

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

552.3
K-92

552.
K92

ПЕТРОГРАФИЯ СССР

ПОД РЕДАКЦИЕЙ АКАД. Ф. Ю. ЛЕВИНСОНА-ЛЕССИНГА

СЕРИЯ I • РЕГИОНАЛЬНАЯ ПЕТРОГРАФИЯ • ВЫП. 1

Б. М. КУПЛЕТСКИЙ

**П Е Т Р О Г Р А Ф И Я
КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА**

24



Апрель 1932 г.

Напечатано по распоряжению Академии Наук СССР

Непременный секретарь академик *В. Волин*

Редактор издания проф. П. И. Лебедев

Технический редактор М. Барманский. Ученый корректор Н. Г. Редько

Сдано в набор 10 апреля 1932 г. — Подписано к печати 29 апреля 1932 г.

Тит. л. + 152 стр. (22 фиг.) + 1 карта

Формат бум. 72 × 110 см. — 57294 печ. зн. — 10³/₈ печ. л. — Тираж 2000

Ленгорлит № 39566. — АНИ № 115. — Заказ № 643

Типография Академии Наук СССР, В. О., 9 линия, 12

ОТ РЕДАКТОРА

„Петрография Кольского полуострова“ является первым из тех отдельных региональных петрографических очерков, к составлению которых Петрографический институт приступил в 1931 г. собственными силами на средства, полученные через Совет по изучению производительных сил при Академии Наук (СОПС). Ассигнование более крупных специальных средств из промфонда при посредстве СОПС'а дало возможность расширить работу до полной Петрографии Союза, охватывающей весь СССР, и привлечь к этой работе не только сотрудников Петрографического института АН, но и вообще широкий круг русских петрографов. Мысль о таком издании возникла еще давно в недрах Петрографической секции 6. Геологического комитета, но не была осуществлена. Разбросанные по многочисленным статьям и книгам данные по петрографии отдельных районов и по описанию отдельных семейств горных пород и породообразующих минералов должны быть систематизированы и сведены в сводные очерки и монографии под общим названием „Петрография СССР“. В этих сводках нуждаются прежде всего геолого-разведочные партии и разбросанные по всей стране исследовательские центры и ячейки. „Петрография СССР“ облегчит и направит должным образом и геолого-разведочную службу, и камеральную обработку нового и старого петрографического материала; она вместе с тем вскроет те пробелы, которые должны быть заполнены, и поможет поставить и посылить разрешить общие проблемы петрогенезиса и петрографических провинций, а также установить связь с ними месторождений полезных ископаемых.

Для объединения и общего направления работы организован Редакционный комитет в составе: проф. Д. С. Белянкина, проф. А. Н. Заварицкого, проф. П. И. Лебедева, акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и проф. Н. И. Свитальского.

Составление „Петрографии СССР“ является коллективной работой, которая потребует сотрудничества большого числа петрографов и нескольких лет работы, под общей редакцией акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.

„Петрография СССР“ обнимает три серии:

- I. „Региональная петрография“, под редакцией проф. П. И. Лебедева,
- II. „Породообразующие минералы“, под редакцией проф. Д. С. Белякина,
- III. „Горные породы“, под редакцией акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.

Три вышеуказанных серии будут выходить в свет одновременно, отдельными выпусками по мере их изготовления.

Предположительно намечен такой план издания:

I. „Региональная петрография“		Второстепенные, вторичные и случайные минералы изверженных пород	
Западная Сибирь	14 печ. л.	Минералы кристаллических сланцев и контактные	5 „ „
Восточная Сибирь	14 „ „	Минералы осадочных горных пород	4 „ „
Полярные острова	5 „ „	Вулканические стекла	2 „ „
Северный и Полярный Урал	8 „ „	Количественно - минералогический состав горных пород	6 „ „
Средний Урал	12 „ „		
Южный Урал	8 „ „	Всего	44 печ. л.
Дальний Восток	5 „ „		
Камчатка	5 „ „		
Кавказ	20 „ „		
Грузия и Азербайджан	10 „ „		
Армения	6 „ „		
Украинская кристаллическая полоса	10 „ „		
Карелия	8 „ „		
Кольский полуостров	8 „ „		
Средняя Азия	12 „ „		
Казакстан	7 „ „		
Крым	2 „ „		
Всего	154 печ. л.		
		III. „Горные породы“	
		Граниты и гранитоиды	18 печ. л.
		Сyenиты, диориты	6 „ „
		Нефелиновые сyenиты	10 „ „
		Габбро и анортозиты	15 „ „
		Ультраосновные породы	6 „ „
		Кислые эффузивы	8 „ „
		Основные эффузивы	15 „ „
		Туфы и трассы	3 „ „
		Песчаники и пески	10 „ „
		Известняки	8 „ „
		Глины	12 „ „
		Бокситы и латериты	5 „ „
		Диатомиты	3 „ „
		Метаморфические породы	15 „ „
		Всего	134 печ. л.

Всю работу предполагается закончить к 1935 г.

Ф. Левинсон-Лессинг.

Апрель 1932 г.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	5
I. Основные этапы изучения Кольского полуострова	6
II. Географический очерк	9
III. Основные черты геологического строения Кольского полуострова	11
IV. Гнейсы и кристаллические сланцы	16
V. Граниты	27
VI. Щелочные граниты	38
VII. Основные изверженные породы	43
VIII. Нефелиновые сyenиты	73
IX. Жильные щелочные и полущелочные породы Турьего мыса и югозападной части полуострова	92
X. Молодые осадки Кольского полуострова	100
XI. Пемзы Кольского полуострова	110
XII. Петрографические формации и полезные ископаемые Кольского полуострова	111
Список литературы	125
Таблицы химических анализов	130



ПРЕДИСЛОВИЕ

Очерк „Петрография Кольского полуострова“ является попыткой свести в одно целое те немногие отрывочные сведения, которые имеются в литературе по этой части нашего Союза и критически сопоставить наблюдения различных авторов в этой области.

Как во всякой первой сводке, в ней неизбежно будут ошибки, особенно в определении возраста различных интрузий и осадочных свит, т. к. отсутствие фактического материала часто заставляет решать вопрос о возрасте, основываясь на субъективных впечатлениях автора. Тем не менее такая сводка сможет послужить новым толчком для разрешения тех вопросов, которые в настоящее время являются спорными или невыясненными, что и служит оправданием к появлению в свет этой несовершенной работы.

Для большей полноты очерка был использован ряд неопубликованных рукописей и отчетов по исследованиям Кольского полуострова за последние годы, за предоставление которых и любезное разрешение воспользоваться ими для настоящего очерка приношу искреннюю благодарность всем товарищам по работе на Севере.

Большое содействие настоящей работе оказали академик: Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, сделавший ряд ценных указаний при просмотре рукописи, Г. Д. Рихтер, предоставивший новый картографический материал, проф. А. А. Григорьев, разрешивший воспользоваться его данными по восточной части полуострова, проф. Д. С. Белянкин, В. И. Влодавец, О. А. Воробьева, Н. П. Лупанова, передавшие в мое распоряжение ряд неопубликованных работ и анализов горных пород, проф. П. А. Борисов, познакомивший меня с результатами работ ЛРГРТ на Кольском полуострове за 1931 год и ряд других работников. Особо отмечаю любезность проф. А. А. Полканова, разрешившего нанести на карту его данные по северозападной части полуострова от линии Мурман. жел. дороги в интервале Мурманск-Пул-озеро на востоке и до финляндской границы на западе.

Всем этим лицам считаю своим долгом еще раз выразить свою благодарность.

Б. Куплетский.

Петрографический институт Академии Наук СССР.

Январь 1932 г.

I. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ИЗУЧЕНИЯ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Наши сведения по геологии и петрографии Кольского полуострова, до сих пор еще отрывочные и случайные, явились результатом многолетнего изучения полуострова, которое в своем развитии может быть разбито на три этапа.

Период до постройки Мурманской железной дороги (1834—1917)

Исследования этого периода относятся главным образом к побережью Кольского полуострова и к маршрутам по тракту Кола-Кандалакша.

1834 г. — Широкий посетил и описал побережья Кандалакского залива (71).

1837—1839 г. — Леман и Миддендорф, спутники акад. Бэра, изучили побережье Ледовитого океана и прошли по тракту Кола-Кандалакша (75, 90, 91).

1840 г. — Бётлинг дал описание Рыбачьего полуострова и маршрута по оз. Нот и Туломе (76).

1874 г. — Киль (24)

1884 г. — Буковецкий (9)

1890 г. — Подгаецкий (41 и 42)

1880—1881 г. — Кудрявцев (26 и 27)

} Изучали серебро-свинцовые месторождения западного Мурман в районе Печенги, губы Базарной и Долгой.

описание полуострова на основании своих маршрутов по тракту Кола-Кандалакша.

1884—1885 г. — Ш. Рабо (100) провел ряд маршрутов в центральной части северной Лапландии, при чем петрографические материалы его были обработаны Ш. Велэном.

1887—1892 г. — Рамзай с сотрудниками впервые проник в центральные части полуострова и дал первые сводки по геологии и петрографии Кольского полуострова (92—98).

1890—1891 г. — Петрографические исследования М. П. Мельникова по тракту Кола-Кандалакша и по Паз-реке (38—40).

1891 г. — Борг провел географическое изучение югозападной части полуострова в районе между Бабинской Имандрой и финской границей с освещением его геологического строения (77).

1892—1904 г. — Е. С. Федоров опубликовал ряд работ с подробным петрографическим описанием Турьего мыса и Кандалакского берега полуострова (60—63).

1898 г. — П. Б. Риппас проник вверх по Варзуге и Пане к Поною и дал петрографическую карту этого района (57).

1899 г. — Б. А. Попов начал свои исследования в северозападной Лапландии главным образом в районе между Нот-озером и оз. Имандрой. К сожалению, Попов не опубликовал почти ничего по данным своих маршрутов (52—55).

1902 г. — А. К. Болдырев исследовал и описал восточное побережье Мурмана, от Александровска до Св. Носа (7).

1909 г. — Таннер — финский геолог, проделал маршруты по р. Паз, Лоте и Ноте; в том же году Фиандт исследовал осадочные породы Рыбачьего полуострова и о. Кильдина (82).

1911—1912 г. — Попович повторил исследование серебро-свинцовых руд западного Мурмана.

1911—1915 г. — А. А. Полканов приступил к исследованиям северозападной Лапландии в районе р. Туломы и Кольского фиорда по заданиям СПб. о-ва естествоиспытателей (43—44).

1911—1917 г. — Турий мыс посещается рядом финских геологов (Бреннер, Эскола, Рамзай, Селгерхольм), материалы которых позднее обработал д-р Кранк (88).

Период от постройки Мурманской железной дороги до 1928 г.

Прокладка Мурманской железной дороги дала толчок к новым исследованиям Кольского полуострова, которые в значительной части районов превращаются в площадные съемки. Доминирующую роль в этих работах играют экспедиции Института по изучению Севера (теперь Арктический институт) и Академии Наук.

1917 г. — Производится геологическая съемка Мурманской железной дороги А. А. Полкановым и Н. Г. Кассиным на средства Геологического комитета (23 и 45).

1917—1924 г. — Д. С. Белянкин, Б. М. Куплетский и В. И. Володавец проводят систематические работы в районе Турьего мыса и Кандалакского побережья (2, 3 и 6).

1918—1920 г. — П. В. Виттенбург изучает берега Кольского фиорда, Рыбачий полуостров и о-в Кильдин (10, 11).

1920—1927 г. — Акад. А. Е. Ферсман с многочисленными сотрудниками проводит систематические минералогические исследования в Хибинских и Ловозерских тундрах, которые приводят к открытию апатитовых месторождений. Петрографические работы здесь в период 1921—1923 г. ведет Б. М. Куплетский (28, 29, 69).

1921 г. — А. П. Герасимов и И. Е. Кузнецов по заданиям Геолкома изучают месторождения магнетитовых сланцев в районе Кольского фиорда и р. зап. Лицы и Уры (17).

1922—1924 г. — Д. С. Белянкин с сотрудниками исследует горные породы устья р. Поноя (4 и 35).

1923—1926 г. — А. А. Полканов производит систематическую съемку северозападной части Кольского полуострова (47, 48).

1926 г. — В. И. Володавец проходит маршрутом по р. Умбе до Умб-озера (14).

1927 г. — Он же изучает р. Харловку до ее верховьев (12); Н. П. Лупанова детализирует съемку 1924 г. в устье Поноя.

Период исследования Кольского полуострова с 1928 г.

В связи с выяснившейся к этому времени промышленной ценностью апатитовых месторождений Хибинских тундр, начинаются усиленные геологопоисковые и съемочные работы, как в самом Хибинском массиве, так и в других районах полуострова. Не перечисляя всех работ, ведшихся в этот период на полуострове, отметим наиболее важные съемки и маршруты, проделанные здесь в этот период.

1928 г.—1) Исследования А. А. Григорьева по маршруту Иоканга-Поной—Лумбовский погост (18); 2) маршруты О. А. Воробьевой и Б. М. Куплетского в западной части центрального водораздела Кольского полуострова и открытие здесь щелочных гранитов (31); 3) первое промышленное опробование апатитовых месторождений В. И. Влодавцем (13).

1929 г. — 1) Первая детальная площадная съемка в Хибинских тундрах (Б. М. Куплетский, В. И. Влодавец, О. А. Воробьева); 2) маршрут Б. М. Куплетского от Кандадакши через Вад-озеро к Кыма-тундре и открытие здесь слюдяных месторождений; 3) первое географо-геологическое обследование Чуна-монче и Волчьей тундры Г. Д. Рихтером.

1930 г. — 1) Первые систематические работы ГГРУ (Инст. неметалл. полезн. ископ.) в Хибинских тундрах; 2) изучение района к северу от Хибинского массива А. А. Григорьевым и открытие диатомитовых месторождений в районе Ловозерского погоста; 3) Маршрут В. И. Влодавца от Рынды на Мурманском побережье через верховья Харловки и Семиостровский погост вниз по Поною до горла Белого моря, открытие слюдоносного района в окрестностях Семиостровского погоста.

1931 г. — 1) Первые маршрутные съемки ЛРГРТ в восточной части Кольского полуострова; 2) площадная геолого-петрографическая съемка Чуна, Монче и Волчьей тундры и разведка здесь сульфидных месторождений; 3) оконтурование интрузии щелочных гранитов на центральном водоразделе полуострова В. И. Влодавцем.

II. ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Кольский полуостров занимает площадь около 128 500 кв. км¹ и в административном отношении составляет Мурманский округ, входящий в Ленинградскую область. С запада он соприкасается с Финляндией, с севера омывается водами Ледовитого океана, с востока и юга — Белым морем.

В геологическом отношении он представляет продолжение Фенно-Скандинавского щита архейских пород, что в значительной степени определяет как орографию области, так и характер слагающих его горных пород. Ледниковый покров наложил резкий отпечаток на всю эту область, покрыв большую часть полуострова валунными отложениями и уничтожив большую часть пост-архейских осадочных образований, сохранившихся только отдельными островками среди гнейсовой толщи.

В общей структуре Кольского полуострова характерно постепенное понижение местности с запада к востоку и от центра к окраинам. К центральной части полуострова в районе меридиональных тектонических линий, где расположены наиболее крупные озера Имандра, Умбозеро и Ловозеро с вытекающими из них реками Новой, Умбой и Вороньей, приурочены наиболее крупные высоты и горные массивы полуострова; Хибинские и Ловозерские тундры, достигающие 1200 метров над уровнем моря на восток от оз. Имандра и Монча, Чуна и Волчьи тундры, лежащие на западном берегу оз. Имандры с высотами до 1000—1100 м. Эти высоты поднимаются среди более ровной холмистой равнины со средней высотой в 130—150 м над уровнем моря.

Еще дальше к западу к финляндской границе тянется в центральной части полуострова ряд тундр (Сальная, Туадаш и т. д.), также достигающие высоты до 1000 м. Западная часть русской территории Кольского полуострова занята системой высот и тундр, достигающих 400—500 м, и в общем представляет собою расчлененную горную страну. Отдельные группы и

¹ Сборн. статист. матер. по Мурман. губ., вып. 1, Мурманск, 1928.

цепи тундр концентрируются вокруг Нот-озера и в верховьях р. Туломы и Лицы в северной части этой полосы и на югозапад и запад от Бабинской Имандры — в южной части. Система этих тундр всюду прорезается многочисленными реками и озерами, которые в южной части этого района имеют сток в Кандалакскую губу Белого моря, а в северной — принадлежат к системе Нот-озера и Туломы.

Центральный водораздел восточной части Кольского полуострова имеет в общем характер волнистого плато со средней высотой 130—160 м, откуда берут начало как реки, текущие в Ледовитое море: Рында, Харловка, Иоканга и т. д., так и реки Беломорского бассейна: Пана, Варзуга, Стрельна и т. д. Здесь же берет начало наиболее крупная река полуострова — р. Поной, прорезающая на протяжении до 350 км восточную часть полуострова в широтном направлении и впадающая в горло Белого моря.

Из отдельных горных групп восточной части полуострова следует отметить Панские высоты, расположенные в верховьях Паны и Поноя и хребты Кейв, вытянутые примерно в направлении СЗ—ЮВ на центральном водоразделе между Иокангой и Поноем, состоящие из отдельных цепей и имеющие среднюю высоту в 300—400 м над уровнем моря.

Берега Кольского полуострова имеют очень разнообразный характер. Северные берега полуострова круто обрываются к Ледовитому морю и изрезаны глубокими фиордами. Южные берега низменны и в юговосточной части здесь находится значительная область развития дюнных образований (напр. в устьи Варзуги). В районе Кандалакского залива берега, подобно северным, имеют фиорды, но здесь они покрыты местами и густым лесным покровом.

Современный рельеф большей части Кольского полуострова обусловлен главным образом тектоническими линиями сбросов, имеющих преимущественно меридиональное и в меньшей степени широтное простиранье в центральных частях полуострова и направления СЗ и СВ на его окраинах. По этим линиям располагается, как орографическая сеть района, так и направление ледникового выпахивания. Центр оледенения располагался в западной части полуострова с его более крупными высотами, откуда ледник распространялся в периферические части полуострова с общим движением на В и ЗВ. Созданный ледниками ландшафт с развитием холмистой, пересеченной местности, с обилием болот, озер и порожистых рек является одной из наиболее типичных картин Кольского полуострова.

III. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Наиболее развитыми отложениями Кольского полуострова являются: 1) продукты ледниковой деятельности, покрывающие значительные площади полуострова и создающие во многих случаях невозможность здесь детальных петрографических наблюдений и 2) мощная свита древнейших архейских образований с преобладающим развитием среди них формации гранитогнейсов, гнейсов и разнообразных кристаллических сланцев, которые только в немногих сравнительно местах прорваны интрузиями более молодых горных пород. Отложений ледникового периода мы вовсе не будем касаться в нашем очерке, поскольку они не относятся к области петрографии и в настоящей главе переходим сразу к некоторым вопросам залегания горных пород, к явлениям тектоники и к намечению отдельных наиболее интересных в петрографическом отношении районов.

Кольский полуостров выступает из окружающего его океана в виде горста, со всех сторон ограниченного линиями сбросов. Эти сбросы отделяют массив кристаллических пород полуострова от зоны осадочных отложений, отдельными участками сохранившихся на территории полуострова. Сопоставляя данные Høltedhal'я (86) и Fieandt'a (82) со взглядами А. П. Карпинского (22) и Ф. Н. Чернышева (70), можно считать установленным, что дислокации северной окраины Фенноскандинавского щита на о. Кильдине, Рыбачьем полуострове и в Варангер-фиорде являются продолжением тимано-канинской дислокации, когда у края горста здесь образовывались складки, которые и описаны к настоящему времени рядом авторов, как на Рыбачьем полуострове, так и на полуострове Варангер.

Время сбросовых перемещений по южной и восточной окраине Кольского полуострова, частью параллельных северному сбросу полуострова, частью поперечных по отношению к нему вероятно совпадало по времени со сбросом, отделившим Кильдин и Рыбачий полуостров от кристаллического щита. Поэтому и горло Белого моря и Кандалакский залив следует рассматривать как грабены, по краям которых сохранились только немногие следы древних осадков (60).

Продолжением сбросовой линии Кандалакского залива является озерноречная система Вадозера и Кыма-реки, являющаяся естественной южной границей территории Кольского полуострова. Дислокации разрыва известны и в центральных частях Кольского полуострова, где ими определяется система меридиональных впадин в центральной части полуострова (р. Кола, оз. Имандра — р. Нива; оз. Умпъявр — р. Умба; Ловозеро — р. Воронья), широтные трещины разрыва, занятые озерами Экостровской и Бабинской Имандрой и долинами р. Поноя и Пурнача на востоке и целый ряд орографических элементов, ориентированных преимущественно в СВ и СЗ направлениях. По этим линиям известен целый ряд интрузий жильных пород на Мурманском побережье, в том же СЗ направлении вытягивается горст „Кейв“ в восточной части полуострова, с этим же направлением совпадают дислокационные линии, отмеченные Б. А. Поповым (54 и 55) на Сальной тундре и орографические элементы Монче-тундры, намеченные здесь работами 1928—1931 годов.

Относительно возраста дислокаций различного направления в литературе имеется для Кольского полуострова еще мало данных, которые часто противоречат друг другу. Так Фиандт и Högbom относят сброс между Рыбачьим полуостровом и кристаллическим щитом к третичному времени, Рамзай относит аналогичные сбросы Канина полуострова ко времени после перми и карбона и т. п. Однако большинство исследователей Кольского полуострова сходятся на том, что разрывы и перемещения земной коры на Кольском полуострове повторялись неоднократно по одним и тем же направлениям, и более молодые тектонические линии нередко идут здесь по линиям более древних дислокаций; такое наложение одной системы дислокаций на другую, конечно, сильно затрудняет их правильное толкование. Во всяком случае, вероятность молодых сбросов послеледникового возраста установлена в последнее время Таннером на Рыбачьем полуострове (Fennia, 53, 1930) и намечена П. М. Мурзаевым для Хибинского массива. А. А. Григорьевым установлены тектонические движения третичного возраста для северо-восточной части Кольского полуострова, которые несомненно шли по линиям более древних разрывов.

Что касается залегания архейской свиты горных пород Кольского полуострова, то характерно для нее преобладание СЗ простирания, которое хорошо выражено как на западном Мурманском побережье, так и в юго-западной части полуострова. На восточном Мурмане и в районе центрального водораздела Кольского полуострова мы имеем главным образом широтное простирание пород, к которому близко и простирание гнейсов в районе Нотозера.

Не останавливаясь на мелких деталях пликативной дислокации гнейсов, можно отметить, что исследования Н. Г. Кассина и А. А. Полканова установили на линии пересечения Кольского полуострова от Кандалахи до Колы, присутствие целого ряда более крупных антиклиналей, оси которых располагаются: 1) на широте Пиозера, 2) южнее Охто-канды,

3) южнее губы Печа, 4) близ северного конца Пулозера, 5) между станциями Шонгуй и Лопарская Мурман. ж. д. и 6) на мысу Пинагорий на Кольском заливе. Почти во всех этих антиклиналях оси их имеют близкое к широтному простирание и вероятное падение на восток.

Залегание гнейсовой толщи вблизи крупных интрузий центральной части полуострова (основные массивы Чуна и Волчья тундры, щелочные интрузии Хибинских и Ловозерских тундр) резко меняется и здесь мы в целом ряде случаев наблюдаем меридиональное простирание гнейсовой толщи, которое, однако, быстро сменяется широтным, как бы опоясывая интрузивные тела.

В молодых постархейских осадках периферической части Кольского полуострова мы наблюдаем пологое падение этих пород, а между Кашкарандой и р. Варзугой еще Широшкин отметил для них и горизонтальное залегание. Те же пологие элементы залегания мы наблюдаем и в осадочной толще слюдяно-дистеновых и ставролито-силлиманитовых сланцев, которые развиты в районе „Кейв“ в восточной части полуострова, и которые мы условно относим к низам постархейских образований.

Переходя к интрузивным образованиям Кольского полуострова, можно наметить на его территории ряд отдельных областей с преобладающим развитием здесь той или иной группы изверженных пород. Среди таких обособленных петрографических районов можно выделить следующие.

1) Гранитогнейсовая область северозападной Лапландии и Мурманского побережья с внедрением по дислокационным трещинам жильных пород группы диабазов, щелочных пироксенитов и пикритов.

2) Гранитогнейсовая область югозападного побережья Кольского полуострова с характерным развитием древних основных интрузий в Кандалакском районе, где получают преобладающее развитие гранато-роговообманковые породы и метаморфизованные габбро, превращенные в друзиты, и с молодой интрузией рапакивиобразного гранита в окрестностях с. Умбы.

3) Область развития древних интрузий основной магмы в верховьях р. Туломы и Нот-озера.

4) Район основных габбро-норитовых интрузий Чуна, Монче и Волчьей тундры с характерным развитием здесь ультра-основных перидотитовых внедрений и наличием сульфидных месторождений железа, меди и никкеля.

5) Район молодых габбро-диабазовых интрузий в Панских высотах, лежащих в верховьях рек Паны и Поноя.

6) Самая крупная в мире область развития щелочных интрузий нефелиновых сиенитов в Хибинских и Ловозерских тундрах, к которым приурочены месторождения целого ряда минералов, содержащих титан, цирконий и редкие земли. Особое внимание обращают здесь огромные отщепления основных ийолитуртитовых пород, с которыми связаны единственные по размерам месторождения фтор-апатитов.

7) Обширная зона развития щелочных гранитов центрального водораздела Кольского полуострова на площади до 3000 кв. км с пегматитовыми жилами, содержащими арфведсонит и минерал астрофиллитовой группы, и настоящими гранитными пегматитами с зеленым микроклином и флюоритом.

8) Область широкого развития щелочных и полущелочных жильных пород на Турьем полуострове и островах Кандалакского архипелага, характеризующаяся присутствием здесь

своеобразных многослюдистых меллитовых и анальцимовых пород (турьиты и турьяиты) и появлением кальцитовых жил и флюоритовых выделений.

Весь комплекс этих пород близко напоминает известные месторождения Alnö и Fen в Швеции и Норвегии.

9) Периферическая зона развития осадочных пород, представленных на севере силурийскими отложениями Кильдина и Рыбачьего полуострова, а на юге и востоке, вероятно, более древними докембрийскими осадками. Вторая зона постархейских осадков намечается в центральной части полуострова и протягивается от известняков среднего течения р. Варзуги через кварцитовидные песчаники верховьев р. Умбы к зоне метаморфических осадков, окружающих с юга и запада Хибинский щелочной массив.

Возрастные отношения пород Кольского полуострова не могут еще считаться окончательно установленными. Первая схема их была дана Рамзаем в 1899 г.; позднее Н. Г. Кассин дал стратиграфию Кольского полуострова, основывая ее на аналогиях с работами финских и шведских ученых. Последние сводки в 1924 и 1927 гг. дал А. А. Полканов (47 и 51).

Приводимая сводка возрастных соотношений (табл. 1), представляет новую попытку свести воедино имеющийся материал. Она отличается от последней схемы А. А. Полканова, главным образом, более низким стратиграфическим положением тех осадочных свит, которые не охарактеризованы палеонтологически и о возрасте которых приходится судить по аналогии с другими такими же отложениями в смежных районах.

Таблица 1

Пост-силурийские		<p>Формация жил пироксенитов, порфиритов, эссекситовых диабазов СЗ и СВ простирания СЗ Лапландии</p> <p>Щелочной комплекс Турьего мыса и полущелочные порфириты Кандалякского залива</p> <p>Щелочные интрузии Хибинских и Ловозерских тундр, Вырмес-озера и р. Харловки</p> <p>Щелочные граниты центрального водораздела Кольского полуострова и массивов Гремяхи и Чалве-уайвиш</p>
Кембрий Силур	Осадочная свита Кильдина и полуострова Рыбачьего	<p>Жильные габбро-диабазы и пироксениты Мурманского побережья СЗ и СВ простирания</p> <p>Ультра-основные породы, оливинные габбро и форелленштейны Хабозера, окр. Умбы и других мест</p> <p>Габбро-диабазы верховьев Паны и Поноя</p> <p>Интрузии основных пород (норитов и перидотитов) Монче, Чуна и Волчьей тундры и Вырмес-озера (?). Габбро-диабазы и имандриты вост. берега Имандры</p>

Протерозой	<p>Песчаники южного и восточного берега Кольского полуострова</p> <p>Известняки р. Варзуги и Паны</p> <p>Метаморфизованные осадки восточного берега оз. Имандры</p> <p>Свита слюдяно-дистеновых и ставролитовых сланцев района „Кейв“ в вост. части полуострова</p>	<p>Эффузивные метаморфизованные породы вост. берега Имандры, бассейна Варзуги и Паны</p>
Архей	<p>Мусковито-гранатовые гнейсы и сланцы западной части полуострова</p> <p>Группа амфибодовых гнейсов, амфиболитов, эклогитов и метабазитов</p> <p>Гранатовые и слюдяные гнейсы</p> <p>Слюдяные сланцы и гнейсы с амфиболовыми, пироксеновыми, магнетитовыми и др. сланцами и амфиболитами</p>	<p>Граниты рапакиви Канда拉克ской губы и губы Ара</p> <p>Микроклиновые граниты и их мигматиты, пегматиты и кварцевые жилы</p> <p>Плагноклазовые граниты и их мигматиты, пегматиты и кварцевые жилы</p> <p>Эффузивы устья р. Поноя</p> <p>Метаморфизованные габбро Чуна-тундры, Монче-тундры и Волчьей тундры; которанскиты окрестностей с. Порьей губы</p> <p>Габбро-пироксениты и друзиты Канда拉克ского района</p>

IV. ГНЕЙСЫ И КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ

Гнейсы Кольского полуострова до сих пор еще почти совсем не исследованы, несмотря на то, что гнейсовая толща по существу является главной составляющей среди горных пород района.

Сложный состав гнейсовой толщи Кольского полуострова отметил еще в 1900 г. Б. А. Попов (52). На основании изучения гнейсогранитов в окрестностях Мотовского залива он пришел к выводу, что „они представляют результат взаимодействия двух горных пород: одной — сланцеватой и, вероятно, осадочной и другой гранитовой и несомненно плутонической“.

Эта сложность состава до-кембрийских пород Кольского полуострова еще более подтверждается последующими работами по петрографии района, в которых гнейсам, правда, отводится не всегда должное внимание.

Во всяком случае, мы имеем здесь полную аналогию со строением смежных районов Фенноскандии и находим целый ряд тех сложных образований, возникших путем регионального и контактового метаморфизма, которые Зедерхольм выделил под названием мигматитов (артеритов, небуллитов и т. п.). Для мигматитов Кольского полуострова характерно сложение из кварца и кислого плагиоклаза с биотитом и редкое содержание К-полевого шпата и роговой обманки.

Далеко не все районы Кольского полуострова изучены подробно, скорее надо сказать наоборот — лишь для немногих его участков мы имеем некоторые, часто неполные и отрывочные указания на состав гнейсовой толщи. Поскольку мы имеем дело с опубликованными материалами, мы можем привести пока следующие данные.

Для северозападной части Кольского полуострова А. А. Полканов дал в 1924 г. такую предварительную схему деления отдельных групп пород до-кембрийского возраста.

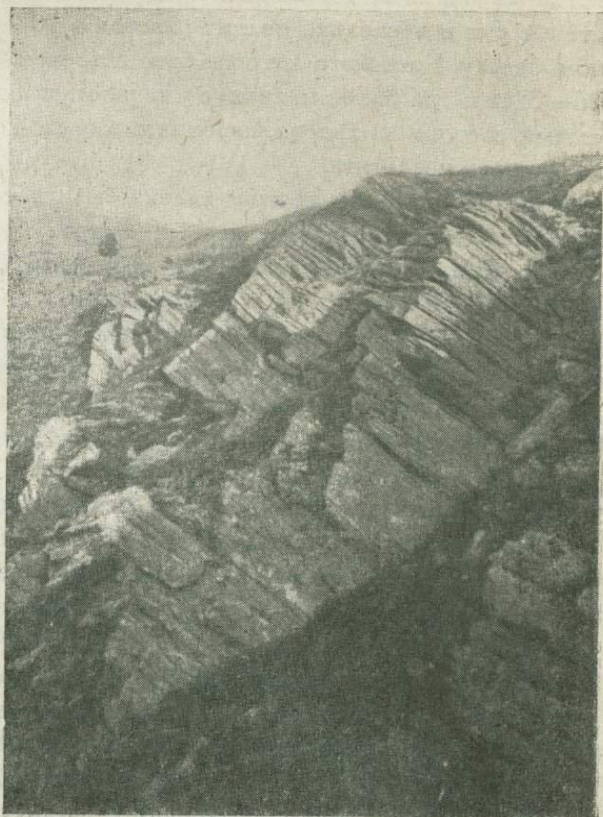
- 1) Комплекс слюдяных сланцев и гнейсов с амфиболовыми, пироксеновыми, магнетитовыми и другими сланцами и амфиболитами.
- 2) Комплекс гранатовых и слюдяных гнейсов.
- 3) Группа амфиболовых гнейсов, амфиболитов, эцлогитов и метабазитов.

4) Плаггиоклазовые граниты и их пегматиты, мигматиты и кварцевые жилы.

5) Микроклиновые граниты и их пегматиты, мигматиты и кварцевые жилы.

Первый комплекс пород является наиболее интересным, поскольку с ним связаны месторождения магнетитовых сланцев. В настоящее время известны две свиты этих пород.

Северная свита обнажается на берегах Кольского фиорда в массивах Мишуков и Пинагорий. Преобладают здесь слюдяные гнейсы, и сланцы, и слюдистые кварциты и к ним приурочены включения пачек грюнеритовых, актинолитовых, амфиболопироксеновых и магнетитовых сланцев. Свита пород, слагающая этот комплекс, в основе представляет типичные метаморфизованные осадки с обогащением пород кремнеземом (слюдистые кварциты), известью и магнезией (амфиболовые сланцы с кальцитом) и местным обогащением железом (грюнеритовые и магнетитовые сланцы) (см. anal. табл. I, № 4—9).



Фот. В. И. Влодавца.

Фиг. 1. Слюдяные сланцы вблизи Зимнего Семиостровского погоста.

На юговосток этот комплекс захватывает СВ часть Кильдинских тундр, где также встречены валуны магнетитовых сланцев. На запад от Кольского фиорда кварцитовидные слюдяные сланцы, с которыми связаны магнетитовые сланцы, тянутся в СЗ направлении и встречены по Уре в 10—12 км от ее устья, достигая ширины 6—8 км. От р. Уры этот комплекс тянется к р. зап. Лице, пересекая реку южной своей границей в 8—10 км на юг от ее устья, и достигая на севере южной части Лицевого фиорда у колонии Б. Лица. На р. Титовке этот комплекс обнаруживается у устья реки и к югу от него на 5—6 км.

