А. В. 1935. Материалы к тектонике Хибин. Тр. Сов. по изуч. прир. рес. и петрогр. ин-т АН СССР, сер. Кольск., вып. 9.

Раковшик М. Е. 1933. Исследовательские работы по Кольскому горно-химическому комбинату. Хибинские апатиты, 6.

Риппас П. В. 1899. Кольская экспедиция 1898 г. (предварительный отчет). Изв. геогр. о-ва, т. 35, вып. 3.

Рихтер Г. Д. 1932. Экскурсия на Монче-тундру. Сб. Путевод. по Хибинск. тундрам. АН СССР.

Рихтер Г. Д. 1933. Отчет о работах географо-разведочного отряда Кольской экспедиции 1930 г. Тр. СОПС АН СССР, сер. Кольск., вып. 6.

Рихтер Г. Д. 1934. Физико-географический очерк оз. Имандра и его бассейна. ГЭНИИ при ЛГУ, вып. 5.

Рихтер Г. Д. 1936а. Орографические районы Кольского полуострова. Тр. Ин-та физ. геогр., вып. 19.

Рихтер Г. Д. 1936б. Результаты геоморфологической рекогносцировки в бассейнах рр. Варзуги и Поноя (Мурманский округ). Тр. Ин-та физ. геогр., вып. 19.

Рихтер Г. Д. 1946. Север Европейской части СССР. Физико-географическая характеристика. АН СССР. Ин-т геогр.

Розен М. Ф. 1927. Колонизационные обследования побережья Кольского и Кандалакшского заливов. Под ред. К. Ф. Маляревского. Отчетный сб. колонизац. отд. Правл. Мурман. ж. д., № 47—76.

Розен М. Ф. 1931 г. Почвы Кольского полуострова и Северной Карелии и их сельскохозяйственная ценность. Карело-Мурманский край, № 11—12.

Русинов Л. А. 1934. Обзор геолого-разведочных работ, проведенных ГГО НИЦ в 1932 г. Тр. Научн. ин-та по удобр., вып. 124. Агроном, руд. СССР, т. 3, ч. 1.

Рутштейн С. М. 1933. Геологическое строение и оруденение трех основных массивов Монче-тундры. Хибинские апатиты, 6.

Рутштейн С. М. 1934. Новые данные о медно-никелевых месторождениях Монче-тундры. Изв. ЛГГГТ, № 1.

Рябинин В. Н. 1933. Загадочные карбоновые валуны Мурмана. Карело-Мурманский край, № 3—4.

Рябинин В. Н. 1941. Органические остатки в карбонатных породах Южной Карелии. Сб. № 4 Ленгеолуправления.

Сабанин Б. В. 1919. Описание исполненных исследований и подготовительных работ по сооружению г. Мурманска. Техн. изв., № 4—6.

Садчиков Е. И. и Трутнева К. Ф. 1933. Гидрогеологические работы в районе г. Хибингорска. Хибинские апатиты, 6.

Салоп Л. И. 1941. Геология пегматитовых месторождений Северной Карелии. Зап. ЛГУ, № 45, сер. геол.-почв. наук, вып. 8.

Сауков А. А. 1933. Из работ Ломоносовского института Академии наук. Вестн. АН СССР, № 12.

Сверчков В. С. 1936. Воронинское месторождение сульфидных вкрапленных руд (Кольский полуостров). Разв. недр, № 4.

Сводка анализов минералов Хибинских тундр. Хибинский массив. 1923. Очерк научных результатов экспедиций в Хибинские и Ловозерские тундры 1920—21 и 1922 гг. Тр. Сев. научно-промысл. экспед., вып. 16.

Святловский А. Е. и Дитерихс Ф. М. 1939. Материалы к изучению апатитовых месторождений Хибинских тундр. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.

Седлис В. О. 1933. Пирротин в качестве сырья для сернокислой промышленности. Хибинск редк. элементы и пирротины, V.

Семеров П. Ф. 1932. Сфен (новое титановое сырье Кольского полуострова). Карело-Мурманский край, № 3—4.

Семеров П. Ф. 1933а. К вопросу организации молибденового рудника на Тахтарвумчорре. Хибинск. редк. элементы и пирротины, 5.

Семеров П. 1933б. Ловчоррит (новое редкоземельное сырье Кольского полуострова). Карело-Мурманский край, № 5—6.

Семеров П. Ф. 1933в. Разработка ловчорритовых месторождений. Хибинск. редк. элементы и пирротины, 5.

Семеров П. Ф. и Джаксон М. Н. 1933г. Технико-экономический анализ Тахтарвумчоррского месторождения. Хибинские апатиты, 6.

Сергеев Н. А. 1932. Отчет по исследованию южного отрога Поачвумчорра. Хибинские апатиты, 2.

Серк А. Ю. 1932. Поиски рудных месторождений путем прослеживания рудных валунов. Мурманск.

Серк А. Ю. 1933а. Железорудные месторождения Куна и Железная Варака. Сб. трудов I Заполярн. геол.-разв. конфер. 21—27 ноября 1932 г.

Серк А. Ю. 1933б. Магнетитовые месторождения Имандровского района. Хибинские апатиты, 6.

Серк А. Ю. 1935. Железные руды Имандровского района Кольского полуострова и их промышленные перспективы. Горн. журн., № 1.

Силинич И. 1924. В Кандалакшской губе. «Землеведение», т. 31, вып. 4.

Смирнов Г. Ф. 1933. Обогащение титана (сфена). Хибинские апатиты, 6. АН СССР, СОПС.

Соболев Н. Д. 1947. Химический состав и оптические свойства минералов группы оливина района Енского месторождения. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 57, № 6.

Соколов Г. 1925. О некоторых контактно-метаморфических явлениях в песчанниках Турьего мыса. Изв. научно-техн. кружка металлург. и хим., вып. 1(2).

Соколов Н. Н. 1935. Четвертичные отложения Кольского полуострова Карелии и Ленинградской области. Ленинградская обл. и Карельская АССР. Приложение к Атласу. Изд. ГЭНИИ, ЛГУ.

Соколов П. В. и Кальберг Э. А. 1939. Объяснительная записка к 1 000 000 карте листа О—37.

Соколов П. В. 1940. Геология плато Кейв и свиты кейвских кристаллических сланцев. Сб. Ленгеолуправления. Ком. геол., № 5. Большие Кейвы. Пробл. Кольск. кианитов.

Соколовский А. 1931. Второе совещание работников суперфосфатной промышленности. Удобр. и урожай, № 10.

Соловьянов Г. Н. 1931. К вопросу о применении нефелина в стеклоделии. Журн. хим. пром., т. 8, № 2.

Соустов Н. И. 1933. Геолого-петрографические исследования в Умбском районе и Федоровой тундре. Хибинские апатиты, 6.

Соустов Н. И. 1934а. Новые данные по геологии Хибинского района. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 4, № 8—9.

Соустов Н. И. 1934б. Хибино-Умбинский отряд. Кольская комплексная экспедиция. Отчет о деят. АН СССР в 1933 г.

Соустов Н. И. 1935а. Геолого-петрографический очерк зеленокаменной толщи к югу от Хибинского массива. Тр. Сов. по изуч. прир. рес. и Петрогр. ин-та АН СССР, сер. Кольск., вып. 9.

Соустов Н. И. 1935б. Свита имандра-варзуга. Экспед. Ак. наук СССР 1934 г. СОПС.

Соустов Н. И. 1935в. Хибино-Имандровский петрографический отряд. Отчет о деят. АН СССР в 1934 г.

Соустов Н. И. 1937. На берегах озера Имандра. Экспед. Ак. наук СССР. 1935 г. АН СССР, СОПС.

Соустов Н. И. 1938а. Геолого-петрографический очерк восточного предгория Чуна-тундры на Кольском полуострове. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 2, петрогр. сер., № 1.

Соустов Н. И. 1938б. Новый щелочной массив в окрестностях Хибинских тундр на Кольском полуострове. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 12.

44 Мурманская обл., ч. I

- Соустов Н. И. 1940. Протерозойская спилито-диабазовая формация Имандра-Варзуга на Кольском полуострове. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 26, петрогр. сер. (№ 9).
- Стопов Д. 1931. Север меняет лицо. Биб-ка экспед. и путешеств. «Молодая Гвардия».
- Странд Т. 1940. Климаты по данным эокембрийских и палеозойских отложений Норвегии. Тр. 17 сессии Междунар. геол. конгресса, т. 6.
- Страхов Н. М. 1941. О «фациальном профиле» гипергенных железных руд в его изменении в истории земли. Сов. геол., № 5.
- Строна А. 1929. О некоторых друзитах Кандалакшского залива Белого моря. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 127, Изд. Геол. ком.
- Стулов П. М. 1941. Из архива М. К. Сидорова. Разв. недр, № 2.
- Судиславлев К. К. 1935. Некоторые соображения о геологическом строении и внутренней тектонике Хибинского массива в свете новых данных. Изв. Лен. геол. треста, № 2 (11).
- Судовиков Н. Г. 1935. Материалы по геологии юго-западной части Кольского полуострова. Тр. Лен. геол. треста, вып. 10.
- Судовиков Н. Г. 1936. Конгломерат Кандалакшских островов (Белое море). Учен. зап. ЛГУ, № 9, сер. геол.-почв.-геогр., вып. 2.
- Судовиков Н. Г. 1937. Геологический очерк Кандалакшского района. Сев. экспед. Кольск. п-ва. Междунар. геол. конгресс, 17 сессия.
- Судовиков Н. Г. 1939. Материалы по петрологии Западного Беломорья. Тр. Ленгеолуправления, вып. 19.
- Судовиков Н. Г. 1946. Петрология Ковдозерского комплекса щелочных пород. Учен. запис. ЛГУ, сер. геол.-почв. наук, вып. 14.
- Теннер Д. Д. 1936. Некоторые данные по геологии Рыбачьего полуострова. Изв. ЛГТ, № 2.
- Тимофеев И. К. 1933. К изучению климата и гидрологии Кольского полуострова. Хибинские апатиты, 6.
- Тимофеев В. М. 1935. Петрография Карелии. АН СССР.
- Тихомиров И. К. 1932. Климат Кольского полуострова. Хибинские апатиты, 2.
- Тихомиров И. К. 1943. О наивысшей точке Хибинского горного массива. Изв. Всес. геогр. о-ва, т. 35, вып. 5.
- Тихомиров И. К. 1949а. Кто был первым исследователем Хибин? Изв. Всес. геогр. о-ва, т. 81, вып. 4.
- Тихомиров И. К. 1949б. Подземные точки в Хибинском массиве. Изв. Всес. геогр. о-ва, т. 81, вып. 2.
- Токарев В. А. 1933. Работы Кандалакшского минерало-геохимического отряда экспедиции Академии наук СССР. Хибинские апатиты, 6.
- Токарев В. А. 1935. К минералам Терского берега Кольского полуострова (Порья-губа-Кузрека). Тр. Лен. о-ва естествоиспыт., т. 64, вып. 1, отд. геол. и минерал.
- Токарев В. А. 1936. Метасоматические явления на Пирьнаволоке (Кольский полуостров). Учен. зап. Пермск. гос. ун-та, т. 2, вып. 2.
- Толмачев А. И. 1933. Физико-географические условия севера СССР. Тр. Перв. Всес. конфер. по размещ. произв. сил Союза ССР, т. 8. Проблемы Севера. Госплан СССР.
- Труды Кольской базы Академии наук СССР им. С. М. Кирова. 1936. Мат. к геохим. Хибинск. тундр. т. 2, вып. 2. АН СССР.
- Труды I Заполярной геолого-разведочной конференции 21—27 ноября 1932 г. НКТП СССР. Союзгеоразведка. Лен. геол.-разв. трест. Новосибирск.
- Трусова И. Ф. 1936. К петрографии пород ийолит-уртитового ряда Хибинской тундры. Тр. Ин-та по удобр. и инсектофунг. вып. 128, Хибинские апатиты, 2.
- Тумель В. Ф. 1933. Очерк Западного побережья озера Бабинской Имандры. Тр. СОПС АН СССР, сер. Кольск, вып. 6. Мат. к геогр. долины р. Нивы.
- Турищев И. В. 1948. Новые данные о палеозое Карелии. Докл. АН, т. 63, № 4.
- Тюшов Н. В. 1940. Кварцитовые месторождения Кейвской свиты сланцев. Сб. Ленгеолуправления, № 5. Большие Кейвы.
- Ушаков П. 1925. Сезонные изменения на литорали Кольского залива. Тр. Лен. о-ва естествоиспыт., т. 54, вып. 1. Протоколы экспед., научн. статьи и сообщ.
- Фадеев И. 1934. Обогащение Кольских магнетитовых сланцев. В помощь обогастителю, № 7—8 (21—22).
- Фауссек В. 1890. Материалы к вопросу об отрицательном движении берега в Белом море и на Мурманском берегу. Зап. Русск. геогр. о-ва, т. 25.
- Федоров Е. С. 1903. Краткое сообщение о результатах минералогических и петрографических исследований берегов Белого моря. Зап. Минерал. о-ва, 40, вып. 2.