В рассматриваемой свите пород, как отмечено выше, наибольший интерес представляют магнетитовые сланцы. На берегах Кольского фиорда они связаны с амфиболовыми сланцами, входящими в мощную свиту сланцеватых слюдяных гнейсов и сланцев и были впервые обнаружены здесь А. А. Полкановым в 1915 году в 10 км севернее г. Мурманска на мысу Мишукова и Пинагорий и более подробно обследованы им в 1917 году, когда он нашел на восточном берегу залива один рудный пласт, мощностью в 6 м и несколько мелких пластов в 20—50 см мощности. На западном берегу Кольского залива был встречен один мощный пласт около 26—27 м и три более мелких с мощностью от 1.5 до 5 м. Магнетитовый сланец состоит из кварца, карбоната, роговой обманки, авгита и большого количества магнетита.

В 1918 году эти месторождения были посещены П. В. Виттенбургом, который опубликовал (10) первый анализ Кольской руды с западного берега Кольского фиорда. В 1921 году А. П. Герасимов установил здесь 2 пласта руды на восточном берегу залива и 4 пласта на западном. Рудные пласты сложены типичными полосатыми сланцами, состоящими только из магнетита и кварца, обычно образующими черные и белые прослойки 3—5 мм толщины. Изредка в этих рудных сланцах наблюдается примесь амфибола. Отдельные залежи магнетитовых сланцев не превышают 4—6 м мощности и прослеживаются по простиранию непосредственно на 0.5—0.75 км, хотя магнитометром их удается протянуть на 2—3 км.

Они приурочены к пачкам амфиболитовых сланцев в 20—60 м мощности, которые сложены главным образом из амфибола и кварца с примесью граната. Вблизи контактов с рудными слоями амфиболовые сланцы обогащаются гранатом в зернах до 1.5—2 см в поперечнике.

В образовании рудных залежей, по мнению А. П. Герасимова, играли роль не только региональный метаморфизм, но и контактно-метаморфическое воздействие гранитных интрузий. Магнитометрическая съемка А. С. Пуртова (56) этих месторождений в 1924—25 г. выяснила, что рудные скопления имеют здесь форму вытянутых в северозападном направлении линз различной длины от нескольких метров до километра, причем мощность отдельных линз также колеблется от 10 до 40 м. При этом был открыт ряд новых крупных магнитных аномалий и установлено, что наиболее крупные аномалии находятся в северной части рудоносного комплекса. Наиболее крупная аномалия наблюдается на западном берегу залива в районе к северу от ручья Киефарака, где выходы руды вследствие отсутствия обнажений, пока не обнаружены. В 6 км от Кольского залива к СЗ от Ливлинского озера большая аномалия на площади до 2 кв. км вызвана мощной толщей амфиболитов, среди которых резко обособляются три параллельные друг другу рудные линзы. Ориентировочный подсчет железной руды для западного берега Кольского фиорда дается А. С. Пуртовым в количестве около 24 милл. тонн, однако экономическую сторону добычи он считает мало рентабельной, несмотря на то, что опыты по обо-

гащению магнетитовых сланцев, проведенные Н. Н. Котляром (25) в Механобре, и дают удовлетворительные результаты.

Таким образом вопрос об использовании магнетитовых сланцев Кольского фиорда не может еще считаться окончательно решенным и требуется продолжить работы по изучению наших северных железорудных месторождений. Как будто в более выгодном положении находится СЗ конец этой зоны рудоносных сланцев в районе реки западной Лицы, расположенной вблизи моря.

В этом северозападном продолжении рудной полосы магнетитовые сланцы были обнаружены в следующих пунктах: на правом берегу р. Уры, близ устья р. Кодде и на р. зап. Лице, в 6 км от ее устья, в урочище Веркаут, где на левом берегу реки И. Г. Кузнецов (17) определил мощность магнетитового сланца — 6 м. Руды здесь отчетливо слоисты, вследствие перемежаемости тонких полос кварца и магнетита с примесью роговой обманки. На правом берегу реки мощность рудных слоев достигает 20 м и прослежена на 2 км по выходам и на 3 км магнитометром. Содержание металлического железа в руде достигает 34%, но непостоянно по всей длине залежи. У устья р. Титовки, еще западнее, пласт амфиболового сланца, содержащего магнетит, отмечен А. А. Полкановым.

Дальнейшее продолжение на СЗ этой свиты надо ожидать на территории Финляндии в направлении Печенгской и Долгой губы на побережье океана и таким образом эта зона магнетитовых сланцев не связана непосредственно с железными рудами Киркенеса в Норвегии.

Во второй южной полосе комплекса слюдяных гнейсов и сланцев главной породой являются мелкозернистые амфиболиты, часто полосатые, перемежающиеся с пироксено-амфиболовыми сланцами; гронеритовые сланцы с магнетитом и роговообманково-слюдяные и слюдяные сланцы представляют здесь большую редкость.

Эта полоса была впервые обнаружена А. А. Полкановым в 1923 г. на запад от порога Кривец в среднем течении р. Туломы, в тундрах Кельт-уайвишь, Кингерем, Вымь-вум. Отсюда этот комплекс амфиболовых сланцев и амфиболитов переходит на СВ склоны группы тундр Домашняя-Она-Грудин, где также А. А. Полкановым были встречены валуны типичных магнетитовых сланцев (48 с). Дальнейшим продолжением этой зоны является, повидимому, комплекс пород, отмеченный А. А. Полкановым к западу от ст. Тайбола у оз. Кумжинского и к востоку от станций Лопарская и Пулозеро в бассейне р. Мал. Кицы, где встречен комплекс слюдяных сланцев и амфиболитов, не связанный с месторождениями Кольского фиорда. Он протягивается на значительное расстояние в юговосточном направлении и содержит до 12 выходов магнетитовых сланцев с более крупными вкраплениями руды, чем в районе Кольского фиорда, дающими иногда сплошные прослойки в 2—2.5 см. Мощность магнетитовых сланцев доходит местами до 12—15 м. Может быть в этих выходах мы имеем восточную ветвь южной полосы рудоносного ком-

плекса, тогда как вторая ветвь его направляется более к югу и возможно, что юговосточным продолжением этого комплекса являются 2 пласта магнетитовых сланцев, обнаруженные среди свиты амфиболитов, артери-тов и мигматитов, которые слагают тундры Сойт-маск, Эль-выдынч и Пурн-выд между ст. Пулозеро и рекой Туломой. Продолжаясь на юговосток, этот комплекс идет отсюда к западному берегу оз. Имандра (48d). Подтверждением этого является, как будто, факт нахождения О. А. Воробьевой в 1931 г. трех пачек магнетитовых кварцитов среди гнейсов к юговостоку от Волчьих тундр. Продолжение на СЗ этой второй рудоносной зоны не вполне ясно, быть может к ней относятся слюдяные сланцы с амфиболовыми и магнетитовыми сланцами верховьев р. Туломы, но для дальнейшей увязки этой зоны с месторождениями Киркенеса у нас нет определенных указаний; повидимому последние месторождения не переходят к нам на территорию Союза, на что еще в 1913 году указал С. А. Конради. Комплекс гранатовых и слюдяных гнейсов (см. стр. 16) представлен главным образом биотито-гранатовыми и биотитовыми гнейсами, к которым приурочены разности, содержащие силлиманит, кордиерит, андалузит, ставролит и дистен, а также сланцы — биотитовые, биотито-гранатовые и биотито-гранато-силлиманитовые. Простираение этого комплекса почти всюду СЗ—ЮВ. Как состав, так и частое переслаивание этих пород, а также особенности структуры, указывают на осадочное происхождение этого комплекса, вероятно, образовавшегося за счет глин и глинистых сланцев.

Главнейшие зоны развития этих пород: в нижнем течении р. Туломы на Ю от Колы до финской колонии Пейвя, при чем в тундре Паньковой на левом берегу р. Туломы в гранитовых гнейсах замечательны выделения гранитов до 6—7 см в диаметре. В среднем течении р. Туломы на мысу Калепуха и на южном склоне Керц-тундры в этой свите обращают на себя внимание кианитовые гнейсы с кристаллами кианита до 5—6 см в длину. В районе Кольского залива, где на юг от устья р. Лавна до станции Оленья развиты гранатовые и гранато-силлиманитовые гнейсы на севере, а в южной части — наблюдается переслаивание слюдяных и гранатовых гнейсов с простираением СЗ—ЮВ, но близким к широтному. А. П. Герасимов (17) считает гранат очень типичным „провинциальным“ минералом для пород южной части Кольского залива.

Группа роговообманковых гнейсов, амфиболитов, эцлогитов, друзитов и метабазитов (см. стр. 16), являющаяся всегда более древней, чем интрузии гранитов, обычно встречается в пластовом залегании среди гнейсовой толщи. Для большинства представителей этой группы ясна их природа, как тел магматических из ряда габбро-пироксенитов, глубоко измененных последующими процессами и поэтому более подробно мы рассматриваем их в главе об основных породах.

Гранитные интрузии рассматриваются также в соответствующих главах.

Гнейсы южной части Кольского полуострова служили предметом изучения Е. С. Федорова (61), Н. Г. Кассина (23) и Д. С. Белянкина с его учениками. Некоторые представители их были описаны в 1880 году Штельцнером (99). Все авторы отмечают трудность разграничения здесь гнейсов по их генезису из изверженных или осадочных пород. За счет первоначальных осадков, по мнению Д. С. Белянкина, образовались в гнейсах гранаты, силлиманиты и часть роговых обманок, которые лишь изредка встречаются в светлых слюдяных гнейсах, вероятно изверженного происхождения.

Гранатовые и роговообманковые гнейсы, переходящие часто в амфиболиты и горнблендиты, частично также произошли из осадочного первоначального субстрата, однако значительная часть их связана с изверженными материалами основной магмы. В большинстве случаев процессы ассимиляции и метаморфизации разнородных материалов настолько глубоки, что разграничить изверженный и осадочный субстрат в гнейсах не представляется возможным. Н. Г. Кассин считает за измененные осадки полосатые слоистые и сланцеватые биотитовые гнейсы, приписывая всем амфиболитам изверженное происхождение.

Е. С. Федоров, также отмечая трудность генетического разграничения гнейсов, подчеркивает преобладание гранатовых гнейсов в районе между Порьей губой и Умбой, считая, что гранат образовался гидрокимическим путем. Кроме гранатовых гнейсов, он выделяет (61):

1) Микроклиновые — с кварцем, микроклином, биотитом и кислым плагиоклазом от альбита до олигоклаза № 25. В некоторых образцах этих гнейсов Штельцнер наблюдал в кварце включения жидкостей.

2) Биотитовые — чисто плагиоклазовые с кварцем, биотитом и андезином № 30—37, вовсе не содержащие К-полевой шпат.

3) Амфиболовые — с преобладанием амфибола, кварца и плагиоклаза № 25—40 и незначительной примесью биотита. Н. Г. Кассиным в аналогичных породах было найдено для роговой обманки $2V = -87^\circ$, $Sp_g = 18-19^\circ$ и плеохроизм p_g — зеленый, p_{pr} — желто-зеленоватый, p_r — светлозеленоватый. Им же отмечено присутствие в некоторых образцах этой группы глаукофанового амфибола с $2V = -55^\circ$ и погасанием 7° . Зеленые цвета плеохроизма, однако, говорят против глаукофана.

Н. Г. Кассиним и Д. С. Белянкиным (2, 23) были выделены, кроме того

4) Пироксеновые гнейсы с моноклиническим пироксеном, кварцем, плагиоклазом или микроклином. Аналогичный гнейс с бесцветным авгитом ($2V = +60$, $Sp_g = 47^\circ$) и криптопертитом ($2V = -70^\circ$) описан и Е. С. Федоровым с Медвежьего о-ва, Порьей губы, а также Штельцнером из окрестностей Умбы и Порьей губы, где отмечено также присутствие гиперстена.

Кассин отмечает подчиненную роль пироксеновых разностей в гнейсовой толще, указывает на пластообразные залежи их среди других гнейсов и подчеркивает их массивное или грубо-сланцеватое сложение. В изученных им образцах К-полевой шпат не наблюдался, плагиоклаз представлен андезином в лабрадором до 56 номера и кроме пироксена присутствуют бурая и зеленая роговая обманка. Vélain считает плотные пироксеновые гнейсы характерными породами гнейсовой толщи, отмечая

их развитие на островах Кандалакского залива, в Зайцевой тундре и в Сырой тундре у Зашейка. Относительный возраст гнейсов, по наблюдениям Д. С. Белянкина в 1922 году на Медвеьем острове, намечается в следующем виде:

1) Пироксено-гранатовые гнейсы — более массивные, чем роговообманковые, в которых они образуют небольшие гнезда и как бы захвачены последними. В контакте с пегматитовыми жилками, пересекающими пироксено-гранатовые гнейсы, последние постепенно переходят в горнблендиты и темные полевошпатовые амфиболиты.

2) Горнблендиты, обогащенные роговой обманкой, темноокрашенные, почти черные. Их короткие полосы и линзы с неровными концами включены в массу серой породы — следующую по возрасту группу роговообманковых пород.

3) Роговообманковые гнейсы и полевошпатовые амфиболиты. Серые и черные разновидности роговообманковых пород повсюду тесно переслаиваются между собою и потому их взаимоотношения могут быть намечены только ориентировочно.

4) Красные аплитовые гнейсы (наиболее молодые) — обычно переслаиваются с роговообманковыми породами, но дают и апофизы в эти более ранние образования. По наблюдениям Д. С. Белянкина, они сложены главным образом кварцем и микроклином с небольшой примесью плагиоклаза, титанита, роговой обманки и моноклинного пироксена.

К последним гнейсам, повидимому, близко примыкают гранулиты Медвежьего острова, отмеченные Штельцнером, который определяет их как „тонкую смесь кварца и полевого шпата с ясной структурой письменного гранита и значительной примесью граната“. Минералогический состав их, за исключением граната, полностью совпадает с аплитовыми гнейсами Белянкина. Целый ряд аплитовых жил, секущих гнейсы, описывает как гранулиты также Vélain, хотя эти породы не содержат граната и связаны переходами с пегматитами. Крупнозернистые гранулиты — пятнистые, очковые или полосатые, богатые серым кварцем и темнокрасным гранатом, отмечены Д. С. Белянкиным также на полуострове Шамбач в окрестностях Умбы.

Н. Г. Кассин отмечает, что гранулитовые гнейсы являются здесь наименее распространенной группой и занимают отдельные тонкие пласты и прослой среди гнейсовой толщи (23). Сложены они главным образом из кислых плагиоклазов (до 17% An), микроклина и кварца с примесью мусковита, граната и реже биотита. В восточной части Кольского полуострова гранулиты, сероватожелтые, тонкозернистые с розовыми кристаллами граната и редкими выделениями биотита отмечены А. А. Григорьевым в низовьях р. Игийок у Каневки, а также в долине р. Каарсимуайв в Кейвах (хребты Кырпуруайв и Мальурдоай). У Зашейка они отмечены Кудрявцевым (27). Здесь же Vélain указывает присутствие силлиманитовых гнейсов, которые были встречены им кроме того у подножья Крестовой тундры у Кандалакши и в северозападной части полуострова у Нотозера и Палесм-озера.

Район Зашейка, повидимому, является довольно интересным для изучения гнейсовой толщи, так как Vélain описывает кроме того у Зашейка на южном берегу Имандры кордиеритовые гнейсы (100). В их сложении

принимает участие олигоклаз, биотит с включениями рутила, кварц и зеленчатый кордиерит со стекляннм блеском в округлых зернах до 1 см в поперечнике. Под микроскопом он обнаруживает полисинтетические двойники и включения апатита, циркона. Однако, эти разности гнейсов, видимо, не играют здесь большой роли. Это видно из того, что маршруты последних лет на водоразделе между Белым морем и Имандрой Г. Д. Рихтера, Б. В. Бондаренко и др. показали громадное развитие здесь главным образом серых и розовых тонкослоистых биотитовых гнейсов с преобладающим простиранием, близким к широтному. Гнейсы сложены главным образом олигоклазом № 26—27, микроклином с типичной решеткой, кварцем и биотитом. Среди второстепенных минералов в этих гнейсах встречены единичные зерна эпидота, апатита, мусковита и титанита. Гнейсы здесь частью осадочного происхождения — серые, слюдяные с плагиоклазом, частью сложные микстогнейсы, образовавшиеся путем внедрения гранитной магмы в осадочную толщу. Гнейсы этого типа обычно содержат розовый микроклин. Аналогичные биотитовые гнейсы отмечаются В. И. Владавцем на всем протяжении течения р. Умбы, где они имеют простирание на СЗ, с пологим падением к ЮЗ, а в северной части к Умбозеру простирание гнейсов становится широтным с крутым падением к С.

Из особенностей минералогического состава гнейсовой толщи Кольского полуострова следует отметить включения рутила, располагающиеся по гексагональной сетке в биотите в некоторых разностях Кандалакских гнейсов (Vélain) и выделения циркона в призматических кристаллах до 1—2 мм в гнейсах р. Туломы (40).

Гнейсовая толща к СЗ от Кандалакши по направлению к Финляндской границе была исследована V. Borg'ом (77) и Б. Куплетским. Первый отмечает присутствие здесь биотитовых гранитогнейсов, переходящих в биотитовые гнейсы, а ближе к финляндской границе также присутствие гранатовых, роговообманковых сланцев и амфиболитов с пачками хлоритовых и слюдяных сланцев. Простирание пород очень изменчивое. Характерно появление здесь кианитовых разностей и слюдяногранатовых гнейсов.

Б. М. Куплетским (32) также подчеркивалось развитие слюдяногранатовых и мусковито-кианитовых гнейсов в тундрах Кыма, Гремяхе и Седловатой к З и СЗ от Кандалакши, где они имеют простирание, близкое к меридиональному и составляют верхнюю часть гнейсовой толщи. Аналогичные породы доставлены и от финляндской границы с Кая-гундры П. М. Юровским. Мусковито-биотитовые гнейсы этой свиты состоят поровну из микроклина с типичной решеткой, кислого плагиоклаза, ряда олигоклаза № 28—29 и кварца. В меньшем количестве в них присутствуют гранат, слюда, кианит с $Cn_g = 27^\circ$ и $2V = -80^\circ$ и в некоторых образцах еще турмалины.

Среди других представителей гнейсовой толщи этого района большой интерес представляют скаполито-роговообманковые гнейсы и амфи-

болиты Кыма-тундры и бассейна Вад-озера, которые Б. М. Куплетский рассматривает, как метаморфизованную осадочную толщу. Количественно минералогический состав этих пород приведен в табл. 2.

Таблица 2.

Минералы	Вад-озеро	Окр. Федосеевки	Кыма-тундра	Седловатая
	I	II	III	IV
Пироксен	24.3	—	—	—
Амфибол	13.4	44.46	47.56	54.54
Плагиоклаз и кварц	8.3	29.20	24.11	29.60
Скаполит	30.8	21.58	21.15	10.26
Гранат	19.6	3.50	4.30	} 5.60
Кальцит	1.8	—	2.04	
Руда	1.1	0.62	0.63	
Титанит и апатит	1.0	0.64	0.21	

Анализ гнейса II из окр. Федосеевки приведен на табл. I, № 1.

Характерно присутствие в этих породах кальцита, который выделяется одновременно с другими минералами гнейсов и дает то пегматитовое сростание с гранатом, то образует включения и пойкилитовые вроски в плагиоклазе и амфиболе.

Из других особенностей минералогического состава пород отметим следующие. В образце с Вад-озера плагиоклаза мало, зато очень много скаполита. Несмотря на свежесть плагиоклаза в шлифе ясно видно, что зерна скаполита развиваются частью на плагиоклазе, частью рядом с его таблицами, как бы съедая и замещая таблицы плагиоклаза. Одновременно со скаполитом присутствуют в породе кальцит и кварц. В образце 11 наблюдается та же картина. Плагиоклаз погасает \perp РМ под углом 35° , что дает для него № 66; кальцита здесь почти нет. Тот же основной плагиоклаз № 63—60 присутствует и в породе Седловатой тундры. Его здесь больше, чем в других образцах и параллельно с этим в породе наблюдается мало скаполита и кварца, нет граната и мало кальцита. Количество граната также как-будто больше в тех породах, где обильно развит скаполит и меньше в тех образцах, где его нет. Все это указывает на связь скаполитизации изученных пород с метаморфизмом, а широкое развитие скаполитовых пород в этом районе заставляет предполагать образование их из осадочных пород типа глинисто-песчаных известковых

отложений. Вероятно из этой же свиты происходит и тот скаполит с р. Канды, который был предметом изучения О. О. Баклунда (1).

Таким образом последние два из упомянутых представителей гнейсов скаполито-роговообманковые и мусковито-кианитовые являются ясными представителями парагнейсов. Еще более отчетливо осадочное происхождение слюдяных сланцев с андалузитом и ставролитом, известных нам пока в немногих районах Кольского полуострова. В верховьях р. Паза их впервые отметил Vélain (100) и возможно, что сюда протягивается



Фот. А. А. Григорьева.

Фиг. 2. Выходы дистено-ставролитовых сланцев на северовосточном склоне Шуур-урта в восточной части п-ова.

свита слюдяно-силлиманитовых гнейсов и сланцев А. А. Полканова (см. анализ в табл. I, № 2).

На „кейвах“ центрального плато Кольского полуострова в восточной его части слюдяно-силлиманито-дистеновые сланцы изучены А. А. Григорьевым на протяжении от верховьев пр. Иоканги и Каарем-уайв до пос. Каневка на Поное. Здесь свита слюдяно-дистеновых и ставролитовых сланцев резко отделяется от окружающих гнейсов тектоническими линиями сбросов и разломов с обильным внедрением основной магмы по этим трещинам. Сланцы собраны в пологие складки, имеют простирание СВ—ЮЗ и углы падения их не превосходят 12—13°, а в отдельных случаях наблюдается и горизонтальное их залегание. Свита слюдяно-дистено-силлиманито-ставролитовых сланцев в западной части „Кейв

опускается лишь до абсолютной отметки 300 м над уровнем моря, тогда как на востоке у Каневки эта отметка снижается до 165 и 189 м над уровнем моря. Ниже Каневки и устья р. Ачериок на правом берегу Поноя наблюдается налегание гранитогнейсов на дистено-сланцевые сланцы, что говорит о наличии здесь надвигов и кроме того имеются указания и на вертикальные перемещения земной коры в этом районе. Петрографически слюдяно-силлиманитовые сланцы очень богаты кварцем, составляющим главную массу пород. Призмочки мусковита и изогнутые волокна силлиманита окружают зерна кварца. Эти породы, однако, играют подчиненную роль в рассматриваемой свите и главная роль принадлежит ставролито-дистеновым сланцам. Здесь преобладающими минералами являются мусковит, кварц и призмочки дистена, вытянутые параллельно сланцеватости пород; нередко к ним присоединяются пучкообразно расположенные тонкие призмочки силлиманита и крупные выделения ставролита с $2V$ от -88° до $+88^\circ$. Второстепенными минералами являются листочки зеленоватожелтого биотита и пластинки железного блеска. Для дистена найдено $2V = -83.5^\circ - 85^\circ$ и погасание $C_{ng} = 28 - 31^\circ$. Выделения ставролита нередко переполнены пойкилитовыми вростками кварца. Возраст этой свиты не вполне ясен. Это либо самые верхи архея, либо низы протерозойских осадков, может быть измененные интрузиями щелочных гранитов.

Для восточной части Кольского полуострова мы имеем пока только эти отрывочные данные, характеризующие некоторых представителей метаморфической свиты. Другие представители гнейсовой толщи восточной части Кольского полуострова ждут еще своего исследования и только М. П. Мельниковым (39—40) были описаны амфиболиты и роговообманковые сланцы с мыса Котуковского у Орлова маяка, с мыса Горяинова и со Святого Носа, на побережье Ледовитого моря и в горле Белого моря.

V. ГРАНИТЫ

Граниты Кольского полуострова являются такой же сложной группой пород, как и гнейсы. Эта сложность заключается, как в обилии включений в гранитах более или менее резорбированных остатков более древних пород (гнейсы, сланцы, амфиболиты и т. п.), так и в постоянно наблюдаемой сландеватости гранитов и механическом раздроблении их в результате давления, которое испытывали уже отвердевшие породы. В результате всех этих факторов граниты обычно имеют характер гнейсогранитов и дают переходы к мигматитам, в которых нередко можно наблюдать остатки бластопсамитовой структуры слюдяных гнейсов и реликты резорбированных роговообманковых пород.

Лишь в молодых гранитах, прорывающих гнейсовую свиту в окрестностях Умбы в Кандалакском заливе и на берегах Арагубы мы имеем ясно порфиоровидное сложение и структуру, приближающую эти граниты к финляндским рапакиви.

Наиболее хорошо исследованы к настоящему моменту граниты Мурманского побережья и граниты окрестностей Умбы.

Для северозападной части Кольского полуострова А. А. Полканов (47) выделяет два типа гранитов: 1) олигоклазовые граниты, более древние и 2) микроклиновые граниты, более молодые.

Первые являются среднезернистыми породами с кислым плагиоклазом (олигоклаз и олигоклаз-альбит), весьма бедными биотитом. Нередко они содержат микроклин и при обеднении кварцем дают переходы в сиениты. Вместе с биотитом в них встречаются амфибол и моноклинный пироксен, появляющиеся обычно вблизи включений в гранитах более древних пород.

Наиболее широко распространен этот тип в северной части Кольского фиорда от Ледовитого океана до дер. Белокаменной, встречаясь спорадически и южнее, где он дает переходы к настоящим микроклиновым гранитам.

Микроклиновые граниты характеризуются розовой окраской и преобладанием микроклина. Обычно это крупнозернистые и среднезернистые

породы с отчетливой сланцеватостью. В отдельных случаях, особенно вблизи развития амфиболитов, граниты приобретают порфириновидное сложение, при чем содержат значительное количество темных минералов и крупные розовые кристаллы сфена. Интересной разновидностью микроклиновых гранитов являются красные рапакивиобразные граниты (Араграниты), которые развиты на берегах Ара-фиорда. Отсюда они широкой полосой (до 10 км) протягиваются на югозапад через Кеттеля-ярви до депрессии Чорж-озера, где они переходят в розовые микроклиновые поррьясграниты. На юг от Чорж-озера розовые микроклиновые граниты имеют также широкое распространение, достигая на востоке высот к западу от Нял-озера и Урт-озера, на западе р. зап. Лицы и частью водораздела ее с р. Титовкой, на юге — тундр Кингеремь, Выд, Лыст-выд и т. п.

Другой массив микроклиновых гранитов, богатый включениями пачек амфиболитов, указывается А. А. Полкановым между Урт-озером и р. Туломой с одной стороны и тундрами Кеулик и Тариги с другой (48d). Здесь районом наибольшего развития микроклиновых гранитов являются массивы Пак, Куакие, Красивая, Реут-выд и др. к западу от Колы в верховьях р. Лебяжьей и зап. Лицы. Таким образом вся область тундр, прилегающих к среднему течению р. Туломы является районом широкого развития микроклиновых гранитов, генетически связанных с порфириновидными гранитами побережья.

Подробного петрографического описания гранитов зап. Мурмана мы пока не имеем; только для розовых микроклиновых гранитов верховьев зап. Лицы (49) с тундры Попова (Нелуайвиш) дается А. А. Полкановым краткая характеристика. Эти крупнозернистые и частью порфириновидные породы, с выделениями микроклина до 2×1.5 см содержат немного олигоклаза ($20-22\%$ An) и много биотита. Из второстепенных минералов отмечены сфен и магнетит. Текстура пород грубо-гнейсовидная, что приближает их к диктионитовым мигматитам Sederholm'a. В трех километрах на Э от тундры они переходят в микроклиновые мигматиты с небольшим содержанием то альбита, то олигоклаза, то зонального плагиоклаза (№ 12—20); из других минералов мигматиты содержат биотит и довольно много сфена, некоторые из них сильно окварцеваны инъекцией поздних кислых растворов в первоначальную породу.

С гранитами тесно связаны пегматитовые и кварцевые жилы, широко распространенные в областях развития гранитов. Очень сильно развиты жилы пегматита на берегах Кольского фиорда, где они встречаются в районе между дер. Белокаменной и устьем р. Лавны и нередко содержат белую слюду в кристаллах до 10 см в поперечнике. В других пегматитах, связанных главным образом с микроклиновыми гранитами, были встречены биотит, размером до 25×25 см (склон тундры Реутвыд), турмалин, гранат, топаз (мыс Мишуков), крупные выделения титано-магнетита (бл. Сухого порога на правом берегу Туломы). В кварцевых жилах отмечены, между прочим, молибденит (на мысу Калепуха на Туломе), магнетит и пирит

(у падуна на правом берегу Туломы). Н. Г. Кассиным отмечен был пегматитовый район по р. Пече, в северном конце оз. Имандры.

Граниты восточного Мурмана были подробно изучены и описаны А. К. Болдыревым. Все они однослудистые, биотитовые; А. К. Болдыревым отмечаются две их разновидности: красный и серый граниты. Граниты крупнозернистые и реже мелкозернистые иногда обладают гнейсовидной структурой. Оба гранита связаны постепенными переходами во многих местах, хотя чистые разности довольно резко отличаются друг от друга: 1) в красном граните много микроклина и нередко встречаются почти бесслудистые разности; 2) серый гранит гораздо богаче биотитом и беднее



Фот. Б. М. Кулетьского.

Фиг. 3. Отдельность щелочных гранитов на Урма-вараке.

кварцем, чем красный, микроклина здесь тоже меньше; 3) плагиоклазы серых гранитов в общем основнее, чем плагиоклазы красных. В первом случае средний № плагиоклаза — альбит № 9, в серых гранитах — олигоклаз № 17; 4) в серых гранитах больше второстепенных минералов, среди которых отмечены: сфен, достигающий в серых гранитах Иоканских островов до 5 мм в поперечнике; эпидот с $2V = -75^\circ - 77.5^\circ$, магнетит, ильменит, апатит, циркон и рутил; 5) из минералогического состава гранитов вытекает различие и их химического состава: серые граниты — более основные и более богатые Na, красные граниты — кислые и обогащены K.

О возрасте и взаимоотношении красных и серых гранитов А. К. Болдырев ничего не указывает. Однако их минералогическая характеристика позволяет без труда узнать в них те две группы гранитов олигоклазовых и микроклиновых, которые изучены на западном Мурмане А. А. Полкановым, и для которых последним намечены и возрастные соотношения.

Характерной особенностью мурманских гранитов является включение в них линз и глыб амфиболо-биотитового сланца, биотитовых и актинолитовых пород, которые рассматриваются автором, как обломки посторонних пород, не вполне резорбированные магмой гранита. Аналогичные явления, как мы видели выше, отмечает и А. А. Полканов для гранитов СЗ Лапландии. То же самое в последнее время подчеркивает и А. А. Григорьев для гнейсогранитов окрестностей Иоканги, где им наблюдались включения в гранитах гнейсов и роговообманковых сланцев.

Н. П. Лупанова дает (36) характеристику мурманских гранитов и с количественной стороны. Розовый микроклиновый гранит более кислый, он содержит кварц, микроклин, микроклин-пертит, плагиоклаз № 24, биотит, немного титана, апатит, рудный минерал, микро-пегматит и вторичные минералы: хлорит, эпидот, мусковит.

Количественный минералогический состав его в объемных % следующий:

Плагиоклаз № 21	36.64%
Микроклин	17.63
Кварц	39.31
Биотит	5.28
Мусковит	0.74
Эпидот	0.20
Рудн. минералы	0.15
	<hr/>
	100.00

Серый плагиоклазовый гранит содержит плагиоклаз № 25 (в двух образцах встречен № 35), кварц, амфибол, биотит, титанит, рутил, рудные минералы и вторичные: хлорит, эпидот, мусковит. Количественный минералогический состав в объемных % следующий:

Плагиоклаз	60.77%
Кварц	25.26
Биотит	12.26
Мусковит	0.23
Эпидот	0.10
Хлорит	0.21
Амфибол	0.27
Апатит	0.05
	<hr/>
	100.00

Обе разновидности гранита сильно метаморфизованы как механически, так и химически. Их структура катаклассическая. Кварц сильно раздроблен и имеет волнистое погасание. Плагиоклазы — обычно мутны и сильно изменены. Характеристику других минералов гранитов мы находим у А. К. Болдырева. Микроклин, богатый натрием, обычно свеж и часто заключает в себе куски разрушенного полевого шпата и округленные куски кварца. По мнению автора, он вторичного происхождения и образовался гидрохимически за счет разрушенных плагиоклазов. За это положение

говорит и повышенное содержание в нем натрия, что видно из анализа микроклина в граните № 9 с берега против Мал. Оленьего острова: $K_2O \rightarrow 11.09\%$, $Na_2O \rightarrow 4.86\%$. $2V$ микроклина определено от -77° до -89° . Указание М. П. Мельникова (39) и П. В. Еремеева (21) на присутствие ортоклаза в гранитах Гаврилова после детальной работы А. К. Болдырева должно быть поставлено под сомнение; биотит гранитов выделяется в мелких листочках, почти одноосен и резко плеохроичен от светложелтого по n_p до темнобурого по n_g . Биотит иногда ясно замещает разведенную роговую обманку, в красных гранитах он имеет зеленоватый оттенок и замещается эпидотом, хлоритом, магнетитом и другими продуктами разрушения; второстепенный по количеству амфибол гранитов по своему плеохроизму от темнозеленого до светлого зеленовато-желтого цвета и $2V = +83^\circ$ относится к обыкновенной роговой обманке. Замещение ее биотитом отмечалось, как А. К. Болдыревым, так и М. П. Мельниковым в граните Гаврилова (39). В линзах роговообманковых пород включенных в гранитах встречены слабо-плеохроичный актинолит с $2V = -76^\circ$ и $Sp_g = 18^\circ$ и резко-плеохроичный натровый амфибол с $2V = -51.5^\circ$, погасанием $Sp_g = 15.5^\circ$ и плеохроизмом

n_g	—	интенсивный зеленоватосиний
n_m	—	„ желтоватозеленый
n_p	—	„ зеленоватожелтый

Последний амфибол некоторыми свойствами дает переход к глаукофану. Второстепенные минералы отмечены выше. М. П. Мельников указал еще присутствие в некоторых гранитах Мурмана гранатов (39). Из вторичных минералов гнейсогранитов следует отметить эпидот, который местами развивается в очень большом количестве.

Все граниты восточного Мурмана носят ясные следы механических воздействий; это гнейсовидная текстура многих образцов, раздробление зерен кварца и плагиоклазов, изогнутые слюды и плагиоклазы, сдвиги и разрывы последних, мозаичные катакластические агрегаты и т. п.

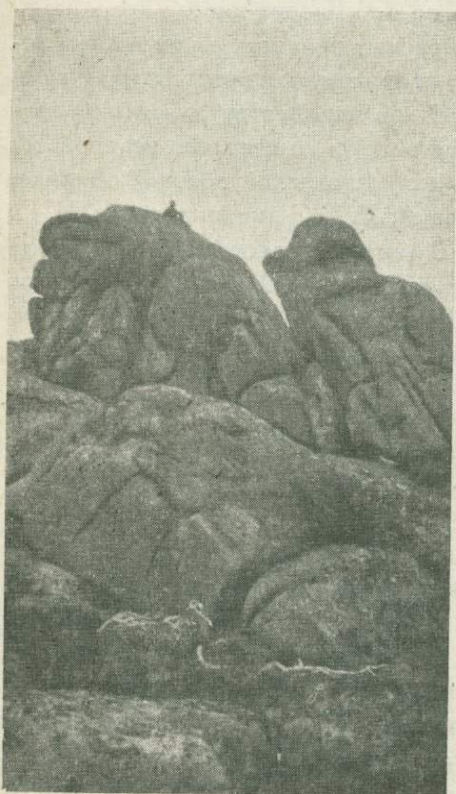
Таким образом они незаметно переходят через гранитогнейсы в типичные гнейсы, что отмечалось и первыми исследователями Мурмана (76). Рамзай уточнил взаимоотношения между гранитогнейсами и серыми гранатовыми гнейсами, отмечая включения и обломки гранатовых гнейсов в гранитогнейсе на мысе Сальном и в других пунктах Кольского полуострова (92), откуда он вывел заключение о более молодом возрасте гнейсогранита. Как видно из вышеизложенного А. К. Болдыревым также отмечены в гранитах Мурмана включения более древних сланцев и гнейсов.

Относительно распространения гранитов и гнейсов следует отметить, что граниты и гранитогнейсы преобладают на всем побережье восточного Мурмана, прорывая гнейсы и сланцы, развитые километрах в 50—60 южнее берега. Поднимаясь отсюда на СЗ гнейсы пересекают южную часть Коль-

ской губы и переходят на западный Мурман, где появляются многочисленные выходы разнообразных гнейсов и сланцев, прорванные мощными интрузиями гранитов, главным образом микроклиновых.

На крайнем востоке Мурмана, в окрестностях Поноя, граниты вкратце были описаны Д. С. Белянкиным и В. И. Володавцем (4). Это обыкновенный древний гранит скандинавского типа с микроклином, олигоклазом

и магнезиальной слюдой. В контакте с основными породами он дает сильно кварцевые тонко полосатые гнейсы с биотитом и кальцитом, при чем помимо термального контакта, большую роль играли здесь гидрохимические процессы. За большую древность основных пород, по сравнению с гранитом, говорят многочисленные включения линз и прослоев зеленокаменных пород в гранитах. Они особенно хорошо наблюдаются на Горяиновом острове и в районе Губного ручья и Гоголихи. По неопубликованным данным Н. П. Лупановой (35) граниты окрестностей Поноя нередко имеют грубо-плитняковую отдельность, падающую на СВ $31-75^\circ$ $\angle 50-85^\circ$. Представлены они теми же серыми и розовыми разностями, которые отмечены выше и для других районов Мурманского побережья. Граниты состоят из преобладающих кварца и олигоклаза № 10—24, кроме того в них присутствуют микроклин, биотит, нередко замещенный хлоритом, и эпидот. Второстепенными минералами являются ортит, апатит, кальцит, титанит и рудные зерна. Анализ серого гранита дан в табл. II, № 2.



Фот. Б. М. Куплетского.

Фиг. 4. Формы выветривания гранитов на г. Кучьюайв.

В серых разностях гранита минералогический состав в основном остается тем же, но изменяется лишь количественное распределение отдельных минералов.

В жильных разностях гранитов окрестностей Поноя значительно увеличивается содержание микроклина и они являются уже переходными к аплитам, наиболее кислым разностям гранитной магмы в этом районе. В гранитах окрестностей Поноя наблюдаются в обилии включения основных пород, образующих как ксенолиты до нескольких метров в диаметре, так

и мелкие включения нацело переваренные, с образованием плотных разностей, сложенных преимущественно из агрегата биотитовых пластинок с примесью кварца, сильно измененного плагиоклаза, иногда кальцита и апатита. Более крупные ксенолиты состоят главным образом из крупнозернистых амфиболитов, представленных как основными разностями с синезеленой роговой обманкой и плагиоклазом № 35—40, так и более кислыми, сложенными светозеленым уралитом с $2V = -78^\circ$ и $Cn_g 12^\circ - 22^\circ$ и альбитом № 4. Для амфибола первого типа включений определено $n_g = 1.1593$ $n_p = 1.6402$ $n_g - n_m = 0.0191$; $2V = \text{от } -60^\circ \text{ до } -76^\circ$; $Cn_g = 16^\circ - 21^\circ$. Плеохроизм n_g — голубоватозеленый, n_m — зеленый n_p — светлый зеленоватожелтый.

Количественно минералогический состав гранитных пород Поноя приводится в объемных % в табл. 3.

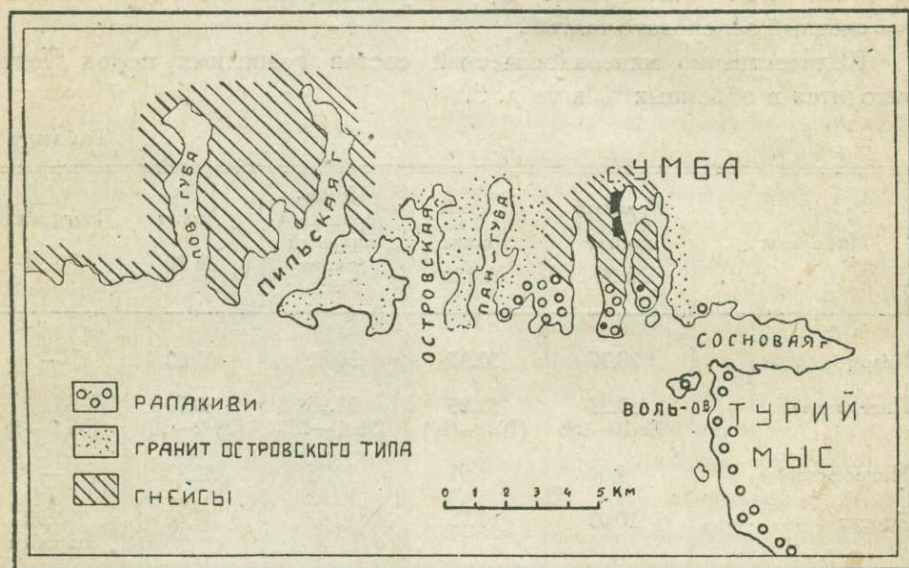
Таблица 3

Минералы	Красный гранит № 30	Серый гранит № 110	Мелко- зернистый жильный гранит № 36	Адит № 90	Плагиоапат № 52
Кварц	28.77	32.37	30.41	41.80	—
Плагиоклаз	50.36 (№ 10—24)	51.25 (№ 1—16)	34.93 (№ 7—16)	20.79 (№ 2—10)	92.30 (№ 0—7)
Микроклин	9.00	6.91	29.35	35.33	—
Биотит	10.02	8.05	3.52	0.46	3.92 амфибол
Эпидот	1.22	0.74	0.17	0.57	—
Хлорит	0.05	—	1.42	0.33	0.91
Второстепенные ми- нералы	0.58	0.39	0.20	0.69	0.83

Граниты окрестностей с Умбы были изучены сперва Е. С. Федоровым (61). Позднее работами Д. С. Белянкина и его учеников в районе Умбы установлено присутствие двух гранитов: 1) рапакивиобразного, и 2) серого, плагиоклазового. Первый из них развит в окрестностях с. Умбы от Пан-губы на западе до Ройменского наволока и Пирь-острова на востоке, откуда рапакиви переходят на берега Сосновой губы, Вольострова и западной части Турьего мыса. В 1925 г. выходы этого же гранита найдены В. И. Влодавцем вверх по Умбе в лесу между Выпч-озером и Торм-озером и на Торма-вараке. Работами ЛРГРТ 1931 г. был околонтурен выход рапакивиобразных гранитов на значительной площади, указанной на карте. Прделанные Соколовым маршруты между Турьим мысом и Варзугой обнару-

жили и второй массив микроклиновых гранитов в нижнем течении р. Варзуги. Серый плагиоклазовый равномернозернистый гранит на западе выходит на берегах Пильской губы и отсюда прослеживается по побережью на восток до Пангубы, где он сменяется гранитом рапакиви, и затем выходит вновь в Пирьгубе. Это так называемый островский гранит — лучшие его обнажения имеются на берегах Островской губы.

1) Рапакивиобразный гранит с Умбы имеет порфириовидное сложение с крупными (до 5—10 см в поперечнике) округлыми вкрапленниками ортоклаза, вокруг которого иногда наблюдаются плагиоклазовые оболочки.



Фиг. 5. Карта развития гранитов в окрестностях с. Умбы (по Д. С. Белянкину).

В основной тонкозернистой массе породы под микроскопом определяются кварц, плагиоклаз ряда олигоклаза (№ 30—36 по определениям Е. С. Федорова) и слюды, среди которых много мусковита.

К-полевой шпат ооидов имеет неоднородное строение и в основе состоит из однородного ортоклаза без всяких следов двойниковой структуры и лишь пятнами на нем выступают участки с типичной решеткой микроклина и с грубой пертитизацией. И микроклинизация К-полевого шпата и пертитизация его — являются параллельными процессами и вызваны давлением, которому подвергались Умбинские граниты. Другие крупные зерна породы, уцелевшие от прессовки, образуют в рапакиви олигоклаз, заметно серицитизированный; кварц часто образует очки, линзы и агрегаты зерен, которые обволакиваются темнубурой слюдой. Второстепенными минералами этих гранитов являются, по Е. С. Федорову, доизитовый минерал, гранат и редкие призмочки циркона. Анализ аналогичного гранита с Турьего полуострова дан в табл. II, № 1.

Контакты рапакиви с гнейсами хорошо прослеживаются на Пирьострове и Ройменском наволоке, где наблюдается на значительное расстояние перемежаемость гранитов и гнейсов, в виде полос СЗ простираения в 2—4 м мощности. Гнейсы в контакте имеют пятнистое и полосатое сложение с гнездами из кварца и крупнокристаллического граната до 5 см в поперечнике. В некоторых разностях контактных гнейсов наблюдались призмы силлиманита с главной зоной $+1$ и $2V = +20^\circ, +22^\circ$. Тот же минерал был встречен Е. С. Федоровым и в тонкозернистом граните в проливе между М. и Б. Пирьей Губою (61).

Аналогичные контактные породы изучены Е. С. Федоровым с восточного и южного берегов Пирьострова.

В одной из них им отмечена необычная комбинация граната, кварца и двух плагиоклазов, из которых один является чистым анортитом № 100, а другой — олигоклазом № 31.

Во второй отмечается присутствие граната, силлиманита и неизвестного желтоватого минерала с $2V = +48^\circ$, двупреломлением 0.005 и полисинтетическими двойниками.

Контактный силлиманито-гранатовый гнейс прослежен В. И. Владцем (14) вверх по р. Умбе до устья р. Вялы и в некоторых местах по этой реке.

Взаимоотношения рапакиви с серым гранитом ясно вырисовываются в обнажениях Панской губы, где серые граниты пересекаются пластовыми и секущими жилами рапакиви; одна из жил, падающая на ЮЗ $185^\circ \angle 75^\circ$, сбрасывает аплитовый прожилок в сером граните, при чем высота сброса достигает 25—30 см. В Чернявской губке в рапакиви наблюдалось обширное гнездо — включение серого гранита. Все эти данные указывают на большую молодость рапакиви по сравнению с серым гранитом.

2) „Серые граниты“ Островского типа по существу являются кварцевыми диоритами, что видно из количественно-минералогического состава этой породы с Войдовой варак: кварц — 19.6%, плагиоклаз № 42 — 63.7%, биотит — 16.7%.

Кроме этих главных составных частей, в диорите Войдовой варак наблюдались апатит и одно зернышко ромбического пироксена. Плагиоклаз отчасти представлен антипертитом. В других образцах этих диоритов, напр. на Пильском наволоке, плагиоклаз № 40 почти исключительно антипертитовый; среди цветных минералов наряду с биотитом выделяются ромбический, оптически аномальный, пироксен и бурозеленая роговая обманка. Второстепенными минералами являются апатит, окислы железа, пирит, доизит и изредка кристаллики циркона. Эти же кварцевые диориты были изучены и Е. С. Федоровым, который наблюдал в них плагиоклазы от 35 до 45 номера и подробно изучал ромбический пироксен-гиперстен, который в некоторых образцах значительно преобладает над биотитом. Для гиперстена им определено: в образце с Чукчерского мыса $2V = -74^\circ$ и в породе 140 из Островской губы $2V = -50^\circ$ и плеохроизм N_p — густо-

розовый N_m — желтоватый N_g — зеленоватый. Присутствие ромбического пироксена и довольно основного плагиоклаза в этих породах заставило Е. С. Федорова смотреть на них, как на кварцевые нориты и связывать с семейством основных пород Киберенского берега (61), хотя в другом месте он более правильно указывает на связь их с гранитами (61).

Повидимому отпрысками этих „серых гранитов“ являются темные прослои в гранатовых гнейсах Шамбача и других мест в окрестностях Умбы. Это тем более вероятно, что гранато-силлиманитовые, очевидно, контактные гнейсы были описаны Е. С. Федоровым из Островской губы, в глубине Пильской губы и на восток от Шамбача между Тар и Ловгубою. В силлиманите отсюда им был определен угол оптических осей $2V = +36-40^\circ$.

Умбинские граниты сопровождаются многочисленными жилами пегматитов и аплитов, которые секут как сами граниты, так и окружающие их гнейсы. Полевой шпат представлен в них микроклином с $2V = -74^\circ$ и плагиоклазом, сильно серицитизированным. Состав одного из аплитов (с Вольстрова) виден из следующего подсчета:

Кварц	31.35%
Микроклин	39.48
Плагиоклаз	28.34
Биотит	0.33
	100.00

В аплитах с полуострова Шамбача плагиоклаза очень мало и доминирует среди полевых шпатов микроклин.

Кроме вышеуказанных данных о гранитах Кольского полуострова, мы имеем в литературе только разрозненные указания и краткие описания гранитов из других районов полуострова. Так к западу от Порьей губы выходы массивных нередко порфиристых гранитов, прорывающих гнейсы, указываются Н. Г. Кассиным (23) около луд Резановых и на Питкульском наволоке. Розоватые и мясо-красные полевые шпаты принадлежат здесь микроклин-пертиту с $2V = -81^\circ$, кроме того присутствуют кварц, альбит, олигоклаз и вторичная сине-зеленая роговая обманка с $2V = -88^\circ$.

Жильный биотитовый гранит, прорывающий габбро-диабазы юго-восточной оконечности Чуна-тундры, был также описан Н. Г. Кассиным. Характерно обилие в нем К-полевого шпата с $2V$ от -48° до -71° , кислого плагиоклаза и кварца. Работы 1931 года в этом районе показали, что аплитовые и пегматитовые жилы, секущие габбровые интрузии Чуна-тундры, довольно широко распространены.

Гранодиориты, описанные Н. Г. Кассиным в береговой полосе восточного берега оз. Имандры между логами Медвежьим и Юмьегор (23) повидимому не имеют самостоятельного значения и представляют результат контактного видоизменения габбро-диабазов (имандритов) развитых севернее этого района, на что указывает, как обилие в этих породах

эпидота, актинолита, хлорита и ромбического пироксена, так и спорадичность появления в них кварца и К-полевого шпата. Да и сам автор часть этих пород связывает с основной магмой.

Типичные диориты, как продукты дифференциации кислой магмы, мало распространены на территории Кольского полуострова. Значительная часть пород, описывавшаяся в литературе под этим названием, должна связываться не с кислой, а с основной магмой и представляет собою фациальные изменения диабазов. Как на пример можно указать на диориты, сильно давленные и измененные, отмеченные Н. Г. Кассиным (23) на южной стороне Экостровского полуострова оз. Имандры. Однако на основании структуры этих пород (гипидиоморфная с переходами к диабазовой), по развитию уралитовой ротовой обманки, замещающей пироксен и наличию основного плагиоклаза № 62—63 — эти породы, конечно, должны быть отнесены к габбро-диабазам, а вероятно даже и к полевошпатовым амфиболитам.

Как видно из вышеизложенного, наши сведения о Кольских гранитах очень скудны, петрографически они еще мало изучены, а химическая характеристика их имеется только для единичных представителей этой группы. Больше чисто петрографических деталей мы имеем для щелочных гранитов, описываемых в следующей главе.

VI. ЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТЫ

Щелочные граниты известны на Кольском полуострове в двух районах. В северозападной части полуострова, где незначительные выходы их отмечались Б. А. Поповым и А. А. Полкановым в двух пунктах, и в центральной части полуострова в верховьях Поноя и на центральном водоразделе, где они изучались О. А. Воробьевой, В. И. Влодавцем и Б. М. Куплетским. Щелочные граниты между фиордами Лицким и Титовским, открытые в 1899 г. Б. А. Поповым, были посещены в 1925 г. А. Полкановым. Они образуют небольшой массив, прорывающий слюдяные сланцы и сложенный в краевой части альбититами, а в средней главной частью более молодыми розовыми щелочными гранитами (48 с). Анализ гранита дан в табл. II, № 3.

Щелочные граниты энигматито-эгириновые и кроссито-эгириновые встречены также А. А. Полкановым на тундре Гремяхе в среднем течении р. Туломы. К юговостоку отсюда, на юг от оз. Выми им же найден небольшой массив нефелиновых сиенитов, дающих переходы к породам, близким к щелочным гранитам. Оба эти выхода щелочных гранитов до сих пор, однако, не описаны и кроме вышеприведенных кратких указаний никаких данных о них пока не опубликовано.

В центральной части полуострова, в верховьях Поноя, щелочные граниты, без указания на их щелочной характер, были впервые отмечены как роговообманковые граниты П. Б. Риппасом (57), который отметил их выходы в высотах Саадевар вдоль восточного берега Чур-озера на Чуорвыде и на Белой тундре в верховьях р. Поноя и указал на продолжение их к северу отсюда. Анализ гранита с Белой Тундры из сборов Н. Н. Гутковой 1928 г. дан в табл. II, № 4.

В 1928 году работами О. А. Воробьевой и Б. М. Куплетского выходы щелочных гранитов были открыты на значительной площади между течениями р. Морейок и Курги к востоку от Ловозерского погоста в массивах Урма-вараки, Кучуайва, Валдруайва, Лентьурта и др.

В 1930 и 1931 гг. В. И. Влодавец, исследуя центральный водораздел Кольского полуострова, установил громадное развитие здесь щелочных

гранитов и наметил следующие границы их развития (устное сообщение). От верховьев Курга-реки и массива Лентурта зона щелочных гранитов протягивается на восток километров на 50 южнее озера Калм и Колмъявр, доходя до верховьев Иоканги. Вторая полоса, отделенная от северной зоной слюдяных сланцев в районе Семиостровского погоста, вытягивается к юговостоку от Лентурта, соединяется с вершинами Урма-вараки Кучьюайва и отсюда через верховья Кулийока и Елийока (к югу от Семиостровского погоста) протягивается до Немецкой горы и Пуаресуайв, вблизи которых выходы гранитов обрываются в болотистых низинах р. Пясейока в районе Ивановки. К югу от последней щелочные граниты обнажены на северных склонах горы Колокольной и к востоку от поселка встречены на северном берегу оз. Вульявр и в долине р. Поноя выше впадения в него ручья Кааремуай. Выходы щелочных гранитов, отмеченные П. Б. Риппасом в верховьях Поноя, отделены от главной зоны их развития громадной болотистой низиной верховьев р. Кениок.

Общая площадь развития щелочных гранитов в центральной части Кольского полуострова достигает 3000 кв. км, и эти выходы являются таким образом одним из самых грандиозных мировых месторождений щелочных гранитов. Хотя мы описываем щелочные граниты рядом с другими гранитами, время их внедрения относится к более позднему времени. Хотя точных указаний на возраст интрузии мы не имеем, предположительно его можно отнести к протерозою или палеозою.

Петрографически изучены пока только щелочные граниты западной части этого грандиозного выхода, описание которых мы находим в работах О. А. Воробьевой и Б. М. Куплетского (15, 31).

Щелочные граниты центрального водораздела представляют собой породы различной крупности зерна, начиная от крупнозернистых разностей через средние и мелкозернистые вплоть до аплитовидных гранитов.

По наблюдениям О. А. Воробьевой, крупнозернистые разности щелочных гранитов приурочены к более высоким горизонтам, средне и мелкозернистые разности к нижним частям вершин. Как правило, все щелочные граниты контактовой зоны или мелкозернистые или аплитовидные. Цвет гранитов от розового до светложелтого тона, при чем первые обычно более плотные и свежие, тогда как вторые — легко рассыпаются и сильно выветрелые. Макроструктура пород резко гнейсовидная, так что получается от них первое полевое впечатление, что мы имеем дело с метаморфической свитой. Однако наличие аплитовых и пегматитовых жил тех же пород, незаметные переходы от пегматитов к основной породе, присутствие характерной матрацевидной отдельности — все это с несомненностью указывает на изверженное происхождение этих гнейсогранитов. Щелочные граниты во всех районах своих выходов перебиты целой системой трещин отдельности, при чем преобладающей отдельностью, совпадающей со слоистостью пород, являются: в северной части выходов Лентурт,

Куруайв и т. д. СЗ $335^\circ \angle 10^\circ - 18^\circ$, с отклонением в отдельных случаях до СВ $30^\circ \angle 10^\circ - 22^\circ$. В северной части развития щелочных гранитов наблюдаются многочисленные включения боковых пород, биотитовых гнейсов. Последние состоят из кислого плагиоклаза, кварца и биотита с примесью кальцита и в контакте со щелочными гранитами сменяются роговообманковыми разностями, в которых биотит исчезает, повышается содержание микроклина и появляются редкие кристаллы пироксена. Кроме того к контактам приурочены скопления эпидота. Вероятно эти гнейсы являются настоящими мигматитами, образовавшимися за счет инъекции гранитной магмы в толщу биотитовых сланцев осадочного происхождения. Такое происхождение сланцев данного района ясно подтверждается сланцами Тахлинтуайва. Это серебристо-белые слюдяно-гранатовые сланцы с крупными выделениями прекрасно образованных кристаллов альмандина. Сложены они из зерен кварца, удлинённых пластинок мусковита и зерен граната в сростании с желтоватыми зёрнами ставролита. Этот состав характерен для сланцев, происшедших за счет известково-глинистых отложений.

В южной зоне выходов гранитов на Урмуайве и Кучуайве контакты щелочных гранитов не наблюдались.

Микроскопическое изучение щелочных гранитов обнаруживает, что в их состав входят существенно следующие минералы: 1) кварц в неправильных зёрнах с волнистым погасанием и нередко двойниковым строением; 2) микроклин с извилистыми контурами и отличной двойниковой решеткой и с большим углом оптических осей от -72° до -80° ; 3) альбит, обыкновенно лишенный типичных для плагиоклазов двойников; это по химическому составу почти чисто натровый плагиоклаз № 5—8 с $2V$ — от $+72^\circ$ до $+84^\circ$. Среди цветных минералов щелочных гранитов преобладают эгирин с $S_p = 3-6^\circ$ и обычными для эгирина цветами плеохроизма и амфибол арфведсонитового ряда, стоящий на границе с рибекитом (см. табл. II ан. № 11—13). Для него оптические константы таковы: $S_p = 5-7^\circ$. Угол опт. осей большой $83^\circ - 86^\circ$, светопреломление $n_g = 1.704$, $n_m = 1.696$, $n_p = 1.692$. Плеохроизм n_p — густой темносиний, n_m — темносиний с буроватым оттенком, n_g — зеленоватосиний.

Второстепенными составными частями щелочных гранитов являются: мелкие обрывочки энigmatита, призмочки апатита, зёрна титанита и циркона, призмочки светложелтого минерала астрофиллитовой группы, редкие зёрна флюорита и единичные зёрна желтого изотропного минерала группы пиррита.

В аплитовидных приконтактных гранитах северного района характерно полное отсутствие микроклина и повышение основности плагиоклаза до олигоклаз-альбита; нередко в них замечаются зёрна эпидота серовато-зеленого цвета с яркими поляризационными цветами, который развивается на месте плагиоклаза или же окружает рудные выделения. В некоторых разностях наблюдается развитие граната.

Количественно минералогический состав щелочных гранитов северной части дает такие колебания:

Эгирин	6—12%
Арфведсонит	8—15
Кварц	39—48
Микроклин	24—40
Альбит	4—15

Характерно небольшое содержание в Кольских щелочных гранитах альбита, что отражается и в химических анализах (см. таб. II, anal. 5—8) преобладанием K_2O над Na_2O . В иностранных месторождениях щелочных гранитов количество альбита обычно достигает 28—35%. Для щелочных гранитов южного района имеются данные об их количественно-минералогическом составе (в весовых процентах), приводимые в табл. 4.

Таблица 4

Минералы	Урма-варака		Кучуайв	
	I	II	I	II
Арфведсонит	11.24	11.55	5.70	—
Эгирин	6.76	7.45	7.85	11.32
Микроклин	39.48	29.03	26.80	43.34
Альбит	3.50	11.83	13.50	4.87
Кварц	38.92	40.04	46.15	40.40
Второстепенные минералы	0.10	0.10	—	0.07

Структура всех гранитов среднезернистая с аллотриоморфным развитием всех составных частей. Несмотря на слоистый характер пород, в них почти не наблюдается катакластической структуры и явлений перекристаллизации. Поэтому полосатость их следует считать кристаллизационной слоистостью, возникшей при застывании пород под давлением.

Контакты щелочных гранитов, как отмечено, наблюдались только в северном районе развития щелочных гранитов. Здесь в контакте гранитов с роговообманковыми сланцами последние инъецированы гранитной магмой и сланцы вместе с находящимися в них гранитными инъекциями собраны в складки. В районе гранитных контактов, кроме того, наблюдается усиленная минерализация, о чем ясно говорят пегматитовые образования с амазонским камнем, олигоклазом и флюоритом. О. А. Воробьевой выделяются здесь три типа пегматитов:

1) Пластовые и секущие жилы кварцево-полевошпатовых пегматитов с розовым микроклином.

2) Кварцево-арфведсонитовые с радиально лучистыми выделениями минерала группы астрофиллита.

3) Типичные пегматиты гранитной магмы с выделениями микроклин-пертита, изумруднозеленого цвета, белого молочного кварца, темнофиолетового флюорита и белого олигоклаза с голубой иризацией.

Первые два типа дают жилы мощностью от 0,5 до 1 см в теле самих щелочных гранитов, третий тип приурочен к контактной зоне щелочных гранитов со сланцами, образуя здесь неправильные жилы с пережимами и раздувами С—СВ простирания. Последний тип известен пока лишь в северной части развития щелочных гранитов, тогда как образования первых двух типов известны как в районе Урма-вараки и Кучуайва, так и в северной части.

Часть жил является секущими с простиранием СВ 20—40°, другие же имеют пластовое залегание, совпадающее со слоистостью гранитов. Анализы полевых шпатов из пегматитов третьего типа даны в табл. II № 14—15.

VII. ОСНОВНЫЕ ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ

Породы основной магмы пользуются на Кольском полуострове довольно широким распространением, хотя по площади своего развития и отступают на задний план по сравнению с гнейсами и гранитами. Мы знаем здесь: 1) древние интрузии основной магмы, представленные в гнейсовой толще пластовыми внедрениями габбро и диабазов, измененных в амфиболиты и роговообманковые гнейсы; к древнему же периоду интрузий относятся габбро-пироксениты Кандалакского района типа „друзитов“ и которанскитов, часть основных пород Монче и Чуна-тундры (метаморфизованные габбро) и вероятно часть эффузивных пород в устье р. Поноя; 2) значительные массивы габбро-диабазовых и габбро-норитовых интрузий, каковы комплекс молодых основных пород (норитов, пироксенитов и перидотитов) Чуна, Монче и Волчьей тундры и габбро-диабазы верховьев Паны и Поноя, которые, вероятно, являются сравнительно молодыми образованиями и 3) многочисленные и весьма разнообразные жильные диабазы и пикриты, широко распространенные главным образом на Мурманском побережье Кольского полуострова, где они служили предметом изучения А. А. Полканова, А. К. Болдырева и других, но известные также и в ряде пунктов центральных частей полуострова.

Точное определение возраста первых двух групп часто является невозможным по недостатку фактического материала и поэтому вполне возможно, что часть пород, отнесенных нами в одну из этих групп, при дальнейших исследованиях полуострова подвергается значительным перемещениям в смысле их возраста и одновременности с другими аналогичными породами.

Как отмечено было выше, среди гнейсовой толщи Кольского полуострова, мы в изобилии встречаем остатки древних основных интрузий, которые являются постоянным и характерным членом формации кристаллических сланцев и в большинстве случаев превращены в полевошпатовые амфиболиты, роговообманковые гнейсы и другие аналогичные породы. Для удобства рассмотрения этих древних интрузий основной магмы, мы будем последовательно проследживать их — 1) в северозападной Лапландии,

2) в Кандалакском районе и югозападной части полуострова и 3) в восточной его части.

Для северозападной Лапландии мощное развитие амфиболитов в бассейне р. Паза, верхнем течении р. Туломы и в районе Туломы было отмечено еще Ch. Velain (100), который разделил их на 2 группы: 1) амфиболиты, богатые плагиоклазом с сильно плеохроичной роговой обманкой, темнозеленой по n_x и темнобурой по n_p , 2) богатые кварцем амфиболовые сланцы со светлой роговой обманкой. В последнее время эти породы изучались в северозападной Лапландии А. А. Полкановым (47, 48), который для основных пород этого района считает характерным присутствие синезеленого амфибола, плагиоклаза № 35—40 и содержание сфена и иногда граната. Местами эти породы сохраняют структурные признаки изверженных пород, типа мета-габбро, изредка напоминают друзиты Беломорского побережья и еще реже встречаются здесь основные представители этой группы пород, не содержащие полевого шпата-метабазины.

Из отдельных пунктов развития этих древних интрузий основной магмы можно отметить следующие. Мета-габбро (плагиоклазовые амфиболиты) нескольких типов описаны А. А. Полкановым (49) из района магнитной аномалии на тундре Попова (Нелуайвиш). В северной части района породы содержат крупные ксено-порфиробласты темнокрасного граната, далее они переходят в мелкозернистое мета-габбро с небольшим содержанием граната, а в последнем выделяются полосы до 0.5 м с ясно офитовой структурой и флюидальным расположением плагиоклаза. Все эти породы содержат большое количество битовнита (80% An), иногда зонального, при чем край содержит 90% An, а ядро 43% An. Плагиоклаз частью цоизитизирован, частью скаполитизирован (в третьей разности). Амфиболов в этих породах два: бледно-голубовато-зеленый, актинолитовый с $2V = -79^\circ - 85^\circ$ и $Cn_x = 15^\circ - 16^\circ$ и 19° и второй бесцветный типа паргасита с $2V = +77^\circ$, $Cn_x = 19 - 20^\circ$ $Cn_x - n_p = 0.024$ и $\rho < v$; амфиболы часто находятся в пераллельном срастании друг с другом. Из второстепенных минералов в породах содержится сфен, немного титаномагнетита и иногда значительное количество кварца. Кварц, подобно другим амфиболитам Кольского полуострова, образует в третьей разности мета-габбро, очень мелкие включения, иногда червеобразной формы в бледно-окрашенном амфиболе актинолитового ряда.

Структура пород то имеет отчетливую структуру габбро-диабазы, то напоминает в простом свете офитовую структуру, распадаясь в скрещенных николях на ксеноморфные зерна плагиоклаза, прорастающие амфиболом, отдельные участки которых имеют одинаковую ориентировку.

Аналогичные мета-габбро встречены А. А. Полкановым также у устья р. Колы. Другой выход мета-габбро известен на запад от Кольского фиорда между губами Лодейная и Ура.

Амфиболиты древнего возраста слагают тундры Тольп-выд, откуда уходят с ССВ простираением в Финляндию и сильно развиты к северу от

Нот-озера в тундрах Ласт-выд, Вымь и т. д., имея здесь СВ и широтное простираие (48 d). Те же породы тонкозернистые и полосатые слагают ряд тундр (Кингерем, Вымь, Кильт-уайвич и др.), уходящих на запад от нижнего течения р. Туломы (48a). Крупнозернистые роговообманковые гнейсы и мета-габбро распространены по А. А. Полканову (48b) в верховьях Туломы и на берегах Нот-озера, где они слагают район от Падуна на юг, окрестности Ристикенти и, повидимому, распространяются отсюда далее на юг, где V. Tanner (99a) отмечает их выходы на р. Лоте.



Фот. Г. Д. Рихтера.

Фиг. 6. Выходы габбро в Монче-тундра на склонах Акабир-Паентча.

К востоку от Кольского фиорда в северной части полуострова аналогичные породы были встречены на значительной площади В. И. Влодавцем (устное сообщение) в верховьях р. Харловки и Рынды в массивах Ниалауйв и Пульмасуйв. Благодаря слабой изученности этого района других выходов основных пород здесь пока неизвестно.

Мощное развитие древних основных пород все более и более выявляется последними работами в окрестностях Кандалакши и прилегающей югозападной части Кольского полуострова.

Габбро-пироксениты Кандалакского района

Изверженные породы основной магмы раннего периода появления в южной части Кольского полуострова развиты главным образом на островах Кандалакского архипелага: Горелый, Лодейный, Вороний, Медвежий, Ириноин, Телячий, Олений. Несколько выходов этих пород мы встре-

чаем в окрестностях Порьей губы на Которанском наволоке, на берегу губы Пердунихи и на лудах Поворотной и Паленой. В возрастном отношении эти породы относятся вероятно к архейскому времени и, во всяком случае, они древнее гранитных интрузий окрестностей Умбы.

Большинство пород этой группы сильно изменено: перекристаллизовано, амфиболизировано, гранатизировано. Слабо-метаморфизованные габбро-пироксениты встречаются сравнительно редко; чаще они превращены в амфиболиты, полевошпатовые амфиболиты и т. п. В более сохранившихся габбро-пироксенитах о-ва Горелого слабо-зональный плагиоклаз принадлежит к ряду андезина № 35 с $2V = -82^\circ$ и -88° , нередко его основность подымается до № 50—56. Полевой шпат выполняет промежутки между окрашенными компонентами и состоит из сахаровидного агрегата мелких зерен, образовавшихся путем перекристаллизации из прежде бывшего в породе компактного плагиоклаза; в некоторых образцах в этом агрегате наблюдаются еще мелкие зерна граната и мелкие листочки бурой слюды. Моноклинный пироксен в породах обладает большим непостоянством угла оптических осей, изменяющимся в пределах $2V = +40^\circ - +60^\circ$ (Кассин указывает даже $2V = +68^\circ$), и в большей или меньшей степени резорбирован и замещен амфиболом, также непостоянного состава с $Sp_g = 18^\circ - 21^\circ$ и $2V = -74^\circ - 84^\circ$. В другой разновидности габбро-диабазы отсюда Н. Г. Кассин указывает и ромбический пироксен с $2V = -70^\circ$. Соотношение цветных и бесцветных минералов в этих породах видно из нижеследующей таблички:

	I	II	III
Плагиоклаз (+ гранат)	14.4	22.0	27.5
Пироксен, амфибол, биотит	85.6	78.0	72.5

В некоторых случаях удается наблюдать не только вторичный плагиоклаз, но и крупные его первичные зерна. Так в образцах с о. Вороньего наблюдались: первичный плагиоклаз № 55 и в сахаровидных агрегатах вторичного плагиоклаза определен № 65. Как видно плагиоклазы в габбро-пироксенитах имеют очень непостоянный состав.