- Федоров Е. С. 1904. Минералогическое и петрографическое описание берегов Белого моря. Горн. журн., т. 2, № 4, 5, 6; т. 3, № 7.
- Федоров Е. С. 1905. Заметка о нефелиновых породах с Белого моря. Изв. Акад. наук, т. 23, № 1 и 2.
- Федоров Е. С. 1908. Белое море как источник материала для сельскохозяйственной культуры. Изв. Москв. сельхоз. ин-та, ч. 14, кн. 1.
- Федоровский Н. М. 1936. Апатиты. ОНТИ.
- Ферсман А. Е. 1922а. Кварц и кальцит из Хибинских тундр. Изв. Росс. Ак. наук, 6 сер., т. 16, № 1—18.
- Ферсман А. Е. 1922б. Краткое сообщение о результатах экспедиции в центральную часть Лапландии. Изв. Росс. Ак. наук, VI сер., т. 16, № 1—18 (протоколы).
- Ферсман А. Е. 1922в. О результатах экспедиции, предпринятой в центральную часть Лапландии. Изв. Росс. Ак. наук, 6 сер., т. 16.
- Ферсман А. Е. 1923а. Закономерные сростания минералов в Хибинских и Ловозерских тундрах. Изв. Рос. Ак. наук, 6 сер., т. XVII.
- Ферсман А. Е. 1923б. Кварц и кальцит из Хибинских тундр. Тр. Сев. научн.-пром. экспед., вып. 16.
- Ферсман А. Е. 1923в. Краткий отчет об экспедиции в Хибинские и Ловозерские тундры 1923 года. Докл. Росс. Ак. наук, А, июнь—декабрь.
- Ферсман А. Е. 1923г. Кристаллиты магматического карбоната кальция из Хибинских и Ловозерских тундр. Тр. Сев. научн.-промысл. экспед., вып. 16.
- Ферсман А. Е. 1923д. Минеральные ассоциации Хибинских и Ловозерских тундр. Изв. Росс. Ак. наук, 6 сер., т. 17.
- Ферсман А. Е. 1924. Три года за полярным кругом. Очерки научных экспедиций в Центральную Лапландию 1920—1922 гг. Изд-во «Время».
- Ферсман А. Е. 1929а. Изучение выходов щелочных гранитов на вершинах Белых тундр в верховьях р. Поной. Отчет о деят. АН СССР за 1928 г.
- Ферсман А. Е. 1929б. Проблемы Хибинских и Ловозерских тундр (К десятилетию Хибинских экспедиций). Природа, № 5.
- Ферсман А. Е. 1931а. Апатит, его месторождения, геохимия, запасы, экономика. Хибинские апатиты, 3.
- Ферсман А. Е. 1931б. Геолого-геохимические исследования в Монче-губе и Монче-тундре. Экспериментальные исследования на территории СССР. Отчет о деят. АН СССР за 1930 г.
- Ферсман А. Е. 1931в. Геохимическая диаграмма Хибинских тундр. Докл. АН СССР, А, № 8.
- Ферсман А. Е. 1931г. Геохимические дуги Хибинских тундр. Докл. АН СССР, А, № 14.
- Ферсман А. Е. 1931д. Геохимия и минералогия. Сб. Путевод. по Хибинск. тундр., АН СССР.
- Ферсман А. Е. 1931е. История исследования Хибин. Сб. Путевод. по Хибинск. тундр., АН СССР.
- Ферсман А. Е. 1931ж. Минералогические исследования в районе Поачвум-чорра в Хибианах. Экспедиционные исследования на территории СССР. Отчет о деят. АН СССР за 1930 г.
- Ферсман А. Е. 1931з. Новый промышленный центр СССР за полярным кругом (Хибинский апатит). АН СССР.
- Ферсман А. Е. 1932а. Исследования Кольского полуострова в районе Хибинских апатитов за лето 1930 года. Хибинские апатиты, 2.
- Ферсман А. Е. 1932б. Пегматиты и их научное и практическое значение. Т. I—Гранитные пегматиты. 2-е изд. Тр. СОПС. АН СССР, сер. полезн. ископ., вып. I.
- Ферсман А. Е. 1932в. Проблема Монче-тундры (Кольский полуостров). Докл. АН СССР, А, № 1.
- Ферсман А. Е. 1932г. Сравнительный очерк геохимии Хибинского и Монче-комплекса. Докл. АН СССР—А, № 6.
- Ферсман А. Е. и Чеботарев А. Д. 1933. Волчье-Сальютундровский отряд Кольской комплексной экспедиции. Отчет о деят. АН СССР за 1932 г.
- Ферсман А. Е. 1935. Научные проблемы Кольского полуострова. Докл. Стенограф. отчет III Полярн. совещ. НИИСа НКТП СССР по вопр. изуч. и освоен. полезн. ископ. Кольск. п-ва, 25—29 сентября 1935 г. г. Кировск.
- Ферсман А. Е. 1937а. Минералогия и геохимия Хибинских и Ловозерских тундр. Сев. экскурсия Кольский п-ов. Междунар. геол. конгресс, 17 сессия.
- Ферсман А. Е. 1937б. Общая характеристика хибинских минералов. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. АН СССР. Ломоносовск. ин-т.
- Ферсман А. Е. 1938. Геохимия и минералогия полярных областей. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 19, № 8.

- Ферсман А. Е. 1940. Геохимические комплексы. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 28, № 2.
- Ферсман А. Е. 1941. Полезные ископаемые Кольского полуострова. Тр. Комисс. по пробл. минеральн. сырья АН СССР, сер. регион., вып. I, АН СССР, СОПС.
- Хабаров А. В. 1945. Полярный Урал и его взаимоотношения с другими складчатыми областями. Тр. Геол. упр. Севморпути, вып. 15.
- Хазанович К. К. 1936. Геологический очерк и полезные ископаемые северо-западной части Ловозерских тундр (Луявр-Урта). Тр. Лен. о-ва естествоиспыт., № 65, вып. 1.
- Харитонов Л. Я. 1939. Миллионная геол. карта СССР. Объяснительная записка к листу R-35-36-37.
- Харитонов Л. Я. 1940. Кианитоносные породы кейв и их характеристика. Сб. Ленгеолуправления, № 5. Большие Кейвы.
- Харитонов Л. Я. 1941. К стратиграфии и тектонике Карельской формации докембрия. Тр. Ленгеолуправления, вып. 23.
- Харченко Ф. П. 1935. Федорова тундра. Тр. Сов. по изуч. прир. рес. и Петрогр. ин-та АН СССР, сер. Кольск, вып. 9.
- Хлебников В. Н. 1882. Сообщение о котле, образовавшемся в горной породе, ограничивающей Терiberскую губу на Мурманском берегу. Тр. СПб о-ва естествоиспыт., т. 13, вып. 1.
- Хлопин В. Г. 1935. Уран и торий в хибинских минералах и их геологический возраст. Стеногр. отчет засед. 3 Полярн. совещ. НИСа НКТП СССР по вопросу изуч. и освоен. полезн. ископ. Кольск. п-ва.
- Цинзерлинг Е. В. 1931. Минералогические исследования в районе северного Кукисвумчорра в Хибинах. Экспед. иссл. на территории СССР. Отчет о деят. АН СССР за 1930 г.
- Чеботарев А. Д. 1932. Материалы к изучению Лосевых и Сальных тундр к СЗ и З от Монче-тундры. За полярным кругом. Тр. СОПС Петрограф. и минерал. ин-та АН СССР за 1932 г.
- Челищев П. И. 1886. Путешествие по северу России в 1791 году (Дневник). Изд. под наблюд. Л. Н. Майкова.
- Чернов В. К. 1947. К изучению иловых отложений озер побережья Белого моря в связи с вопросом о вековом поднятии суши. Изв. Всес. геогр. о-ва, т. 29, № 1.
- Чернышев Ф. Н. 1897. Некоторые данные о минеральных богатствах Севера Европейской России. Горн. журн., т. 2. Прилож. Извлеч. из проток. собр. о-ва горн. инж.
- Чернышев Ф. Н. 1901. О геологическом строении Тимана и об отношении Тиманской дислокации к другим областям Северной Европы. Зап. Минерал. о-ва, сер. 2, вып. 39.
- Чернышев Ф. Н. 1915. Орографический очерк Тимана. Тр. Геол. ком., т. 12, № 1.
- Чирвинский П. Н. 1935. Новое в минералогии Кольского полуострова. Карело-Мурманский край. № 1-2.
- Чирвинский П. Н. 1936а. Количественная химико-петрографическая характеристика сфеносодержащих пород Лопарской долины в Хибинской тундре. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 7-8.
- Чирвинский П. Н. 1936б. Новейшие успехи в изучении минералов Хибинских и Ловозерских тундр. Природа, № 8.
- Чирвинский П. Н. 1937. Химико-минералогическая динамика щелочных магм. Зап. Всеросс. минерал. о-ва, 2 сер., ч. 16, № 1.
- Чирвинский П. Н. 1940а. К минералогии Кировского района Мурманской области. Сб. Произв. силы Кольск. п-ва, № 1.
- Чирвинский П. Н. 1940б. Микроскопическое исследование подзола города Кировска. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 27, № 2.
- Чирвинский П. Н., Афанасьев М. С. и Ушакова З. Г. 1940в. Массив ультраосновных пород у станции Африканда на Кольском полуострове. Тр. Кольск. базы АН СССР, вып. 5.
- Чирвинский П. Н. 1941. Кларки комплекса магматических пород восточно-европейского щита и их космический смысл. Зап. Всеросс. минерал. о-ва, сер. 2, ч. 70, № 1.
- Чирков И. Н. 1939. Минералогия Монче-тундры. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 25, № 2.
- Чирков И. Н. 1940. Пентландит из медно-никелевых месторождений Монче-тундры. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 29, № 8-9.

- Чихачев С. М. 1949. О дополнении палеозоя рифейской системой. «Советская геология», № 40.
- Чумаков А. А. 1947а. О причинах возникновения уртитовых горизонтов в расчлененном комплексе щелочных пород Луяврурта (на Кольском полуострове). Докл. АН СССР, нов. сер., т. 58, № 5.
- Чумаков А. А. 1947б. Петрология и металлогения щелочных гранитов Кольского полуострова. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 57, № 1.
- Чумаков А. А., Морозов А. И. и Гинзбург И. В. 1948. Везувиян из Западных Кейв (на Кольском полуострове). Докл. АН СССР, нов. сер., т. 61, № 6.
- Чураков А. Н. 1941. О необходимости планомерного изучения докембрийских образований в СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Шаврова Н. Н. 1947. О двух гранатах Кольского полуострова. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 58, № 6.
- Шарков В. В. 1947. Балтийский кристаллический щит. Тр. Комисс. по естеств.-ист. районир. СССР. АН СССР, СОПС и ин-т геогр.
- Шатский Н. С. 1945. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Мат. Москов. о-ва исп. прир., нов. сер., вып. 2 (6).
- Шатский Н. С. 1946. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Швец П. Т. 1935. Тектоника, состав и механическая прочность Палагубских гранитов. Изв. ЛГГГТ № 1 (6).
- Шестаковская Г. 1940. Опыт составления карты Мурманской области в масштабе 1:750 000. Геодезист, № 5.
- Широкшин 1835. Геогностический обзор берегов Кандалакшской губы и Белого моря до г. Кеми в Архангельской губернии. Горн. журн., № 3.
- Шифрин Д. В. 1940. Геолого-петрографический очерк Панских тундр в центральной части Кольского полуострова. Сб. Ленгеолуправления Ком. геол., № 6.
- Шмидт А. В. 1930. Древний могильник в Кольском заливе. Кольский сб. Изд. АН СССР. Мат. Ком. эксп. иссл., вып. 23, сер. Северная.
- Щербина В. В. 1932. Геохимические и петрографические исследования в юго-западной части Ловозерских тундр. Отчет о деят. АН СССР за 1931 г. Кольск. компл. экспед.
- Щербина В. В. 1933. Петрографический и геохимический очерк горных пород юго-западной части Ловозерских тундр. Тр. СОПС АН СССР, вып. 3. Мат. по петрограф. и геохим. Кольск. п-ва, ч. 2.
- Щербина В. В. 1939. Геохимия. АН СССР. Ин-т геол. наук.
- Эпштейн С. В. 1934. Материалы к геологии четвертичных отложений 37-го листа 10-верстной карты Европейской части СССР, Тр. ЛГРТ, № 7.
- Яковлев С. А. 1941. О следах эпейрогенических движений в ледниковое время к северу от Русской равнины. Тр. Сов. сек. МАИЧПЕ, вып. 2.
- Яковлев С. А. 1950. Терминология подразделения четвертичной системы. Природа, № 10. Тр. ЛГРТ, вып. 7.
- Янишевский М. Э. 1951. Древнейший трилобит из нижнекембрийской синей свиты. Вопросы палеонтологии, т. 1.
- Яснопольский Л. М. 1935. Хібі́нські апатити та їх значення для України. Вістк Укр. Ак. наук, № 8—10.
- Anderson E. M. 1924. Tertiary and Post-Tertiary Geology of Mull. L. Aline and Oban-Mem. Geol. Sur. Scot.
- Anderson E. M. 1936. The Dynamics of the Formation of Conescheets, ring-dykes and Calgron-Subsidesens, Proc. R. Soc. Edinb., v. 56.
- Baer M. 1838. Expedition a Novaja Semlja et en Laponie. Bull. Sci. Acad. Sci. St. Petersb., t. III, № 5—6—7.
- Bailey V. und Høltedahl O. 1938. Northwestern Europe Caledonische Regionale Geologie der Erde, Bd. 2, Abschnitt 11.
- Böhtlingk W. 1840. Bericht einer Reise durch Finnland und Lappland I. Reise von St. Petersburg bis Kola. 2. Reise längs den Küsten der Eismeeres und Weissen Meeres. Bull. Sci. Acad. Sci. St. Petersb., t. VII, №№ 8, 9, 12.
- Bubnoff S. 1937. Die Halbinsel Kola. Geol. Rundschau. Bd. 28.
- Eskola P. 1925. On the petrology of Eastern Fennoscandia, I. The mineral development of Bosia Rocks. in the Karelian Formations Fennia, 45.
- Eskola P. 1927. Petrographische Charakteristik den. kristallinen Gesteine v. Finnland. Fortschr. Min. Krist. Bd. 11.
- Eskola P. 1929. Om mineralafacies. Geol. For. Förh. Bd. 51.
- Ficandt A. 1912. Fiskarhalföns och Kilden geologi. Fennia, 32.

- Frebold H. 1935. Geologie von Spitzbergen der Bäreninsel, der König Karl und Franz. Joseph-Landes. Berlin, Borntraeger.
- Friis J. A. 1871. En sommer i Finnmarken, Russisk Lapland og Nordkarelen. Christiania.
- Fyn S. 1945. Spalteganger i Sr—Varanger. Norsk Geol. Tidsskr. Bd. 25.
- Geijer P. 1911. Contributions to the Geology of Sydvaranger iron ore deposits. Geol. För. i Stockh. Förh. Bd. 33.
- Geijer P. 1931. Sydvarangermalmernas natur. Geol. För. Stockh. Förh. Bd. 53, H. I.
- Hackman V. 1894. Petrographische Beschreibung des Nephelinsyenites vom Umpteck und einiger ihn begleitenden Gesteine. Diss.
- Hackman V. 1900. Neue Mitteilungen über das Ijolith-massiv in Kunsamo. Bull. Comm. Geol. Finl. № 11.
- Hackman V. 1905. Die chemische Beschaffenheit von Eruptivgesteinen Finnlands und der Halbinsel Kola im Lichte des neuen amerikanischen Systems. Bull. Comm. Geol. Finl., № 15.
- Hackman V. 1927. Studien über den Gesteinsaufbau der Kettila Lappmark. Bull. Comm. Geol. Finl., № 79.
- Hausen H. 1925. Quartergeologische Beobachtungen im nördlichen Teil des Petsamo Gebietes. Fennia, 45, № 7.
- Hausen H. 1926. Über die präquartäre Geologie des Petsamo-Gebietes am Eismeere. Bull. Com. Geol. Finl., № 76.
- Hausen H. 1933. Die Bleiglantz—Zinkblende—Lagerstätten an der Küste von Petsamo (N. Finland). Fennia, 57, № 2 (1932).
- Helmersen G. 1868. Bericht über eine Arbeit von Hrn. Magister Goebel Untersuchungen über den einst an der lappländischen Küste stattgefunden Bergbau. Bull. Acad. Sci. St. Petersburg. Ser. III, t. XII, № 5.
- Holtedahl O. 1918. Bidrag til Finnmarkens Geology. Norges Geol. Unders. № 84.
- Holtedahl O. 1919. The paleozoic formations of Finnmarken in Northern Norway. Amer. Journ. Sci., v. XLVII.
- Holtedahl O. 1920. Paleogeography and Diastrophism in the Atlantic—Arctic region during palaeozoic-time. Amer. Journ. Sci., v. XLIX.
- Holtedahl O. 1931. Vungpaläozoische Fossilien im Oslo Gebiete. Norsk. Geol. Tidsskr. 12.
- Holtedahl O. 1932. Additional observation on the rocks formation of Finnmarken Northern Norway. Norsk. Geol. Tidsskr., Bd. XI, Hf. 3—4.
- Holtedahl O., Schtelling J., Rosendahl H., Stomer L. 1934. The Geology of the Oslo Region and adjacent Sparagmit District. Proc. Geol. Assoc., v. XLV.
- Koch L. 1929. Stratigraphy of Greenland. Meddel. Grönl. Bd. LXXIII.
- Koch L. 1935. Geologie von Grönland. Berlin, Borntraeger.
- Krank E. 1928. On Turjaite and the Ijolite stem of Turja, Kola. Fennia, 51, № 5. T. 51—1929; 1928—T. 50.
- Kulling O. 1934. The «Heela Holk Formation» round Hinlopensredet. Geogr. Ann. Ag. XVI, H. 4.
- Laitakari A. 1934. Geologische Bibliographie Finlands 1555—1933. Bull. Comm. Geol. Finl., № 108.
- Lehmann. 1838. Baer Exped a Novaja Semlja et en Laponie. Bull. Sci. Scad. Sci. St. Petersburg. t. III, № 5—6—7.
- Lupander K. 1934. Sediment formatione pa Fiskarhalvön. Bull. Comm. Geol. Finl. N 104. C. R. Soc. Geol. Finl. № 8.
- Marstrand H. 1918. Sydvaranger jernmalmfeld on geologisk Beskrivelse, Soertryk of Teknisk Ukeblad, № 18.
- Middendorf A. Th. 1845. Bericht über einen Abstecher durch das Innere von Lappland, während der Sommer—Expedition im Jahre 1840. Beitr. z. Kenntniss. d. Russischen Reiches u. d. angränz. Länder Asiens. XI, Bd. 11.
- Middendorf A. F. 1853. Einige Geleitszeilen zu dem beifolgendem Entwurfe des Weges zwischen Kola und Kandalakscha. Bull. Cl. phys. math. Acad. Sci. St. Petersburg., vol. XI.
- Mikkola E. 1928. Über den Nattanengranit im Fennischen Lapland Fennia, 50, № 12.
- Mikkola E. 1932. a. Enare-Lappmark och Petsamo. Turistföreningens i Finland Årsbok, 1932.
- Mikkola E. 1932. b—Inari-Lappi ja Petsamo. Suomen Matkaili jayhdistyksen Vuosikirja.

- Mikkola E. and Sahama Th. G. 1936. The Region to the Southwest of the Granulitoseries in Lapland and its ultrabasics. Bull. Comm. Geol. Finl., № 115.
- Murchison R. V. 1848. Geologie des europäischen Russlands und des Urals. Stuttgart.
- Nordenskiöld A. E. 1870. Platin in Lapland. Pogg. Ann. Bd. 140.
- Nordenskiöld A. E. 1891. De förekomma af diamanter i der granatförande sanden vid Pasvigs elf. Geol. För. Stockh. Förh., Bd. 13.
- Petsamo-Kola. 1940. — the Northern Finno-Russian frontier region Geogr. Rev. New-York, vol. XXX, № 1.
- Rabot Ch. et Velain Ch. 1889. Explorations dans la Laponie Russe ou presque de Kola (1884—1885). Bull. Soc. Geogr., t. X, Paris.
- Rabot Ch. et Velain, Ch. 1891. Géologie des roches cristallophyllennes et éruptives de la Laponie Russe. Bull. Soc. Geogr., t. XII, Paris.
- Ramsay W. 1890. Geologische Beobachtungen auf der Halbinsel Kola. Fennia, III, № 7.
- Ramsay W. 1892. Kurzer Bericht über eine Expedition nach der Tundra Umptek auf der Halbinsel Kola. Fennia V, № 7.
- Ramsay W. und Hackmann V. 1894. Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. Fennia, XI, № 2.
- Ramsay W. 1895. Über den Eudialyt von der Halbinsel Kola. Zeitschr. Kryst. 24.
- Ramsay W. 1899a. Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. II. Fennia, XV, № 2.
- Ramsay W. 1899b. — Neue Beiträge zur Geologie der Halbinsel Kola. Fennia, XV, № 4.
- Ramsay W. 1900. Ueber die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. Fennia, XVI, № 1.
- Ramsay W. 1907. Ueber die präcambrischen Systeme im östlichen Teile von Fennoskandia. Cbl. Min. Geol. Pal. № 2.
- Ramsay W. 1911. Beiträge zur Geologie der Halbinsel Kanin, Fennia XXI, № 4.
- Ramsay W. 1913. Ueber die Verbreitung von Nephelinsyenitgeschieben und die Ausbreitung des nordeuropäischen Inlandseises im nördlichen Russland. Fennia, Bd. XXXIII, № 1.
- Ramsay W. 1921. En melittförande djupbergart från Turja på sydsidan av Kolahalvön. Geol. För. Stockh. Förh. 43.
- Rosberg J. E. 1908. Studien über Talbildungen im finnischen Lapland und dessen Umgebungen. I. Das Tal des Tulomjok. Fennia XXIV, № 4.
- Sahlstein Th. 1933. Struktur und Bewegungen in der Granulitformation des finnischen Laplands. Bull. Comm. Geol. Finl., № 101.
- Sauramo M. 1943. Quartärgeologie, Naturwissenschaftlichen Forschungen in Kola und Ost Karelien, Geologie, Fennia, 67, № 3.
- Sederholm J. 1911. Fennoscandia. I. Les roches prequaternaires de la Fennoscandia. Atlas de Finlande.
- Sederholm J. 1930. Pre-quaternary rocks of Finland. Bull. Comm. Geol. Finl., № 91.
- Sederholm J. 1931. Några ord berggrunden i Sydvaranger och närliggande delar av Finland. Geol. För. Stockh. Förh. 52.
- Sederholm J. 1932. On the Geology of Fennoskandia Bull. Comm. Geol. Finl., № 98.
- Tanner V. 1907. Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar I. Till frågan om Ost-Finmarkens glaciation och nivåförändringar. Bull. Comm. Geol. Finl. 18, Fennia, XXII.
- Tanner V. 1925. Petsamon tuntureille tehty malmitutkimusretki Undersöknings expeditionen till Petsamo — fjällen. Geol. Kom. Vuusikertomus Arsberättelse.
- Tanner V. 1931. Note sur la position chronologique des trouvailles préhistoriques par rapport aux étages géologiques dans la région cotière de la Fennoskandia aux confins de L'Océan Arctique, Suomen Muinaismuistoyhdistyksen Aikakauskirja Finska fornminnesföreliggens Tidskrift, XXXIX, 1.
- Tanner V. 1934. The Problem of Eskers, IV, The Glacioluvial Formations of the Prasse muetke Valleys. Petsamo, Lapland. Fennia, 58, № 1.
- Tanner V. 1934a. Undersöknings expeditionen till Petsamo fjällen. Geol. Kom. Vuusikertomus-Arsberättelse.
- Tanner V. 1936. Die Grundlagen einer interkontinentalen Homotaxis «Arctica», N 4.



- Tanner V. 1938. Die Oberflächengestaltung Finnlands. Eine uebersichtliche Darstellung der Morphographie und Morphologie sowie der Morphogenie in chronologischer Beziehung. Bidrag till Känned. Finnlands. Natur. Och Folk. № 86.
- Väyrynen H. 1928. Geologische und petrographische Untersuchungen im Kainuugebiete. Bull. Comm. Geol. Finl. № 78.
- Väyrynen H. 1930. Über die geologische Struktur des Erzfeldes Kammikivinturi in Petsamo. Bull. Comm. Geol. Finl., № 92.
- Väyrynen H. 1933. Über die Stratigraphie der Karelischen Formationen. Bull. Comm. Geol. Finl., № 101.
- Väyrynen H. 1938. Petrologie des Nickelerzfeldes Kaulatunturi — Kammikivinturi in Petsamo, Bull. Comm. Geol. Finl., № 116.
- Velain Ch. 1891. Sur les sables diamantifères recullis par Ch. Robot dans la Laponie Russe (Vallee de Pasvig). C. R. Acad. Sci., CXII, № 2, Paris.
- Wegmann C. 1929. Zur Kenntniss der tektonischen Beziehungen metallogenetischer Provinzen in der nordlicher Fennoskandia. Zeitschr. prakt. Geol., Bd. 37.
- Wilkmann W. W., Och Hackman V. 1926. Geologisk översikts Karta av Finland. Sect. D-6. Kuolojärvi.

## УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

### А

Абварь гора—103  
 Авдотына гора (см. Вюнцурт)  
 Айкуайвенчйок р.—164, 165, 332  
 Айс—фиорд—368  
 Акабирпакенч воз.—275, 574  
 Аккурта тундра—197, 236  
 Алдобин рч.—176  
 Алдоньга р. (приток р. Поноя)—553  
 Александровский уезд—40  
 Ангвундасчорр гора—495, 500  
 Анис-тундра—8, 65, 272, 273, 353, 554,  
 566, 571, 572, 619  
 Анис оз.—572  
 Апатиты ст.—162, 291, 332, 437  
 Апуайв гора—493, 495, 498  
 Ара губа—64  
 Ара фиорд—51, 324, 325, 327, 354, 605,  
 663  
 Арваренч гора—145, 149, 151, 153, 154,  
 156, 157, 158, 159, 160, 175, 177, 179,  
 264, 266, 294, 332, 341, 342, 352, 353,  
 356, 579, 584  
 Арведемявр оз.—381, 384  
 Арктика—28, 363, 367, 368, 369, 370  
 Архангельская область—55, 371  
 Арьян р.—644, 645  
 Астрахань г.—28  
 Атлантический океан—28  
 Аутиотуппо массив—563  
 Африка—17  
 Африканда ст.—14, 428, 431  
 Ахмалахти с.—384  
 Ахмасельке массив, воз.—26  
 Ачерйок, Ача р. (приток р. Поноя)—  
 24, 146, 181, 182, 186, 187, 210, 300,  
 302, 304, 331, 595, 596, 600

### Б

Бабинская Имандра оз.—10, 26, 75, 135,  
 518, 520, 521, 523, 551, 619, 625, 649,  
 652  
 Бабозеро оз.—77, 522  
 Бабье оз.—27, 47, 141, 152, 153, 174,  
 231  
 Бабья р.—512, 582, 583  
 Базарная губа—11, 375  
 Бакалда губа—176  
 Балтийское море—26, 539

Баренцово море—8, 20, 28, 31, 48, 57,  
 74, 78, 79, 85, 127, 129, 140, 534, 537,  
 538, 540, 545, 559, 606, 610, 633, 634,  
 637, 638, 643, 648, 649, 651, 652  
 Башенка мыс—611  
 Безымянная гора—134, 184  
 Безымянное оз.—256  
 Белая гора—165, 332  
 Белая губа—166, 578  
 Белая тундра—113, 147, 188, 296, 308,  
 442, 444, 455, 456, 457, 582  
 Белое море—8, 10, 11, 20, 24, 26, 27,  
 28, 29, 34, 44, 48, 53, 55, 56, 66, 78,  
 83, 129, 140, 153, 174, 176, 177, 256,  
 336, 337, 362, 433, 435, 468, 524, 526,  
 534, 535, 536, 537, 540, 541, 544, 550,  
 553, 554, 604, 628, 633, 634, 637, 638,  
 645, 648, 649, 652, 667, 672  
 Белозерский мыс—113, 114, 321  
 Белокаменка с.—133  
 Белоруссия—361  
 Белый Бычек гора—213, 236, 543, 588,  
 589  
 Белый камень—209, 233, 237, 239  
 Березовая вара, гора—103  
 Березовая ламбина оз.—468, 471  
 Березовая р.—463  
 Березовый о.—435  
 Большая Белая р.—33, 34, 531  
 Большая варака, воз.—51, 294, 297  
 Большая Кумжевая р.—71, 77  
 Большой Вудъявр оз.—35  
 Большой ров—196, 591, 594  
 Ботнический залив—610, 630  
 Бухта р.—401 402  
 Быстрая тундра—113

### В

Вавнбед гора—493  
 Вага р.—535  
 Вадозеро оз.—54, 135, 501, 521, 629  
 Ваенга залив—530  
 Ваенга р.—79  
 Вайда губа—11, 365  
 Вайкис (Вайкес) оз.—274, 275, 572, 574  
 Вайкис (Вайкес) р.—274, 574, 639, 644  
 Вайна тундра—133, 134  
 Валдай воз.—640  
 Валдруайв гора—454  
 Валесшиэта гора—255

Валлас-Йоки р. — 378, 396, 563, 564  
 Вальурта массив, тундра — 24, 197, 203, 205, 219, 232, 235, 239, 303  
 Варангер п-ов — 53, 56, 145, 362, 367, 368, 370, 386, 503, 504, 613, 638  
 Варангер — фиорд — 71, 85, 128  
 Варде г. — 10  
 Варзина р. — 514  
 Варзуга р. — 10, 11, 20, 27, 33, 34, 35, 48, 50, 77, 82, 94, 136, 140, 141, 142, 144, 151, 152, 153, 167, 169, 170, 171, 172, 173, 175, 180, 181, 182, 185, 187, 190, 220, 243, 246, 296, 322, 348, 349, 373, 510, 513, 516, 524, 526, 528, 532, 533, 535, 541, 578, 580, 581, 583, 584, 585, 617, 638, 642, 647, 649, 665, 666  
 Варзуга с. — 515, 516, 530, 533  
 Веже тундра — 22, 637, 644  
 Вельмуайв возв. — 144, 270  
 Верес тундра — 114  
 Вересовка р. — 136, 323  
 Верховка р. — 359  
 Вестник мыс — 612, 613  
 Вешкиг (Большой, Малый и Средний) гора — 559, 564  
 Виймь тундра — 253, 326, 519, 641  
 Вилмуай рч. — 173  
 Винчавара гора — 262  
 Вируайв — тундра — 10, 637  
 Вите-губа (Вите губа) — 154, 157, 276, 578, 580  
 Вите-губа оз. — 160, 574  
 Вите п-ов — 145, 149, 151, 153, 154, 155, 156, 157, 160, 177, 179, 180, 264, 266, 292, 293, 332, 342, 352, 353, 356, 584  
 Вокман р. — 111, 333, 334, 624  
 Волоковые губы (Большая и Малая) — 21, 93  
 Волчий рч. — 210, 600  
 Волчье Верхнее оз. — 645  
 Волчьи тундры — 8, 14, 47, 50, 59, 63, 64, 69, 75, 79, 142, 143, 144, 146, 148, 149, 273, 274, 275, 276, 277, 278, 279, 289, 295, 297, 308, 311, 342, 353, 354, 510, 517, 518, 519, 537, 548, 549, 550, 554, 566, 570, 571, 572, 573, 574, 575, 578, 619, 635, 638, 643, 644, 648, 652, 663  
 Воргелурта тундра — 201, 240  
 Воронинский погост с. — 519  
 Вороньи тундры — 47, 49, 50, 146, 147, 149, 150, 246, 247, 252, 264, 266, 268, 289, 309, 328, 330, 342, 352, 353, 354, 355, 549, 586, 601, 661, 662, 663  
 Вороньявр Верхний — 186, 187, 588  
 Воронья р. — 20, 22, 33, 34, 73, 85, 122, 146, 230, 246, 247, 249, 252, 524, 533, 638, 639  
 Ворос — Сув гора — 313, 333, 473  
 Восточная Лица р. — 639  
 Восточная Финляндия — 56, 141, 175, 258, 260, 263, 265, 548, 662  
 Восточный Мурман берег — 20, 514, 530, 538

Воче-Ламбина оз. — 288  
 Вува р. — 100, 472, 473, 644  
 Вудьявчорр гора — 485  
 Вуим-тундра — 103, 557, 558  
 Вуловарака гора — 111  
 Вуоггоайви гора — 378  
 Вуори-ярви оз. — 629  
 Вурэчуайвенч гора — 151, 158, 159, 160, 161, 180, 332, 579  
 Вызнепахк тундра — 71  
 Вырмес варака, возв. — 440  
 Вырмес оз. — 13, 438, 439, 440, 650  
 Высокий о. — 166, 525  
 Выхча (Выхчйок) р. — 24, 181  
 Выхчурта возв. — 203, 235, 239, 240, 587, 591  
 Вюншурт гора (Авдотына гора) — 190, 195, 196  
 Вялозеро оз. — 81, 519  
 Вяска р. (приток р. Поноя) — 24