Явления перекристаллизации наблюдаются и в других породах. Так в пироксенитах о-ва Вороньего эти явления наиболее резки на контактных краях минералов и сопровождаются появлением буроватой окраски, как на пироксенитах, так и на плагиоклазах. Это окрашивание происходит от наличия механических пылевидных примесей. Главную роль в пироксените играют моноклинный пироксен с $Sp_g = 39^\circ$ и $2V = +58^\circ$ и бесцветный ромбический пироксен с $2V = -86^\circ$.

Несколько таких основных пород, объединяемых нами в группу габбро-пироксенитов, было описано Е. С. Федоровым и из окрестностей Порьей губы. Так, им была встречена здесь порода близкая к гарцбургиту, с преобладанием слабо-плеохроичного ромбического пироксена с $2V = -75^\circ$;

из других минералов в этой породе присутствуют зеленоватый амфибол, темная слюда и небольшое количество зерен оливина с $2V = +86^\circ$.

Вторую из таких основных пород, сложенную зеленоватым амфиболом с $2V = -76^\circ$ и $Sp_g = 26^\circ$, ромбическим пироксеном с $2V = +76^\circ$, бурой слюдой и ничтожной примесью плагиоклаза, автор называет ковдитом, так как аналогичные породы из ромбического пироксена и амфибола наиболее типично развиты в окрестностях Ковды в Карелии (61—62).

При дальнейшем развитии процессов метаморфизации пород, габбро-пироксениты дают уже гранатовые и полевошпатовые амфиболиты, часть



Фот. Г. Д. Рихтера.

Фиг. 7. Коренные россыпи габбро в Чуна-тундре на склонах Намлагчорра.

которых Е. С. Федоров выделил под названием которанскиты. В этих породах мы видим чередование плагиоклазовых и амфиболовых полос с тонко агрегатным строением. Кое-где сохраняются небольшие остатки моноклинного пироксена с $2V = +46^\circ$; Е. С. Федоровым для диалага которанскита определено $2V = +55^\circ$ и $Sp_g = 39.5^\circ$; основность плагиоклазов то поднимается до № 68 (на Которанском наволоке), то опускается до № 44—50 (на Лодейном о-ве). Обычно среди плагиоклазов и роговой обманки наблюдаются мелкие зерна граната, иногда слагающие значительную часть породы, порою же почти исчезающие. Роговая обманка густо окрашена, обладает плеохроизмом p_g — синезеленый, p_m — бурозеленый или бледнозеленый и p_r — светложелтый; $Sp_g = 20 - 23^\circ$; $2V = -84^\circ$.

Второстепенными минералами являются здесь листочки краснобурого биотита и мелкие призмочки апатита.

Е. С. Федоров отмечает сильную изогнутость плагиоклазов в которанскитах (61) и подчеркивает, что „каторанскит метаморфическая порода, на что указывает присутствие в ней граната и гнейсовое сложение на связь этих пород с настоящим габбро указывает и первоначальный тип, из которого образовался которанскит“. За это же говорит и химический состав которанскита, приведенный в табл. III № 1.

В амфиболовых прослоях которанскита с Поворотной луды Е. С. Федоров наблюдал помимо актинолита с $2V = -80^\circ$ еще бесцветные зерна ромбического антофиллита с $2V = -76^\circ$. В других полевошпатовых амфиболитах, описанных Е. С. Федоровым с Б. Хедострова, Медвежьего и с других мест Кандалакского залива, им отмечалось присутствие сфена, местами окруженного кольцом из зерен рутила или ильменита. Некоторые из этих пород Федоров описывает под названием роговообманковых андезитов, основываясь на том, что плагиоклаз принадлежит здесь андезину № 44 и отмечает вообще довольно широкое распространение на Киберенском берегу основных пород семейства габбро-норитов.

Из описания автора, однако, следует, что только габбро в Долгой губе, сложенное диаглагом с оторочкой из бурозеленого амфибола с плагиоклазом № 52, является массивной породой, большая же часть этих основных пород подвергалась в той или иной мере метаморфизации и превращена в амфиболиты, гнейсы и т. п. Некоторые примеры таких измененных пород можно здесь привести: гнейсовидная порода № 121 с простированием СВ $35-40^\circ$ и падением на СЗ представляет собою полевошпатовый амфиболит с плагиоклазом № 41—42, содержащий почти чисто гиперстеновые прослои с небольшой примесью темнобурого амфибола, бурокрасной слюды и пирита. Гиперстен имеет $2V = -59^\circ$ и обладает резким плеохроизмом n_g — зеленоватый, n_m — розоватый или слегка желтоватый, n_p — густой розовый.

Другим примером такого измененного гиперстенового габбро является амфиболит вблизи Педунских порожков с плеохроичным гиперстеном, зеленым амфиболом и сильно изогнутым плагиоклазом № 45—48.

Большая площадь развития габбровых пород, в значительной мере превращенных процессами метаморфизации в полевошпатовые амфиболиты и гранато-роговообманковые гнейсы, установлена работами последних лет (Ю. С. Неуструев, Г. Д. Рихтер, Б. В. Бондаренко и др.) в гористом районе, прилегающем к Беломорскому побережью между Колвицей и Кандалакшей на площади свыше 1000 кв. км.

Выходы этих пород установлены здесь к югу и востоку от Колвидского озера, к северу отсюда — на Иолги-тундрах, где среди полевошпатовых амфиболитов и гранато-роговообманковых гнейсов встречаются и скаполитовые разности этих пород; на высотах, окружающих Глубокое озеро, откуда известен мелкозернистый габброид с признаками друзитовой струк-

туры и оторочкой бледнозеленого амфибола вокруг таблиц розоватого (видимо титанистого) авгита и зерен граната, и в ряде других пунктов (Куртяжные тундры, Лувенские озера и т. п.).

Так, по данным Б. В. Бондаренко, Апатьевская и Ключихинская тундры в значительной мере сложены роговообманковыми гнейсами и амфиболитами с характерной комбинацией зерен основных плагиоклазов и табличек желтоватозеленого слабо-плеохроичного амфибола. Массивная структура пород, переходящих местами в типичные габбро с титанистым авгитом и андезин-лабрадором № 46—50, не оставляют сомнения в происхождении всех этих пород из основной магмы.

Аналогичные габбровые породы известны и с Куртяжных тундр и с высот, окружающих Лувенские озера.

Таким образом, вышеприведенные указания с несомненностью устанавливают связь большинства амфиболитов с извержениями основной магмы, на что указывают все исследователи метаморфической толщи Кольского полуострова. Так Е. С. Федоров подчеркивает, что из метаморфических пород наиболее ясно происхождение амфиболитов, имеющих весьма большое распространение в беломорской гнейсовой толще. Они нередко сохранили чисто массивный характер, являются в виде штоков, громадных линз, но чаще всего образуют прослой в гнейсах, соответствуя пластовым жилам изверженных пород. Н. Г. Кассин присоединяется к этому мнению, отмечая возникновение амфиболитов „из изверженных пород типа габбро-диоритов, которые представляли древние интрузии в гнейсовую толщу“.

То же происхождение имеют и гранато-пироксеновые породы—эклогиты, образующие линзы и пластообразные залежи среди гнейсов Кандалакского района или же приуроченные к контактам габбровых пород с гнейсами, как, например, в Чуна-тундре. Эти массивные зернистые породы сероватого цвета с розовыми мелкими гранатами состоят главным образом из бледнозеленоватого, почти неплеохроичного пироксена типа диаллага с $2V = +57^\circ$ и $Sp_g = 40^\circ$, роговых обманок, из розоватых зерен граната, обычно с включениями зерен кварца, из биотита и плагиоклазов ряда олигоклаза.

Роговые обманки, по данным Н. Г. Кассина, представлены в эклогитах тремя разновидностями: 1) первичная бурая роговая обманка с $2V = -80^\circ$; 2) зеленая роговая обманка, замещающая пироксен с $2V$ от -78° до 84° , $Sp_g = 17^\circ$ и плеохроизмом p_g — темносинезеленый, p_m — желтозеленый, p_p — светлый желтоватозеленый; 3) глаукофановая роговая обманка с $2V = -57^\circ$ погасание 7° и плеохроизм p_g — зеленый, p_m — желтоватозеленый, p_p — желтоватозеленый.

Е. С. Федоровым также были описаны эклогиты с островов Кандалакской губы.

Эклогит с Поворотной луды имеет неясное слоистое сложение и состоит существенно из густозеленого амфибола, алмандина и небольшого

количества кварца, плагиоклаза № 237 и серовато зеленого пироксена с $2V = +66^\circ$ и $Cp_g = 43^\circ$.

В аналогичной породе Педунова мыса также есть примесь плагиоклаза № 40—44 и кварца. Главную роль играют здесь красный гранат и зеленоватый авгит с меняющимся углом оптических осей от $+60^\circ$ до $+64^\circ$ в одном и том же зерне.

В заключение характеристики основных пород Кандалакского района интересно отметить появление среди габбро-пироксенитов Горелого о-ва жилки кварцево-роговообманкового альбитита, генетически связанной с основной магмой, но кристаллизовавшейся, судя по отсутствию двойниковой штриховки на альбите при низкой температуре, близкой к $400—450^\circ$ (2). Состав этой жильной породы в объемных процентах таков:

Альбит № 8—9	87.5%
Роговая обманка	7.6
Кварц	4.9

Изучение основных пород Чуна и Монче-тундры в зимний сезон 1931—32 г. показало, что значительная часть габбровой интрузии этих районов также должна быть отнесена к древнему докембрийскому возрасту, хотя первоначально они и считались молодыми, и описываются нами ниже.

Вероятно к тому же раннему периоду основных интрузий относятся и некоторые эффузивные представители основной магмы, известные в центральной части Кольского полуострова.

В окрестностях зимнего старого Лумбовского погоста и на хребте Нуеса А. А. Григорьевым отмечены выходы актинолитово-альбитовых пород с большим количеством мелких зерен эпидота. Породы эти в основной массе сложены из зерен альбита, призмочек амфибола, единичных зерен кварца, титанита и призмочек апатита. На этом фоне резко выделяются порфириобласты синезеленого амфибола с $Cp_g = 18^\circ$ и плеохроизмом от синезеленого по p_m и p_g до зеленоватожелтого по p_r .

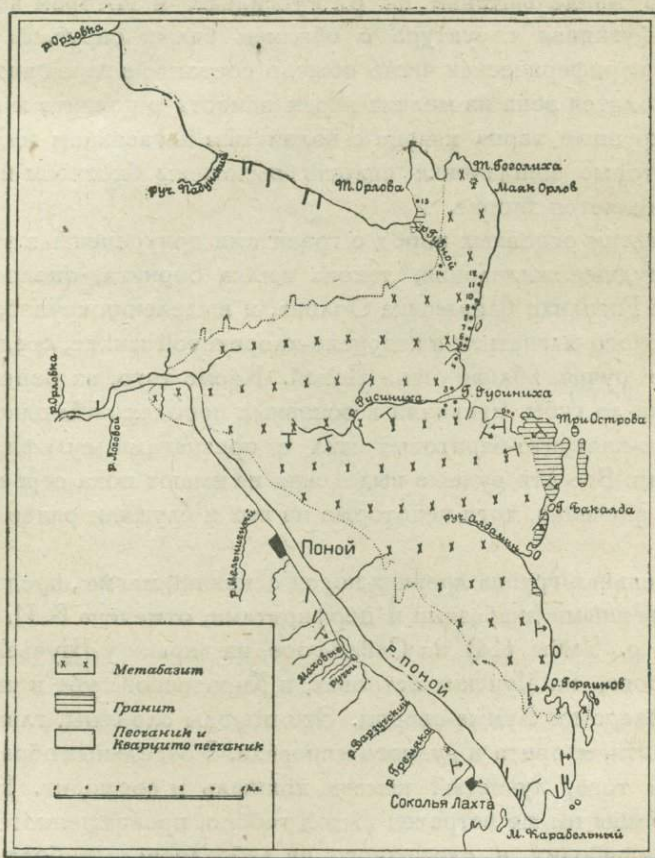
Не вполне ясно геологическое значение этих пород. Являются ли они жильными породами основной магмы или представляют остатки прежних эффузивных покровов, может быть связанных с нижеуказанными выходами основных эффузивов в нижнем течении р. Поноя — этот вопрос остался при маршрутном обследовании невыясненным.

В районе устья Поноя основные зеленокаменные породы занимают площадь не менее 100 кв. км (4 и 35). Эти породы отчасти массивны и тогда имеют вид то габбро, то диабазов, то порфиритов или мандельштейнов, отчасти они сильно спрессованы, плейчатые и тогда вполне напоминают кристаллические сланцы. Как хлоритовые и роговообманковые сланцы их и описывали раньше Леман (75) и Бетлинг (76).

Микроскопическое изучение пород обнаруживает сильную метаморфизацию их с развитием явлений уралитизации, эпидотизации и окварце-

вания. Во многих случаях, особенно у контактов с гранитами, наблюдалось накопление в породах биотита.

Включения этих основных пород в гранитах указывают как-будто на более древний возраст их, чем возраст гранитов, однако взаимоотношение пород не может еще считаться окончательно выясненным, и возможно что часть их должна быть параллелизована с протерозойскими эффузиями р. Варзуги.



Фиг. 8. Основные породы в окрестностях с. Понной (по Д. С. Белянкину и В. И. Владавцу).

Характеристику части этих пород мы заимствуем из рукописи Н. П. Лупановой и Д. С. Белянкина (35).

В плотном темнозеленом метадиабазе у маяка Орлова преобладает уралитовая роговая обманка, тонковолокнистая и слабоплеохроичная с $2V = -82^\circ$ и $Cn_g = 14^\circ$. Наряду с ней порода пронизана тонкокристаллическим доизитом и новообразованиями кальцита. В подчиненном количестве в этой породе встречаются зерна альбита № 5 и, повидимому, анортоклаза с $n_m = 1.5210$ и углами оптических осей, колеблющимися от

—20° до —44° в разных зернах. Химический анализ этой породы (табл. III, № 2) указывает на привнос сюда со стороны кремнекислоты и K_2O , с образованием вторичной слюды, замещающей местами амфибол.

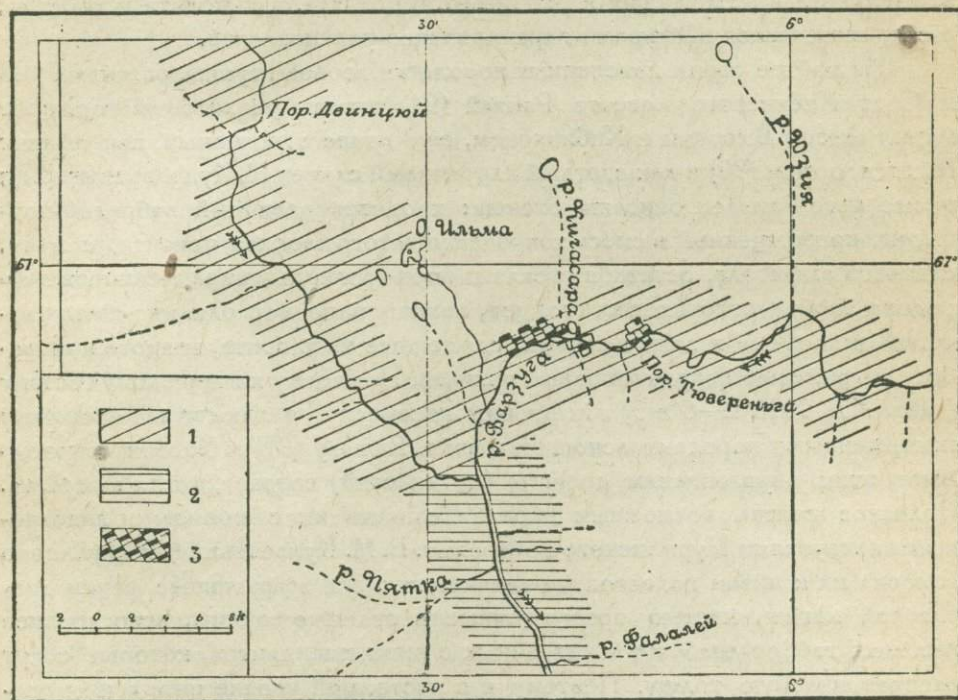
В аналогичной породе из окрестностей самого сел. Поной у „Каменных Горбов“ среди мелкозернистой основной массы выделяются крупные вкрапленники уралита, что придает породе порфиroidную структуру. Тот же состав из вторичных эпидота, уралита, биотита, кварца и пр. мы находим и в мандельштейне на р. Руссинихе, в котором характерной является эффузивная структура с обилием белых округлых миндалин. В последних периферическая часть обычно состоит из зерен кварца, далее к центру находится зона из мелких зерен эпидота и цоизита и еще ближе к центру — крупные зерна кварца с волнистым погасанием вместе с альбитом; некоторые миндалины сплошь выложены биотитом и эпидотом, в других выделяется хлорит.

К контактам основных пород с гранитами приурочены в этом районе некоторые рудные выделения, такова жила борнита, около 3 см мощности у тони Гоголихи близ маяка Орлова, и выделения крупнозернистого кристаллического магнетита в кварцево-хлоритовой жилке, среди гранитов Мельничного ручья вблизи сел. Поной. Кроме того, на берегу моря от маяка Орлова до губы Русинихи в основных породах наблюдается целый ряд кварцево-кальцито-баритовых жил с признаками сульфидов цинка, свинца и меди. Все эти рудные выделения не имеют пока серьезного промышленного значения, хотя некоторые из них и служили ранее предметом разработок.

Значительная группа древних пород основной магмы, представленных сильно-измененными диабазами и порфиритами, отмечена В. И. Влодавцем в верховьях р. Умбы (14) на Сейде-горе, на вараке у Щучьей ламбины, на Таль-острове, на Мунских островах, в Кирьенской губе и на чумбурах между Кан-озером и Кумже-озером. Эти породы сложены, главным образом, из уралита, хлорита и рудного минерала. В отдельных образцах встречены, кроме того, лучистый камень, шпинель и сосюрит. На Верхнем падуне р. Умбы им же встречен выход габбро, превращенного в полевошпатовый амфиболит и сложенного из лабрадора, амфибола, хлорита и небольшого количества биотита. Местами среди пород этой формации встречаются участки сильно хлоритизированных пород. Вероятно, последующие работы установят связь этих выходов основных пород с толщей основных эффузивов, которая была прослежена П. Б. Риппасом в области р. Паны и Варзуги в центральной части Кольского полуострова (57), где „обширный покров диабазовых пород, сильно измененных действием динамометаморфизма“ начинается к югу от нижней части среднего течения р. Варзуги и из бассейна р. Паны уходит далеко на запад. Эти породы имеют то массивный характер, то сланцеватый и представлены диабазами, порфиритами и в случае спрессовки переходят даже в биотито-хлорито-кварцевые сланцы. Они встречены также на Ильма горе и на горе Вонзуй

в бассейне Варзуги. Связь этих эффузивов, среди которых имеются мандельштейны, спилиты и альбитовые диабазы с известняками говорит об их относительной молодости, и время их извержения предположительно может быть отнесено к протерозою (ятулий?).

К этому же периоду относятся, повидимому, выходы основных пород в бассейне р. Снежицы в юговосточной части Кольского полуострова, для которых В. И. Влодавец отмечает сильную их метаморфизацию с пре-



Фиг. 9. Выходы эпидиобазов и известняков на р. Варзуге (по П. Б. Риппасу): 1 — эпидиобазы; 2 — кристаллические сланцы; 3 — известняки.

вращением в хлоритовые и роговообманковые сланцы, развитые на площади до 3 км в поперечнике.

Не может считаться окончательно установленным возраст эффузивных представителей диабазовой магмы на восточном берегу оз. Имандры. Они представлены здесь как настоящими шаровыми лавами (47), так и зелеными метаморфизованными сланцами, которые иногда сохраняют ясную структуру туфов.

На югозападных склонах Вудъяврчорра метаморфизованные шаровые лавы залегают в виде потока до 6 м мощности, вытянутого в направлении ЮВ 135° и превращены в тонко-зернистую смесь светлозеленых зерен пироксена, неправильных выделений эпидота, мельчайших рудных зерен и угловатых табличек основного плагиоклаза. Аналогичные выходы эффузивных диабазов найдены в 1922 г. А. А. Полкановым в 10 км севернее

ст. Хибинь, вблизи линии полотна железной дороги. Это типичные pillow lavas, также сильно измененные и дислоцированные; по направлению к югу они переходят постепенно в зеленые сланцы, которые иногда сохраняют ясную структуру туфов и содержат разобщенные шаровые тела, которые обычно сильно раздавлены. Эта же свита пород была описана Н. Г. Кассинь, как порфирито-лавовые породы, превращенные в зеленые сланцы и напоминающие филлиты или хлористо-тальковые породы. Состоят эти породы из мельчайших зерен эпидота, цоизита, актинолита и хлорита, с сохранившимися контурами вкрапленников-плагноклазов.

Из той же серии измененных пород диабазовой группы, развитых к Э и Ю от Хибинского массива Рамзай (94) описал уралитовый порфирит между мысом Высоким и Хибинярком, еще ранее отмеченный, как афанит Миддендорфом (90) и как светлый хлоритовый сланец Н. Кудрявцевым (27); кроме того Рамзаем описаны отсюда: хлоритизированный лабрадор-порфирит, превращенный в смесь тонкочешуйчатого хлорита, цоизита, эпидота, светлого амфибола, остатков стекла и порфиroidных вкрапленников лабрадора и ряд роговиковых сланцев, каковы например оливинно-актинолитовый и плотные зеленые сланцы, сложенные из хлорита, эпидота и амфибола с примесью кварца и полевого шпата. По своему химическому составу (табл. XIII, №№ 2—6 и 9) эти породы несомненно являются измененными изверженными породами основной магмы. Ramsay (94) и Кассинь приписывают этим образованиям древний (иотнийский) возраст, тогда как А. А. Полканов считал возможным параллелизовать их с молодыми диабазовыми интрузиями Мурманского побережья. Б. М. Куплетский (69/II) условно относил их к низам палеозоя и отмечает, что эти эффузивные фации диабазовой магмы, частью превращенные в зеленые сланцы, ясно древнее жильных габбро-диабазов и связанных с ними имандритов, которые секут рассматриваемую толщу. Поэтому и в настоящей сводке имандриты рассматриваются вместе с группой более молодых интрузий основной магмы. Сопоставляя сейчас свиту эффузивов восточного берега оз. Имандрь с эффузивами Варзуги и верховьев р. Умбы возраст их правильно относить к протерозою, может быть к ятулию (?). Возможно что сюда же следует отнести измененные диабазовые породы (частью амфиболовые сланцы) и габбро-диабазы, которые слагающие тундру Кучин в северозападной Лапландии (49), где они изучены А. А. Полкановым; в западной части выходов они переходят в шаровые лавы, перемежающиеся с амфиболовыми сланцами и метаморфизованными габбро.

Молодые интрузии основной магмы

Интрузии этого типа известны на Кольском полуострове в массивах Монче-тундры, в Панских высотах и в некоторых других местах полуострова.

Основные породы горных массивов, лежащих к западу от озера Имандра, до последнего времени совершенно не были изучены.

Только Б. А. Попов мельком отметил в 1902 году широкое развитие здесь метаморфизованных габбровых пород, да в 1923 году Н. Г. Кассин дал описание норитов и габбро-норитов, прорывающих в виде мощных штоков и жил гнейсовую толщу южной части Чуна-тундры.

Габбро-нориты южной части Чуна-тундры по внешнему виду являются темными массивными породами, состоящими главным образом из плагиоклазов и пироксенов. Плагиоклаз обычно представлен лабрадором № 50—57 с углом оптических осей от $2V = -80^\circ$ до -85° . В сильно раздробленных породах кроме этих основных плагиоклазов наблюдаются еще мелкие вторичные зерна альбит-олигоклаза.

Ромбические пироксены везде сильно разрушены с буроватым оттенком, и по $2V$, меняющимся от -50° до -83° , принадлежат к ряду гиперстен-бронзита; нередко в них наблюдается зональное строение.

Моноклинные пироксены, бесцветные или бледнозеленоватые, представлены главным образом диаллагом с $2V$ от 55° до 60° и погасанием 36° — 40° . Как правильно подчеркивает Н. Г. Кассин, они все, за редким исключением, по периферии имеют несколько оторочек вторичных образований, напоминающих келифитовую зону у оливина. Внутренняя кайма состоит из лучистых роговых обманок; вторая — из хлоритово-слюдистых образований или зеленого смарагдита; третья кайма окружает все первичное зерно пироксена и состоит из мелких зерен граната. Образование последней зоны чаще наблюдается вокруг моноклинных пироксенов и реже — вокруг ромбических.

Кроме того часто пироксены нацело замещаются вторичными роговыми обманками: уралитовой и смарагдитовой ($2V$ от -80° до -84°) у моноклинных разновидностей, и лучистой — у ромбических пироксенов.

Второстепенными минералами пород этой группы являются мелкие листочки биотита, апатита и зерна магнетита.

Аналогичная порода с Сейда-пахты в Чуна-тундре по обилию ромбических пироксенов с бурым плеохроизмом и $2V$ от -63° до -73° приближается уже к настоящим норитам. Сильная степень разрушенности породы и обилие новообразований: цоизита, хлорита, серицита и зеленоватой роговой обманки затрудняют ее подробное изучение.

Исследования в Монче-чуна и Волчьей тундре летом 1931 года позволяют дать предварительную характеристику основных пород этой области. Мы имеем в этих массивах основные породы двух возрастов: древние метаморфизованные габбро и более молодые внедрения норитов и перидотитов, прорывающих основной массив. Преобладающие породы этих массивов представляют собою крупнозернистое диаллаговое габбро серого цвета с гранитовидной структурой и со следами динамометаморфических воздействий в виде изогнутости и трещиноватости минералов, волнистого погасания плагиоклазов и т. п. В нижней части Чуна-тундры и в западных склонах Волчьей тундры эти породы переходят в полосатые роговообманковые разности, часто с обильным выделением граната. При

еще большей степени метаморфизма уралитовая роговая обманка распадается на агрегат магнетита и граната, так что получаются породы с 2—5% магнетита. Габбровые массивы со всех сторон окружены гнейсами, преимущественно биотитовыми и роговообманковыми, которые в контакте с габбро дают нередко эцлогитовые фации. Западный контакт габбро с гнейсами на Чуна и Волчьей тундре проходит на высоте 300—400 метров, при чем гнейсы меридионального простирания падают в сторону массива изверженных пород. К контактам габбро с гнейсами приурочены в Чуна-тундре выделения основных пород типа перидотитов, габбро-норитов и пироксенитов, образующие местами штоки и жилы, прорезывающие массивы габбро, а в восточной части Монче-тундры нориты и пироксениты слагают целые вершины, каковы например Ньюдайвентч, Сопчуайвентч и др., при чем с этими породами связаны здесь выделения сульфидов меди, железа и никкеля, могущие иметь практическое значение.

В Волчьей тундре к восточным контактам габбрового массива с гнейсами приурочены выделения сульфидов в количестве от 2 до 25%, среди которых петландит, халькопирит и пирротин распределены примерно поровну. Зона оруденения прослеживается здесь по отдельным выходам на 8 км при ширине ее 150—200 м.

В гнейсах, прилегающих к юговосточной части Волчьей тундры (склоны Сольвеуайвентча) встречены кроме того три выхода рудного кварцита с содержанием магнетита 30—40% и иногда до 70%. Простирание кварцитов СЗ 340—350°, падение на В \angle 35—40°. Один из выходов кварцита достигает 300—400 м длины и 10—15 м мощности.

Из жильных пород, пересекающих габбровые массивы, кроме указанных выше основных пород, следует отметить многочисленные жилы амфиболитов мощностью не более 1 м, которые, вероятно, представляют собою измененные пироксениты.

Наконец следует указать на то, что во многих случаях более древние габбро этих массивов пересекаются аплитовыми жилами, мощность которых меняется от тонких прожилков в 15—20 см, до более мощных жил пегматитового типа с плагиоклазовой оторочкой по краям жил и с флюидальной структурой в контактной зоне более мощных жил. Аплитовые жилы являются более молодыми чем метаморфизованные габбро и очевидно представляют внедрения чужой магмы в основной массив. Характерно, что нориты и пироксениты Монче-тундры, а также габбро-нориты Чуна-тундры нигде не пересекаются аплитовыми жилами, что в связи с их свежестью и полным отсутствием всяких следов динамометаморфизма указывает на более молодой их возраст, чем возраст метаморфизованного габбро, как в ряде пунктов Чуна-тундры так и в Монче-тундре на Котти-чорре мы видим ясные остатки гнейсовой толщи среди габбро в виде останцов, захваченных габбровой магмой при ее интрузии. Подробное исследование этих образований и продолжение детальной съемки в заимандровских

массивах дадут в ближайшем будущем ответ на вопрос о возрасте этих габбровых интрузий и о взаимоотношениях отдельных групп горных пород.

Для более точной характеристики пород Монче и Чуна-тундры приводим ниже количественно-минералогический состав некоторых пород, а химическая природа их вскрывается анализами, помещенными в таблице III, № 6—15.

Количественный минералогический состав габбровых пород Монче и Чуна-тундры приводится ниже (табл. 5).

Таблица 5

Минералы	Габбро Нюдуай-венгч Монче-тундра	Метаморфизиров. габбро Реут-чокки Монче-тундра	Габбро Эбрчорр Чуна-тундра	Норит Нюдуай-венгч Монче-тундра	Жильный габбро Райгорчорр Чуна-тундра	Перидотит Нюдуайвенгч Монче-тундра	Габбро-норит Сейднотчорр Чуна-тундра	Габбро-норит Чингис пакенгч Чуна-тундра	Норит Райнен-чорр Чуна-тундра
Плагиоклаз	58.7	41.3	70.0	74.3	46.1	11.7	1.0	—	53.3
Оливин	—	—	—	—	—	35.1	37.5	54.1	—
Ромбич. пироксен . . .	—	—	10.0	25.7	—	46.8	19.8	4.2	30.8
Моноклин. пироксен . .	41.3	52.4	20.0	—	44.1		8.6	3.3	5.7
Биотит	—	—	—	—	7.7	—	4.6	8.3	—
Руда	—	3.0	—	—	2.1	6.4	3.0	—	—
Бурое вещество продуктов разрушения Р1 . .	—	—	—	—	—	—	25.5	30.1	—
Гранат	—	3.3	—	—	—	—	—	—	2.8
Рогов. обманка	—	—	—	—	—	—	—	—	7.3

Повидимому основные породы типа Монче-тундровских продолжают и к западу от рассмотренных массивов. За это говорят указания Б. А. Попова на жилы гранатового пироксенита на северном склоне Сальной тундры и выходы габбро, пироксенитов и горнблендитов к северо-востоку от этой вершины. Оливиновый норит и озмеевикованный перидотит были доставлены в 1929 г. Г. Д. Рихтером также с Невка-тундры, где они встречены среди гнейсов.

Валуны пироксенитов, габбро и габбро-норитов из Монче и Чуна-тундры заносятся ледниками до Колозера и Пулозера, откуда они были описаны М. П. Мельниковым (39) и где их наблюдал в 1930 г. также А. А. Григорьев.

Значительным развитием пользуются основные породы типа габбро-диабазов на восточном побережье оз. Имандры, где они в мощных штоках

и жилах прорывают толщу осадочных и метаморфизованных пород на западной и югозападной окраине Хибинской тундры. Эти породы были подробно изучены целым рядом исследователей (23, 69/II, 94). Частью это крупнозернистые габбро с лабрадором № 60—69 и актинолитовой роговой обманкой с $2V = -76-82^\circ$ с углами погасания от 13° до 23° , замещающей пироксен, частью — это диабазы того же минералогического состава, но со структурой офитовой и даже интерсертальной. В контакте с нефелиновыми сиенитами они обогащены кварцем, апатитом и мелкими листочками темной слюды. Плаггиоклазы в них обычно соскюритизированы и замещены агрегатом цоизита, серицита, хлорита, актинолита, кварца и альбита. Некоторые из таких контактных диабазов, обогащенных кварцем, были описаны Рамзаем под именем имандритов; другие их различия выделены Н. Г. Кассиным в группу гранодиоритов и андезино-пироксено-кварцевых пород. Вероятно к этой же группе пород относится „уралитовый сиенит“ и „динамометаморфизованный биотитовый гранит“, описанный М. П. Мельниковым среди других пород западных предгорий Хибинских тундр (39).

По наблюдениям Б. М. Куплетского, имандриты являются контактно-метаморфизованными уралитовыми диабазами, которые обнажены в выемках Мурманской жел. дороги к югу от моста через Иидичиок на протяжении нескольких километров. Эти уралитовые диабазы характеризуются светлым сероватозеленым цветом и в большинстве случаев имеют офитовую структуру. Они дают постепенные переходы к имандритам, которые, как по структуре, так и по минералогическому составу, очень близки к габбро-диабазам, отличаясь от них присутствием кварца. Последний заполняет промежутки между первичными плаггиоклазами пород ряда андезина № 42—45, которые обычно несут двойниковую штриховку по альбитовому и микроклиновому законам. В промежутках кварц обычно находится в гранофировом сростании с кислым плаггиоклазом ряда олигоквartz-альбита № 20—21 с $2V = -85^\circ$, при чем ясно наблюдается проникновение кварца по трещинам полевых шпатов, совместно с зернами кальцита и листочками хлорита, что указывает на привнос кремнекислоты и кальция извне. Наиболее вероятной причиной окварцевания габбро-диабазов с переходом их в имандриты является контактное воздействие на них щелочной магмы Хибинского массива. Вероятно одновременны с описываемыми породами также и роговообманковые габбро-диабазы, перекристаллизованные с мозаикой мелких зерен основных плаггиоклазов № 43—60 и в значительной мере уралитизированные, которые в многочисленных выходах прорывают сланцевую свиту в югозападной части Хибинского массива.

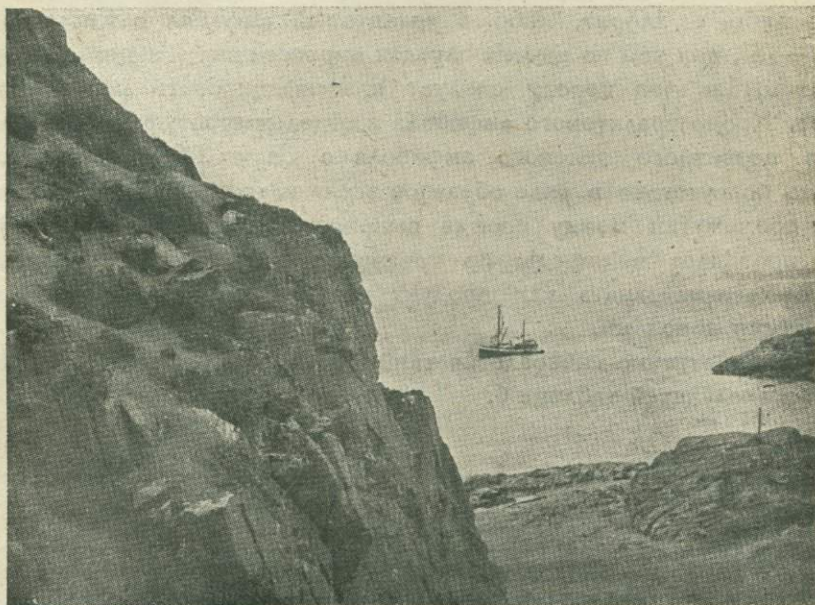
Следующим районом значительного развития молодых интрузий основной магмы являются Панские высоты в верховьях Поноя, сложенные крупно и среднезернистыми разновидностями габбро-диабазов, образующими здесь целые массивы, каковы вершины Иктегепахк, Каменник, Сулепахк, Куфтурт и др.

Характерными особенностями этих пород являются:

1) Исключительная свежесть пород и слабое развитие вторичных процессов изменения их составных частей с незначительным развитием вторичных минералов—сосюрита и эпидота.

2) Преобладание в породах равномернозернистой структуры различной крупности зерна; нередко наблюдается порфировидная структура с крупными выделениями плагиоклаза. Офитовая структура появляется местами только в жильных образованиях.

3) В минералогическом отношении характерно отсутствие в этих породах оливина, присутствие наряду с преобладающим моноклинным пироксеном ромбического и почти полное отсутствие рудных выделений.



Фот. Н. П. Лупановой.

Фиг. 10. Выходы гранита (налево) и габбро-диабазы (направо). Восточный Мурман, губа Воронья.

Среди минералов преобладают плагиоклаз, диаллаг, энстатит, уральская роговая обманка и ряд второстепенных минералов (титанит, руда, эпидот и т. п.).

Плагиоклазы обычно принадлежат к лабрадору № 56—60, и лишь в редких случаях (преимущественно в жильных разностях) основность их опускается до № 44—48.

В некоторых зональных кристаллах плагиоклаза определения дали в центре № 54, на краю № 36—38 или № 58 и № 44. Почти все плагиоклазы имеют буроватый оттенок, который является столь характерным для плагиоклазов в друзитах Карелии и неоднократно описывался другими авторами.

Среди цветных минералов обычно наблюдаются два пироксена: 1) моноклинный с большими углами погасания с $2V =$ от -44° до -56° и 2) второй пироксен — ромбический. Это либо энстатит с прямым погасанием и $2V = 78^\circ-84^\circ$, либо клиноэнстатит, который имеет $2V = 70^\circ$ и $Cp_g = 6^\circ$ или $2V = -62^\circ$ и $Cp_g = 15.5^\circ$ и легко узнается по меньшему светопреломлению. По диаграмме Винчелл'я в этом пироксене должно заключаться 20—28% FeO. Зерна моноклинного пироксена в контакте с плагиоклазом часто бывают окружены реакционной каймой, состоящей из мелких призмочек эпидота с $Cp_g = 31^\circ$; изредка к ним присоединяются мелкие таблички желтобурого амфибола. При изменении пироксены переходят либо в хлорит, либо в уралитовый амфибол с $Cp_g = 16^\circ-20^\circ$ и $2V = 78^\circ$, при чем во многих случаях пироксен почти нацело замещается уралитом, так что породу следует классифицировать как уралитовое габбро. Кроме уралитового амфибола в отдельных штуфах имеются призмочки первичного зеленого амфибола с $Cp_g = 24^\circ$, наконец, следует указать присутствие в ряде образцов зерен кварца, который либо выполняет промежутки между прежде выкристаллизовавшимися минералами, либо проникает в породы по трещинам, разъедая плагиоклазы. Его следует рассматривать как продукт взаимодействия габбровой магмы с боковыми породами.

Количественно-минералогический состав этих пород в весовых % виден в следующей таблице 6.

Таблица 6

Минералы	Лейкократовое габбро		Пироксеновое среднезернистое габбро			Уралитовое габбро	
	Каменник № 15	Сулепахк № 21	Киевейк № 50	Киевейк № 24	Киевейк № 32 и 35	Каменник № 12	Каменник № 17
Плагиоклаз . .	76.80	84.6	42.9	46.2	42.5	28.1	31.0
Пироксен . . .	19.50	15.4	57.1	53.1	57.5	—	—
Амфибол . . .	—	—	—	—	—	65.9	69.0
Второстепенные минералы . .	3.70	—	—	0.7	—	6.0	—

Химический анализ некоторых габбро дан в таблице III № 3—4. Основные породы Панских высот представляют, возможно, залежи гипабиссальных тел, застывавших сравнительно близко от поверхности. В этом отношении они приближаются к габбро-диабазам Олонецкого края и к аналогичным породам, описанным недавно (31) с вершины Сефкра-пахка в 30 км севернее Панских высот. Последние габбро-диабазы также имеют то равномернозернистое, то порфиоровое и офитовое

сложение и состоят главным образом из лабрадора № 60—64 и моноклинного пироксена.

Слагая отдельно стоящую среди болотистой низины высоту, эти породы, вероятно, по условиям залегания приближались к небольшому лакколиту или интрузивной залежи. Интересно, что контактные образования между габбро-диабазами и гранитами, наблюдавшиеся в этом же районе на Густой вараке, вполне схожи с явлениями, отмечавшимися в случае аналогичных контактов А. А. Полкановым и Д. С. Белянкиным (4, 44).

Кроме указанных двух районов большого развития основных пород на зап. берегу Имандры и в верховьях р. Поноя, нам известны лишь немногие выходы этих пород в других частях полуострова.

Так жила норита описана Н. Г. Кассиным среди гнейсов Плес-тундры. Эта мелкозернистая серожелтая порода сложена из оливина с $2V = +86^\circ$, преобладающего в породе бурого ромбического пироксена-бронзита с $2V$ от -83° до $\pm 90^\circ$ и буроватозеленой роговой обманки с $2V = +86^\circ$ и погасанием $8-13^\circ$, а также из ксеноморфных зерен плагиоклаза ряда лабрадора. Среди второстепенных минералов отмечены выделения магнетита и краснобурые пластинки слюды.

Жила черного мелкозернистого оливинового габбро описана Velain среди роговообманковых гнейсов Зайцевой тундры. Сложена эта порода из таблиц диаллага светложелтого по p_r и краснобурого по p_g , местами переходящего в уралит лабрадора в двойниках по альбитовому и периклиновому законам и крупных зерен оливина. В югозападной части полуострова выходы оливиновых габбро, прорывающих гнейсы, известны в окрестностях Порьей губы и в окрестностях с Варзуги, где Соколовым в 1931 г. обнаружен небольшой выход форелленштейна. Подробно эти породы еще не изучены.

Массив габбро значительных размеров с заметной вкрапленностью титаномагнетита (сидеронитовая структура) обнаружен А. А. Полкановым в районе оз. Гремяхи на восток от среднего течения р. Туломы. Возраст этого массива габбро, вероятно, очень молодой и, возможно, близок или связан с периодом интрузий щелочных сиенитов Кольского полуострова.

Ультраосновные породы щелочно-земельного ряда мало распространены на территории Кольского полуострова и за исключением пикритовых жил Мурманского побережья были известны нам лишь в немногих пунктах района. Более широкое развитие их в основных массивах Чуна, Монче и Волчьей тундры стало известно только за последние три года. До этого времени в литературе были описаны лишь следующие выходы этих пород.

Н. Г. Кассиным описан мощный шток до 100 м в поперечнике темного пироксенита с выделениями темной слюды среди гнейсов Хабозера.

Главную массу породы составляют желтоватозеленые таблицы титанистого пироксена с $2V + 55^\circ$ и $Sp_g = 37^\circ$, местами замещенные зеленоватой роговой обманкой. Кроме Ti-авгита в породе встречены редкие мелкие зерна буровой первичной роговой обманки и пластинки краснобурой слюды.

Другой выход перидотита в 6 км к востоку от ст. Хабозера был описан Б. Куплетским по сборам Г. Д. Рихтера. В этой породе невооруженным глазом легко распознаются спайные таблички ромбического пироксена в преобладающей массе светлозеленых зернистых выделений оливина наряду с мелкими рудными зернами.

Химический анализ породы (№ 11 табл. III) показывает преобладающее значение в породе оливина и близость ее состава к дунитам.

Оливиновый бронзитит с небольшой примесью запыленного бурого плагиоклаза и замещенного вторичной бурой роговой обманкой моноклинного пироксена изучен Н. Г. Кассиным в южной части Чуна-тундры. Главной составной частью породы является буроватого цвета бронзит с $2V$ от -75° до -78° и в меньшем количестве оливин, образующий или включения в таблицах бронзита или самостоятельные идиоморфные зерна с $2V = +86^\circ$.

Серпентинизированный перидотит, превращенный в смесь серпентина, эпидота, руды и мелких зерен граната был встречен в жильном залегании Г. Д. Рихтером на Плоской вараке Куртяжных тундр между Колвицей и Кандалакшей.

Небольшая интрузия перидотита встречена А. А. Полкановым на северном склоне тундры Под-выд, лежащей к С от среднего течения реки Туломы. Вероятно по своему возрасту она моложе развитых здесь микроклиновых гранитов.

Серпентинизированный перидотит с меридиональным простиранием изучен им же на восточном склоне южного конца хребта Тольп-выд на площади 150×6 м. Этот перидотит моложе амфиболовых сланцев, которые он прорывает, но старше интрузии микроклиновых гранитов.

В обоих случаях перидотиты вызывают довольно сильную магнитную аномалию, связанную вероятно с небольшой вкрапленностью магнетита, кроме того в шлифах можно наблюдать небольшое количество сульфида, видимо пирротина.

Аналогичные магнитные свойства перидотитов отмечаются Н. Nauseen'om (83) для перидотитов в верховьях р. Печенги в Финляндии.

Наконец, в южной части Кольского полуострова ультраосновные породы известны в районе Колвицы, где они выходят в юговосточном углу озера южнее Пустой губы. Геологический возраст этих пород не вполне ясен. Отсюда Б. М. Куплетским по сборам Н. Н. Гутковой были описаны перидотит и пироксенит, превращенный в амфиболит. Первая порода черная, среднезернистая с ясноразличимыми призмочками пироксена и темной оливиновой массой без спайности. Под микроскопом обнаружи-

ваются, что зерна оливина с $2V = -88^\circ$, пересеченные серпентиновой сеткой с выделением рудных зерен и железистых окислов включены в таблицы бесцветного моноклинного пироксена с $2V = +61^\circ$ и $Sp_g = 36^\circ$. Вторичными новообразованиями в породе являются выделения зеленоватобурого амфибола, образовавшегося за счет пироксена.

Пироксенит макроскопически является плотной серозеленой породой ясно амфиболитизированной. Главную массу породы составлял раньше бесцветный моноклинный пироксен с $2V = +66^\circ$. Позднейшее развитие



Фот. Н. П. Лупановой.

Фиг. 11. Отдельность габбро-диабазы. Восточный Мурман, мыс Глядень, бл. ст. Шельпино.

вторичного амфибола привело к изменению породы в амфиболит. Амфиболов два: первую стадию превращения пироксена в амфибол образует зеленый амфибол с яркими поляризационными цветами, $Sp_g = 18-20^\circ$ и плеохроизмом — голубоватозеленый по n_g и желтоватозеленый по n_r . Второй амфибол бурый с $Sp_g 20^\circ-22^\circ$ производит впечатление образовавшегося за счет первого амфибола.

Молодые жильные диабазы широко распространены на Мурманском побережье и описаны отсюда целым рядом лиц. Так с Рыбачьего полуострова 4 жилы диабазов с мощностью 7.5—20 м и длиной до 300 м с СВ простиранием были описаны Fieandt'ом (82), который отмечает близость их минералогического состава и большую свежесть пород. Эти тонкозернистые породы с офитовой структурой сложены основным пла-

гиоклазом ряда битовнита и битовнит-анортита, с характерным побурением плагиоклаза и его эпидотизацией. Пироксен с красноватым оттенком и меняющимся углом оптических осей, в некоторых образцах переходит в серпентин. Второстепенными минералами являются магнетит и листочки сильно плеохроичного биотита. В двух образцах был встречен оливин. Возраст этих пород моложе осадков Рыбачьего полуострова, т. е. моложе верхов нижнего силлура.

Диабазы западного Мурмана отмечались целым рядом исследователей (9, 24, 41, 42), т. к. с ними связано оруденение и выходы серебро-свинцовых жил.

В районе Кольского фиорда жильные породы габбро-перидотитовой магмы изучались А. А. Полкановым (43, 47), который различает среди них: 1) жилы семейства диабазов и 2) жилы семейства пикритов.

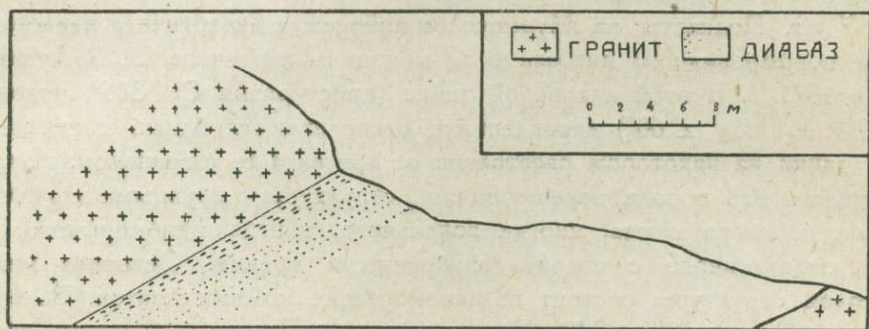
В одной из ранних работ им описаны пикрит-порфирит, который содержит вкрапленники оливина в основной массе из титанистого авгита и магнетита, промежутки между которыми занимает вулканическое стекло (см. анал. 5 табл. III). При изменении породы оливин замещается пилитовыми псевдоморфозами, а в основной массе развивается вторичная роговая обманка, близкая к актинолитовому ряду, но отличающаяся малым отрицательным углом оптических осей $2V=0-45^\circ$; плоскость оптических осей этого амфибола лежит в плоскости (010).

Диабазы с типично офитовой структурой подобны во всех жилах друг другу и сложены главным образом лабрадором и пироксеном ряда клиноэнстатит — диопсид с $2V=+40^\circ-+52^\circ$ и $C_{пг}=27^\circ-41^\circ$. На контакте диабаза с гнейсогранитом в последнем образуется микропегматитовое прорастание кварца с плагиоклазом, которое автор рассматривает как вторичную эвтектику в результате теплового воздействия диабаза на гнейсогранит. В отдельных случаях гнейсогранит плавится диабазом, в результате чего в диабаз внедряются аплитовые жилки, являющиеся выплавкой из гнейсогранита и образуется конго-диабаз, при чем к краевым частям диабазовой жилы количество авгита и кварца заметно возрастает, а плагиоклаз становится более кислым. Интереснейшим петрографическим объектом является несимметричная дайка диабаза, подробно анализированная тем же автором в окрестностях с. Полярного (б. гор. Александровск) (50).

Эта дайка диабаза мощностью около 24 м имеет общее протяжение до 24,5 км с простиранием $325-340^\circ$, при падении на СВ под углом $30-35^\circ$ и выходы ее изучались у Екатерининской гавани, в Оленьей губе и в Сайда-губе Кольского фиорда. По всей длине ее замечается несимметричное строение с накоплением в висячем боку вкрапленников лабрадора № 63. В противоположность этому в нижних частях жилы местами наблюдалось накопление энстатита и оливина и почти полное отсутствие выделений плагиоклаза. Зона накопления вкрапленников плагиоклаза в верхней части жилы не является сплошной, но делится в отдельных

выходах на 3—5 поясов второго порядка. Каждый такой пояс более или менее резко отграничен от вышележащей части дайки благодаря большой густоте вкрапленников у его висячего бока и постепенно, путем рассеяния вкрапленников переходит в прилегающую к нему нижнюю часть того же пояса. В верхних поясах накопления вкрапленников сосредоточены наиболее крупные кристаллы плагиоклаза, наряду с мелкими; в нижних поясах — вкрапленники почти исключительно мелкие.

Основная масса жилы обнаруживает типичную офитовую структуру, которая в центральных частях жилы приближается к структуре габбро-диабазы. Местами наблюдается флюидальная структура основной массы и флюидальное расположение микровкрапленников плагиоклаза. Крупность



Фиг. 12. Несимметричная дайка диабазы в окрестностях с. Полярное (по А. А. Полканову).

зерен минералов слагающих породу меняется от краев жилы к центру, при чем в зальбандах диабаз становится чрезвычайно мелкозернистым, что указывает на быстрое охлаждение и скорую кристаллизацию здесь жильной породы.

Минералогический состав основной массы диабазы непостоянен в различных частях. Так, в Сайда-губе края жилы сложены гунне-диабазом, состоящим из плагиоклаза, энстатит-авгита, небольшого количества ромбического пироксена и второстепенных ильменита, оливина (?) и биотита, тогда как центральную часть жилы слагают конго-диабаз, в котором к вышеприведенным минералам прибавляется апатит и небольшое количество кварца, и исчезает оливин. Появление кварцевого диабазы в центральной части жилы указывает на новый пароксизм поднятия магмы более кислого состава, чем его первые порции. В выходах жилы в Екатерининской гавани отсутствует кварцевый диабаз и состав жилы изменяется от оливинового диабазы до гунне-диабазы. Распределение плагиоклазов отдельными поясами объясняется движением образовавшихся вкрапленников по траектории, обусловленной с одной стороны скоростью всплывания вкрапленников в магме, с другой — скоростью движения магмы по тектонической трещине. В результате произошло накопление вкраплен-

ников у всячего бока дайки, при чем более крупные кристаллы поднялись целиком до всячего бока, тогда как более мелкие кристаллы плагиоклаза не успели подняться доверху из-за остывания магмы и возрастания ее вязкости. Вследствие охлаждения первых порций магмы при ее движении образовались припои диабазы у всячего и лежащего боков дайки, и затем новое передвижение магмы приводило к образованию новой зоны скопления вкрапленников, уже более мелких, которая ориентировалась параллельно новому всяческому боку дайки. Таким образом описанный А. А. Полкановым случай несимметричной дайки диабазы является хорошим примером, доказывающим значение силы тяжести при кристаллизационной дифференциации магмы, ведущим к разнообразию горных пород довольно значительного масштаба.

У ст. Подпахты на Мурманском побережье аналогичная наклонная дайка порфировидной диабазы 8 м мощности встречена Н. П. Лупановой в 1931 г. В этой наклонной дайке (простирается СЗ 346° , падение на СВ 76° под $\angle 60^\circ$) вкрапленники располагаются ближе к всяческому боку дайки на некотором расстоянии от контакта ее с гранитом. Макроскопически это порода порфировидной структуры с крупными вкрапленниками полевого шпата, иногда зонального, иногда идиоморфного, но чаще оплавленного с сильно зазубренными краями. Основная масса офитовой структуры состоит из идиоморфных полевых шпатов. Зеленая роговая обманка с $2V = 75^\circ$ и $Cp_g = 16^\circ$ присутствует в большом количестве. Она вторична и образовалась из пироксена, который сохранился в очень редких случаях ($2V = +46^\circ$, $Cp_g = 42^\circ$). Кроме того встречаются биотит, рудный минерал и вторичные минералы, немного кварца. Порфировидный диабаз сечется конго-диабазом.

Обилие и мощность диабазовых интрузий на Мурмане отмечались еще и раньше всеми его исследователями. Так Бетлинг (76) еще в 1840 г. отмечал их жилы мощностью до 60 метров в Кольской губе и на западном Мурмане до Норвегии, называя их диоритами и „Hornblendegestein“. К востоку от Кильдина тот же исследователь отмечает не только жилы, но и большие массы „диорита“ на островах и берегах побережья. Аналогичные данные приводит и С. Буковецкий (3) в 1884 г.

Д. Киль, в связи с поисками серебро-свинцовых месторождений на Мурмане, исследовал в 1873 году более 60 различных жил „зеленого камня“, прослеживая их внутрь страны, часто на несколько км (24). Несколько позднее Л. Подгаецкий (41) подтвердил широкое развитие диоритов, диабазов и других зеленокаменных пород на западном Мурмане, подчеркнув, что „весьма часто рудоносные кварцевые жилы находятся в прикосновении с жилами зеленых камней. Последние даже входят иногда в состав жильной породы рудоносных жил“.

М. П. Мельников (39) расшифровал неопределенность определения Подгаецкого, подчеркнув, что „все препараты пород Базарного рудника указывают нам одни диориты и полное отсутствие диабазовых выделений.“

С диоритами связана и рудоносность". Очевидно, что здесь диоритами называются габбро-диабазы современных авторов.

Все указанные исследователи отмечали выходы диабазовых жил в связи с изучением связанных с ними свинцовых месторождений и мало интересовались их петрографическим составом. Более новый, богатейший материал по диабазовым интрузиям западного Мурмана, имеющийся у А. А. Полканова, к сожалению, до сих пор полностью еще не опубликован.

Однако и предварительная сводка этого автора о жильных породах основной магмы в северозападной части полуострова дает необычайно ценный и интересный материал (47). Дайки всегда секут породы кристаллического щита, залегая по большей части вертикально или с крутым падением под $\angle 65-75^\circ$.

Все дайки, изученные автором в количестве 181 случаев, могут быть разбиты на 2 больших группы: 1) группу диабазов и 2) группу щелочных пироксенитов (пикрит-порфиритов), авгитовых порфиритов, камптонитов и эссекситовых диабазов.

В первой группе можно наметить 2 возрастные группы диабазов, не различающиеся в общем по минералогическому составу: а) более древнюю с простиранием СВ—ЮЗ; б) более молодую с простиранием СЗ—ЮВ.

В отношении минералогического состава диабазы дают все переходы от кислых кварцевых к основным энстатито-оливиновым диабазам, при чем эти переходы нередко наблюдаются в одной и той же жиле в различии состава центра и зальбандов жилы. Около $\frac{1}{3}$ исследованных жил имеют стекловатый базис, указывающий на образование их на сравнительно неглубоких зонах земной коры. Наглядную картину распределения диабазов дает табл. 7.

Жильные породы второй группы, за единичными исключениями, имеют также вертикальное залегание или наклонное до 45° . На основании случаев пересечения жил установлено, что жилы второй группы имеют 4 поколения, из которых 2 поколения более древние, чем диабазы и 2 поколения более молодые, чем последние. Вероятно, большинство жил по своему возрасту относится к промежутку времени между девоном и силлуrom. При этом более основные типы этих пород являются более молодыми, чем более кислые.

Характерной особенностью этих пород является постоянное присутствие баркевикитового амфибола и иногда катафорита, наличие титанистого авгита, постоянное присутствие апатита, нередко в крупных кристаллах, сравнительно кислый состав плагиоклазов, обычно не превосходящий № 30—40 и спускающийся до альбита, появление в разностях 6 и 7 ортоклаза и в типе 5в — биотита, иногда зонального. Типы 5а, 6 и краевые фации типа 7 по своей структуре приближаются к камптонитам и мончикитам (табл. 8).

Таблица 7

Т и п ы	Древние жилы СВ простираия		Более молодые жилы СЗ простираия	
	Колич. дайк	Мощность в метрах	Колич. дайк	Мощность в метрах
1. Кварцевый диабаз	24	2—50	8	2—14
2. Энстатито-кварцево-диабазовый порфи- рит	4	1—8.5	1	23
3. Диабазовый порфирит	6	0.5—27	4	2—30
4. Диабаз	4	1—8	4	1—30
5. Уралитовый порфирит	4	0.5—3	—	—
6. Энстатитовый диабаз	3	2—5	1	16
7. Энстатито-диабазовый порфирит	12	0.5—4	1	0.3
8. Оливино-энстатитовый диабаз	6	2—12.5	2	до 65
9. Оливино-энстатитовый диабазовый пор- фирит	11	0.2—1.5	2	0.3—1.2
	74	—	23	—

Таблица 8

Т и п ы	Простираие СВ—С		Простираие З—СЗ—ССЗ	
	Колич. дайк	Мощность в метрах	Колич. дайк	Мощность в метрах
1. Пикрит-порфирит	2	0.2 и меньше	1	0.3
2. Пикрит-порфирит с амфиболом	8	0.2—5.5	1	0.7
3. Амфиболо-биотитовый пикрит-порфи- рит	3	6—7	—	—
4. Амфиболовый пикрит-порфирит	4	1.6—4	4	1—1.6
5а. Авгитовый порфирит	6	0.5—3	8	0.2—8
5б. Новый тип породы	3	1—9	6	2—8.5
6. Амфиболовый камптонит	9	0.4—2	18	0.1—7.0
7. Эссекситовые диабазы	5	5—10	4	2—100
	40	—	42	—

Диабазы восточного Мурмана были подробно изучены А. К. Болдыревым (7). Они образуют здесь громадные массы (штоки), слагающие целые горы, а также жилы до 4—6 м мощности, секущие граниты и внедрившиеся очевидно после динамометаморфизма гранитов, т. к. механические деформации в диабазах отсутствуют. Как пример диабазовых интрузий можно отметить следующие их выходы: восточная часть губы у становища Гаврилова, где среднезернистый диабаз образует мыс в 60—80 м мощности. Крупные выходы тонкозернистого уралитизированного диабаза на о-ве Гусинец. Выходы до 4 км на обоих берегах губы Рынды. Порфиновые диабазы на мысе Черном и в губе Порчнихе. Мощные выходы жил габбро-диабазов, простирающихся перпендикулярно к морскому берегу между мысом Взглавье и губой Савихой и т. д.

Тождественность всех диабазов от становища Гаврилова до губы Савихи приводит Болдырева к выводу об общем очаге, из которого эти породы произошли. Обычно это средне-зернистые породы с офитовой структурой и часто в них наблюдается келифитовое строение: зерна оливина всюду окружены каймой пироксена, нигде не соприкасаясь с плагиоклазами. В диабазе губы Савихи роль оливина играет базальтическая роговая обманка. Минералогический состав диабазов: плагиоклаз, пироксен, оливин или базальтическая роговая обманка, магнетит и биотит. Вторичными минералами диабазов являются: актинолитовый амфибол со слабым плеохроизмом и $2V = -83^\circ$ и -90° , змеевик, хлорит, тальк, карбонаты и окислы железа.

Плагиоклазы диабазов обычно относятся к лабрадору № 57—65 и только в жильном диабазовом порфирите района губы Порчнихи вкрапленники образованы битовнитом № 75.

Среди цветных минералов преобладает пироксен типа авгита, вообще доминирующий в Мурманских диабазах. Пироксен обычно бесцветный, иногда слабо-плеохроичный, реже окрашен в буроватый цвет. Кроме призматической спайности, изредка наблюдается и диалоговая (100) (в диабазах Рынды и Черного Мыса). Погасание авгита $37-40^\circ$. Угол оптических осей от $+42^\circ$ до $+51.5^\circ$. Пироксен обыкновенно замещен бледнозеленой волокнистой розовой обманкой, близкой к актинолиту. Реже он вполне свеж. Иногда на нем наблюдаются новообразования серпентина и хлорита. Оливин часто встречается в диабазах в виде некрупных округленных зерен, включенных в пироксене. Средний из 4 определений угол оптических осей в нем $2V = -82^\circ$. Наиболее часто наблюдается превращение его в светлозеленый агрегат змеевика.

В диабазах без оливина его заменяют зерна густо-окрашенной базальтической роговой обманки с резким плеохроизмом от светлорубого до густого зеленоватобурого. Обычна резорбция роговой обманки с выделением магнетита и иногда замечаются переходы ее в хлорит и тальк. Двупреломление минерала велико, угол оптических осей мал.

Примерами диабазов с базальтической роговой обманкой являются породы Корабельной пахты, губы Савихи, Порчнихи и т. п.

Второстепенными минералами диабазов являются: магнетит, иногда довольно обильный, и биотит, часто обрастающий зерна магнетита. М. П. Мельников отмечает еще в Гавриловском штоке уралитизированного диабаза — эпидот, сфен и тальк (39).

На Иокангских островах, кроме диабазов, встречена еще жила среднезернистого диорита с габбровой структурой, сложенная амфиболом, плагиоклазом, биотитом и магнетитом. Простираение жилы, СВ 25° , мощность изменчива, до 4 метров.

Плагиоклазы здесь принадлежат андезину № 39 и сильно соскюри-тизированы, амфибол по своим оптическим свойствам является обыкновенной роговой обманкой, сильно хлоритизированной, из вторичных минералов присутствуют кварц, лейкоксен и пирит.

По наблюдениям Н. П. Лупановой 1931 г. в районе Гаврилово-Порчниха, — диабазы представлены тремя типами: порфировидный диабаз, габбро-диабаз и конго-диабаз.

Порфировидный диабаз образует дайки СЗ простираения, более древние чем конго-диабаз и вероятно более древние, чем габбро-диабазовые.

Габбро-диабаз образует крупные выходы, тянущиеся чаще вдоль берега моря. Крупная габбро-диабазовая полоса тянется от г. Вороньей мимо ст. Гаврилово и Подпахты, далее она же, повидимому, слагает мыс Ярнышный, мыс Дернистый, южный берег губы Зеленецкий-Дальней, Худой Наволок, Остойный наволок, М. Глядень. Эта полоса имеет максимальную ширину на мысе Ярнышнем, достигая 2 км. Вторая полоса меньшей мощности слагает южный берег оз. Зеленецкого и тянется на запад к губе Ярнышной, слагая и часть западного ее берега. Далее габбро-диабазовые выходы находятся на южном берегу г. Порчнихи (4 км в длину и 1 км в ширину) на мысу Восточном, продолжаясь далее на юг вдоль р. Оленки (2 км ширины и 4 км длины), ими же сложена восточная оконечность о-ва Б. Оленьего. Габбро-диабаз всех выходов одинаков. Макроскопически это среднезернистая темная, часто с голубыми полевыми шпатами, очень свежая порода. Микроскопически — порода офитовой структуры с свежими и лишь изредка измененными идиоморфными плагиоклазами ряда лабрадор-битовнита (средний № 70). Полевые шпаты заключены в крупные аллотриоморфные обычно свежие зерна авгита ($2V = +41^\circ$ $C_{n_g} = 32^\circ$). Иногда пироксен изменен и превращен в светлозеленую слабо-плеохроичную роговую обманку ($2V = -70^\circ$). Оливин образует округлые зерна с $2V = -68^\circ$ до 90° , чаще заключенные в пироксен и редко в полевой шпат. Оливин часто изменен и замещен бурыми и грязнозелеными псевдоморфозами. В небольшом количестве встречаются бурый, резко-плеохроичный биотит и рудные минералы.

Количественный минералогический состав в объемных % следующий:

Плагиоклаз № 74	32.53%
Пироксен	49.67
Оливин	1.20
Псевдоморфозы по оливину . .	0.75
Биотит	0.68
Рудный минерал	0.69
Измен. плагиоклаз	14.48
Сумма	100.00

Габбро-диабаз разбит хорошо выраженной отдельностью и местами содержит тонкие, но иногда достигающие до 0.5 м лейкократовые жилы пегматита и аплита.

Контакт габбро-диабазы с гранитом почти везде разрушен и был встречен лишь в трех местах. Габбро-диабаз в контакте с гранитом становится более мелкозернистым, а ближе у самого контакта — афанитовым. Контактная зона в габбро-диабазе достигает ширины трех метров. Гранит у контакта более меланократовый и содержит микро-пегматит.

Вероятно при излиянии больших габбро-диабазовых масс произошло частичное плавление гранита, при котором габбро-диабазом был заимствован микро-пегматит и лейкократовые жилы.

Дайки конго-диабазы были встречены по всему району. Чаше они имеют СВ и реже СЗ простирание; мощность их колеблется от нескольких см до 25 м. Макроскопически черная, средне-зернистая до мелко-зернистой порода с хорошо выраженной отдельностью.

Микроскопически конго-диабаз состоит из идиоморфного основного иногда зонального плагиоклаза почти свежего. Местами полевой шпат имеет характерную бурую окраску. Энстатит-авгит образует аллотриоморфные зерна $2V = -43^\circ$ $Cp_g = 38^\circ$. Иногда по краям переходит в амфибол и реже в биотит.

Оливин присутствует в виде волокнистых грязно-бурых и грязно-зеленых псевдоморфоз в пироксене и реже в плагиоклазе.

Кроме того в небольшом количестве порода содержит биотит резко плеохроичный, рудный минерал, микро-пегматит и кварц. Два последних заполняют угловатые промежутки между другими минералами.

Количественный минералогический состав в объемных процентах следующий:

Плагиоклаз № 68	45.50%
Микро-пегматит	3.66
Пироксен	37.30
Амфибол	4.24
Биотит	0.01
Псевдоморфозы по оливину . .	3.30
Рудный минерал	5.91
Кварц	0.08
Сумма	100.00

Конго-диабаз моложе габбро-диабазы и сечет последний и порфири-видный диабаз.

Габбро-диабаз района ст. Гаврилово-Захребетная может иметь практический интерес как строительный камень. Он свеж и прочен, образует крупные выходы на морском берегу, часто слагает берега закрытых от ветров губ Зеленедкая-Дальняя, Гавриловская, Подпахта, Порчница; таким образом запасы его велики, добыча легка и выходы легко доступны с моря.

С крайней восточной части полуострова в литературе известен мелко-зернистый диабаз с титанистым авгитом и габбровой структурой, описанный Мельниковым из жилы с мыса Корабельного у устья Поноя. Во второй жиле отсюда уралитовый диабаз имеет офитовую структуру. Аналогичную породу с мыса Городецкого, которая в зальбандах дает плотную породу с хлоритизированной основной массой и редкими вкрапленниками плагиоклаза и бледнозеленого авгита — автор называет траппом (40).

Из центральных частей полуострова жильные диабазы почти вовсе неизвестны, вероятно вследствие плохой изученности этих районов.

Можно указать только: 1) район между р. Туломой и Мурм. жел. дорогой у ст. Шонгуи и Кола, где жилы диабазов отмечены А. А. Полкановым; 2) хребет Пагеруайв на севере, где Рамзай отметил выходы диабазов среди гранитогнейсов и 3) на район нижнего течения р. Иоканги и окрестности летнего Лумбовского погоста, где в ряде пунктов А. А. Григорьевым отмечены выходы диабазов, частью сохранивших офитовую структуру и сложенных из лабрадора и серого моноклинового пироксена, частью превращенных в темные сланцеватые полевошпатовые амфиболиты, в которых главную составную часть образует светлозеленый актинолитовый или же зеленоватобурый амфибол.

Второстепенными минералами пород являются зерна титанита, единичные призмочки апатита, листочки хлорита и редкие зерна кварца. Мощный выход габбро-диабазы до 50 м мощности и около 0.5 км длины отмечен А. А. Григорьевым близ пос. Иокансаатки в 35 км к ЮВ от Иоканги. Более часты внедрения основной магмы здесь в районе Кейв, где по трещинам разломов между гранитогнейсами и метаморфизованной осадочной свитой слюдяно-андалузитовых сланцев со ставролитом наблюдаются жильные выделения обычно СВ или СЗ простирания, а в восточной части оно переходит в В-З и С-Ю. Эти жилы состоят из мелкозернистого роговообманкового габбро (верховья р. Иинйок), а также из диабазов и габбро-диабазов, измененных в полевошпатовые амфиболиты и т. п.