## Г

Гаврилово с. — 477, 607  
 Гавриловская губа — 521  
 Гимолы с. — 43  
 Гимольский р-н — 66  
 Гирвас гора — 102, 106  
 Гирвас оз. — 75, 133, 135, 473, 510, 627, 644  
 Гирвас р. — 124, 629, 630, 654  
 Главный хребет — 8, 47, 50, 54, 69, 75, 95, 142, 146, 148, 273, 274, 275, 276, 277, 283, 286, 289, 295, 308, 311, 353, 354, 357, 548, 550, 554, 566, 570, 572, 573, 574, 575, 576, 578, 619, 663  
 Гладкая гора — 134  
 Глубокие озера (Большое и Малое) — 114  
 Гоголиха губа — 176  
 Голицино с. — 536  
 Головной рч. — 53, 372, 375, 376, 377, 504  
 Гольцовка р. — 524, 531  
 Городок г. — 361  
 Гремяха оз. — 439, 440  
 Гремяха тундра — 13, 54, 80, 438, 537, 636, 650  
 Гренландия — 363, 368, 369, 502  
 Гренландское море — 28  
 Грудин-тундра — 637  
 Губной рч. — 50, 53, 177, 373, 374, 604  
 Гусиное оз. — 378, 563

## Д

Дальняя гора — 22  
 Девичье оз. — 574  
 Длинная гора — 247, 249  
 Днепр р. — 640  
 Долгая губа — 11, 71, 85, 375, 550, 578, 582, 583, 584  
 Долomitовая варака (Огородная гора) — 164, 293, 332  
 Долomitовый мыс — 386  
 Домашняя тундра — 637

## Е

- Евлегурр устье, ров —197, 198, 201, 233, 235, 239  
 Екостровская Имандра оз.—26  
 Елетозеро оз.—629  
 Ельнюн возв.—149, 268, 356  
 Ельнюнчорр возв.—274, 275, 277, 574  
 Ельские горы—445  
 Ена (Иона) р.—10, 14, 26, 41, 75, 76, 523, 638, 644, 647, 652  
 Ена ст.—627  
 Ериньпахк гора—251  
 Ермол-вара гора—262  
 Ефимозеро оз. (см. Сейярв)

## З

- Заонежский п-ов—362  
 Западная Карелия—443  
 Западная Лица р.—22, 50, 59, 149, 253, 256, 268, 324, 325, 326, 327, 328, 354, 466, 524, 540, 555, 638, 642, 648, 663  
 Западная Лица фиорд—79  
 Западный Мурман берег—20, 529, 530  
 Зарубиха р.—478  
 Зарубиха с.—607  
 Застейд I, II гора—51, 102, 148, 149, 313, 314, 315, 472, 473, 621, 625, 666  
 Зашеек ст., с.—11, 630  
 Заячья тундра—289  
 Зверосовхоз с.—524  
 Зеленая варака, возв.—166, 579  
 Зимний берег—55  
 Зимний Иоканьгский погост—298, 301  
 Зимничный о.—435  
 Зимняя Лумбовка гора—301, 596

## И

- Ивановка с.—555  
 Игийурта тундра—182, 195, 234, 243, 595, 596  
 Игльвр оз.—71  
 Ильма гора—173  
 Ильма р.—170  
 Имандра оз.—10, 20, 25, 26, 31, 33, 35, 47, 48, 49, 95, 140, 141, 142, 144, 145, 150, 151, 153, 154, 155, 156, 160, 161, 163, 166, 175, 179, 180, 256, 265, 292, 293, 294, 332, 358, 436, 509, 518, 519, 523, 524, 525, 526, 531, 538, 540, 545, 572, 578, 579, 580, 584, 630, 638, 644  
 Имандра ст.—11, 156, 162, 292, 580  
 Инари оз.—25, 538, 541, 638  
 Индель р.—71  
 Индера р.—373  
 Иоканьга (Иоканга) р.—14, 24, 33, 34, 53, 131, 180, 181, 182, 250, 375, 606, 607, 638, 648  
 Иоканьга с. (порт)—42, 477, 540, 610  
 Иоканьгский залив—23, 542  
 Иокостровский п-ов—166, 167  
 Иолги-тундра, массив—26, 519, 537  
 Иона р. (см. Ена)

- Ионкетьквыд гора, тундра—519, 563  
 Ионкисшойви гора—378  
 Ионн Ньюгоайв возв.—25  
 Ирнне оз.—262  
 Ихтешпахк (Большой, Средний и Малый) гора—294, 582

## К

- Каарсимуэй рч.—195, 199  
 Кайнурта-Тундра—197, 198, 208, 236, 237, 238, 244, 301, 587, 591, 592, 593, 597  
 Кайта-тундра—26, 631  
 Калажное оз.—118  
 Кальмозеро оз.—181, 187, 191, 600  
 Каменные горы—26  
 Каменник возв., гора—296  
 Каменное оз.—519  
 Каменный бор массив—362  
 Каммикиви гора—378, 380, 382, 389, 405, 564  
 Канда губа—26, 135, 640  
 Канда р.—135  
 Кандалакша г. ст.—10, 11, 14, 35, 41, 46, 54, 75, 76, 93, 95, 112, 114, 118, 133, 148, 371, 372, 435, 436, 467, 509, 528, 530, 540, 541, 542, 546, 615, 618, 627, 630, 636, 639, 648  
 Кандалакшская губа—10, 26, 75, 78, 373, 435, 619, 625  
 Кандалакшские тундры—26, 46, 50, 64, 116, 311, 357, 517, 518, 519, 551, 619, 635, 638, 643, 644, 658  
 Кандалакшский архипелаг—435, 436  
 Кандалакшский берег—12, 20, 21, 435, 641  
 Кандалакшский залив—10, 11, 26, 51, 53, 68, 81, 93, 112, 124, 148, 322, 360, 371, 372, 435, 436, 505, 519, 520, 523, 524, 537, 551, 552, 610, 616, 618, 627, 629, 630, 635, 641, 667  
 Кандалакшский р-н—20, 26, 64, 76, 80, 135, 510, 635, 640  
 Каневка с.—181, 182, 183, 185, 186, 187, 188, 195, 205, 230, 234, 237, 243, 266, 267, 458, 459, 586, 587  
 Канин Нос мыс—20  
 Канин п-ов—53, 55, 143, 230, 363, 368, 369, 370, 372, 609  
 Канинский Камень гора—362, 368, 369  
 Канозеро оз.—94, 112, 117, 147, 354, 442, 467, 468, 469, 471, 472, 530, 625, 626  
 Капройва гора—640  
 Карека-тундра—46, 47, 50, 57, 124, 140, 147, 149, 150, 258, 260, 261, 267, 318, 325, 472, 474, 620, 664  
 Карельская АССР (Карелия)—7, 8, 18, 43, 44, 47, 55, 56, 57, 66, 67, 69, 118, 126, 127, 139, 140, 141, 145, 147, 148, 150, 158, 167, 175, 179, 230, 232, 249, 258, 263, 264, 265, 267, 269, 359, 362, 369, 370, 396, 514, 521, 546, 548, 615, 620, 628, 629, 632, 641, 653, 656, 657, 662, 665, 666

- Карелинский наволок, мыс — 607, 608  
 Карельский берег (побережье) — 11  
 Карнасург гора — 75, 500  
 Карнескурч ущелье — 574  
 Карозеро оз. — 524  
 Карское море — 28  
 Каудуайвенч гора — 637  
 Каула гора, тундра — 378, 380, 382, 389, 394, 405, 407, 408, 409, 563, 564  
 Кацким оз. — 110, 472  
 Кацким-Тундра — 100, 101, 109, 110, 333  
 Качовна р. — 47, 49, 50, 140, 141, 145, 149, 150, 151, 178, 253, 264, 512, 513, 549, 586, 604, 661, 662, 663, 666  
 Качковский залив — 23  
 Кашкранцы с. — 522, 537  
 Кедикуайв гора — 453, 454  
 Кейва рч. — 202, 204  
 Кейвукуайе гора — 22  
 Кейвы, система горных гряд — 12, 23, 24, 41, 47, 48, 59, 71, 140, 147, 149, 180, 181, 182, 183, 184, 185, 186, 188, 189, 190, 191, 192, 194, 195, 196, 197, 198, 199, 202, 203, 205, 208, 209, 211, 213, 214, 215, 217, 219, 220, 222, 225, 226, 228, 229, 232, 233, 234, 235, 245, 246, 247, 250, 266, 269, 289, 290, 300, 301, 306, 307, 324, 325, 328, 330, 331, 444, 477, 519, 532, 539, 586, 590, 594, 598, 601, 603, 604, 633, 634, 636, 637, 638, 639, 641, 646, 649, 650, 668  
 Кейчпахк гора — 153  
 Кекурский мыс — 20  
 Келес-Уайв массив — 26, 631  
 Кемийоки р. — 26  
 Кемь г. — 10  
 Кепперуайвенч возв. — 274  
 Кереть о. — 83  
 Кердйок (Керча) р. (приток р. Туломы) — 525, 530  
 Кеулик-тундра — 47, 48, 63, 64, 71, 75, 140, 141, 144, 149, 253, 254, 256, 264, 270, 271, 325, 326, 341, 342, 352, 353, 354, 356, 379, 530, 550, 557, 558, 566, 570, 619, 636, 641, 663  
 Кибренский берег — 636, 639  
 Кидеречь о. — 437  
 Киевей возв. — 296  
 Кильдин о. — 21, 22, 35, 51, 52, 55, 57, 141, 143, 144, 230, 358, 359, 362, 363, 364, 367, 368, 369, 502, 532, 533, 539, 549, 606, 609, 610, 613, 614, 635, 648  
 Кильдинская салма, пролив — 22  
 Кильдинстрой с. — 524, 525  
 Кингерем — тундра — 47, 48, 71, 75, 144, 149, 253, 254, 256, 264, 270, 271, 325, 342, 353, 379, 550, 557, 558, 566, 570, 619, 663  
 Кинемур р. — 585  
 Кинемурские озера — 188, 585  
 Кирова гора — 90  
 Кировск г. — 29, 35, 41, 530  
 Кировский р-н — 41, 637  
 Кислая губа — 145, 147, 149, 151, 153, 154, 155, 156, 157, 160, 175, 177, 179, 264, 266, 276, 341, 342, 356, 578, 579, 584  
 Киткнюн гора — 401  
 Кица р. — 373, 374, 521, 533, 538, 646  
 Кичесара р. (приток р. Варзуги) — 172, 580, 581, 665  
 Клистерванн оз. — 383  
 Княжая губа (Княжья губа) — 68, 135, 627  
 Коазлаг возв. — 275  
 Ковда-Иова р. — 640  
 Ковда р. — 35, 135  
 Ковда ст. — 467  
 Ковдозеро оз. (Ковд — озеро) 17, 26, 34, 35, 76, 120, 121, 433, 526, 627, 628  
 Ковдор оз. — 419, 644  
 Ковдора р. — 76  
 Кожа (Кезйок) р. (приток р. Туломы) — 527, 528  
 Кола г. ст. — 10, 11, 35, 40, 41, 98, 128, 129, 509, 528, 546, 549, 612, 637, 646  
 Кола р. — 21, 22, 23, 96, 98, 510, 516, 521, 524, 525, 526, 530, 536, 538, 540, 541, 637, 638, 645, 648, 649, 650, 652  
 Колас-йоки р. — 378, 389  
 Колб-Уайвишь гора — 312  
 Колюца р. — 33  
 Колюца с. — 148, 530  
 Колюцкая губа — 112, 113, 114, 148, 626, 641  
 Колюцкий залив — 672  
 Колюцкие тундры, массив — 19, 26, 46, 50, 113, 114, 117, 118, 311, 321, 322, 324, 354, 357, 442, 517, 519, 551, 625, 626, 635, 643, 648, 658  
 Колюцкое оз. — 112, 116, 321, 472, 476, 519, 524, 530, 538, 540, 644, 646, 647  
 Колмак р. — 44, 267  
 Колмозеро оз. — 246, 250, 302, 303, 304, 305, 329, 445, 447, 452, 589, 600, 601  
 Колозеро оз. — 524  
 Колокольная (Колокольня) гора — 195, 196, 585  
 Кольский п-ов — 7, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 18, 20, 24, 25, 28, 33, 34, 35, 36, 39, 43, 45, 47, 51, 53, 54, 55, 56, 57, 58, 63, 65, 67, 69, 70, 74, 79, 80, 85, 86, 90, 91, 95, 98, 99, 125, 136, 140, 141, 144, 145, 147, 148, 150, 151, 179, 180, 182, 185, 186, 196, 231, 247, 249, 250, 253, 263, 264, 265, 291, 318, 324, 325, 328, 335, 356, 358, 359, 360, 361, 362, 363, 368, 370, 371, 373, 375, 396, 403, 418, 419, 442, 443, 460, 462, 472, 477, 478, 479, 492, 499, 502, 503, 504, 505, 507, 508, 509, 510, 511, 512, 513, 514, 515, 516, 517, 518, 520, 521, 522, 523, 524, 525, 526, 527, 530, 531, 532, 533, 534, 535, 536, 537, 538, 539, 540, 541, 542, 543, 544, 545, 546, 547, 548, 549, 552, 586, 610, 613, 614, 615, 627, 635, 638, 640, 645, 646, 648, 649, 655, 656, 657, 666, 669, 670, 671  
 Кольский пролив — 540  
 Кольский р-н — 8, 21, 23, 24, 25, 42, 43, 44, 47, 51, 57, 65, 70, 72, 85, 92, 122,

123, 129, 140, 144, 145, 147, 148, 263,  
309, 310, 324, 325, 326  
Кольский фиорд, залив — 12, 14, 17, 20,  
22, 40, 55, 71, 72, 79, 93, 95, 122, 123,  
129, 133, 140, 269, 477, 519, 521, 524,  
525, 528, 529, 530, 538, 540, 546, 606,  
607, 608, 609, 610, 613, 639, 643, 646,  
672  
Конгломератовый о. — 434  
Конноштунтури горный массив — 25  
Коноша г. — 362  
Контозеро оз. — 50, 660, 665  
Кончюк рч. — 591  
Конья р. — 622, 639  
Корабельная бухта — 11  
Корабельный мыс — 611  
Корабль мыс — 10, 374, 618  
Корва-тундра (Большая и Малая) —  
46, 57, 110, 140, 147, 149, 150, 230,  
257, 258, 259, 260, 267, 319, 357, 621,  
624, 664  
Коровий мыс — 614  
Котельня порог — 294  
Котозеро оз. — 121, 521  
Которанский мыс — 113  
Которанский п-ов — 116  
Коттичорр возв. — 274, 275, 276, 574, 575  
Кохозеро оз. — 82  
Кошкозеро оз. — 557, 645  
Краснощелье с. — 187, 230, 458, 553, 554  
Крепс гора — 288, 289  
Крестовая гора — 540, 640, 641, 648  
Крестовый о. — 68  
Крестцы г. — 359  
Кривец рч. — 94  
Кривецкий (Кривец) порог — 520, 526,  
527, 528, 530, 538, 540  
Кротовой рч. (приток р. Туломы) — 639  
Куамдесплак гора — 401, 402  
Кувернерин-йоки рч. — 379, 380, 381,  
384, 385, 560  
Куз-Наволоок мыс — 436, 437  
Кузомень с. — 27, 533, 546  
Кузрека р. — 50, 149, 326, 337, 617, 625  
Куйва-ярви оз. — 384  
Кукаозеро оз. — 230, 258, 262, 621  
Кукисвучорр гора — 488, 493  
Кулийок (Кульйок) р. — 182, 588  
Кулмуksа с. — 362  
Кумпула п-ов — 257, 381, 383, 384  
Кумужье оз. — 501, 639  
Кумужья varaка возв. — 277, 279, 284,  
286, 287, 288, 576, 577  
Кундас р. — 261  
Куолярви оз. — 524, 620  
Куолярви ст. — 41, 541  
Куорпукас гора — 21, 378, 559  
Курбыш возв. — 637  
Курбыш р. — 557  
Курга р. — 85, 180  
Куренга губа — 519  
Куренга р. — 524, 538  
Куртяжные (Большая и Малая) тунд-  
ры — 517  
Кут varaка — 319