Наиболее интересен из этой серии пород — перидотит р. Выхчиок, несущий ясные следы контактного взаимодействия с гранитом, т. к. к оливину и авгиту этой среднезернистой темной породы примешиваются листочки оранжевой слюды, зерна кварца и редкие таблички олигоклаза с показателем преломления меньше канадского бальзама. Таким образом здесь мы встречаем тот же процесс, который был описан А. А. Полкановым для диабазовых жил окрестностей г. Александровска.

VIII. НЕФЕЛИНОВЫЕ СИЕНИТЫ

Как известно, месторождения нефелиновых сиенитов и других щелочных пород в пределах Фенноскандинавского щита пользуются сравнительно большим распространением. Достаточно упомянуть месторождения нефелиновых пород окр. Христиании, Фен, Альнө, Альмунге, Куусамо, Куоланерви и т. д. На территории одного Кольского полуострова к 1928 г. было известно около 10 месторождений щелочных пород, включая сюда и щелочные граниты.

К настоящему времени нефелиновые породы известны нам с достоверностью на Кольском полуострове в следующих пунктах: Хибинские и Ловозерские тундры в центральной части полуострова, Турий полуостров на Белом море, меланократовые шонкинитовые нефелиновые сиениты в районе оз. Вырмес и тундры Гремяхи, и натролитовый сиенит в районе Пух-озера в верховьях Харловки. Остальные указания на нефелиновые сиениты в других районах Кольского полуострова либо не проверены, либо не подтверждены позднейшими исследованиями.

Начинаем описание пород с более мелких месторождений. При этом Турий мыс и щелочные породы Турьинского жильного комплекса описываются нами в отдельной главе, а породы района оз. Вырмес до сих пор подробно еще нигде не описаны. Остаются месторождения верховьев р. Харловки, где В. И. Влодавцем (12) были в 1927 г. найдены выходы трех параллельных жил натролит-эгириновой породы, мощностью от 1.5 до 8 м с простираем ЮЗ 218° . Жилы расположены на восточном берегу Пух-озера в расстоянии около 1 км к востоку от Ляв-озера. Жильные породы этого месторождения состоят главным образом из триклинного К-На полевого шпата с $2V = -82^\circ$, кристалликов и призмочек интенсивно-зеленого эгирина, нередко обрастающего зерна эгирина-авгита с $Sp_p = 15^\circ$, и радиально-лучистых и спутанных агрегатов натролита с $2V = +60^\circ$, который, повидимому, образовался за счет нефелинового вещества в последнюю стадию магматического процесса. Интересно контактное воздействие этой породы на гнейсогранит с образованием

в последнем щелочного амфибола и лучистого эгириноподобного минерала на месте исчезнувшего биотита.

В том же районе верховьев р. Харловки В. И. Влодавцем описан еще щелочной сиенит из обнажения в 200 м, в 4 км к югозападу от Конт-озера, генетически связанный, подобно предыдущему месторождению с щелочными интрузиями Хибинских и Ловозерских тундр.

В этой породе, состоящей на 87% из ортоклаза с $2V = -54^\circ$, характерно содержание 0.49% ВаО и присутствие щелочных пироксенов ряда эгирина и эгирин-авгита. Количественно минералогический состав этих пород в объемных процентах дает такие цифры:

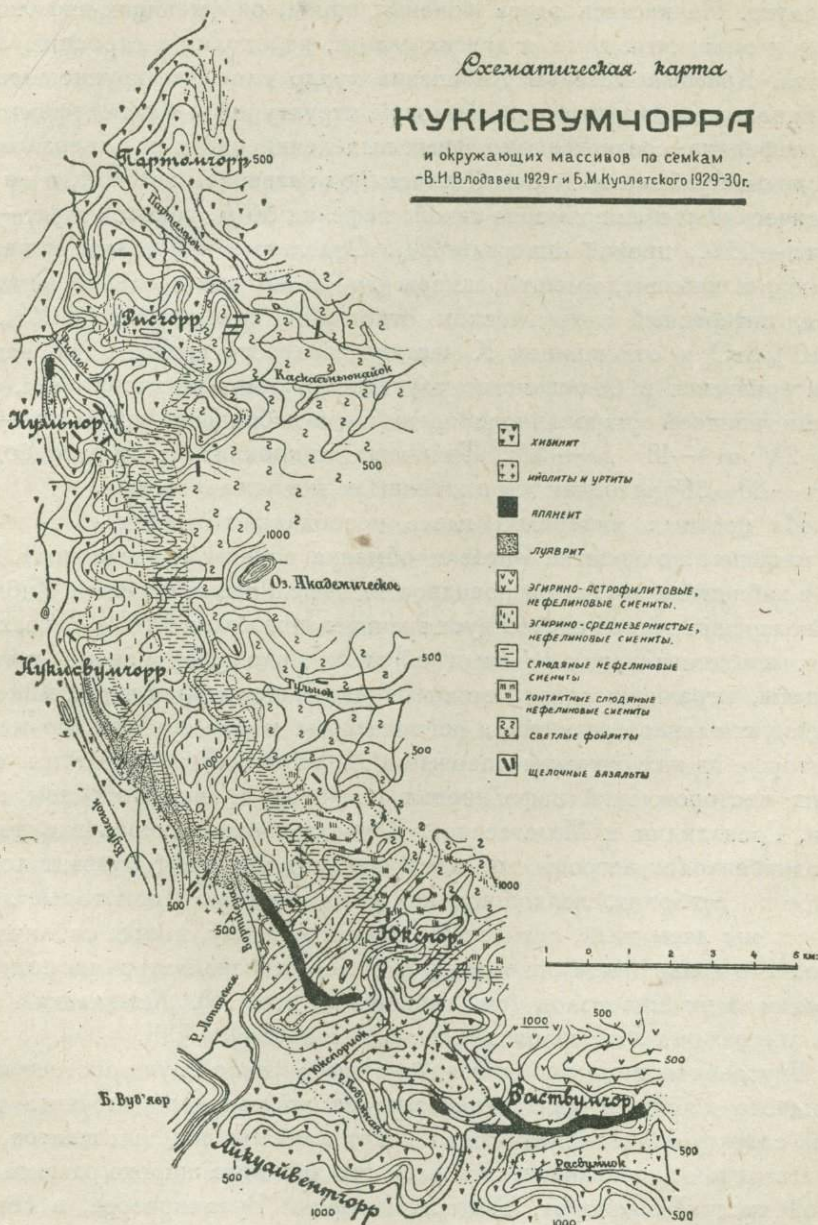
Минералы	Пух-озеро	Конч-озеро
Полевой шпат	18.8	87.1
Натролит	48.9	—
Анальцим	—	0.7
Эгирин и эгирин-авгит	29.0	5.8
Роговая обманка	2.0	—
Биотит	1.1	1.2
Второстепенные минералы	0.2	5.2

Химический состав этих пород дан в табл. II, № 9—10.

Наибольший интерес, однако, среди нефелиновых сиенитов Кольского полуострова представляют массивы Хибинских и Ловозерских тундр, занимающие площадь около 1600 кв. км и достигающие высоты до 1250 м над уровнем моря. Ловозерские тундры были подробно изучены экспедициями В. Рамзая в 1887 и 1891 годах, но до последнего времени к этим более старым работам по петрографии почти ничего не было прибавлено, так как детальных петрографических работ здесь не велось. Строение Хибинского массива было подробно изучено в последнее время сперва экспедициями Академии Наук в 1920—1927 гг., а затем и работами других учреждений, которые были произведены в связи с открытыми здесь апатитовыми месторождениями и начавшимся хозяйственным освоением массива. Не имея возможности привести здесь весь богатый материал, накопившийся за последнее десятилетие по петрографии Хибин и опубликованный в целом ряде работ, из которых в приложенном списке приведены только главнейшие (8, 13, 16, 23, 28—30, 33а, 37, 64—69, 78, 80, 81, 93—98), мы ограничимся в настоящей главе только характеристикой главнейших особенностей петрографии Хибинского массива.

Схематическая карта
КУКИСВУМЧОРРА

и окружающих массивов по сечкам
 -В.И.Владовец 1929г и Б.М.Куплетского 1929-30г.



Фиг. 13. Центральная часть Хибинского массива в районе апатитовых разработок.

Особенный интерес представляет кольцевое строение массива, причем различные типы нефелиновых сиенитов располагаются по дугам, окружающим центральную впадину массива в бассейне р. Тульи и бухты Тульилухт. Не касаясь здесь боковых пород, окружающих нефелиновый массив и описанных нами в других главах, переходим к строению самого массива. Краевые массивы Хибинских тундр сложены крупнозернистым нефелиновым сиенитом с пегматоидной структурой и идиоморфными зернами нефелина, среди ксеноморфных выделений цветных минералов. Эта разновидность была выделена Рамзаем под названием хибинит, и ее минералогический состав примерно такой: нефелин 36%, полевой шпат—47%, эгирин—15%, прочие минералы 2%. Отдельные кристаллы минералов, слагающих хибинит, имеют размеры до 15—20 мм. Полевой шпат этих пород, интересный в химическом отношении содержанием 0.26% BaO и 0.10% SrO и отношением К частицы полевого шпата к Na, как 1:1, характеризуется в большинстве случаев триклинным характером, отсутствием типичной микроклиновой решетки и небольшим углом оптических осей $2V$ от -48° до -57° . Типичные микроклин-пертиты с большим $2V = -80-86^\circ$ встречаются в хибинитах значительно реже.

Из цветных минералов здесь преобладают эгирин, эгирин-авгит и в меньшем количестве роговая обманка группы арфведсонита. Кроме того в хибините и других разновидностях нефелиновых сиенитов Хибинских и Ловозерских тундр присутствует значительное количество сложных минералов, представляющих главным образом щелочные цирконо- и титано-силикаты, играющих роль второстепенных породообразующих минералов и имеющих главное развитие в пегматитовых жилах Хибинского массива. Некоторые из них открыты впервые в Хибинах, другие известны в ряде других месторождений нефелиновых сиенитов, главным образом, в Норвегии, Гренландии и Мадагаскаре. К числу таких минералов относятся: эвдиалит, эвколит, астрофиллит, лампрофиллит, мурманит, рамзаит, лопарит, юкспорит, ринколит, ловчоррит, нептунит, шизолит и некоторые другие; для них мы даем ниже оптическую характеристику, в виде таблички, что позволит в дальнейшем описании пород не останавливаться на подробном описании этих минералов (см. таблицу на стр. 78). Химический состав наиболее важных минералов дан в таблице анализов VIII.

Внутренняя зона хибинитовой периферической дуги состоит из трахитоидного хибинита, различающегося от нормального хибинита только своей структурой с таблитчатыми кристалликами полевых шпатов, вытянутых в одном направлении. Эта разность хибинита широко развита в восточной части Часначорра, Тахтарвумчорра и Вудъяврчорра, в северной части Айкуайвентчорра и Ловчорра и в ряде других массивов Хибинских тундр.

Характерной особенностью пород периферической хибинитовой зоны Хибинских тундр является то, что здесь темные минералы в большинстве случаев выделяются позднее бесцветных минералов, при чем ряд минера-

лов имеет несколько периодов выделения. К числу таких минералов относятся альбит, эгириң, титанит, ильменит и некоторые другие.

Другой особенностью хибинитовой зоны массива является однообразие ее петрографического состава, которое нарушается только обильными внедрениями секущих и полого-падающих жил мелкозернистых эгириновых нефелиновых сиенитов, имеющих в основе тот же минералогический состав и те же структурные разности, что и хибиниты. Молодые жилы основного ряда редко встречаются в периферической зоне хибинского массива, зато здесь довольно обычны пегматитовые выделения и выполнения миаролитовых пустот, представленные эвдиалито-энигматитовыми, эгирино-амазонитовыми, лампрофиллито-эвдиалитовыми и ринколитовыми ассоциациями. Эти типы пегматитовых выделений характеризуются геохимически накоплением Na, Fe, Si, наряду с Ti, Zr и Sr. Пегматоидное сложение хибинита и обилие здесь пегматитовых выделений с несомненностью указывает на большое участие минерализаторов, главным образом H₂O и F1 в образовании краевых частей хибинского массива, при чем по времени образования, эти части массива являются наиболее ранними.

Говоря о периферической зоне хибинского массива, необходимо отметить эндоконтактные разности нефелиновых сиенитов, описанные Рамзаем под именем умптекитов. Эти роговообманковые щелочные сиениты, содержащие около 63% SiO₂, или вовсе не содержат нефелина, или бедны им. Полевой шпат здесь преимущественно микроклин-микрпертит с большим углом оптических осей (от -74° до -85°); среди цветных минералов характерна комбинация арфведсонита, диопсида и эгирин-авгита. Эти породы всегда приурочены к контактам щелочного массива с боковыми породами, хотя и встречаются здесь далеко не везде; работы 1930 и 1931 гг. показали сравнительную редкость появления умптекитов в южной и югозападной контактной зоне хибинского массива.

Наиболее типичные умптекиты описаны в литературе с южных склонов Айкуайвентчорра, с западных контактов Хибинских тундр, с северных склонов Лявочорра, с берегов Умбозера и т. д.

В контактах Маннепахка и Тахтарвумчорра характерна связь умптекитов с кварцсодержащими разностями их и присутствие здесь пегматитовых прожилков, дающих типичные гранитные пегматиты с ортоклазом, альбитом и дымчатым горным хрусталем. Появление их объясняется обогащением нефелиновой магмы кремнекислотой, за счет поглощенных боковых пород. В северо-восточной части Хибинских тундр, в обнажениях Намуайва, Валепахк и Лестивары эндоконтактные породы представлены аплитовидными породами, которые через мелкозернистые умптекиты переходят непосредственно в хибиниты. Эти плотные лейкократовые сахаровидные породы белого, синеватосерого и светложелтого цвета были описаны Рамзаем под названием лестивариты; среди них Б. М. Куплетским были выделены кроме того альбититы, связанные постепенными переходами с первыми породами.

Минералы	Химический состав	Система	Спайность	Тверд.	Уд. вес	N_g	N_m	N_p	$N_g - N_p$	Знак милер.	Удли- нение	2 V	Плеохроизм	Опт. ориентировка
Рамзаит	$Na_2O \cdot 2 TiO_2 \cdot 2 SiO_2$	Ромб.	100—соверш. 110—несоверш.	6—6.5	3.437	—	—	> 1.83	0.091	—	—	49.9°	n_g — светложелтый n_m и n_p — светлоокрашенн.	$n_p = a$ $n_g = c$; пл. о. о. (010)
Пектолит	$(Ca, Na_2, H_2) SiO_3$	Мон.	(100) и (001) ясные	5	—	1.6430	1.6419	1.6098	0.033	+	+	53°	Бесцветный	$n_g = b$ $n_p = c$
Юкспорит	$2 R_2O \cdot 4 RO \cdot 7 SiO_2 \cdot 2 TiO_2 \cdot H_2O$ R = Ca, Sr, Ba	—	Волокн. агрегаты	5	—	—	—	—	0.0166	+	—	46— 75.5°	n_p — слабо-желтовато-розовый n_m и n_g — розовато-желтый	Пл. о. о. в плоскости удлинения
Титановальпидит	$H_6Na_2TiSi_6O_{18}$	Ромб.	(100)	6.5	2.55	1.698	1.686	1.681	0.017	+	—	—	n_m — желтый n_p — бесцветный	$n_g = a$ $n_m = c$; пл. о. о. (001) $n_p = b$
Лампрофиллит	$p(Na, K)_2 (Si, Ti)_4 O_9 \cdot qRTiO_3 \cdot nNa (F, Cl)$ R = Sr, Fe, Mn, Ca, Ba	Мон.	(100) соверш. (010) слабая	2—3	3.48—3.53	1.779	—	1.747	0.032	+	+	23°30'— 40°	$n_g > n_m > n_p$ n_g — оранжево-желтый n_p — бледножелтый	C_{ng} — до 8° n_p b
Астрофиллит	$pRSiO_3 \cdot qR'TiO_3 \cdot H_2O$ R = Fe, Mn, Mg, Ca, Sr, Ba R' = K, Na, H	Мон.	—	около 3	3.28—3.37	1.738	1.705	1.691	0.047	+	+	70—74°	$n_p > n_m > n_g$ n_p — золотисто-желтый n_g — лимонно-желтый	a : $n_p = 3.5^\circ$ $n_g = c$
Мурманит	$RO \cdot 2 Na_2O \cdot 4 SiO_2 \cdot 4 (Si, Zr) O_2 \cdot 4 H_2O$ R = Mg, Mn, Fe, Ca	Мон.	(100) соверш.	2—3	2.7—2.8	1.839	1.765	1.735	0.104	—	—	64°	n_g — темнубурый n_m — фиолетовый n_p — розовый	Пл. о. о. (001) $n_p \perp$ пл. спайн.
Эвдиалит	$pR^I R^II SiO_3 \cdot qZrO_2 \cdot 2 SiO_2 \cdot r(TR)_2 SiO_5$ R ^{II} = Ca, Mn, Fe R ^I = Na ₂ , H ₂ (K ₂)	Гекс.	(0001)	5—5.5	2.84—2.87	—	1.593— 1.604	—	0.000— 0.002	+	—	—	Бесцветный или слегка желтоватый	—
Эвколит						1.6147— 1.6215	1.610— 1.620	1.6127— 1.6174	0.0023— 0.0041	—	—			
Энигматит	$pRSi(Ti)O_3 \cdot qR_2SiO_3$ R = Fe, Mn, Mg, Ca R ₂ = Na ₂ , K ₂ , H ₂	Трикл.	(110) несоверш.	5.5—6.0	3.73—3.76	—	1.86	—	0.006	+	—	20—30°	$n_g > n_m > n_p$ плеохроизм в красно-бурых тонах	Пл. о. о. \perp (010) пог. на (100) — 4° на (010) — 40°
Ринколит	Титано-силикат Na, Sr, Ca и TR	Мон.	(100) ясная (010) несоверш.	5.0	3.40	1.651— 1.681	1.645— 1.667	1.643— 1.662	0.008— 0.019	+	—	45—88°	$n_g > n_m > n_p$ в бледножелтых тонах	$n_m = b$; пл. о. о. (010) $C_{np} = 1.5—3.5^\circ$
Ловчоррит						колонд.?	5.0	3.31	—	1.653	—	0.000	?	?
Mn — нефунит	$R^I R^II TiSi_4 O_{12}$ Na ₂ : K ₂ = 3 : 1 Mn : Fe = 2 : 1	Мон.	(100) ясная	5.0	3.203	—	1.73	—	—	+	—	—	$n_g > n_m > n_p$ в оранжево-желтых тонах	$n_m = b$ $C_{ng} = \text{ок. } 20^\circ$
Шизолит	$HNa (Ca, Mn)_3 Si_3 O_9$	Трикл.	(001) соверш.	около 5.0	—	1.663	—	1.632	0.031	+	+	60°	Бесцветный	$C_{ng} = 8—9^\circ$
Ферсманит	$4 R^II TiO_3 \cdot 2 R^I_2 Si (O, Fl)_3 \cdot SiO_2$ R ^{II} — Ca (Fe, Mn) R ^I — (K, H, Fl) ₂	Квадр.	—	—	—	1.939	1.930	1.886	0.053	—	—	0—7°	—	$n_p \perp$ (001)

Преобладают в лестваритах микроклин-микропертиты с большим углом оптических осей от -78° до -88° , в альбититах — мелкие таблички кислого плагиоклаза ряда альбита и альбит-олигоклаза. Цветные минералы составляют не более 10% всех минералов породы и представлены эгирин-авгитом, арфведсонитом и другими второстепенными минералами (энигматит, биотит, титанит, циркон, эвдиалит). Структура пород мелкозернистая, полнокристаллическая. В контакте с гнейсами в этих породах местами наблюдаются параллельно контакту темные роговиковые полосы в 1—2 мм мощности с корундом, силлиманитом, андалузитом и шпинелью, очевидно указывающие на взаимодействие щелочной магмы с боковыми породами. Количественно минералогический состав этих эндоконтактных разновидностей нефелиновых сиенитов в объемных процентах приведен в табл. 10.

Таблица 10

Минералы	Лествариты			Альбититы	
	I	II	III	I	II
Микропертит	90.0	91.0	88.5	2.8	3.1
Альбит	4.7	6.0	—	83.6	88.6
Пироксен и амфибол	2.5	3.0	11.0	9.7	6.9
Второстепенные минералы	2.8	—	0.5	3.9	1.4

К этой же серии относится и белый гранит Лествары, описанный Рамзаем, анализ которого дан в табл. XIII, № 8.

Породы центральных частей хибинского массива значительно отличаются от периферической зоны хибинитов по структуре и минералогическому составу и характеризуются преобладанием здесь средне и мелкозернистых нефелиновых сиенитов, среди которых могут быть выделены разновидности слюдяные, эгириновые, астрофиллитовые, эгирино-биотитовые, биотито-астрофиллитовые и т. п. Эти породы резко отличаются от хибинитов меньшим содержанием нефелина, иным составом цветных минералов и большей кислотностью. Различие состава этих пород ясно видно из следующей таблички, данной в весовых процентах (табл. 11).

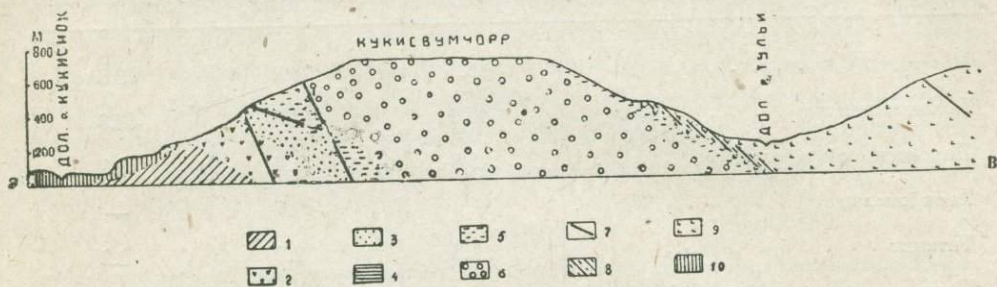
Для структуры этих пород характерна часто наблюдающаяся в них кристаллизационная слоистость, особенно резко наблюдаемая в эгириновых луявритах югозападной части Кукисвумчорра и в роговообманковых фойяитах, являющихся господствующей породой в центральной части хибинского массива в верховьях р. Тульи и Каскасьюнайока и в восточной части массивов Юкспора, Кукисвумчорра и Рисчорра. Залегание этих пород таково, что в районе Кукисвумчорра зоны развития отдельных

Таблица 11

Минералы	Краевые части	Центральные части Хибин	
	Хибинит средн. из 3 обр.	Слюдяной неф.-сиен. средн. из 5 обр.	Роговообманк. неф.-сиен. средн. из 6 обр.
Нефелин	36.3	20.1	18.8
Полевые шпаты	46.6	63.6	64.8
Пироксен с амфиболом	15.8	1.7	8.7
Лепидомелан	1.3	9.7	—
Титанит		2.2	2.2
Прочие минералы		4.8	2.7

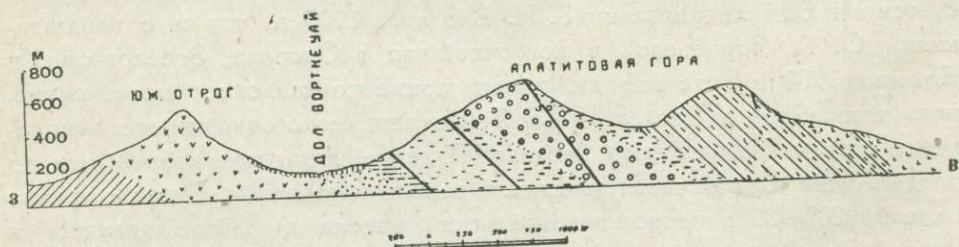
типов нефелиновых сиенитов имеют в северной части массива среднее простирание ЮВ 160—165°, в южной части главного плато простирание изменяется на ЮВ 145—140°, а в районе апатитовых разработок мы имеем преобладающее направление простирания ЮВ 130—120°. Таким образом по мере движения с севера на юг совершенно отчетливо вырисовывается постепенный поворот простирания пород к востоку, что хорошо согласуется как с исследованиями В. И. Влодавца 1929 г., так и с наблюдениями О. А. Воробьевой в восточной части Юкспора, Эвеслогчорра и Коашвы 1930 г., где породы имеют примерно широтное простирание, поворачивающее на востоке к СВ. Тем самым резко очерчивается и кольцевое строение хибинского массива. Падение пород при этом обращено везде к центральной части массива в районе низовьев р. Тульи с углами падения 20°—30°; пересекая Хибинский массив в районе апатитовых разработок с запада на восток или в восточной части массива с юга на север, мы можем проследить последовательную смену различных типов нефелиновых сиенитов от краевых частей массива, сложенных хибинитами, до наиболее молодых роговообманковых фойяитов. Наиболее наглядную картину залегания нефелиновых сиенитов можно видеть, если проследить смену пород, начиная с обнажений южного отрога Кукисвумчорра, через Апатитовую гору к Лопарскому перевалу; в направлении с запада на восток мы встретим здесь следующие главнейшие породы (фиг. 14 и 15) 1) хибиниты, 2) луявриты и породы ийолито-уртитового ряда, 3) рудное тело апатито-нефелиновой породы, 4) западная полоса слюдяных нефелиновых сиенитов, 5) среднезернистые эгриновые нефелиновые сиениты, 6) восточная полоса слюдяных нефелиновых сиенитов с темной контактной зоной плотных пород и 7) светлые фойяиты.

Как видно из этого разреза, мы имеем здесь большую сложность в строении массива и зона развития мелко и среднезернистых разновидностей представлена большим количеством разнообразных типов нефелиновых сиенитов. При этом некоторые породы приведенного разреза внедрились в окружающие нефелиновые сиениты в более позднюю стадию образования массива. Таковы породы ийолит-уртитового ряда, апатито-нефели-



Фиг. 14. Разрез через Центральную часть Хибинских тундр с З на В в северной части Кукисвумчорра. 1 — хибинит; 2 — уртит; 3 — луяврит; 4 — апатито-нефелиновая порода; 5 — слюдяной нефелиновый сиенит; 6 — эгириновый среднезернистый нефелиновый сиенит; 7 — молодые жильные породы; 8 — контактные слюдяные нефелиновые сиениты; фойяиты; 9 — моренные отложения.

новые породы и целый ряд жильных пород. Таким образом, идя от периферии массива к его центру, мы встречаемся со все более молодыми по



Фиг. 15. Разрез через центральную часть Хибинских тундр с З на В в районе апатитовых месторождений (обозначения те же, что на фиг. 14).

возрасту нефелиновыми сиенитами, которые как бы выполняют громадную чашу магматического бассейна, где наружные стенки были сложены хибинитами и где во внутренних частях в позднейшие стадии застывания магмы кристаллизовались эгириновые, слюдяные и роговообманковые разновидности нефелиновых сиенитов.

Эта кристаллизация происходила не непрерывно, но сопровождалась рядом усложняющих процессов. Так к границам отдельных пород приурочено усиление пегматитовых выделений различных минералов. Следует особенно отметить значительные выделения эвдиалита на западном склоне

южного отрога Кукисвумчорра, приуроченные к темным луавритам, залегающим здесь выше уртитов. Кроме того следует подчеркнуть явления перекристаллизации, которым подверглись некоторые породы. Это явление наблюдается особенно резко в слюдяных нефелиновых сиенитах восточной полосы на контакте их со светлыми фойяитами, где эти контактные породы, благодаря своей плотности и мелкозернистому роговиковому сложению, дают характерные формы рельефа, вырисовываясь издали своими зубчатыми отрогами на фоне сглаженного рельефа россыпей нормальных слюдяных разностей и светлых фойяитов. Эта схема образования хибинского массива значительно отличается от первоначальной схемы (69/II) главным образом тем, что явлениям внедрения в щелочной массив новых порций магмы, мы придаем сейчас гораздо меньшее значение чем раньше.

Не имея возможности в кратком очерке детально характеризовать различные типы нефелиновых сиенитов центральных частей Хибинских тундр, отметим здесь только некоторые их характерные особенности, отсылая для более детального знакомства с этими породами к большой специальной литературе (64, 66, 68, 69, 81, 96).

а) Луавриты в Хибинах встречены только на южном отроге Кукисвумчорра и представлены здесь двумя разностями: темными меланократовыми породами с резко выраженным гнейсовидным сложением, где таблички и уплощенные призмочки полевых шпатов располагаются среди темнозеленой массы иголочек эгирина и лейкократовыми их разностями, нередко обогащенными эвдиалитом. Анализы см. табл. IV. К этим породам приурочены скопления эвдиалита, светложелтые титаниты в характерных радиально-лучистых скоплениях и спорадические выделения лампрофиллита; все это указывает на заметное присутствие здесь минерализаторов и Fl.

б) Среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты близки по минералогическому составу к хибинитам, отличаясь от последних меньшей крупностью зерна и отсутствием идиоморфизма нефелина. Почти полное отсутствие в них пегматитовых жил и минеральных скоплений свидетельствует о бедности их минерализаторами.

в) Группа слюдяных, слюдяно-эгириновых и роговообманково-слюдяных нефелиновых сиенитов, к которым примыкают астрофиллитовые разности Эвслогчорра, пользуется широким распространением в центральной части Хибинского массива и характеризуется постоянным для данной группы прорастанием полевого шпата идиоморфными зернами нефелина, хорошо видимого и невооруженным глазом, желтоватым цветом полевого шпата и непостоянством минералогического состава с заменой лепидомелана пироксеном и титанитом, арфведсонитом, астрофиллитом и т. д. Полевые шпаты этих пород часто имеют отличную микроклиновую решетку, хотя угол оптических осей в них и лежит обычно в пределах 40° — 60° ; нередко наблюдается здесь взаимное прорастание и цветных минералов породы.

Характерна приуроченность к зонам развития этих пород месторождений ильменита, циркона, флюорита, слюды, пектолита и натролита, а также выделений с юкспоритом, ринколитом, ловчорритом и астрофиллитом, т. е. комбинация минералов, содержащих Ti, Zr, Na, Ca и Fl. Особенно богато представлены месторождения астрофиллита на Эвеслогчорре и в долине Вуоннемйока. Внутренняя часть зоны слюдяных нефелиновых сиенитов, прилегающая к контакту этих пород с фойяитами, характерна присутствием более плотных, часто порфиризовидных разностей, перекристаллизованных и имеющих облик, то контактных роговиков, то меланократовых гнейсовидных пород.

На Кукисвумчорре к этим контактным разностям слюдяных нефелиновых сиенитов приурочена зона пирротиновых выделений.

Особенности структуры и залегания этих пород, в связи с их минералогическим и химическим составом, говорят за образование этих пород в одну из стадий кристаллизации щелочного массива, с расположением их по стенкам охлаждающейся камеры магматического резервуара, параллельно ее контурам. Образование этих пород происходило в условиях накопления летучих компонентов и калия в магме, может быть в связи с ассимиляцией каких то посторонних тел. Для слюдяных разностей наиболее типична следующая комбинация главнейших минералов: нефелин — 20—25%, полевой шпат — 60—65%, железистая слюда — лепидомелан — 5—10%. Анализы помещены в табл. V.

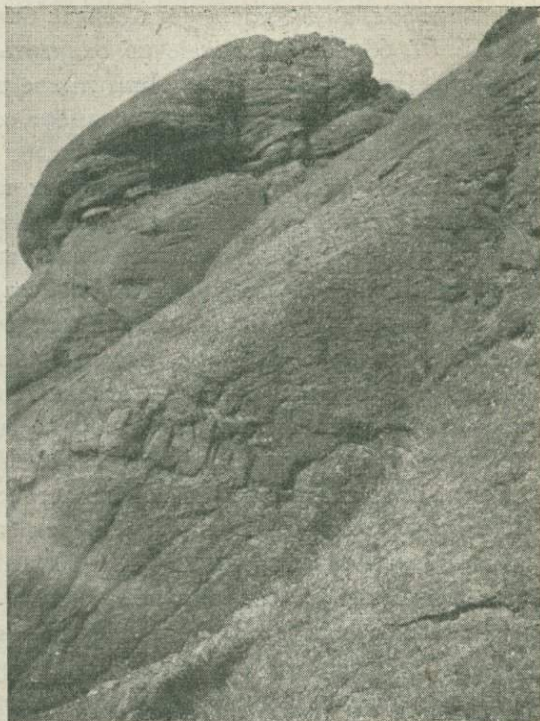
d) Центральные части Хибинских тундр, насколько это выяснили детальные съемки последних лет, опять сложены крупнозернистыми нефелиновыми сиенитами, которые, однако, обладают в большинстве случаев хорошей кристаллизационной слоистостью и описывались в литературе, как „белые луявриты“ или „фойяиты“. Эти фойяиты представляют собою светлые гнейсовидные лейкократовые нефелиновые сиениты, приближающиеся по крупности зерна к хибинитам. Кристаллизационная слоистость этих пород и минералогический состав с преобладанием арфведсонита и присутствием золотистого сфена и эвколита, однако, резко отличает их от хибинитов. В среднем из подсчета в 17 образцах эти породы содержат 12% цветных минералов и 88% бесцветных, при чем среди бесцветных минералов около 25% приходится на нефелин и 63% на полевой шпат, имеющий грубо-пертитовый характер.

Для этой группы пород характерно: 1) постоянное присутствие канкринита с образованием местами канкринитовых сиенитов, содержащих до 15.5% канкринита, 2) наличие шпироподобных выделений, примазок и жил белых сахаровидных альбититов, 3) приуроченность к этим породам минеральных выделений арфведсонита, темнокрасного эвколита, астрофиллита, золотистого сфена и реже рамзаита, допарита и сульфидов свинца и цинка. См. табл. IV, анализы 10—12.

e) Породы ийолит-уртитового ряда, играющие в сложении хибинского массива заметную роль, приобретают особенное значение в связи

с тем, что с этими породами связаны мощные апатитовые месторождения Хибинских тундр и что сами уртиты становятся сейчас предметом промышленной эксплуатации, как сырье для получения алюминия.

Эти породы являются самыми ранними из основных жильных пород хибинского массива, они прорывают нефелиновые сиениты по дуговой линии и занимают площадь свыше 30 км, вытягиваясь в виде дуговой полосы, падающей, согласно с другими породами на В и С под углом около 30° , на протяжении около 20 км. Восточный край их упирается в массивы Коашвы и южного Расвумчорра, откуда через Юкспор, переходят на Кукисвумчорр и здесь ширина ийолит-уртитовой зоны достигает 1.5 км. Далее к северу эти породы уменьшаются в мощности, теряются в наносах р. Куньока и выходят вновь на северозападных склонах Куэльпора, где они замаскированы густым растительным покровом. Последние выходы ийолит-уртитовых пород известны сейчас в Ийолитовой речке Партмчорра, но детальные работы здесь еще



Фиг. 16. Жила альбитита в фойяитах.

только начаты и возможно открытие и новых выходов этих пород и связанных с ними апатитов в северной части Хибинских тундр.