Кутловая губа — 542  
Кутчекки гора — 274  
Куфтнюн гора — 494  
Куфтуай гора — 494  
Кучин-тундра — 21, 22, 23, 85, 140, 141,  
144, 254, 255, 257, 264, 267, 325, 355,  
378, 379, 380, 382, 389, 396, 397, 405,  
506, 519, 557, 558, 559, 561, 562, 563,  
564, 570, 636, 637, 646, 651  
Кучуайв гора — 499, 587, 589  
Куэс-ярви оз. — 378, 385, 386  
Кымдыкор ущелье — 274, 574  
Кырпуайв возв. массив — 298  
Кырпурга гора — 183  
Кюме р. — 26  
Кюме-тундра, массив — 26, 133, 135, 627

## Л

Лаврентьевская гора — 444, 457, 458  
Лагерный о. — 153  
Лагерный рч. — 397  
Лаис-тундра, массив — 26  
Ламмас-йоки рч. — 383, 386, 396, 399,  
563  
Лапландия ст. — 70, 612  
Лаппоярви оз. — 524, 541  
Лауккуйоки р. — 255  
Лебяжье оз. — 134  
Лебяжья varaка — 319, 324  
Лебяжья р. (приток р. Поноя) — 59, 149,  
181, 185, 186, 187, 190, 253, 325, 326,  
327, 328, 354, 553, 554, 555, 593, 603,  
605, 663  
Лёв губа — 81  
Ледовитый (Северный Ледовитый)  
океан — 26, 55; 610  
Лейвойва-тундра — 82, 118, 135, 631  
Лейлатунтури массив — 26  
Лейпишнюнчорр возв. — 275  
Лекозеро (Ленъявр) оз. — 519  
Ленинградская область — 370  
Ленъявр (см. Лекозеро)  
Лепке-Нельме гора — 495  
Лесное с. — 630  
Лешая тундра — 47, 49, 230, 246, 247,  
289, 309, 324, 341, 342, 357, 586, 601,  
602, 659  
Лешая гора — 249, 247  
Лива р. — 627  
Лица залив, фиорд — 22  
Лица Малая р. — 129, 144  
Ловно (Ловнозеро) оз. — 17, 51, 110,  
111, 112, 314, 315, 317, 318, 324, 333,  
334, 624, 635, 666  
Ловно (Лавна)-тундра — 25, 99, 100,  
101, 109, 110, 149, 333, 404, 502, 672  
Ловозеро (Луявр) оз. — 20, 25, 35, 127,  
180, 358, 402, 442, 493, 499, 501, 504,  
505, 507, 530, 549, 638, 645  
Ловозерская низм. — 22  
Ловозерские тундры — 13, 14, 16, 19, 23,  
24, 25, 51, 54, 70, 95, 359, 360, 371,  
400, 401, 402, 403, 405, 454, 479, 480,  
489, 492, 493, 494, 495, 496, 497, 498,  
499, 501, 504, 505, 507, 508, 509, 518,

- 519, 520, 533, 535, 536, 537, 538, 539,  
544, 635, 636, 639, 644, 649, 671  
Ловозерский р-н — 41, 635  
Ловчорр гора — 485  
Ловчорройок р. — 166, 291  
Лодочный рч. — 513  
Лопарская с. ст. — 521, 538, 540  
Лопатная гора — 331  
Лосевая тундра — 8, 273, 277, 353, 354,  
554, 571, 572, 573, 575  
Лосинга р. (приток р. Поноя) — 459,  
553  
Лотом возв., тундра — 100, 318, 319  
Лотта р. — 25, 92, 95, 100, 110, 123,  
518, 541, 542, 620, 630, 635, 642, 647,  
649, 665  
Лубцы р. — 523  
Лувенга р. — 639  
Лувенгские тундры — 635, 644  
Лудоватые мысы — 368, 369  
Лумбовский залив — 23, 513  
Луостари с. — 257, 381, 383, 384, 398  
Луотенйоки р. — 560, 562, 563  
Лучломполо оз. — 388  
Лысая гора — 351, 602  
Лысвайвишь-тундра — 23  
Лыствыд-тундра — 326, 557, 558  
Лютнермойк р. — 294, 580  
Ляозеро (Ляозеро, Лейявр) оз. —  
146, 247, 248, 252, 602  
Ляозерский погост (бывшее селение) —  
24

## М

- Магнетитовый лог — 313, 355  
Макзабак гора — 213, 588  
Малая Белая р. — 33  
Малая Гремяха тундра — 76  
Малая Порья губа — 112, 321  
Малая Сальная тундра — 312, 624  
Мальурта тундра — 197, 198, 199, 200,  
205, 235, 587, 591, 595  
Маннепахк гора — 500  
Мансул-тундра — 119  
Манюк гора — 15, 182, 209, 210, 237,  
238, 300, 595, 596, 597, 598  
Маттерт гора — 378, 380, 559, 564  
Маттвиуоно залив — 364  
Медвежий о. (66°40' : 33°40') — 10, 11,  
113, 114, 363, 368, 369, 435, 474,  
475, 476  
Медвежье оз. — 127, 273, 572, 639  
Медвежья гора — 273  
Медвежья р. — 639  
Мезень р. — 514  
Мельничный (Мельничий) рч. (приток  
р. Варзуги) — 136, 322, 323  
Мемежяр оз. — 256  
Менникон-йоки рч. — 256, 386, 388,  
393, 556, 564  
Менникон-Сари о-в — 393  
Митрева гора — 578  
Мишуков мыс — 133  
Могильное оз. — 35  
Мончегорск г. — 41, 518, 578, 642  
Мончегорский р-н — 41, 635  
Монче-губа — 279, 356, 518, 523, 538  
Монче полуостров — 153, 154, 158, 159,  
160, 180, 292, 294, 332, 355, 357, 579,  
580  
Монче р. — 34  
Монче-тундра — 8, 12, 13, 14, 15, 17, 25,  
26, 41, 47, 50, 54, 59, 64, 69, 75, 95,  
142, 143, 144, 146, 148, 149, 151, 153,  
154, 157, 180, 273, 274, 275, 276, 277,  
281, 283, 286, 287, 288, 289, 294, 295,  
297, 308, 310, 311, 318, 324, 344, 353,  
354, 355, 356, 414, 477, 502, 510, 517,  
518, 519, 537, 548, 550, 554, 565, 566,  
570, 571, 572, 574, 575, 576, 578, 584,  
619, 635, 649, 663  
Мончозеро (Монче-озеро) оз. — 70, 127,  
128, 129  
Морская тундра — 113  
Москва г. — 640  
Мотка губа — 546  
Мотовский залив — 21  
Моцет-варака, возв. — 472  
Мукки оз. — 565  
Мурдозеро оз. — 541  
Мурманск г. — 40, 41, 42, 438, 524, 637  
Мурманская область — 7, 8, 10, 12, 13,  
15, 16, 17, 18, 19, 21, 23, 25, 26, 27,  
28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 37, 38,  
39, 40, 41, 42, 44, 47, 51, 55, 56, 57,  
58, 63, 64, 65, 66, 67, 69, 70, 74, 78,  
85, 86, 90, 91, 118, 121, 122, 124, 126,  
127, 137, 138, 139, 140, 142, 144, 147,  
148, 167, 180, 230, 232, 258, 262, 263,  
269, 378, 437, 458, 476, 510, 514, 518,  
548, 551, 552, 619, 620, 621, 624, 628,  
629, 632, 633, 634, 636, 637, 638, 639,  
641, 642, 644, 645, 647, 648, 649, 650,  
651, 652, 653, 654, 656, 658, 659, 666,  
667, 671, 672  
Мурманский берег, побережье — 10, 11,  
20, 21, 22, 31, 32, 33, 35, 41, 144, 290,  
301, 308, 477, 517, 521, 529, 533, 539,  
540, 607, 612, 636, 638, 639, 641, 648,  
650, 652  
Мурмаши с. — 70, 521, 536, 540, 646,  
647  
Мурчисона бухта — 368  
Мучка р. — 524

## Н

- Налыхт гора — 103, 106, 472  
Наттастунтури гора — 334, 335  
Неверо-круг с. — 257  
Негделахк гора — 168, 173  
Ненокса с. — 53, 54, 362, 371, 372, 505  
Ненокский р-н — 371  
Нива р. — 19, 20, 26, 34, 41, 435, 436,  
510, 516, 518, 519, 521, 524, 525, 526,  
536, 546, 638, 644, 649, 652  
Ниванкюль с. — 110, 333  
Ниванкюльские тундры — 45, 99, 101,  
109, 111, 112  
Нижняя Тойма р. — 53  
Никелевый рч. — 279, 574

Нинчузи оз. — 591, 593  
 Нинчурт гора — 401, 500  
 Ниттис-варака возв. — 277, 279, 286,  
 287, 288, 576, 577  
 Нойдозеро оз. — 557  
 Норвегия — 7, 8, 22, 43, 46, 55, 63, 64,  
 65, 66, 67, 70, 90, 99, 100, 105, 122,  
 128, 148, 256, 362, 370, 379, 380, 383,  
 392, 393, 394, 395, 502, 503, 506, 514,  
 528, 535, 550, 553, 570, 605, 613, 620,  
 624, 667, 669  
 Норга тундра — 46, 124, 140, 147, 258,  
 261, 267, 318  
 Нота р. — 25, 75, 94, 100, 101, 103,  
 107, 521, 536, 537, 541, 620, 621, 622,  
 625, 635, 638, 639, 649, 652,  
 Нотозеро оз. ( $68^{\circ}20' - 68^{\circ}30' : 30^{\circ}40' -$   
 $31^{\circ}40'$ ) — 10, 25, 57, 75, 92, 98, 100,  
 101, 103, 109, 112, 127, 272, 524, 528,  
 541, 542, 545, 625, 638, 642, 647  
 Нотозеро оз. (Карельское  $66^{\circ}30' : 31^{\circ}30'$ ) —  
 10, 57, 75  
 Нуль-тундра — 133, 134  
 Нурис (Нырды) явр. оз. — 249, 250, 251,  
 252  
 Нусса-тундра — 181, 182, 196, 205, 591,  
 592, 595, 596  
 Нурдьявр оз. — 181  
 Ньюдауйвенч (Нюда) тундра, массив —  
 96, 158, 159, 277, 279, 280, 281, 282,  
 283, 286, 287, 288, 289, 294, 295, 576,  
 577  
 Нюрм-тундра — 25, 99, 100, 101, 109,  
 110, 635  
 Нюрпа губа — 156  
 Нюхчурта (Чухчурта) возв., тундра —  
 24, 197, 208, 593, 603, 639  
 Нявка р. — 118, 289  
 Нявка-тундра — 46, 100, 101, 108, 133,  
 134, 289, 354, 572  
 Нявкозеро (Нявка) оз. — 100  
 Няльявр оз. — 71  
 Няозеро оз. — 75, 631  
 Няжчорр возв. — 574  
 Нясюки оз. — 128

## О

Окунево оз. — 524  
 Оленья р. — 523, 524, 536  
 Олений о. — 135, 546  
 Оленья гора — 86  
 Оленья ст. — 41, 86  
 Ольче (Верхнее и Нижнее) оз. — 273,  
 572, 573, 574  
 Ондомозеро (Ондомские озера Нижнее  
 и Верхнее) оз. — 27, 71, 322, 323, 647,  
 672  
 Онега р. — 514, 535  
 Онего-Ладожский перешеек — 362  
 Онежский п-ов — 53, 54, 55, 59, 359,  
 362, 371, 552, 625, 667, 669  
 Онежское оз. — 50, 55, 139, 339  
 Онки гора — 563  
 Онки-тундра — 380, 382, 408, 565  
 Оралаха порог — 526

Орто-айви (Ортоайви) тундра — 378,  
 380, 382, 388  
 Орша г. — 361  
 Осло г. — 528, 529  
 Островская губа — 336  
 Островское оз. — 576  
 Охмыль тундра — 47, 49, 230, 246, 247,  
 289, 309, 324, 341, 342, 356, 357, 586,  
 601, 602, 659  
 Охто-Канда бухта, с. — 521, 530  
 Охтырист варака, возв. — 319

## П

Падун с. — 70  
 Падун порог (на р. Туломе) — 528, 538,  
 646  
 Падун порог (в верхнем течении  
 р. Умбы) — 162, 165  
 Падуниха губа — 117  
 Паз р. — 11, 17, 22, 33, 256, 378, 386,  
 388, 405, 562  
 Пайявр оз. — 110, 111, 333, 334  
 Пак гора — 325  
 Палагубский п-ов — 608  
 Пальник Наволок, гора — 536  
 Пана р. — 48, 141, 142, 144, 151, 152,  
 153, 167, 168, 169, 170, 171, 172, 175,  
 180, 294, 580, 581, 582, 584  
 Панозеро оз. — 258, 263, 267, 621  
 Панские тундры, высоты — 11, 51, 144,  
 146, 147, 149, 152, 168, 188, 290, 291,  
 294, 296, 297, 307, 442, 456, 457, 537,  
 582, 584, 663  
 Панфилов рч. — 513  
 Пассаритунтури гора — 22  
 Пасынок р. (приток р. Паны) — 171  
 Патча р. — 189  
 Патчерв-тундра — 49, 188, 231, 267, 269  
 Пача р. (приток р. Поноя) — 189, 458  
 Пахта-варака, возв. — 294, 295  
 Пенза г. — 361  
 Пермесозеро оз. — 519  
 Перькварь гора — 155, 292  
 Пессарйок р. — 588  
 Песочное оз. — 187, 189, 232, 348, 457,  
 582, 585  
 Песочный рч. — 585  
 Песдовая тундра, кейва — 193, 196, 201,  
 202, 204, 205, 211, 214, 236, 237, 238,  
 243, 249, 592  
 Песчаная губа — 533  
 Песчаная р. — 583  
 Песъварь гора — 306  
 Петрозаводск г. 139, 370  
 Петсамо-йоки р. (см. Печенга)  
 Петуший о. (Большой, Средний, Ма-  
 лый) — 153, 166  
 Печа р. — 92, 122, 272, 622, 639  
 Печенга зал. (фиорд) — 22  
 Печенга (Петсамо-йоки) — 16, 22, 254,  
 255, 380, 381, 384, 385, 387, 388, 503,  
 540, 546, 556, 563, 542, 644, 649  
 Печенга с. — 530  
 Печенгская губа — 11  
 Печенгские (Печенга) тундры, массив —