Характерная для ийолит-уртитовых пород комбинация нефелина и эгирин-авгита дает целый ряд разновидностей рассматриваемой группы пород от темных богатых пироксеном якупирангитов с 5—10% нефелина, через ийолиты с 40—50% нефелина до зеленоватосерых уртитов, содержащих 75—90% нефелина. В Хибинских тундрах все эти вариации связаны друг с другом постепенными переходами, при чем характерна для ийолитов игольчатая форма выделения пироксена, а нефелин нередко (особенно вблизи апатитовых месторождений) дает крупные идиоморфные выделения, образуя особую разновидность ийолитов — нефелиновые порфиры или ийолит-порфиры. Не менее характерно присутствие в этой зоне полевошпатовых ийолитов (малиньиты) и уртитов, содержащих в виде второстепенной составной части 8—10% полевого шпата, кристаллизующегося

в породах последним. Усиление в ийолитах некоторых второстепенных составных частей приводит к образованию своеобразных эвдиалитовых и титанитовых ийолитов, образующих шлировые выделения среди нормальных пород этой группы. Химически эту группу хорошо иллюстрируют анализы табл. VI.

Что касается связанных с уртитам месторождений апатито-нефелиновых пород, то им посвящена сейчас большая литература (13, 30, 37, 64, 65, 66, 67, 68, 72, 81) и конечно охватить ее целиком в этом очерке не представляется возможным. Апатитовое тело приурочено к всяческому боку выхода ийолит-уртитовых пород, имеет согласное с ним залегание с падением к СВ под углом 30° и представляет такую же дугу длиной в 11.5 км с мощностью от 10 до 200 м, в средних частях. По вопросу происхождения этих пород был высказан ряд мнений и наиболее вероятно предположение, что мы имеем здесь дело с накоплением апатита частично в магматическую стадию путем сегрегационного процесса, тогда как главная масса апатитового рудного тела произошла путем отщепления от ийолит-уртитовой магмы флюидного расплава, насыщенного фтором и фосфором в более позднюю пневматолитическую стадию развития этих пород. Апатитовое тело всегда располагается при этом между уртитам и вышележащими нефелиновыми сиенитами, при чем в Кукисвумчорре оно распадается на две части: 1) верхнюю богатую зону с пятнистой структурой (апанеит¹), обусловленной включениями в ней зерен нефелина и цветных материалов и состоящую из 75% апатита, 15—20% нефелина и до 5—10% эгирина и титаномагнетита, с содержанием P_2O_5 в этой породе в среднем 30.8%, и 2) нижнюю полосатую или сетчатую зону, более бедную апатитом и сливающуюся незаметно с подстилающими уртитам. Здесь значительно преобладает нефелин и в меньшем количестве встречаются эгирин, титаномагнетит, сфен и апатит. Количество P_2O_5 здесь колеблется от 7—11% до 22%, что дает содержание апатита в породе 25—50% (неаптит). Эта часть рудного тела представляет собою плотную серозеленую породу, прорезанную тонкой сеткой белого мелкозернистого апатита, разделяющей всю массу породы на мелкие линзочки и полосы.

На Юкспоре (Пинуай-чорре) такого разделения апатито-нефелиновой породы на две зоны не наблюдается, зато верхний контакт рудного тела обогащен здесь своеобразной титанито-apatитовой породой с призматическими кристалликами сфена, достигающими до 30—40% всей массы породы. Присматриваясь к распределению минералов в рудном теле и к их химическим анализам можно в следующем виде сформулировать общее течение дифференциаций рудного тела (68-III).

Направление от лежачего бока к всяческому сопровождается увеличением содержания летучих компонентов P, TR, Fe, H_2O и сочетания Ti с Ca

¹ По начальным слогам минералов апатита и нефелина, согласно новой терминологии, предложенной Белянкиным.

и падением более тяжелых и менее подвижных элементов K, Na, S, Fe, Ti, V. Направление вверх по падению ведет к увеличению Fe, K, Na, отчасти Mg с уменьшением Cl, Sr, TR и вероятно S и V.

Количественно минералогическая характеристика ийолит-уртитовых и апатито-нефелиновых пород главных месторождений Хибинских тундр приводится в табл. 12.

Таблица 12

Минералы	Уртит Расвумчорра (средн. из 5)	Уртит Юкспор (средн. из 3)	Уртит полевошп. Кукис- вумчорр (средн. из 3)	Уртит Кукисвумчорра (средн. из 9)	Ийолит Партомчорра (средн. из 4)	Ийолит полевошп. Ку- кисвумчорра (средн. из 3)	Ийолит Юкспор	Апатито- нефелиновая порода	
								Богатая апати- том	Со средним содержанием апатита
Нефелин	83.6	85.5	80.5	81.7	68.9	63.9	48.0	13.3	31.4
Эгирин	10.4	9.0	8.6	6.8	20.8	22.1	35.0	1.5	2.2
Титаномагнетит	2.1	3.2	1.4	4.8	2.4	0.8	12.0	0.3	2.2
Сфен	3.3	2.3	2.2	4.0	4.0	5.1	5.0	—	2.4
Апатит	0.6	—	0.7	2.7	0.5	1.4	—	84.9	61.8
Полевой шпат	—	—	6.6	—	3.4	6.7	—	—	—

Последними проявлениями вулканической жизни хибинского массива были многочисленные жильные породы основного типа щелочных пород, которые распределяются на территории массива далеко неравномерно. Так тералиты и шонкиниты известны пока только в районе ущелья Рамзая, Петрелиуса и Чоргорра, тингуаиты приурочены главным образом к долине Кукисвум, микрошонкиниты и микрофойяиты являются более широко распространенными породами. Последовательность извержений этих жильных пород была в 1928 г. намечена Б. М. Куплетским в таком виде:

- 1) Тингуаиты и щелочные трахиты;
- 2) Щелочные базальты и нефелиниты;
- 3) Тералиты и шонкиниты;
- 4) Мончикит, пикрит-порфирит, рудный пироксенит.

Эта последовательность подтверждается работами Н. П. Лупановой на Поачвумчорре и Тахтарвумчорре в 1930 г., где ею была установлена такая последовательность жильных пород (табл. 13).

Минералы	Преобладающее простирание пород
1. Микрошонкиниты и жильные нефелиновые сиениты . .	СЗ 300—345°, широтное
2. Тингуаиты, щелочные трахиты и щелочные базальты .	СВ 50—90°, широтное
3. Тералиты, шонкиниты и оливинный якупирангит . . .	меридиональное
4. Мончикиты	СВ 50—65°
5. Молодые пегматиты	СЗ 305—340°

Все эти молодые жильные породы отличаются плотным сложением, темной окраской и богатством их цветными минералами, отдельные типы этих пород характеризуются следующими особенностями:

а) В микрошонкинитах и более лейкократовых микрофойяитах характерна постоянно наблюдаемая гнейсовидность пород и состав меланократовых нефелиновых сиенитов с преобладанием эгирина и реже арфведсонита. В некоторых разностях этих пород наблюдается значительное выделение канкринита.

б) Тингуаиты — плотные светлозеленые породы, иногда с вкрапленниками табличек анортклаза и реже прозрачных зерен нефелина. Под микроскопом они нередко обнаруживают флюидальную структуру.

в) Щелочные базальты — плотные черные породы с вкрапленниками призмочек амфибола и пустотками с цеолитами. Характерно для этой группы наличие вкрапленников Ti — авгита и баркевикита в мелкозернистой основной массе из пироксена, амфибола, полевых шпатов и темнубурого стекла.

г) Тералиты и шонкиниты — темнозеленые среднезернистые породы с ясно различимыми вкрапленниками авгита, окруженными пластинками биотита, — характеризующиеся комбинацией плагиоклаза или K-полевого шпата с нефелином и цветными минералами. Характерно для этих пород большое непостоянство минералогического состава и обогащение пород сфеном и апатитом в контакте с нефелиновыми сиенитами. Содержание нефелина колеблется от 2—3% до 10—15%.

д) Мончикиты — отличаются от щелочных базальтов присутствием крупных вкрапленников оливина, Ti — авгита и реже биотита, в основной массе из авгита, слюды, полевых шпатов и зерен магнетита.

е) Щелочные пироксениты — сложены крупными таблицами геденбергита и зернами титаномагнетита с примесью нефелина и желтобурого амфибола; известны сейчас только в двух пунктах на восточном склоне плато Рисчорра и на северном склоне Лявчорра.

Химическая характеристика этой группы дается в табл. VII.

Ловозерские тундры сложены также нефелиновыми сиенитами, но иного состава, чем Хибинь. Великолепно выраженная кристаллизационная слоистость этих пород заставила В. Рамзая, первого их исследователя, выделить эти породы под названием луйвриты. Это следовательно, гнейсовидные нефелиновые сиениты, более богатые цветными минералами,

чем хибиниты. Наглядно иллюстрирует это различие следующее сопоставление:

Минералы	Хибинит	Луяврит
Нефелин	36	22—27
Полевые шпаты	45—50	45—50
Эгирин	14—16	23—30
Второстепенные минералы	0—3	0—30

Различные разновидности луювритов слагают все массивы Ловозерских тундр, при чем в зависимости от минералогического состава, можно выделить следующие их типы: 1) нормальные луювриты — крупнозернистые



Фот. Барковского.

Фиг. 17. Г. Хибиногорск на берегу оз. Вудъявр, в южной части Хибин.

породы с табличками полевых шпатов, толщиной в 0.5—3 мм при ширине до 1—2 см, иголочками эгирина и округленными зернами нефелина; 2) фойяиты — лейкократовые разности нормальных луювритов; 3) эвдиалитовые луювриты, более тонкозернистые, чем нормальные с примесью до 14—20% эвдиалита; 4) лампрофиллитовые и мурманитовые луювриты —

темнозеленые, тонкослоистые и плотные породы с преобладанием эгирина и наличием пластинок и скоплений лампрофиллита или мурманита.

Последние два типа луявритов приурочены главным образом к верхним частям массивов Ловозерских тундр, где они переслаиваются с нормальными луявритами и вместе с ними полого падают на СВ.

Из других характерных пород Ловозерских тундр следует отметить содалитовые сиениты и тавиты, состоящие главным образом из содалита и эгирина, т. е. аналоги уртитов. Тавиты известны в верховьях р. Тавайок, на плато Сенгисчорра и в долине Чинглисуай в жилах, секущих луявриты.

Из других жильных пород в Ловозерских тундрах известны ийолиты, уртиты — получившие отсюда свое название и авгитовые порфириды, широко распространенные в СВ части массива; кроме того отсюда описаны еще мончикиты и пикрит-порфирит.

Имеющиеся в настоящее время факты по петрографии Хибинских и Ловозерских тундр позволяют высказать и некоторые соображения по вопросу о генезисе этих массивов.

Если обратиться к существующим сейчас гипотезам происхождения щелочных пород, то к Луяврурту и Хибинскому массиву в целом вряд ли можно приложить гипотезу Daly,¹ основанную на обеднении кремнекислотой (десилификации) нормальной гранитной магмы путем сплавления ее с известняками. До сих пор на всем Кольском полуострове, за исключением Верхней Варзуги, неизвестно сколько нибудь крупных выходов известковых пород и даже сторонник этой гипотезы S. L. Shand не склонен применять ее к Кольским щелочным массивам.² С другой стороны работами О. А. Воробьевой, Б. М. Куплетского и В. И. Влодавца в 1928—1931 гг. обнаружено широкое развитие щелочных гранитов на центральном водоразделе Кольского полуострова к востоку от Луяврурта. Характерно, что в этих гранитах были встречены эгирин, энigmatит, арфведсонит и минерал группы астрофиллита, т. е. все те минералы, которые широко развиты и в нефелиновых сиенитах Умптека и Луяврурта.

Таким образом напрашивается вывод о генетической связи этих гранитов с массивами нефелиновых сиенитов. Эта связь приводит нас к дифференциационным гипотезам Боуэна³ и Смита,⁴ из которых первый объясняет происхождение щелочных пород кристаллизационной дифференциацией нормальной известково-щелочной магмы под влиянием силы тяжести, при чем переход от нормальных гранитов к нефелиновым сиенитам неизбежно идет через щелочные граниты, а второй, проводя аналогию между

¹ A. K. Daly. Genesis of the Alkaline Rocks. Journ. of Geol., vol. XXVI, № 2, 1918.

² S. I. Shand. Limestone and the Origin of Feldspatoidal Rocks. Geol. Magaz., Sept., 1930, vol. LXVII, № 795, p. 415—427.

³ N. L. Bowen. The Evolution of the igneous Rocks. Princeton 1928, p. 234—267 и более ранняя работа в Journ. of Geol. 23, 1915, p. 55

⁴ C. H. Smyth. The genesis of Alkaline Rocks. Proceed. of the Amer. Philosoph. Society. Philadelphia, 1927, vol. 66, p. 535—580 и Am. Jour. Sci. 36, 1913, p. 46.

щелочными породами и пегматитами, обращает особое внимание на присутствие в них редких элементов и минерализаторов, признавая за ювенильными газами главную роль в образовании нефелиновых пород из нормальных магм.

Целый ряд фактов указывает нам на большую роль минерализаторов в образовании щелочных массивов Хибин и Луяврурта, с другой стороны мощное развитие щелочных гранитов на центральном водоразделе также подтверждает мысль об образовании нефелинсиенитовых массивов Умптека и Луяврурта скорее путем дифференциационного процесса нормальной магмы, чем путем сплавления последней с известняками. В главе о полезных ископаемых приводятся еще некоторые доводы в пользу связи нефелиновых сиенитов с гранитами.

Каким путем шел грандиозный процесс этой дифференциации сейчас нарисовать невозможно, и только по окончании хотя бы предварительной геологической съемки Кольского полуострова возможно будет с уверенностью связать в одно общее генетическое целое те многочисленные выходы щелочных пород, которые известны сейчас на территории Кольского полуострова.

Но уже и теперь представляется несомненным, что и щелочные сиениты верховьев Харловки, открытые В. И. Влодавцем в 1927 году, и своеобразный комплекс щелочных пород Турьего мыса представляют собой лишь отпрыски грандиозных щелочных массивов Умптека и Луяврурта.



IX. ЖИЛЬНЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ И ПОЛУЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ ТУРЬЕГО МЫСА И ЮГОЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПОЛУОСТРОВА

Щелочные породы Турьего мыса впервые были описаны и микроскопически изучены Е. С. Федоровым в 1903—1904 году, когда он отметил здесь в жильном залегании:

1) ийолит (ижолит по транскрипции автора) — на западном берегу Турьего полуострова — темнозеленый и тонкозернистый, сложенный нефелином, эгирином-авгитом с $Cn_g = 56^\circ$ и с примесью красной слюды, ильменита, сфена и доизитового минерала (№ 151); 2) уртит — в жилах среди песчаников на южном берегу мыса — сложен из нефелина, эгирина с $2V = -68^\circ$ и $Cn_g = 81.5^\circ$ сфена и примесью апатита, ильменита и красной слюды (№ 154); 3) нефелинит — в жилах на югозападном берегу Турьего мыса — состоит из нефелина и буровой слюды, с примесью меланита, апатита, плеонаста и т. п. В другом образце аналогичной породы имеются еще крупные призмы резко-зонального авгита, в котором в ядре измерено $2V = -77^\circ$, $Cn_g = 50^\circ$ и на краю $2V = +74^\circ$ и $Cn_g = 44^\circ$, вкрапленные в основную массу из авгита, биотита и вторичного кальцита (№ 152—153).

Кроме того ряд плотных эгирино-нефелиновых пород был описан Е. С. Федоровым в ряде других пунктов Турьего мыса и окрестностей Умбы.

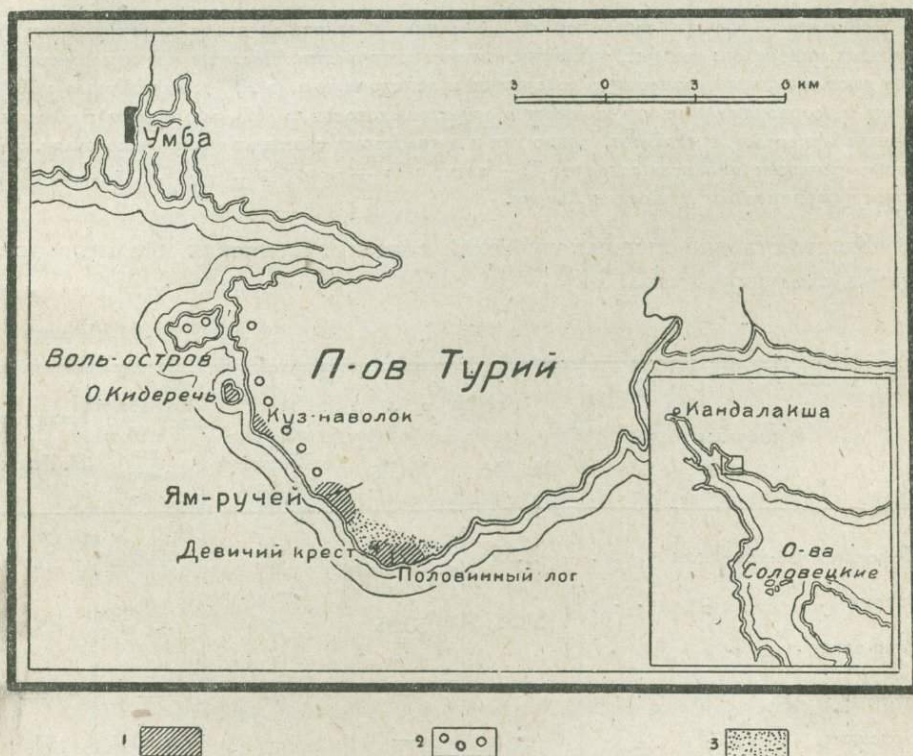
Более старые исследователи также не могли пройти мимо жильных пород Турьего мыса, но, конечно, не подозревали их щелочного характера. Так Широшкин отметил здесь пластовые залежи зеленокаменного порфира среди песчаников Турьего мыса, а Бетлинг подчеркнул, что „диоритовые жилы“ здесь двух возрастов, т. к. одни из жил сбрасывают другие.

Последующие сборы материалов и исследования щелочных пород Турьего полуострова были сделаны в 1911 году Бреннером и Рамзаем, в 1914 г. — Бреннером и Седерхольмом, в 1917 г. — Белянкиным и Куплетским, в 1922 и 1924 гг. — Белянкиным, Владавцем и Залесским.

Результаты этих исследований были опубликованы в целом ряде работ, как русских, так и иностранных ученых (2, 3, 60—63, 79, 88).

В новейшей работе Д. С. Белянкина и В. И. Влодавца (6) дается интереснейшая сводка по геологии и петрографии Турьего полуострова, тогда как более ранние работы останавливали свое внимание почти исключительно на петрографии щелочного комплекса Турьего мыса. Результаты этих более ранних работ дают следующую картину распространения щелочных пород на Турьем мысу.

В гранитах Кузнаволока на западном берегу Турьего мыса Рамзаем была открыта небольшая интрузия оригинальной породы турьяита, со-



Фиг. 18. Геологическая карта Турьего мыса (по Д. С. Белянкину): 1 — районы развития щелочных и полушелочных жильных пород; 2 — рапакивидных гранит; 3 — песчанник.

стоящей из нефелина — 16.79%, биотита — 32.17%, мелилита — 35.19%, апатита 9.93% и в меньшем количестве из перовскита, кальцита и рудных зерен. Н. Кранк (88) дает такой состав турьяита, вычисленный из химического анализа: нефелин — 16.4, биотит — 13.3, мелилит — 41.7, меланит — 2.3, магнетит — 7.2, перовскит — 4.1, апатит — 3.7, кальцит — 1.8, вода — 1.7.

Другой тип оригинальной многослюдистой породы был описан отсюда Д. Белянкиным и Б. Куплетским под именем турьяита; его минералогический состав: 40% слюды, 20% анальцима, 20% кальцита, 20% меланита и 1.5% апатита. Обе эти породы отличающиеся друг от друга по минералогическому составу, химически различаются гораздо меньше. Главное

их отличие в том, что турьит богат CO_2 и H_2O , а турьяит — P_2O_5 и TiO_2 . В то же время эти породы очень близки, как химически, так и минералогически к мончикитам, отличаясь от них больше по структуре, дают большие колебания в минералогическом составе и очень неустойчивы.

Анализы жильных пород Турьего мыса и их минералов сведены в таблицах IX и X.

Жилы других щелочных и полущелочных горных пород Турьего мыса относятся к следующим типам.

Ййолиты — обычно слагаются из нефелина и эгириан-авгита с примесью второстепенных минералов: кальцит, анальдим, титанит и пирротин. Ййолиты, кроме нормальных типов дают слюдяные разности с содержанием лепидомелана до 20%, меланитовые с 10% граната и полевошпатовые, где количество ортоклаза доходит до 14% (малиньиты); довольно обычным минералом в ййолитах, равно как и в некоторых сиенитах является пектолит. Некоторые разности ййолитов содержат Ti — авгит с $2V = +63^\circ$ и $\text{Sp}_g = 45^\circ$, т. е. приближаются к фазинитовым разностям Лакруа.

Количественно минералогический состав Турьинских ййолитов приведен в следующей табл. 14.

Таблица 14

Минералы	Ййолиты			Пересчет Бреггера по Рамзаю	Малиньит Н. Кранк
	№ 78	№ 52	о. Кидеречь № К. 1		
Нефелин с канкринитом	41.85	41.72	44	44.05	31.9
Эгирин	} 50.85	} 52.35	} 29	} 40.50	} 45.4
Эгир-авгит					
Анальдим	0.76	—	—	—	—
Ортоклаз	—	—	—	10.56	14.0
Кальцит	3.26	—	—	2.56	3.9
Титанит	1.64	—	4	} 3.97	1.5
Апатит	—	0.85	1		0.3
Руда	1.64	5.08	1		—
Биотит	—	—	21		вода 1.0

Альиолиты — содержащие значительное количество меллита; в ряде образцов меллит замещается здесь меланитом. Часто меллит в этих породах приобретает доминирующее значение и тогда возникают меллититы с основной массой из биотита, авгита, псевдоморфоз по меллиту и нефелину, магнетита и перовскита.

Мончикиты — нередко встречаются здесь меллитовые разности и биотитовые с гранатом (ухититы).

Авгититы — бедны вкрапленниками; часто содержат миндалины с кальцитом, пектолитом и цеолитами. Пироксен сосредоточен главным образом в плотной или очень тонкозернистой основной массе и принадлежит к диопсидовидной разновидности с $2V = +55^\circ - 60^\circ$ и $Sp_g = 38 - 39^\circ$.

Эгириновые сиениты — состоят главн. обр. из анортотлаза, содержащего 10.42% K_2O и 2.25% Na_2O , с углом оптических осей $2V = -42^\circ$ до -52° и эгирина.

Д. С. Белянкин рассматривает сиениты Турьего полуострова как продукты взаимодействия ийолитовой магмы с песчаниками. На это указывают некоторые ненормальные типы этих сиенитов, вроде породы № 122, содержащей до 50% апатита и кальцита; пироксен здесь содержит не > 30% эгириновой молекулы, имея $2V = +74^\circ$ $Sp_g = 70^\circ$.

Порфириты — плотные породы с более или менее кальцинированной основной массой и вкрапленниками, либо авгита с $2V = +58^\circ$ и $Sp_g = 41^\circ$ в случае пироксеновых разновидностей, либо оливина — в случае слюдяных порфиритов, с обилием в основной массе пластинок одноосной зеленоватой или желтоватой слюды.

Нефелиниты — содержат во вкрапленниках главным образом диопсидовидный пироксен, нефелин и реже нозеан и меланит. Основная масса пород образована тонкозернистой смесью из нефелина или диопсидовидного пироксена с эгириин-авгитовой оторочкой.

Жильные породы, богатые карбонатами — они очень разнообразны и представлены на Турьем мысу целым рядом жил: 1) биотито-диопсидо-канкринито-кальцитовая, 2) меланит-биотит-диопсидо-анальцимо-кальцитовая, 3) эгириин-биотито-кальцито-мусковитовая и т. п.

Последняя работа Д. С. Белянкина и В. И. Влодавца устанавливает наличие трех периодов вулканической деятельности на Турьем полуострове, при чем продукты извержений повторяются частично во всех трех фазах.

Период I. 1) Щелочные базальты (мончикиты), отчасти мелилитовые базальты (альноиты).

2) Кальцинированные эруптивные брекчии с вкрапленниками оливина (отчасти).

3) Мраморовидные известняки.

Период II. 1) Ийолиты.

2) Турьяиты и турьиты.

3) Меланократовые эгириновые сиениты.

4) Кальцититы разного рода: кварцево-полевошпатовые, флюоритовые и чистые мраморовидные известняки.

К этому же периоду приурочены и наиболее интенсивные регионально-контактные изменения в Турьинских песчаниках.

Период III. 1) Щелочные базальты (мончикиты сравнительно редки).

2) Мелилитовые базальты (альноиты).

3) Авгититы.

4) Нефелиниты.

5) Мраморовидные известняки.

В этом жильном комплексе характерно широкое распространение кальцита. Часть его первично магматического происхождения (напр. в ийолитах и сиенитах); кальцит в турьитах и слюдяных порфиритах частью первичен, частью произошел вторичным путем, замещением кальцитом всего первоначального силикатного состава пород. Любопытны некоторые чисто известковые жилы и своеобразные кварцево-кальцитовые пегматиты.

Характерно обилие летучих компонентов в магме Турьинских пород (CO_2 , H_2O , F , P_2O_5), что ведет к развитию в них процессов замещения первично-выделившихся минералов: так нефелин обычно замещен псевдоморфозами из анальцима, кальцита и альбита или же нацело серицитизируется. Оливин — замещается агрегатами биотита и лучистого камня, эгирин — местами переходит в щелочную роговую обманку и т. п.

В результате, среди жильных пород Турьего мыса наблюдаются все переходы от ийолитов к турьитам, как следствие очень сложных пиропневматолито-гидрохимических процессов, наиболее резко проявляющихся во втором периоде турьинских извержений.

Контакты щелочных жил Турьего мыса с боковыми породами дают целый ряд поучительных картин. Так, в контакте ийолитов с кварцитами образуются настоящие мигматиты; получают сеницитизированные песчаники с громадным накоплением в них ортоклаза или альбита, с развитием щелочных метасиликатов и т. д. (см. анализы табл. XII, № 5—10). В других случаях в песчанике происходит накопление железистых и щелочных элементов и т. п.

Подсчет одного из сеницитизированных песчаников дал такие результаты:

Ортоклаз—	70.90	
Альбит	11.50	
Рог. обманка	15.10	$-2V = -80^\circ$ $C_{\text{пг}} = 28^\circ$ $n_{\text{г}} = 1.651$, $n_{\text{р}} = 1.638$ $n_{\text{г}} - n_{\text{р}} = 0.013$
Желт. минерал	2.30	— квадратный: $N_o = 1.650$ $N_E = 1.612$ $N_E - N_o = 0.038$ плеохроизм лимонножелтый по N_E ; бесцветный по N_o
Магнетит —	0.20	

В другом анализированном образце (№ 63) $\frac{2}{3}$ приходится на щелочную роговую обманку и эгирин и $\frac{1}{3}$ на бесцветные минералы (полевошпат, кальцит и кварц).

Эти контактные явления приурочены не только к отдельным жилам ийолитов, но в массе охватывают все те песчаники, в которые проникали щелочные интрузии, что служит ярким доказательством, что пневматолитические и вероятно гидротермальные процессы играли здесь большую роль. При этом обломочный кварц и цемент нормального песчаника замещается щелочными амфиболами и пироксеном, что сопровождается приносом в песчаники щелочей, магнезии, железа и титана.

На о. Кидеречь находится контакт ийолитов с рапакивиобразным гранитом; ийолиты в контакте очень неоднородны и обогащены слюдой, меланитом и пектолитом. Таким образом, хотя и рапакиви и ийолиты бедны известью, на контакте появляются характерно контактовые известковые силикаты, как пектолит, меланит и мелилит и можно думать, что известь захвачена магмой на пути ее поднятия к поверхности земной коры.

Возраст щелочных интрузий Турьего полуострова связывается русскими геологами со временем мощных внедрений щелочной магмы в Хибинских и Ловозерских тундрах, с которыми Турьинские породы стоят в несомненной генетической связи.

Этот возраст принимается русскими геологами, как девонский или после-девонский, тогда как Brögger не решает этого вопроса, указывая в своей последней работе (72), что это „постиотнийские и ранне-эокембрийские“ извержения, которые, впрочем, „могут быть и послесиллурийскими“.

Порфириды, типа щелочных и полущелочных жильных пород Турьего полуострова, пользуются широким распространением не только на Турьем мысу, но и далеко за его пределами, в окрестностях Умбы, Кандалакши, Нивастроя и т. д. Особенно обильны они на островах Кандалакского архипелага. По внешнему облику они довольно различны, представляя обычно плотные серые или темные породы с вкрапленниками цветных минералов.

В литературе описаны следующие случаи их выходов: в окр. Умбы 2 жилы авгитита в рапакивиобразном граните на восточном берегу Воль-острова. Слюдяной порфирит мощностью до 70 см сечет гнейсы на берегу губы Ширковки. Многочисленные жилы плотных авгитовых порфиритов отмечены Е. С. Федоровым среди гнейсов морского берега к югу от Резановых луд на полпути между Умбой и Кандалакшей.

На островах Кандалакского архипелага слюдяные порфириды образуют жилки небольшой мощности, лишь редко достигающие 0.7 — 1 метра, на целом ряде островов в окрестностях с. Кандалакши: Зимничный, Березовый, Сальный, Телячий и т. д. На Телячьем о-ве в таком порфирите имеются довольно крупные вкрапленники биотита, под микроскопом светло-окрашенного и оранжевого, расположенные в сильно кальцинированной основной массе. В порфирите о. Зимничного во вкрапленниках, кроме биотита присутствует диопсидовидный пироксен, сильно разложенный, и альбито-глаукофановые псевдоморфозы по первичной роговой обманке. Основная масса состоит главным образом также из кальцита и альбита с примесью биотита, магнетита и глаукофана.

Мончикит, богатый вкрапленниками диопсида ($2V = +60^\circ$) с эгирин-авгитовыми оторочками, и оливина, нацело замещенного оранжевой одноосной слюдой, в основной массе из биотита, эгирин-авгита, соскюрита, анальцима и кальцита известен с о. Большого Сального.

На южном берегу Медвежьего острова жила мелилитового базальта в 40 см мощности сечет гнейсы, падая на ЮЗ $194^\circ \angle 65^\circ$. В кальцинированной основной массе с оранжевым биотитом, мелилитом и буроватым октаэдрами перовскита располагаются вкрапленники мелилита и оливина, нацело замещенные псевдоморфозами. Аналогичная порода выполняет жилу в 35 см мощности с крутым падением на ЮЗ 210° на берегу Пан-губы.

Жила пикритового порфирита с длинными столбиками авгита, призмами базальтической роговой обманки и бурым стеклом отмечена Н. Г. Кассиним на берегу Кандалакского залива против Березового о-ва.

Крайний западный из выходов щелочных порфиров в Кандалакском районе известен нам в виде двух жил (32) в карьере у дер. Федосеевки, где ломался гранитогнейс при постройке Мурманской жел. дороги: первая жила порфирита сечет здесь гнейсы, падая на СЗ $322^{\circ} \angle 72^{\circ}$. Мощность жилы в этом выходе 20 см, в центре жилы наблюдается миндалевидная структура, зальбанды — более плотные; жила дает апофизы по сланцеватости гнейсов.

Вторая жила порфирита мощностью около 2 м сечет толщу гнейсов в вертикальном направлении, но в верхней части карьера, дойдя до рогово-обманковой толщи, жила поворачивает на восток и срезая головы круто-поставленных слоев гнейсов идет почти горизонтально, с падением на СВ, прослеживаясь на расстояние до 15 м.

Первая жила сложена анальцимовым авгитом с мелкозернистой плотной основной массой, среди которой наблюдаются округленные миндалины, выполненные анальцимом. Тот же минерал выполняет промежутки и в основной массе породы. Последняя состоит главным образом из зерен кальцита, среди которых по всем направлениям располагаются мелкие призмочки бесцветного в шлифе пироксена, редкие призмочки оранжевого биотита, рудные зерна и веретенообразные серые псевдоморфозы с высоким светопреобразованием, почти не действующие на поляризованный свет. Эти псевдоморфозы дают мелкие выделения и напоминают мелилит; их незначительные размеры и малое количество не позволяют с уверенностью считать их за этот минерал.

Образцы второй жилы обнаружили очень своеобразный состав этой породы. Вкрапленники этой темной порфировой породы состоят из нескольких минералов: наиболее ранними выделениями интрателлурического характера являются резорбированные, округлые и всегда окруженные темной каймой вкрапленники, в которых преобладающим минералом является темнозеленый амфибол с $2V = -58^{\circ}$ $C_{Ng} = 16^{\circ}$, обладающий плеохроизмом, n_g — густозеленый > n_m — зеленый > n_p бледный желтоватозеленый.

Амфибол в более позднюю стадию образования породы теряет устойчивость, резорбируется остающейся жидкой магмой и частью за его счет образуется пироксен. Этот же неплеохроичный пироксен светлозеленого цвета в крупных таблицах и удлиненных призмах с идиоморфными очертаниями дает многочисленные вкрапленники в породе, по времени более поздние, чем резорбированные выделения амфибола. В пироксене измерено $2V = -70^{\circ}$ и $+76^{\circ}$ и $C_{Pr} = 41^{\circ}$. По величине угла оптических осей и отрицательному удлинению в этом пироксене с несомненностью констатируется примесь эгириновой молекулы. Последние вкрапленники в породе образуют многочисленные оплавленные кристаллы апатита, часто довольно крупные. Наконец, замечена одна псевдоморфоза из альбита и кальцита, замещающая гексагональный минерал с 6-угольными сечениями; вероятно она образовалась по нефелину. Основная зернистая масса породы сложена альбитовыми табличками, которые замещают минерал, имевший квадратные и гексагональные разрезы, иглочками амфибола очень тонкими, образующими пятнистые скопления комочков на фоне бесцветных минералов, и изотропными водянопрозрачными участками анальцима. Второстепенными минералами в основной массе являются призмочки апатита и зерна титанита. В образце 8 наблюдаются значительные пустотки, выполненные на края табличками альбита, а в центре кальцитом.

Во второй жиле распределение минералов в объемных процентах представляется в таком виде:

	Основная масса	71.7%	
Вкрапленники	} Пироксен	11.1	
		} Амфибол	7.9
			} Апатит
		} Пустотки и миндалины, вкрапленные кальцитом, альбитом и анальцимом	

Н. Г. Кассиним (23) аналогичные порфиры отмечены среди гнейсов в окрестностях Кандалакши. Здесь примерно в 1 км к югу от селения одна из жил простирается параллельно слоистости гнейсов, имеет мощность до 24 м, сложена темносерой породой и состоит из стекловатой хлоритизированной массы с крупными выделениями авгита, редкими листочками биотита и сильно разрушенного минерала, похожего на оливин. Вторая темная жила, перпендикулярная к первой содержит в темнубурой стекловатой массе порфиридные выделения биотита, авгита, базальтической роговой обманки и, вероятно, оливина.

Авгитовый порфирит с темнубурой слабо раскристаллизованной стекловатой массой и вкрапленниками [зеленоватожелтого, местами сильно хлоритизированного авгита с $2V = +69^\circ$, [редких кристаллов базальтической роговой обманки и ромбического пироксена с $2V = -88^\circ$ — встречен Н. Г. Кассиним на вараке к северу от восточного края Хабозера. Во второй аналогичной жиле здесь замечены кроме того таблицы биотита и миндалинки с халцедоном.