- 22, 23, 71, 74, 79, 140, 141, 143, 144,  
149, 254, 255, 257, 268, 270, 356, 359,  
361, 378, 379, 382, 400, 405, 477, 503,  
504, 505, 506, 508, 537, 548, 550, 554,  
555, 556, 558, 559, 609, 636, 637, 651,  
667, 668, 672
- Печенгский р-н — 8, 17, 41, 255, 378,  
379, 380, 392, 396, 397, 400, 403, 405,  
414, 415, 417, 506, 510, 521, 522, 524,  
538, 541, 550, 643
- Печозеро оз. — 129, 645
- Пешемпахк возв. — 296
- Пикку-Колос-йоки, рч. — 379, 381, 388
- Пильгу-ярви, оз. — 380
- Пильская губа — 81, 537
- Пинагорий мыс — 133
- Пинкельярв оз. — 71
- Пинозеро оз. — 112, 435
- Пинозеро разъезд — 41, 135
- Пиренга р. — 26
- Пиренгские (Верхнее и Нижнее) озе-  
ра — 26, 135
- Питка-Лауко залив — 384, 385
- Питка-ярви оз. — 275
- Платон гора — 589
- Плес-тундра — 26, 112
- Плоская гора — 604
- Плотичья varaка, возв. — 114, 468, 471
- Поазуайвенч (Поаз) тундра, массив —  
152, 158, 159, 279, 280, 281, 283, 288,  
289, 355, 577, 580
- Подас-тундра — 14, 51, 145, 148, 149,  
257, 258, 260, 318, 319, 320, 355, 356,  
404, 502, 621, 624
- Подасуайв гора — 313, 333, 355, 473
- Подвыд тундра — 144, 253, 270, 271, 557,  
558
- Подпорожье г. — 50, 362, 369
- Подуноайв гора — 289
- Пойддевед тундра — 556
- Полсарские озера (Верхнее и Ниж-  
нее) — 44, 85, 145, 171, 175, 267, 569,  
617
- Полисарка р. — 586
- Полисарские горы — 153
- Половинная гора — 85
- Полмос-тундра — 47, 49, 123, 143, 144,  
230, 246, 247, 250, 252, 289, 309, 324,  
341, 357, 586, 599, 600, 659
- Полярная Норвегия — 43, 85, 620
- Полярный Урал — 368, 370
- Поной р. — 10, 12, 14, 23, 24, 27, 33,  
34, 35, 41, 47, 49, 50, 53, 59, 64, 71,  
122, 129, 130, 131, 140, 141, 144, 145,  
149, 150, 151, 174, 175, 176, 177, 178,  
180, 181, 182, 185, 186, 187, 188, 190,  
205, 220, 243, 246, 253, 264, 269, 324,  
328, 329, 348, 349, 354, 357, 372, 373,  
375, 444, 458, 459, 460, 504, 510, 512,  
513, 514, 519, 522, 523, 531, 532, 538,  
549, 553, 554, 585, 586, 595, 604, 607,  
638, 642, 648, 647, 659, 661, 662, 665,  
666, 672
- Поной с. — 10
- Пончозеро оз. — 524
- Попова тундра — 396
- Поросозеро оз. — 49, 181, 246, 247, 249,  
250, 251, 252, 600, 601, 602
- Пороярви оз. — 392, 393, 394, 395, 396,  
557
- Порсангер обл. — 370
- Порш-уайвишь гора — 103, 311, 312, 624
- Порыташ гора — 381, 559, 562
- Порыташ тундра — 383, 391, 392, 399,  
555
- Поррьяс-тундра, пахта — 51, 144, 149,  
324, 325, 327, 335, 354, 663
- Порья губа — 10, 11, 63, 64, 77, 78, 81,  
93, 95, 112, 113, 116, 117, 148, 321,  
322, 336, 375, 468, 474, 475, 625, 627,  
635
- Порья р. — 114, 321
- Потчеварек возв. (Большой и Ма-  
лый) — 329, 600
- Пригонный мыс — 613
- Прибалтика — 361, 370
- Проливы с. — 76
- Пуарент-Явр оз. — 95
- Пуврнюнчорр, возв. — 275, 574
- Пуйтепахк тундра — 128
- Пулоньга с. — 533
- Пулоньга, (Пулонга) р. — 27, 124, 173, 174
- Пулоньгские (Верхнее и Нижнее) озе-  
ра — 135
- Пулозеро оз. — 127, 129, 524, 644
- Пулозеро с. ст. — 127, 128
- Пуммангивуоно залив — 364
- Пуммангийоки р. — 613
- Пункаруайв гора — 402, 493, 494, 500
- Пуорент-ярв оз. — 672
- Пурнач оз. — 187, 442, 462, 463
- Пурнач р. (приток р. Поноя) — 5, 24,  
71, 147, 152, 168, 173, 174, 181, 182,  
185, 186, 187, 230, 246, 444, 553, 582,  
583, 585, 586, 672
- Пурнвыд тундра — 96
- Пьяпахк гора — 488
- Пьялкимпор гора — 401, 402
- Пялица р. 14, 27, 71, 77, 82, 136, 322,  
323, 647, 672
- Пялица с. — 10, 541
- Пялка р. — 81
- Пятка р. — 125

## Р

- Разбойник порог — 435
- Райгорчорр (Райкорчорр) гора — 288
- Раматуайвенч массив — 23, 637, 644
- Рамозеро оз. — 128, 129, 133
- Расумйок р. — 166
- Ренъявр оз. — 71, 442, 519
- Реут-varaка, возв. — 257, 258, 260, 319
- Реутчекки, возв. — 275, 574
- Риж-губа — 158, 160, 163, 175, 179
- Риколатва тундра — 75, 133, 135, 631
- Рисчорр гора — 485, 486, 488
- Ровгора гора — 214, 589, 591
- Ровозеро оз. — 233, 236, 240
- Рогома тундра — 94
- Рослим тундра — 637
- Роукса р. — 145, 170, 171, 172, 173, 180,  
580, 581

Руми-Муриста тундра — 80  
 Руссельяр оз. — 255  
 Русинга р. — 176, 177  
 Рушуайв массив — 563  
 Рыбачий п-ов — 11, 21, 22, 51, 52, 54,  
 55, 57, 141, 143, 144, 230, 358, 359,  
 361, 362, 363, 364, 365, 366, 367, 368,  
 369, 378, 386, 477, 502, 503, 504, 505,  
 510, 532, 533, 536, 539, 544, 546, 549,  
 559, 606, 609, 610, 611, 612, 613, 635,  
 638, 648, 668, 669  
 Рында губа — 521  
 Рында р. — 524  
 Рында с. — 533, 607  
 Рюмина мыс — 611  
 Рюсяня-ярви оз. — 384  
 Рябога р. (приток р. Поноя) — 24

## С

Сабгозеро оз. — 431  
 Савватеева тундра — 289  
 Саваярви оз. — 620  
 Сайда-губа — 133, 610  
 Саксония — 108  
 Сальмиярви оз. — 384, 386  
 Сальница р. — 524  
 Сальница с. — 522  
 Сальные о-ва — 135, 435  
 Сальные тундры — 14, 17, 25, 45, 46,  
 76, 83, 98, 99, 100, 101, 102, 103, 104,  
 105, 106, 107, 108, 109, 110, 112, 116,  
 117, 127, 142, 143, 144, 148, 159, 277,  
 311, 312, 313, 314, 318, 321, 333, 354,  
 355, 442, 467, 472, 473, 502, 519, 533,  
 551, 572, 619, 620, 622, 623, 624, 635,  
 638, 643, 649, 650, 652  
 Сальпауссельке гряды — 537, 539  
 Сапт-тундра — 133, 134  
 Сариселянтунтури гора, массив — 25,  
 620  
 Сахарная (Сахарйоки) р. — 445  
 Святой Нос мыс — 11, 20, 23, 131, 477,  
 549, 610, 614, 638  
 Северная Двина р. — 514, 516, 534, 535  
 Северная Карелия — 121, 260, 262, 263,  
 357, 371  
 Северная Норвегия — 66, 548  
 Северная Финляндия — 43, 67, 260, 263,  
 543, 548, 620  
 Северный Урал — 370  
 Северо-Восточная Земля о. — 368, 369,  
 502  
 Седловатая гора — 80  
 Сейдпаж гора — 168, 173  
 Сейдъявр оз. — 153, 574  
 Сейярв (Ефимозеро) оз. — 71, 85, 181,  
 182, 195, 499, 501, 586  
 Семиостровье с. (бывший Семиостров-  
 ский погост) — 180, 181, 182, 185, 186,  
 191, 196, 202, 203, 214, 216, 217, 228,  
 236, 237, 238  
 Семужья р. — 190, 195, 197, 199, 201  
 Сенгсийок р. — 493  
 Серга р. — 639  
 Сергозеро — 672

Сереслоки гора — 378  
 Серловидный хребет — 181, 182, 196, 197,  
 202, 204, 205, 211, 214, 226, 229, 232,  
 233, 234, 235, 236, 237, 238, 239, 240,  
 243, 300, 587, 588, 591, 592  
 Сеть-наволоок мыс — 541  
 Сефкрапах гора — 306  
 Сейваренч гора — 154, 156, 292  
 Сеяв-наволоок мыс — 156  
 Сибирская платформа — 369  
 Сибирь — 172, 368, 369, 370  
 Синяя пала варака — 66  
 Сиулперы-Уэйб гора — 106  
 Скандинавские горы — 55, 534  
 Скандинавия (Скандинавский п-ов) —  
 58, 363, 370, 527, 529, 534, 535, 539,  
 541, 542, 545, 640, 653  
 Скалистая тундра — 76  
 Скалистые о-ва — 153, 156  
 Слюданюн-тундра — 128  
 Слюдяная гора — 501  
 Слюдяные сопки возв. — 213, 215, 229,  
 588, 589  
 Снежница р. — 47, 130, 133, 140, 141,  
 144, 145, 149, 150, 151, 152, 153, 174,  
 175, 176, 178, 264, 324, 328, 329, 357,  
 373, 550, 584, 604, 659  
 Собачий рч. — 322  
 Совнъявр (Шовно) оз. — 71  
 Соленое оз. — 44  
 Соловарака с. — 540  
 Соловарака (Салаварака) гора — 521,  
 536, 540, 541, 646, 647  
 Сомнительный рч. — 279  
 Сопчуайвенч возв. — 159, 277, 279, 283,  
 286, 287, 288, 576, 577  
 Сосновка р. — 94, 125, 131, 169, 329,  
 373, 443  
 Сосновец о. — 10, 29  
 Спарре мыс — 368, 369  
 Средний п-ов — 21, 22, 51, 52, 57, 359,  
 362, 363, 364, 365, 366, 367, 369, 544,  
 549, 606, 610, 611, 612, 613, 668  
 Средняя гора — 247  
 Ссывер-тундра — 96, 97  
 Стрельна р. — 14, 15, 17, 27, 33, 34, 48,  
 71, 77, 81, 82, 94, 125, 135, 136, 147,  
 152, 168, 171, 173, 175, 181, 182, 185,  
 188, 246, 322, 323, 328, 329, 442, 444,  
 458, 459, 460, 461, 510, 519, 524, 532,  
 535, 583, 584, 585, 617, 638, 642, 647,  
 649, 672  
 Стрельна с. — 533, 537  
 Сулейпахк возв. — 296  
 Суолуайв гора — 486  
 Суорсияня гора — 20, 25  
 Сухой порог — 520  
 Сымбозеро оз. — 128, 129  
 Сырмантег тундра — 128  
 Сытрантеч гора — 23

## Т

Тавайок р. — 500  
 Тавурга тундра — 234, 239, 240  
 Тайбола ст. — 70, 96  
 Тальшим тундра — 637

- Галья тундра — 151, 255, 382, 395, 555, 556  
 Гана обл. — 370  
 Гапперйок оз. — 588  
 Ташечное оз. — 501  
 Тахлинтуайв гора — 182, 214, 588  
 Тахгарвум долина — 493  
 Тахгарвумчорр гора — 291, 485  
 Телячий о. — 51, 53, 54, 269, 360, 371, 372, 373, 435, 502, 505, 506, 552, 667, 669  
 Теллеви с. — 257  
 Теллеви оз. — 381  
 Тенюярви оз. — 524  
 Тепси (Тюбе) тундра — 472, 473, 474  
 Териберка о. — 22, 33, 514, 519, 524  
 Териберка с. — 477, 530  
 Териберская губа — 521  
 Териберское побережье — 132  
 Териш-Уэйб гора — 472  
 Терма р. — 261  
 Терма тундра — 46, 47, 50, 57, 124, 140, 147, 149, 150, 258, 260, 261, 267, 269, 318, 319, 325, 472, 474, 620, 664  
 Терские Кейвы (гряды) — 27, 519, 536, 645  
 Терский берег (побережье) — 10, 11, 20, 23, 26, 35, 51, 53, 81, 124, 125, 136, 141, 360, 370, 371, 372, 373, 374, 377, 443, 502, 504, 513, 519, 638, 642  
 Тетрино с. — 20, 519  
 Тикозеро разъезд, ст. — 294, 297  
 Тикозеро оз. — 47, 57, 59, 149, 258, 263, 267, 621  
 Тиман возв. — 361, 362, 365, 368, 369, 370, 609  
 Титан ст. — 164, 165, 180, 291, 532  
 Титовка р. — 71, 378, 442, 466, 646  
 Титовка залив, фиорд — 22  
 Тоббль тундра — 110  
 Толвандозеро оз. — 95, 524, 526, 640  
 Толпывд-тундра — 63, 64, 85, 106, 140, 141, 143, 144, 149, 254, 255, 256, 264, 267, 270, 325, 326, 341, 352, 354, 379, 555, 556, 557, 570  
 Томба р. — 125  
 Топор р. — 261  
 Травяная варака, возв. — 279, 286, 287, 288, 576, 577  
 Травяной рч. (приток р. Русинги) — 71, 149, 176, 177, 178, 269, 605  
 Три Острова о-ва — 10, 20, 176, 604  
 Гуадаш тундра — 25, 45, 46, 98, 99, 100, 101, 102, 103, 104, 106, 107, 108, 109, 110, 112, 116, 277, 311, 467, 518, 620, 622, 623, 635, 638, 643, 648, 652, 519  
 Гуадрвд гора — 588  
 Гуельм тундра массив — 25, 100  
 Тукчель тундра — 144, 253, 254, 256  
 Тулома р. — 19, 22, 25, 26, 33, 34, 41, 70, 71, 92, 95, 98, 149, 256, 438, 510, 516, 520, 524, 525, 526, 527, 528, 530, 531, 536, 538, 540, 541, 542, 544, 569, 570, 637, 642, 644, 646, 647, 648, 649, 650, 652  
 Туломский фиорд — 524  
 Туль оз. — 396, 503, 562, 563, 564  
 Тумча р. — 94, 124, 638  
 Тупая губа — 433  
 Турий мыс — 11, 16, 18, 51, 53, 54, 141, 142, 269, 358, 360, 371, 372, 373, 375, 435, 436, 437, 502, 505, 506, 533, 552, 618, 625, 629, 667, 669  
 Турий п-ов — 144, 324, 328, 336, 337, 372, 373, 418, 436  
 Тьртший гора — 311, 312, 354, 473, 624  
 Тювереньга р. — 172  
 Тювинга р. — 186, 331, 601  
 Тюртойва гора — 26  
 Тяг-вакш гора — 311, 312, 473  
 Тяпыш-Манюк возв. — 184, 203
- У**
- Уйма р. (приток р. Вороньей) — 85  
 Улита р. — 92, 525, 527, 538  
 Улита оз. — 273, 571, 572  
 Умба р. — 20, 32, 50, 59, 63, 77, 81, 94, 112, 144, 149, 152, 153, 162, 163, 164, 165, 166, 167, 168, 173, 175, 293, 332, 335, 375, 468, 524, 578, 579, 617, 627, 638, 642  
 Умба с. — 10, 95, 96, 324, 328, 336, 435, 436, 530  
 Умбозеро (Умпъявр, Умбъявр) оз. — 20, 25, 31, 35, 122, 162, 480, 493, 495, 638  
 Умбская гора — 578  
 Уполакша с. — 135  
 Ура р. — 22, 524, 639, 642  
 Ура залив (фиорд) — 22  
 Урал — 391  
 Урдозеро оз. — 70  
 Урмаварака (Урма-варака) возв. — 307, 444, 445, 451, 452  
 Усть-Пялка р. (приток р. Пялицы) — 136  
 Ушкова гора — 519
- Ф**
- Фадеев рч. — 524, 525, 646  
 Федорова тундра — 51, 143, 144, 146, 149, 180, 188, 290, 291, 294, 295, 296, 310, 355, 582, 584, 666  
 Федосеевка с. — 435  
 Фенноскандия — 18, 55, 363, 539, 610, 649  
 Финляндия — 7, 8, 21, 25, 34, 46, 55, 63, 98, 99, 100, 107, 108, 109, 126, 139, 140, 147, 148, 230, 254, 257, 263, 335, 370, 536, 537, 538, 542, 548, 610, 618, 619, 620, 624, 641, 656  
 Финмаркен (Норвегия) — 362, 367, 370, 378, 502, 503, 504, 514, 528, 535, 669  
 Флора гора — 401, 493
- Х**
- Хабозеро ст. — 14, 431, 432, 607, 629, 630  
 Хабозеро оз. — 142, 146, 436  
 Хангас-варака — 471  
 Ханлаут-варака возв. — 51, 147, 257, 260, 318, 319, 320, 621  
 Харловка р. — 33, 129, 499, 521, 639  
 Харловка с. — 533

Хед о.—113

Хибины ст., разъезд—12, 403, 481, 523

Хибинские (Хибины) горы, тундры, массив—10, 11, 12, 13, 14, 16, 17, 18, 23, 24, 25, 31, 33, 34, 41, 44, 51, 54, 71, 73, 85, 140, 151, 152, 162, 163, 166, 188, 291, 293, 343, 355, 358, 359, 360, 371, 403, 405, 454, 479, 480, 481, 482, 483, 484, 486, 487, 488, 489, 491, 492, 493, 495, 499, 505, 507, 508, 509, 510, 518, 519, 520, 523, 531, 533, 534, 536, 537, 538, 539, 544, 566, 569, 571, 578, 579, 580, 635, 636, 639, 643, 644, 645, 650, 671

Хлебная varaка—103

Хоусу гора—378

Хуттоярви оз.—644

## Ц

Цага р.—17, 50, 146, 151, 290, 291, 306, 307, 455, 663

Цаги оз.—292, 306, 307, 663

## Ч

Чаванга р.—27, 127, 138, 521

Чаванга с.—533

Чавангские (Верхнее и Нижнее) озера—373, 647

Чагвеуйв (Большой и Малый) возв.—442, 466, 467

Чалозеро (Верхнее и Нижнее) оз.—26, 133, 134

Чалес-варака возв.—51, 318, 319, 621

Чапома р.—27, 34, 136, 231, 329, 373, 672

Чапома с.—542

Чапт-ярв оз.—642

Часначорр гора—493

Чахонный рч.—201, 202

Челозеро оз.—258, 262, 267

Червурта массив, тундра—15, 182, 183, 197, 199, 201, 205, 222, 233, 234, 239, 587, 591, 593

Черная ламбина оз.—468

Черная р.—337

Черное оз.—164

Черный рч.—164, 613

Чиваньга р.—672

Чигарконтъ возв. тундра—96

Чигурайви тундра—382

Чилтальд гора—25

Чинглескорр устье—574

Чинглизозеро оз.—557

Чолм тундра—22, 23, 518, 637

Чудзьваар возв.—248, 249, 250, 251, 252, 600

Чудзьярв оз.—23, 85, 128, 129, 644, 645

Чуна-тундра—8, 14, 25, 26, 47, 50, 51, 58, 59, 63, 64, 75, 79, 142, 144, 146, 148, 149, 273, 274, 276, 277, 288, 289, 295, 297, 308, 311, 324, 353, 354, 356, 518, 519, 537, 548, 550, 554, 566, 570, 571, 572, 574, 575, 578, 619, 635, 638, 643, 649, 663

Чуна р.—34, 288

Чунозеро оз.—574

Чурозеро оз.—455, 456, 457

Чурькварьяуйв возв.—296

## Ш

Швеция—43, 55, 63, 91

Шельпино с.—530

Шешайок р.—331

Шовна р.—92, 525, 527, 530

Шовнинский порог—526

Шокша с.—370

Шонгуй с. разъезд—98, 521, 524, 525

Шомбач мыс—81

Шпицберген о.—55, 363, 368, 369, 502

Шуонийоки р.—255, 380, 381, 389, 395, 396

Шуорт тундра—555

Шуурурта гора, массив—24, 183, 199, 200, 201, 205, 217, 232, 587, 591, 594, 595

## Щ

Щучье оз. (67°30' : 36°10')—639

Щучья губа—49, 145, 149, 160, 166, 175, 264, 268, 277, 279, 332, 356, 357, 584

## Э

Эбручорр вершина—25, 572, 574, 575

Эвеслогчорр гора—486

Эгириновый наволоок—440

Эйна губа—612

Элгорас гора—25, 101, 620

Эноре оз.—610

Эстония—370

Этмос тундра—147, 319

## Ю

Югонька р. (приток р. Поной)—209, 298, 301, 553, 595, 596

Южная Норвегия—367, 370

Южная Карелия—50, 362

Юзия (приток р. Варзуги) р.—172, 180, 294, 373, 580, 581, 665

Юксвун массив—23

Юлово-Ишим с.—361

Юмос оз.—110, 111, 622

Юмос гора—621

Юмперуайв гора—588

Юмьегорруай р.—403, 481

Юоввоайв гора—117, 334, 335, 354, 624

Юркин порог—520

Юркино с.—72

## Я

Явра р.—50, 103, 110, 111, 112, 149, 324, 333, 334, 354, 442, 620, 621, 624

Явра-тундра, массив—107

Яврозеро оз. 258, 259, 334, 335

Ягельная тундра—318, 318

Ягельурта массив—24, 183, 196, 197, 198, 199, 200, 201, 218, 234, 236, 300, 587, 591

Якимлаж тундра—128

Яловое оз.—499

Ян-Майен о.—638

Яуршлаг гора—102, 105, 355, 473, 622, 624

Ярнышная с.—530

## ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

### А

- Аномалия № 10 м-ние — 283  
Апатитовая гора (Кукисвумчорр)  
м-ние — 486, 487  
Ара массив — 61, 146, 151, 327, 354  
Африканда массив, интрузия — 14, 16,  
17, 53, 60, 360, 371, 418, 419, 428, 429,  
430, 508, 625, 631, 669

### Б

- Балтийский (Фенноскандинавский) щит  
— 8, 18, 20, 55, 638, 640  
Балтийский массив — 362  
Безьянное м-ние — 184  
Беломорская толща, формация, ком-  
плекс — 66, 68, 467, 551, 552, 615, 616  
Беломорская трансгрессия — 513, 516,  
535

- Беломорский (Беломорье) геологический  
р-н — 8, 9, 25, 44, 45, 46, 47, 50, 51,  
54, 55, 56, 68, 72, 74, 76, 80, 81, 82, 83,  
84, 93, 118, 120, 121, 122, 124, 127,  
136, 137, 150, 261, 262, 263, 267, 269,  
311, 324, 333, 361, 442, 548, 549, 551,  
615, 655, 657, 658, 669

- Беломорский геотектонический р-н (Бе-  
ломорский антиклинорий) — 55, 56, 61,  
78, 548, 549, 551, 614, 615, 616, 619,  
627, 628, 629, 630, 631

- Беломорский грабен — 645

- Блява м-ние — 339

- Большая Печенгская синклираль — 559,  
564

- Большие Кейвы — 181, 184, 185, 192, 194,  
195, 196, 197, 198, 199, 202, 204, 205,  
208, 209, 211, 213, 214, 215, 219, 220,  
228, 232, 233, 234, 235, 236, 237, 239,  
240, 243, 244, 246, 302, 553, 586, 587,  
588, 589, 595, 597, 598, 600, 603, 661

- Бореальная трансгрессия — 511, 513, 515,  
516

### В

- Валдайское оледенение — 512, 516, 536,  
671

- Вальурта м-ние — 184, 205

- Верхне-Югоньская синклираль — 208,  
238, 587, 595, 596, 602

- Воронья-поросозеро свита — 49, 230, 231,  
246, 247, 250, 252, 266, 329, 447, 452

- Восточно-Карельская синклирная зо-  
на — 56, 57, 269, 548, 552, 628, 629, 664  
Восточно-Финляндская синклирная  
зона — 57, 267, 548, 620, 662, 664  
Восточные Кейвы — 211, 305

### Г

- Гекла-Гук формация — 363, 368  
Гимольское (Гимолы) м-ние — 269, 657  
Гиперборейская формация — 364  
Гирвасозерский массив — 134  
Гранулитовая формация, комплекс — 46,  
62, 98, 99, 100, 106, 107, 108, 109, 110,  
112, 148, 311, 313, 314, 315, 318, 324,  
333, 334, 357, 620, 658, 666  
Гремяха-Вырмес массив — 54, 231, 360,  
404, 438, 439, 441, 442, 443, 506, 571,  
669

### Д

- Днепровско-валдайский межледниковый  
век — 511, 513, 534  
Днепровское оледенение — 512, 534

### Е

- Ено-Ковдорское (Енское) м-ние — 13, 15,  
17, 54, 418, 419, 425, 427  
Енский синклиорий — 627, 628, 631  
Енское (Лейвойва) м-ние, слюдоносный  
р-н — 13, 16  
Енско-Лоухский синклиорий — 56, 552,  
616, 627, 628

### Ж

- Ждановское (Пильгуярви) м-ние — 406,  
407, 409, 410, 413, 417, 565  
Железорудная свита, толща — 62, 66,  
67, 69, 70, 85, 91

### З

- Западные Кейвы массив — 300, 301, 444,  
445, 446, 447, 449, 450, 451, 453, 454,  
455  
Займандровский железорудный район,  
м-ние — 13, 15, 85, 86, 89, 256, 267,  
268, 550, 570  
Западно-Кейвская интрузия массив —  
444, 445, 446, 447, 458, 459, 460  
Займандровский синклиорий — 85, 566,  
569, 617

**И**

Имандра-варзуга свита—16, 18, 44, 48, 49, 50, 54, 57, 59, 61, 71, 81, 124, 127, 129, 132, 141, 142, 143, 144, 145, 146, 149, 150, 151, 152, 153, 154, 157, 158, 159, 160, 162, 164, 167, 168, 171, 174, 175, 177, 178, 179, 180, 230, 231, 232, 264, 265, 266, 267, 268, 276, 277, 279, 281, 286, 287, 289, 290, 291, 292, 293, 294, 296, 297, 310, 332, 333, 338, 339, 340, 341, 343, 344, 352, 353, 355, 356, 357, 403, 442, 444, 508, 548, 578, 580, 582, 583, 586, 659, 663, 665, 666  
Иольдиево море—541

**К**

Кайтатундровская антиклиналь—628  
Каммикиви м-ние, массив—382, 564, 565  
Каневский массив—458, 459, 460  
Кандалакшский, массив—116, 321, 324, 551, 625, 626  
Кандалакшский антиклинорий—56, 552, 616, 619  
Канозерский массив—467, 468, 469, 470  
Карельская формация—140, 142, 264, 265  
Карельский геологический р-н—657, 665  
Карельский геотектонический р-н—55, 56, 57, 548, 551, 552, 615, 616.  
Карело-Кольская петрографическая провинция—418 Каула м-ние—17, 399, 406, 670  
Кейв свита, формация, толща—18, 44, 48, 49, 59, 61, 147, 149, 168, 180, 181, 182, 184, 194, 195, 196, 201, 211, 213, 225, 230, 231, 232, 238, 240, 244, 245, 246, 248, 250, 251, 252, 253, 259, 266, 269, 289, 290, 298, 300, 301, 302, 305, 308, 309, 310, 331, 341, 342, 344, 345, 347, 348, 349, 350, 351, 352, 356, 357, 443, 444, 445, 447, 452, 454, 505, 506, 549, 586, 591, 603, 659, 660, 661, 663, 664  
Кейвская синклиналь—349  
Кировогорское м-ние—86, 89, 90, 568  
Ковдозерская депрессия, низина—26  
Ковдозерский массив—433, 658, 669  
Ковдозерско-Тикшозерский антиклинорий—552, 616, 627, 628  
Ковдорская антиклиналь—628  
Ковдорский (Ковдорозерский) массив, интрузия—15, 16, 17, 53, 360, 371, 418, 419, 420, 421, 422, 423, 425, 426,  
Койкоры м-ние—269, 427, 428, 438, 506, 636  
Кольвицкий синклинорий—619, 620, 625, 626  
Кольвицкая депрессия—519, 520  
Кольвицкий массив—61, 116, 117, 321, 322, 324, 442, 551, 625, 626  
Колмозерское м-ние—304  
Кольский горст—645  
Кольский геотектонический р-н—56, 57, 548, 549, 550, 551, 553, 605, 615, 616

Кольский геологический р-н—8, 9, 21, 23, 42, 43, 44, 45, 46, 54, 65, 70, 74, 76, 78, 79, 80, 84, 92, 122, 127, 129, 145, 146, 148, 178, 179, 263, 268, 289, 310, 324, 325, 326, 328, 353, 355, 444, 657, 658, 659, 661, 669  
Кольско-Имандровский водораздел—524, 540, 541  
Кольско-Кейвская (Кейвская) синклинорная зона—47, 49, 56, 231, 263, 268, 310, 351, 442 549, 550, 553, 583, 586, 587, 603, 606, 660, 661  
Корва свита—257, 258, 259, 260, 269, 318, 341  
Костамукша м-ние 269  
Котсельварское (Котсельвара) массив—565  
Которанскит порода—113  
Кулийокское м-ние.—184, 213, 229

**Л**

Лайватундровская синклиналь—628  
Лейвоива м-ние (см. Енское м-ние)  
Лесная вакара, массив—14, 16, 53, 60, 418, 431, 432, 669  
Лихвинское оледенение—534  
Ловозерская свита—60, 359  
Ловозерский массив—11, 18, 73, 231, 360, 371, 400, 403, 443, 479, 492, 493, 494, 495, 496, 497, 498, 499, 504, 507, 509, 518, 520, 538, 539, 670  
Лоухский синклинорий—627, 628

**М**

Макзабак м-ние—229  
Малые Кейвы—181, 195, 220, 585, 586, 661  
Маниок м-ние—182, 183, 220  
Мончегорская интрузия—51, 146, 279, 286, 288, 289, 577, 578, 666  
Морошковое озеро, м-ние—283  
Московская синеклиза—361  
Мурманский антиклинорий—56, 549, 550, 606, 607, 618, 661  
Мурманский массив—92, 122  
Мурманско-Иоканьгский массив—129, 130, 133  
Мурманско-Титовский синклинорий—605, 606

**Н**

Нитгис-Кумужья массив, м-ние—277  
Нитгис-Кумужья-Травяная массив—286, 287, 288, 577  
Нотозерско-Туломская депрессия—25, 26, 644, 648  
Нотозерская антиклиналь—619  
Нотозерский массив—75  
Нусса-Игийурта-синклиналь—587, 591, 593, 595, 602  
Нязозерская синклиналь—628  
Нюдауйвенч-Поазуайвеч массив—279, 281, 283, 286, 287, 289

## О

- Озерная варака, массив —14, 16, 53, 60,  
418, 419, 432, 433, 669  
Оленегорское м-ние —86, 88, 90, 566  
Ондомозерские массивы —323  
Острea I и II, ярусы —529  
Островский массив —336

## П

- Парандово м-ние —269  
Пачинский массив —444, 458, 459, 460  
Песочный массив —53  
Печенгско-варзугская синклиновая зо-  
на —47, 49, 50, 56, 58, 256, 263, 268,  
550, 553, 554, 583, 663, 664, 665, 667,  
Печенга-кучин свита —48, 52, 54, 57,  
58, 60, 141, 142, 143, 144, 175, 179,  
255, 256, 257, 264, 265, 271, 290, 340,  
341, 356, 357, 359, 360, 378, 379, 380,  
381, 399, 403, 404, 405, 406, 503, 504,  
505, 506, 508, 555, 556, 557, 560, 561,  
562, 564, 565, 664, 667, 668, 669, 670  
Печенгская интрузия —414  
Пильгуярви массив (см. Ждановское  
м-ние)  
Пиозерский массив —114  
Подольский щит —361  
Полмос-воронья свита —343  
Понойская депрессия —181, 511, 536,  
539, 553, 586  
Поной-кочовка-снежница комплекс, сви-  
та —141, 151, 174, 179, 266, 341, 342  
Поросозеро-чудзьваар свита —246, 249,  
250  
Поросозерский синклинорий —250  
Портландия ярус, трансгрессия —525,  
526, 527, 541, 544  
Порьегубский массив —336  
Пуммангивуоно серия, толща —365

## Р

- Риж-губа м-ние —179  
Ровозерское м-ние —229  
Русская платформа —55, 59, 361, 362,  
508

## С

- Саариселька массив —536  
Салмогорский (Салмогоры) массив,  
интрузия —17, 53, 60, 360, 418, 437,  
438, 506, 625, 669  
Сальнотундровский синклинорий —619,  
620, 621, 625, 626  
Сальнотундро-Колвицкая синклиновая  
зона, синклинорий —58, 551, 552, 554,  
616, 619, 625  
Свита о. Кильдина —60  
Свита п-ва Рыбачьего —60, 364, 365, 367,  
369, 610, 611, 612, 613  
Свита п-ва Среднего —60, 364, 365, 366,  
367, 369, 610, 611, 612, 613  
Свита Турьего мыса —60  
Северная синклиновая зона —549, 550,  
610

- Северо-Карельская синклиновая зона —  
548  
Слюдяные сопки м-ние —229  
Сопчуайвенч — массив —279, 283, 286,  
287, 288  
Спарагмитовая формация —363  
Стрельнинский слюдоносный р-н —16  
Суйсарский вулканический комплекс —  
362  
Сюдварангер железорудная формация —  
69, 267, 383, 654, 656, 657

## Т

- Талес I, II ярусы —528, 529, 542, 543,  
544, 546  
Тахлинтуайв м-ние —229  
Терская свита —60, 322, 359, 370, 371,  
372, 375, 618  
Терский антиклинорий — 625  
Терско-Нотозерский антиклинорий —56,  
552, 566, 616, 619, 661  
Тикшозеро-челозерская свита —147, 258,  
262, 263  
Тривиа ярус трансгрессия —529, 543,  
544  
Тундровая свита —61, 143, 149  
Тягыш-Манюкское м-ние —184

## У

- Умбинский интрузивный комплекс —625

## Ф

- Фолас ярус, трансгрессия —527, 528,  
542, 543, 546

## Х

- Хабозерский массив, интрузия —360, 506  
Хибинский массив —71, 73, 343, 355, 403,  
479, 480, 481, 482, 483, 491, 492, 499,  
508, 509, 510, 518, 539  
Хаутовара м-ние —269

## Ц

- Цаги-массив, м-ние —296, 456, 457  
Центрально-Кольский антиклинорий —56,  
550, 553, 554, 585, 586, 605, 661, 662,  
664  
Центрально-Кольский массив (интрузия) —458, 459, 460  
Центральный болотный массив —24

## Ч

- Чавеуайв массив —466  
Червуртское м-ние —182, 183, 205, 219,  
243, 351  
Чурозеро массив —456, 457

## Ш

- Шонгуй-Кицкий синклинорий —605, 606  
Шонгуй-Лопарская полоса (м-ние) —  
17, 85

## Ю

- Южно-Кольская депрессия —26

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение — Л. Я. Харитонов . . . . .	7
<b>ГЛАВА ПЕРВАЯ</b>	
Обзор геологических исследований — Л. Я. Харитонов . . . . .	10
<b>ГЛАВА ВТОРАЯ</b>	
Физико-географическое описание — Г. Д. Рихтер . . . . .	20
Рельеф . . . . .	20
Климат . . . . .	27
Гидрография . . . . .	32
Почвенно-растительные условия . . . . .	36
Основные экономические районы . . . . .	40
<b>ГЛАВА ТРЕТЬЯ</b>	
Основные черты геологического строения — Л. Я. Харитонов . . . . .	42
Распространение, состав и возраст геологических образований . . . . .	42
Основные тектонические элементы . . . . .	55
Время проявления основных тектонических процессов и магматической деятельности . . . . .	57
<b>ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ</b>	
Стратиграфия, магматизм и явления метаморфизма . . . . .	63
Архей . . . . .	63
Введение — Л. Я. Харитонов . . . . .	63
Стратиграфия — И. С. Ожинский . . . . .	69
Магматическая деятельность и метаморфизм . . . . .	91
Нижнеархейские основные интрузии — И. С. Ожинский . . . . .	91
Комплекс габбро-амфиболитов и амфиболовых гнейсов . . . . .	91
Комплекс гиперстеновых гнейсо-диоритов . . . . .	95
Верхнеархейские основные интрузии . . . . .	98
Комплекс метаморфизованных основных пород гранулитовой формации — Е. Н. Володин и Д. В. Полферов . . . . .	98
Комплекс анортозитов, полосатых габбро-норитов, гнейсовидных норитов и диоритов района Кандалакши, Колвицкого озера и Порьей губы — Е. Н. Володин . . . . .	112
Граниты архея . . . . .	121
Комплекс нижнеархейских олигоклазовых гранитов, гранодиоритов и гнейсо-гранитов — И. С. Ожинский . . . . .	121
Микроклиновые граниты верхнего архея — Л. Я. Харитонов и Е. Н. Володин . . . . .	126



Заключение . . . . .	137
+ Протерозой . . . . .	139
Введение — <i>Л. Я. Харитонов</i> . . . . .	139
+ Стратиграфия . . . . .	148
+ Протерозойские образования восточной части Кольского полуострова . . . . .	150
⊕ Свита имандра-варзуга — <i>Е. Н. Егорова-Фурсенко</i> . . . . .	150
⊕ Комплекс осадочно-вулканических пород участка рр. Поной-Качковка-Снежница — <i>Е. Н. Егорова-Фурсенко</i> с дополнениями <i>Л. Я. Харитонova</i> . . . . .	175
— Свита кейв — <i>П. В. Соколов</i> . . . . .	180
— Свита Вороньих тундр — Поросозера (воронья — поросозеро) — <i>Е. Н. Егорова-Фурсенко</i> и <i>П. В. Соколов</i> . . . . .	246
— Протерозойские образования северо-западной части Кольского района . . . . .	253
— Комплекс сланцеватых амфиболитов — <i>Е. Н. Егорова-Фурсенко</i> . . . . .	253
— Нижнепротерозойские образования Беломорского района — <i>Е. Н. Егорова-Фурсенко</i> . . . . .	257
— Свита тундры Корва — <i>Е. Н. Егорова-Фурсенко</i> . . . . .	258
— Свита сланцеватых амфиболитов тундр Подас, Ханлаут-варака, Терма и Карека — <i>Е. Н. Егорова-Фурсенко</i> . . . . .	260
— Свита Тикшозера — <i>Л. Я. Харитонов</i> . . . . .	262
Заклучение — <i>Л. Я. Харитонов</i> . . . . .	263
Интрузии протерозоя . . . . .	270
Интрузии основной магмы . . . . .	270
Нижнепротерозойские основные и ультраосновные породы северо-западной части Кольского района — <i>Д. Ф. Мурашов</i> с дополнениями <i>Е. Н. Егоровой-Фурсенко</i> и <i>Л. Я. Харитонova</i> . . . . .	270
Верхнепротерозойские никеленосные интрузии основных и ультраосновных пород Волчьих, Монче- и Чуна-тундр — <i>Д. Ф. Мурашов</i> с дополнениями <i>Е. Н. Егоровой-Фурсенко</i> и <i>Л. Я. Харитонova</i> . . . . .	277
Основные и ультраосновные породы восточной части Кольского района . . . . .	289
Основные и ультраосновные породы свиты имандра-варзуга — <i>Д. Ф. Мурашов</i> и <i>Е. Н. Егорова-Фурсенко</i> . . . . .	291
Основные породы свиты кейв — <i>Л. Я. Харитонов</i> . . . . .	298
Ультраосновные интрузии Вороньих тундр (Охмыльк, Лешая, Полмос) — <i>Е. Н. Егорова-Фурсенко</i> . . . . .	309
Основные и ультраосновные породы Беломорского района . . . . .	311
Интрузии габбро, габбро-норитов, перидотитов и пироксенитов Сальных и Туадаш-тундр — <i>Е. Н. Володин</i> . . . . .	311
Основные и ультраосновные интрузии горы Застейд II и Ловнозера — <i>Д. Ф. Мурашов</i> и <i>Д. В. Полферов</i> . . . . .	314
Ультраосновные интрузии «Серпентинового пояса» — тундра Подас и др. — <i>Д. Ф. Мурашов</i> . . . . .	318
Оливиновые пироксениты, перидотиты и другие более молодые интрузивные породы Колвицкого и Кандалакшского массивов — <i>Л. Я. Харитонов</i> . . . . .	321
Основные и ультраосновные породы бассейна нижнего течения рр. Варзуги, Стрельны, Пялицы и Ондомских озер — <i>Л. Я. Харитонов</i> . . . . .	322
Граниты . . . . .	324
Микроклиновые граниты северо-западной части Кольского района — <i>Е. Н. Егорова-Фурсенко</i> . . . . .	325
Микроклиновые граниты восточной части Кольского района — <i>Е. Н. Егорова-Фурсенко</i> и <i>Л. Я. Харитонов</i> . . . . .	328
Микроклиновые граниты Беломорского района — <i>Л. Я. Харитонов</i> . . . . .	333
Метаморфизм протерозойских образований — <i>Е. Н. Егорова-Фурсенко</i> и <i>Л. Я. Харитонов</i> . . . . .	337
Явления метаморфизма и генезис кристаллических пород свиты кейв — <i>Л. Я. Харитонов</i> . . . . .	344
Общее заключение по явлениям магматизма в протерозое — <i>Л. Я. Харитонов</i> и <i>Е. Н. Егорова-Фурсенко</i> . . . . .	352

Задачи дальнейшего изучения протерозойских образований — Л. Я. Харитонов и Е. Н. Егорова-Фурсенко	356
Палеозой	358
Введение — Л. Я. Харитонов	358
Стратиграфия	361
Эокембрийские отложения полуостровов Рыбачьего, Среднего и о. Киль- дина — Е. М. Люткевич и Л. Я. Харитонов	361
Терская свита — Е. Н. Егорова-Фурсенко, Н. А. Елисеев и Б. А. Юдин	370
Нижний палеозой	378
Свита печенга-кучин — Н. А. Курылева, Е. Н. Егорова-Фурсенко с допол- нениями Л. Я. Харитонova	378
Средний палеозой	400
Ловозерская свита — Н. А. Елисеев	400
Интрузии палеозоя	403
Введение — Л. Я. Харитонов	403
Нижнепалеозойские интрузии	405
Интрузии основных и ультраосновных пород в свите печенга-кучин — Б. И. Папушис	405
Ультраосновные и щелочные платформенные интрузии каледонского возраста	418
Ковдорский массив — Н. А. Вологовская	419
Массив Африканда — Н. А. Елисеев с добавлениями М. С. Афанасьева	428
Массивы в районе Хабозера — Н. А. Елисеев	431
Ковдозерский массив — Н. А. Вологовская	433
Дайки Кандалакшского побережья — Н. А. Елисеев	435
Салмогорский массив — Б. В. Губачев	437
Массив Гремяха-Вырмес — Н. А. Елисеев	438
Щелочные граниты	442
Щелочные граниты восточной части Кольского района	444
Массив Западный кейв — И. В. Гинзбург и Н. А. Вологовская	444
Массив района Белой тундры — В. В. Фиженко и Н. А. Вологовская	455
Массив горы Лаврентьевской — В. В. Фиженко и Н. А. Вологовская	457
Массивы среднего течения р. Поноя и верхнего течения р. Стрельны — А. М. Иванов и А. И. Морозов	458
Массив к югу от оз. Пурнач — Б. А. Юдин	462
Щелочные граниты северо-западной части Кольского района	466
Массив Чагвеуайв — Н. А. Елисеев	466
Щелочные граниты Беломорского района	467
Массивы в районе Канозера — И. Д. Батиева	467
Массивы в районе Сальных, Тепси, Карека и Терма тундр — И. С. Ожинский	472
Массивы в районе Поръей губы — И. С. Ожинский	474
Комплекс даек основных пород — Н. А. Елисеев	477
Среднепалеозойские платформенные интрузии	479
Интрузии нефелиновых сиенитов Хибинских и Ловозерских тундр — Н. А. Елисеев	479
Жильные нефелиновые сиениты других районов Кольского полуострова — Л. Я. Харитонов	499
Заключение — Л. Я. Харитонов и Н. А. Елисеев	501
Задачи дальнейшего изучения палеозоя Кольского полуострова — Н. А. Елисеев и Л. Я. Харитонов	508
Кайнозой	509
Четвертичные отложения — М. А. Лаврова	509

## ГЛАВА ПЯТАЯ

Тектоника — Л. Я. Харитонов . . . . .	548
Тектоническое районирование . . . . .	548
Описание структур . . . . .	553
Кольский район . . . . .	553
Беломорский район . . . . .	614

## ГЛАВА ШЕСТАЯ

Геоморфология — Н. И. Апухтин . . . . .	632
---	-----

## ГЛАВА СЕДЬМАЯ

История геологического развития — Л. Я. Харитонов . . . . .	653
Литература . . . . .	673
Указатель географических названий . . . . .	697
Предметный указатель . . . . .	708

КОЛЛЕКТИВ АВТОРОВ  
ГЕОЛОГИЯ СССР. МУРМАНСКАЯ ОБЛ., Ч. I  
Редактор издательства *Л. А. Годовикова*  
Техн. редактор *О. А. Гурова*  
Корректор *Э. Г. Агеева*

---

Сдано в набор 9/IX 1957 г.  
Подписано в печать 7/III 1958 г.  
Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
Печ. л. 61,3+2,02 вкл.  
Уч.-изд. л. 62,9. Бум. л. 23.13.  
Тираж 4000 экз. Зак. № 1047 Т 02631.  
Цена 52 р. 15 к. вместе с картой.

---

Картфабрика Госгеолтехиздата

## ИСПРАВЛЕНИЯ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
30	Рис. 4	Условные обозначения 2 и 4 поменять местами	Рис. 38
88	23 сверху	Рис. 42	нижнепалеозойской
265	15 снизу	нижнепротерозойской	северо-восточное
301	25 сверху	северо-западное	В 1912 г.
378	18 снизу	В 1921 г.	II фаза
420	16 снизу	I фаза	IVa, V фаза
426	Рис. 17	V, VI фаза	
431	16 сверху } 27 . }	оливиновые титаномагнетиты	оливиновые титаномагнетиты
625	14 снизу	юго-западу	юго-востоку

Геология СССР, том XXVII, Мурманская область ч. I.