В аналогичной породе с вершины вараки на северном берегу Вочеламбины основную массу породы составляет буроватое стекло со столбиками авгита, эгирин-авгита и роговой обманки, в которой выделяются крупные вкрапленники авгита с каймой эгирин-авгита.

Среди гнейсов Приимандровской низменности щелочные порфиры были встречены в 1929—30 г. Г. Д. Рихтером. Им отмечены здесь: 1) жила анальцимового авгитита, встреченная на левом берегу р. Нивы близ впадения ее в Пинозеро. Основная стекловатая масса этой породы содержит мелкие призмочки авгита, листочки биотита и рудные зерна. Во вкрапленниках породы наблюдаются: а) серпентиновые псевдоморфозы по оливину и в) призмочки бесцветного авгита. Кроме того многочисленные пустотки породы заполнены выделениями изотропного водянопрозрачного анальцима с оптическими аномалиями. Макроскопически в этой жиле можно различить плотную серозеленую основную массу с округленными белыми жеодами выполненными цеолитом; 2) жила мелилитового базальта в 6 м мощности, среди биотитовых гнейсов долины р. Нивы у порога Разбойник несколько ниже Пинозера.

В этой кальцинированной породе содержатся листочки бледноокрашенного биотита, призмочки мелилита, рудные зерна и единичные изотропные участки анальцима, а во вкрапленниках присутствуют широкие таблицы бледнозеленого авгита, единичные листочки слюды и оплавленные кристаллы оливина.

Наконец следует упомянуть о находке В. И. Влодавцем валуна мелилитового базальта в устьи р. Рыбной, впадающей в Мун-озеро, в бассейне р. Умбы.

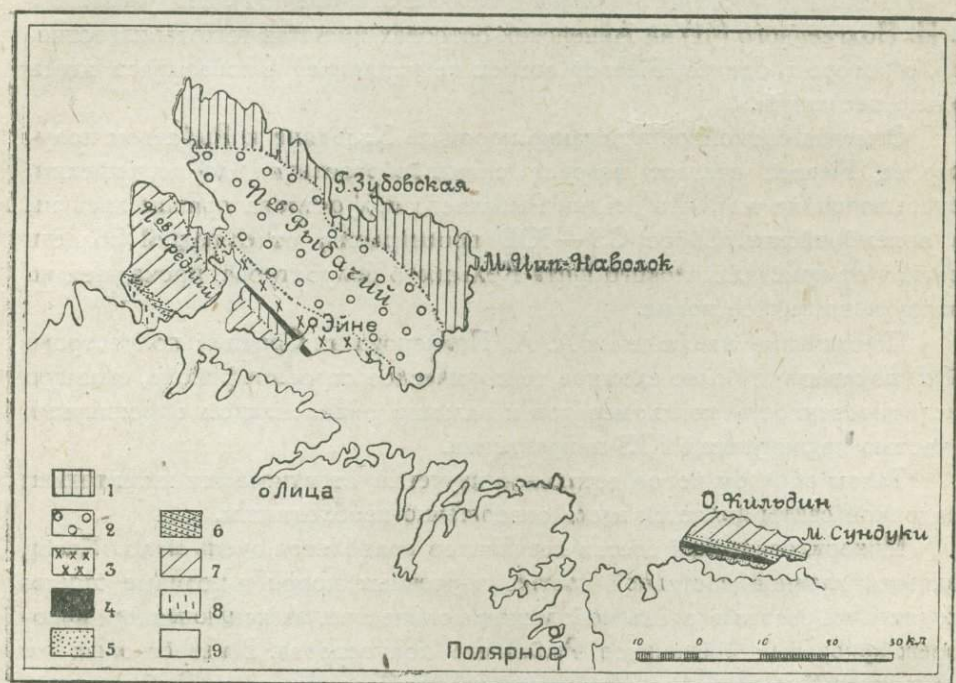
Х. МОЛОДЫЕ ОСАДКИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Осадочные породы Кольского полуострова, развитые в периферической части района и отделенные от кристаллического щита линиями сбросов, петрографически почти еще совершенно не изучены и в работах различных авторов мы находим для целого ряда выходов этих пород только описание их внешних признаков и указания на залегания этих пород. Эти данные в случае отсутствия других материалов мы и приводим ниже. Только осадочные породы Рыбачьего полуострова и о-ва Кильдина были подробно изучены петрографически Фиандтом (82), да для песчаников Турьего мыса микроскопическая характеристика была дана Е. С. Федоровым, Д. С. Белянкиным и Б. М. Куплетским.

Возраст всех этих осадков различными авторами определялся различно, т. к. до последнего времени в них не было найдено никаких органических остатков. При этом часть авторов считает все осадки Кольского полуострова палеозойскими, тогда как другая противопоставляет более молодые отложения о. Кильдина и Рыбачьего полуострова более древней свите, выходящей в восточной и южной части Кольского полуострова. Мурчисон, Бетлинг, Карпинский считали осадки Рыбачьего и Кильдина принадлежащими к девону. Рамзай первоначально относил их к той же системе (92,98), позднее сравнивал их с осадками Варангерского полуострова и поместил в рубрику „эокембрийских отложений“. А. Högbom (84) относит осадки Кольского полуострова к еще более древним образованиям, считая отложения Рыбачьего и Кильдина докембрийскими, а песчаники восточной и южной части Кольского полуострова идентичными с иотнийскими песчаниками и кварцитами Олонецкого края. Fieandt в 1913 г. присоединился к позднему мнению Рамзая об эокембрийском возрасте осадков Кильдина и Рыбачьего полуострова, параллелизируя их с отложениями Gaisa — системы Варангерфиорда. Наконец, находки проблематичных окаменелостей и кораллов в Финмаркене и на Кильдине позволили в 1918 г. О. Holtedahlfю отнести осадки Норвегии к низам нижнего силура, а в 1922 г. Н. Н. Яковлев и П. В. Виттенбург устано-

вили возраст осадочных образований Кильдина и Рыбачьего полуострова, как середину или верх нижнего силура. К этому мнению присоединился в 1923 году и А. А. Полканов, который предположительно считает песчаники южного и восточного берега Кольского полуострова еще более молодыми — девонскими.

Таким образом принадлежность осадочных пород северной части Кольского полуострова к низам палеозоя может считаться окончательно установленной, тогда как отсутствие изучения осадков восточной и южной



Фиг. 19. Свита осадочных пород Рыбачьего п-ова и Кильдина (по Фиандту). 1 — переслаивание сланцев и кварцитов; 2 — серая аркоза; 3 — конгломерат; 4 — глинистый сланец; 5 — известковый песчаник (на Кильдине); 6 — глауконитовый песчаник; 7 — серый и зеленый псаммитовый песчаник; 8 — белый песчаник; 9 — гнейсогранит.

части полуострова и отсутствие здесь ископаемых остатков делает определение возраста этих отложений в значительной мере гадательным.

Осадочная свита Рыбачьего полуострова, по Бетлингу, начинается внизу плотными кварцитами, состоящими из преобладающих зерен кварца и изредка попадающихся светлоокрашенных полевых шпатов; выше на них налегают глинистые сланцы темносерого и буроватого цвета, а еще выше лежат мощные слои белого и желтоватого песчаника. Эта же последовательность пород подтверждена и работами Фиандт'а в 1913 г. По данным последнего последовательность осадков Кильдина и Рыбачьего полуострова снизу вверх такова: белые, зеленые, желтые и серые песчаники.

Они слагают полуостров Средний и всю ЮЗ часть Рыбачьего полуострова. На северном конце последнего встречены еще глинистые сланцы. Простира́ние пород ЮВ — СЗ, падение пологое 5—15° на СВ. Перешеек между Рыбачьим и Средним сложен грубым конгломератом с аркозовой промежуточной [массой. К СЗ галька конгломератов исчезает и остается один аркозовый песчаник, слагающий тундру Рыбачьего полуострова. С и СВ берег полуострова состоит из перемежающихся слоев кварцита и глинистого сланца. Глинистые же сланцы, поставленные на голову, слагают и о-в Аникиев у южного берега Рыбачьего п-ова (91). По указаниям Л. И. Подгаецкого (41) на Айненских островах имеются выходы известняков, о которых, однако, Fieandt совсем не упоминает и показывает здесь только песчаники.

Отмечая спокойное залегание пород на Кильдине и Рыбачьем полуострове, Fieandt считает возраст складкообразования до-силурийским, основываясь на том, что осадки Рыбачьего полуострова принимались им за эокембрийские. Сброс СЗ — ЮВ простира́ния, отделяющий область осадков от кристаллического щита Кольского полуострова, произошел по автору в третичное время.

Позднейшие наблюдения А. А. Полканова на Среднем полуострове (48d) показывают более сложное тектоническое строение района, сильную дислоцированность конгломератов и наличие ряда складок опрокинутых и частью надвинутых в ЮЗ направлении.

Таким образом новое детальное изучение стратиграфии и тектоники осадочной свиты является здесь совершенно необходимым.

Минералогический состав песчаников колеблется очень мало. Кварц является главной составной частью изученных пород и полевые шпаты входят в их состав в очень небольшом количестве, за исключением некоторых аркозовых песчаников Рыбачьего полуострова. В известковых же песчаниках Кильдина и черных кварцитах в Ростониоки на Рыбачьем полуострове полевые шпаты вовсе отсутствуют. Второстепенные минералы те же, что обычно встречаются в песчаниках и сланцах.

Большая часть пород состоит из раздробленных минеральных частиц, главным образом только с округленными краями; песчаники с вполне округленными составными частями наиболее редки. Большинство пород являются отложениями мелкого моря, за исключением аркозовых песчаников и конгломератов, которые образовались в прибрежной части моря. Округленные зерна кварца среди остроугольных осколков, происходят, вероятно, из древних береговых дюн, откуда они ветром и водой сносились в море. Это же объяснение можно приложить и к песчаникам, полностью сложенным из округленных частиц. Глауконитовые песчаники известны, как на Рыбачьем п-ове, так и на Кильдине. Fieandt считает, что образование глауконита шло при содействии организмов. Микроскопическое изучение осадков Рыбачьего полуострова дает по Fieandt'у следующие результаты.

1) Белый кластический песчаник нижних горизонтов является типичным кварцитом, где округленные кварцевые зерна соединены кварцевым, перекристаллизованным цементом. В кварце наблюдаются включения листочков биотита и циркон.

2) В зеленых песчаниках кварцевые зерна имеют волнистое погасание, значительная часть их имеет угловатую форму. Кроме кварца встречаются зерна плагиоклаза и решетчатого микроклина. Второстепенными составными частями являются: мусковит, циркон, сильно плеохроичный турмалин и магнетит. Цемент состоит из хлоритового вещества; кроме того порода содержит зерна глауконита с агрегатной поляризацией.

3) В сером глауконитовом песчанике Среднего полуострова промежутки между зернами не всегда заполнены, почему внешне он выглядит не особенно кластическим. Макроскопически в нем различаются кварц с пятнистыми бурыми натечками лимонита и отдельные бледнозеленые зерна глауконита вместе с круглыми темнобурими сплюснутыми зернами от 1 до 7 мм в поперечнике. Состав последних под микроскопом определяется как глинистое вещество, в котором часто встречаются листочки слюды и зерна кварца и полевых шпатов.



Фиг. 20. Профиль через середину острова Кильдина (по Фиандту).

Главную массу породы составляет кварц, часто с волнистым погасанием. Между зернами кварца наблюдаются самостоятельные округленные или почкообразные зерна глауконита бледнозеленого цвета, диаметром 0.3—0.5 мм, по краям глауконит имеет более темнозеленый край, что вероятно указывает на начавшееся разложение минерала. Глауконит составляет в породе 2.4% и местами образует сферолитовые образования. Плагиоклазовые зерна с двойниковым строением сильно импрегнированы светозелеными точками глауконита. Он предпочтительно скопляется у краев полевого шпата, на границе двойниковых полос, где образует неровную бахрому, или же заполняет трещинки в плагиоклазах. Это говорит за новообразование его в плагиоклазе. Второстепенными минералами в породе являются микроклин и плагиоклаз, замеченные в единичных зернах. Кроме того наблюдались листочки мусковита, магнетит, циркон и биотит. Цемент почти вовсе отсутствует и лишь местами наблюдается железистый цемент. Величина зерен в породе сильно меняется; они в большинстве имеют округлую форму, хотя местами и встречаются неправильные зерна и осколки. Средний диаметр более крупных зерен — 0.77 мм, тоже для более мелких зерен 0.37 мм.

4) Верхний горизонт осадков Рыбачьего полуострова составляют слои черного глинистого сланца, переслаивающегося с более светлыми кварцитовидными разностями. Они тонко-слоисты и минералогически состоят из кварца и светлозеленой слюды со слабым плеохроизмом. Кроме того встречаются отдельные зерна плагиоклаза и магнетита. В более крупнозернистых частях встречаются кальцит с ромбоэдрической спайностью, как новообразование в пустотах, циркон, сероголубой турмалин и мусковит. В параллельных николях ясно видна параллельная осадочная структура, при чем в некоторых слоях заметны черные

частицы, которые являются остатками органического материала. Последние наблюдаются и в тонкозернистых частях глинистых сланцев. Величина зерна в тонких слоях составляет 0.015 мм, в более крупных 0.06 мм.

5) Еще более тонкозернист слоистый глинистый сланец с мыса Б. Корабельный, состоящий главным образом из кварца и белой слюды, к которым примешивается углистое вещество. Величина зерен в нем не превышает 0.002 мм.

6) Аналогичный состав имеет черный глинистый сланец, переслаивающийся с кварцитами на берегу губы Зубовской. Кроме преобладающего кварца, эта порода богата зеленоватым биотитом и углистым веществом. Среди второстепенных минералов порядочно плагиоклаза, а также титанита. Величина зерен в различных слоях от 0.13 до 0.03 мм.

Первое описание песчаников Кильдина дал М. П. Мельников (40), отметивший их мелкозернистость и преобладание в них зернышек кварца с окислами железа. Второстепенными по количеству минералами этого песчаника являются плагиоклазы и волокна слюды. Позднее Fieandt дал микроскопическое изучение ряда образцов с Кильдина, а в 1922 г. осадки Кильдина были изучены П. В. Виттенбургом и Н. Н. Яковлевым.

В северной части о-ва Кильдина, согласно П. В. Виттенбургу (11) развиты кварцевые песчаники, имеющие местами красноватую окраску; падение их СЗ $320^\circ \angle 22^\circ$, тогда как в южной части острова оно измеряется, как СВ $10^\circ \angle 25^\circ$. Над кварцевыми песчаниками залегают тонкослоистые мергеля с пропластками тонкослоистого серого песчаника с волноприбойными знаками; в сторону „Сундуков“ песчаник становится глинистым и имеет падение на СВ $25^\circ \angle 10^\circ$.

Главные породы южной части острова составляют песчаники с глауконитом и тонкослоистые мергеля шоколадного цвета. У Луизиной пахты на берегу Кильдинского пролива развит доломитовый известняк, включенный в серию известковых песчаников и песчанистых сланцев, падающих на СВ $25^\circ \angle 20^\circ$. Анализ доломитов Кильдина приведен в таблице XII, № 1.

Возраст Кильдинской осадочной свиты, как выше отмечалось, установлен был в 1922 г. П. В. Виттенбургом и Н. Н. Яковлевым как силурийский.

В 1924 г. Н. Н. Яковлев, сравнивая литологически свиту метаморфических пород о. Кильдина с серией Гекла-гук Медвежьего острова и Шпицбергена, сложенной сланцами, кварцитами и доломитами, пришел к выводу об их полном тождестве и заключение его о ниже-силурийском возрасте пород острова Кильдина получило новое подтверждение, т. к. шведские ученые определяют возраст свиты Гекла-гук, как ниже-силурийский (73).

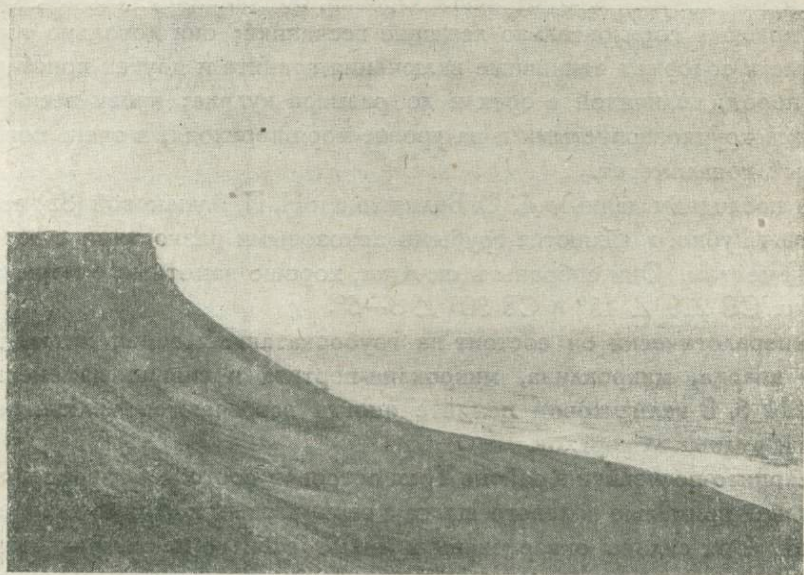
Подробную характеристику некоторых Кильдинских осадков мы находим у Fieandt'a (82). По данным последнего:

1) Известковый песчаник, слагающий нижние горизонты о-ва Кильдина, макроскопически состоит из кварцевых зерен в кальцитовом цементе, с примесью до 1% бледнозеленых круглых зерен глауконита. Под микроскопом хорошо округленные зерна кварца имеют ровное погасание и в них наблюдаются включения мелких листочков мусковита и бурого плеохроичного биотита. Зерна глауконита эллиптической или округлой формы имеют диаметр различной величины от 0.60 до 0.09 мм. Они окрашены в светлозеленый или желтозеленый цвет, и по краям имеют местами буроватозеленую окраску, при чем такие

участки не действуют на поляризованный свет. Удельный вес глауконита был определен жидкостью Тула 2.743. Повышенный против нормального (2.2—2.4) удельный вес, возможно, объясняется примесью кальцита. Кальцит промежуточной массы обнаруживает ромбоэдрическую спайность и иногда дает концентрические радиально-лучистые конкреции около 2 мм диаметром.

Кварцевые зерна распределены очень неравно в породе и то соприкасаются друг с другом, то свободно лежат в кальцитовом цементе. Местами наблюдается обрастание первичных зерен кварца кремневой оболочкой, при чем кремнекислые растворы, частично или полностью вытесняют кальцитовый цемент. Средний диаметр зерен кварца колеблется от 0.48 до 0.25 мм.

Растворением кальцита установлено его количество 50.9% породы, нерастворимая часть — 49.1% (в объемных процентах).



Фот. Барковского.

Фиг. 21. Обрывы силурийских песчаников на сев. берегу о-ва Кильдина.

2) Красный или зеленый глинистый сланец, лежащий над известковым песчаником на Кильдине аналогичен вышеописанным сланцам Рыбачьего полуострова. В нем наблюдаются лишь редкие остроугольные кварцевые зерна в красном буром глинистом веществе. Анализ породы SiO_2 — 54.34%, Al_2O_3 — 18.75, Fe_2O_3 — 12.12 показывает, что окраска обусловлена содержанием железа.

3) Серый тонкозернистый песчаник из южной части тундры о-ва Кильдина вполне подобен аналогичным породам Среднего п-ова. Это кварцевый песчаник с цементом из новообразовавшегося кварца, который окружает первичные его зерна. Местами вокруг минеральных частиц наблюдаются красноватые лимонитовые потоки. Главную массу породы образует кварц, в меньшем количестве присутствуют плагиоклаз и решетчатый микроклин.

В единичных зернах встречен циркон, мусковит и зеленоватофиолетовый сильно плеохроичный биотит. И в этой породе встречен глауконит в количестве 0.5%, образующий почкообразные выделения до 0.9 мм длины и 0.17 мм ширины.

4) Серый тонкозернистый песчаник из южной части Кильдина содержит местами светло и темноватые железистые пятна. Это кварцевый песчаник с цементом из новообразовавшегося кварца, который окружает первичные зерна. Местами наблюдаются красновато-

бурые лимонитовые пленки вокруг минеральных частиц. Кварц в породе преобладает в меньшем количестве присутствуют плагиоклаз и микроклин с типичной решеткой. Второстепенными минералами являются циркон, мусковит и зеленоватофиолетовый сильно плеохроичный биотит. Кроме того песчаник содержит около 0.5% глауконита.

Осадочные породы восточной части Кольского полуострова совершенно не изучены петрографически, да и геологические данные об условиях их залегания, которые мы находим в работах старых исследователей, очень скудны и отрывочны. Подвигаясь с восточной оконечности полуострова на запад по южному побережью, мы встречаемся со следующими коренными выходами осадков.

В ручье Губном к Э от маяка Орлова, по Чильману (86, 87), обнажаются красные горизонтально лежащие песчаники; они довольно тонкозернистые и содержат единичные включения гранита и других кристаллических пород, величиной в орех и до размера кулака; книзу песчаники становятся крупнозернистыми и на уровне моря переходят в очень крупнозернистый конгломерат.

По последним данным Д. С. Белянкина и Н. П. Лупановой (35) песчаники ручья Губного являются грубыми аркозовыми разностями с кальцитовым цементом. Они собраны в складки, хорошо заметные с моря с падением на СЗ $210 \angle 15^\circ$ и СВ $30^\circ \angle 3-5^\circ$.

Минералогически он состоит из грубоокатанных зерен катакластического кварца, микроклина, микроклин-пертита и сильно измененного альбита № 6. В кальцитовом цементе иногда встречаются мелкие зерна апатита и рудных минералов.

Кварцито-песчаники в районе Трех островов состоят из зерен кварца с небольшой примесью полевого шпата с серицитовым и частью кварцевым цементом. Они сильно окварцеваны и имеют габитус настоящих кварцитов; изредка в них встречается железный блеск. Кварциты здесь сильно дислоцированы, имеют крутое падение на СВ под углом около 70° и в них наблюдаются складки, мелкие сбросы и т. п.

У р. Чапомы тонкозернистый слоистый и глинистый сланец (97) обнажен по обоим берегам реки на 4 км, вверх от устья в скалах до 30 м высоты; красный песчаник также встречается здесь (87).

В устье Варзуги и на побережье моря имеются также выходы красных кварцитовидных песчаников, при чем на горе Корабль эти кварцитовидные песчаники пронизаны жилами и прожилками кварца, аметиста и плавикового шпата, местами с примесью барита. П. Б. Риппас отметил выходы этого красного песчаника выше по реке между с. Кузомень и Варзуга, а также по среднему течению р. Кицы. Работами Соколова в 1931 г. установлено широкое развитие тех же красных песчаников по всему Беломорскому побережью Кольского полуострова от устья р. Варзуги на востоке до р. Оленицы на западе.

Такие же кварцевые песчаники серого и желтоватого цвета описывались всеми геологами, посещавшими Турий мыс в окрестностях с. Умбы.

Последние были микроскопически изучены Е. С. Федоровым (61) и Д. С. Белянкиным вместе с Б. М. Куплетским (2).

Первый характеризует их как гнейсовидные песчаники с преобладанием зернышек кварца и мутного полевого шпата и примесью ряда второстепенных минералов.

Исследование Д. С. Белянкина показало аркозовый характер Турьинских песчаников, что видно из нижеследующего состава двух исследованных образцов:

	I	II
Кварц	34.5	33.0
Микроклин	10.0	} 28.5
Олигоклаз	8.5	
Второстеп. минерал	5.5	8.0
Цемент	41.5	30.5

Структура этих песчаников типично обломочная. Большинство обломков слегка округлено и принадлежит кварцу и полевым шпатам. Второстепенными минералами являются: гранат, эпидот, кальцит, рудные зерна, следы моноклинного пироксена и иголки уралита. Цемент отчасти тонкозернистый с высоким светопреломлением, отчасти принадлежит аморфному веществу с бесцветными яркополяризующими микролитами. В песчанике с Ям-ручья в цементе много кальцита, глинистого вещества и окислов железа. Интересны явления сиенитизации песчаников Турьего мыса в контакте с жилами щелочных пород (см. выше) и перекристаллизация и флюоритизация их, с образованием массивного полнокристаллического тонкозернистого агрегата из кварца и олигоклаза с незначительной лишь примесью плавленого шпата и кальцита в местах обильного скопления в песчаниках жил полевого шпата.

Указание Мидденфорда (90) на выходы светлокирпичных песчаников перекрывающих гнейсы на высотах по р. Ниве у Кандалакши следует считать ошибочными, т. к. позднейшими работами это наблюдение не подтвердилось.

Резко отличаются от осадков периферической части Кольского полуострова, осадочные породы центральной его части, известные со времени экспедиции П. Б. Риппаса (57) в 1898 году.

Здесь вблизи слияния р. Паны и Варзуги, несколько выше устья Ильмы-Ручья, среди основных эффузивных пород, встречаются на протяжении нескольких км отдельные выходы плотных, беловатосерых немых известняков, прорезанных мощными круто-падающими или отвесными жилами чисто белого или розоватого кварца. Вот и все данные, которыми мы располагали об этих осадках до нынешнего года.

Поездка Н. Н. Гутковой весной 1931 года, а также работы геологической партии ЛГРУ летом этого года несколько дополнили беглое упоминание об этих породах П. Б. Риппаса.

По этим новым данным верхние выходы известняков по Варзуге начинаются у ворот Тюверенги в 12 км от устья Паны в самом узком

месте реки (всего 10—15 м ширины). Здесь они возвышаются на 3—4 м над водой, имея простирание близкое к широтному, с падением на Ю под углом от 40° до 60°. Состав осадочной толщи непостоянен; известняки то слоистые, то массивные и мраморовидные совершенно постепенно переходят в кварциты, образующие прослои в известняках до 10 м мощности или же дают окремненные разности. Часто в них наблюдаются прожилки кварца. Вверх и вниз по течению реки известняки окружены выходами альбитовых диабазов, которые местами секут и известняки. Аналогичный состав имеют известняки в выходах между Ильмой и Кичиссарой, отмеченные П. Б. Риппасом. По р. Юзия, а также в районе трех Ильма — озер, известняки того же состава были встречены в 1931 г. Соколовым.

Возраст этих пород остается невыясненным, так как никакой фауны в известняках пока не обнаружено. Предположительно мы относим их к протерозою, по аналогии с Олонецкими свитами доломитов, прорываемых диабазами.

Промышленное значение их сомнительно, ввиду значительного их окремнения и доломитизации, а также из-за труднодоступности района. Анализы пород помещены в таблице XII, № 2—4.

Измененные остатки песчаных и известково-мергелистых отложений, превращенных в разнообразные роговики, сланцы и кварцитовидные гнейсы довольно широко развиты в западной и югозападной части Хибинских тундр. Рамзай (94) намечает здесь две группы осадочных пород. Кварцитовидные гнейсы, одновременные с диабазовыми породами, и амфиболо-пироксеновые роговики, близкие к кремнистым сланцам и содержащие немного кварца, очень много плагиоклаза № 41—43, несколько биотита и переменное количество моноклинного пироксена и светлосерого амфибола с $Sp_g = 12—18^\circ$. Предположительно автор приписывает этим образованиям девонский возраст, тогда как Кассин (23) считает их юрскими, указывая на большую древность кварцитовидных гнейсов. Последние по наблюдениям Б. Куплетского (69 — II) развиты в значительном количестве на западных склонах Юмечорра и Хибинпахичорра и судя по их минералогическому составу произошли вероятно из песчаников и аркоз, богатых кварцем, ортоклазом и биотитом. Эти светлые розоватосерые плотные породы обычно имеют сланцеватое сложение и аллотриоморфную, мелкозернистую структуру.

Группа амфиболо-пироксеновых сланцев слагает все северозападное подножие Маннепакка, где сечется апофизами нефелиновых сиенитов. Близкие к ним породы, типа амфиболо-пироксеновых роговиков и кварцево-плагиоклазовых сланцев, широко развиты в югозападной части Хибинских тундр. Рамзай (94) отмечает также широкое развитие их к югу от ст. Хибин и в югозападной части Хибин. В контакте со щелочными породами, эти осадки дают кордиеритовые роговики, что указывает на их более древний, чем щелочная интрузия, возраст. Остатки этой осадочной свиты сохранились местами и в верхних частях хибинского массива; так на Юкс-

поре, Путеличорре, Коашве и др. местах наблюдались плотные контактные роговики с гранатом и андалузитом, очевидно, образовавшиеся за счет известково-глиноземистых осадков.

Таким образом, измененные осадочные породы довольно широко развиты в районе между оз. Имандрой и Хибинскими тундрами, но возраст их, как и для других аналогичных образований Кольского полуострова, остается пока неясным и спорным. Мы условно относим его к докембрию. Повидимому и в других районах Кольского полуострова мы находим отдельные остатки этой древней осадочной свиты, более молодой, чем архейские



Фот. Д. С. Беяевского.

Фиг. 22 Выходы красных песчаников (протерозой?) на горе Корабл вблизи Куземини.

гнейсы. Так, весьма вероятно, что измененными осадками являются также слюдистый кварцит, состоящий из кварца, полевого шпата, слюды и магнетита, отмеченный В. И. Воловцем на р. Умбе выше Верхнего падуна. Простираение породы широтное с крутым падением к северу совпадает с простираением биотитовых гнейсов в верхнем течении р. Умбы. Аналогичный кварцитовидный слюдистый сланец встречен А. А. Григорьевым у Каневки, где он залегает между гнейсами и вышележащей свитой слюдяно-дистеновых сланцев. Повидимому близкие к этим породам кремнистые сланцы пользуются некоторым распространением и в Чуна-тундре, в ее южной части. Взаимоотношение всех этих осадков с песчаниками периферической части полуострова остается невыясненным, но вероятно это более или менее одновременные образования пост-архейского возраста, однако более древние, чем силлурийские песчаники Кильдина и полуострова Рыбачьего.

XI. ПЕМЗЫ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Своеобразным петрографическим объектом являются пемзы, неоднократно находившиеся на берегах Кольского полуострова и принесенные сюда морскими течениями.

Bäckström (74) описал с Рыбачьего полуострова буроватую андезитовую пемзу состава SiO_2 —64.42, K_2O —2.75, Na_2O —4.54, считая ее принесенной из Восточной Сибири Нансеновским полярным течением.

Позднее Аилио также нашел на Цип-наволоке пемзу, в которой под микроскопом различается просвечивающее бурое пористое стекло с редкими мелкими вкрапленниками олигоклаза.

Аналогичные андезитовые пемзы были встречены Рамзаем на Мурманском берегу в ряде пунктов: у Кекоры, у Рынды, в Золотой губе, у Харловки и в Гаврилове. Встречены они главным образом на террасах, возвышающихся на 10—11 м над уровнем моря. А. К. Болдыревым (7) у Рынды в 1903 г. опять был найден валун пемзы больше 0.5 м в поперечнике.

В 1917 году такая же андезитовая пемза была встречена Д. С. Беянкиным и Б. М. Куплетским на северном берегу Белого моря на берегу Сосновой губы. Она имеет темносерую окраску, пориста и по химическому составу близка к пемзе Bäckström'a с Рыбачьего полуострова (табл. XIII, № 10). Под микроскопом эта пемза почти не действует на поляризованный свет. Состоит она из мелких капелек прозрачного бесцветного стекла, сцементированных грязнобурой промежуточной массой.

Редкие кристаллики вкрапленные, как в капельках, так и в промежуточной массе, состоят из бесцветного моноклинного пироксена и полевого шпата. Последний имеет слабое светопреломление ($< \text{к.б.}$), волнистое двойниковое строение и отрицательный большой угол оптических осей.

Хотя Bäckström считает пемзы, принесенными из Сибири, однако, описанные проф. Д. С. Беянкиным случаи приноса на Мурманское побережье шлаков Кливленда и Пенсильвании (5) делают весьма вероятным предположение, что андезитовые пемзы Кольского полуострова приносятся сюда с запада, с берегов Америки.

ХII. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В предыдущих главах была сделана попытка дать сжатый обзор всего имеющегося у нас к настоящему моменту фактического материала по петрографии Кольского полуострова. В отдельных частях работы постоянно приходилось отмечать отсутствие точных указаний на возраст отдельных интрузий и на время образования отдельных осадочных свит полуострова. Поэтому отдельные сопоставления и параллелизации во многих случаях являются шаткими и основываются не столько на неопровержимом фактическом материале, сколько на аналогиях и сравнениях, которые в дальнейшем могут подвергнуться весьма значительным изменениям. Приложенная к работе обзорная карта показывает какие большие площади полуострова остаются еще совершенно не исследованными и как мало освещено геологическое строение полуострова. Что касается геохимического и детального химико-петрологического изучения горных пород полуострова, то в этом отношении сделано еще меньше, и кажется невероятным факт, что в литературе имеется только один опубликованный (да и то в 1932 году) анализ гранита Кольского полуострова (не считая щелочных гранитов), а для гнейсовой толщи мы имеем всего несколько анализов, произведенных главным образом в связи с интересом, который был проявлен к магнетитовым сланцам Кольского фиорда. Поэтому и сейчас остаются в силе слова акад. Ферсмана, сказанные еще в 1922 году (63а) „Геохимическая картина описываемого района в общем не может быть дана, так как наталкивается на полное отсутствие точных минералогических, геохимических и петрографических данных и вообще на отсутствие точного описательного материала“. Только отдельные районы выделяются на общем фоне слабой проработанности материала по Кольскому полуострову — это Хибинские тундры и Турий мыс, для которых мы имеем, как достаточное количество химических анализов горных пород и отдельных минералов, так и значительное количество работ, посвященных их геологии и петрографии, устанавливающих с несомненностью последовательные циклы интрузий в этих районах.

Понятно, что при такой скудости фактического материала, правильная постановка вопроса поисков полезных ископаемых наталкивается на большие трудности, и имеющиеся в нашем распоряжении данные по этому вопросу кажутся отрывочными и с трудом можно подметить некоторые закономерности в их распределении. Однако же некоторые интересные особенности распределения отдельных типов горных пород и связанных с ними элементов заслуживают быть отмеченными.

Если обратиться к карте распределения горных пород Кольского полуострова, то в отношении различных петрографических формаций можно наметить следующие зоны их развития, вытянутые в общем направлении СЗ—ЮВ и расположенные более или менее симметрично по отношению к центральному водоразделу полуострова.

I. Центральная часть Кольского полуострова, где пересекаются дислокации широтного и меридионального направления, представляет громадную площадь развития интрузий щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов Хибинских и Ловозерских тундр. На продолжении этой линии щелочных интрузий к северозападу лежат и выходы щелочных пород Гремяхи и Титовой. Щелочные породы Турьего мыса и р. Харловки лежат в стороне от главной линии, но симметрично по отношению к ней. К этим интрузиям приурочены наиболее интересные процессы минералообразования, подробно рассматриваемые ниже.

II. К югу и западу от главной зоны щелочных интрузий располагаются области развития основных пород, связанные с осадками протерозойского возраста и представленные эффузивами р. Паны и Варзуги и свитой измененных эффузивов к югу и западу от Хибинского массива. К этой же зоне приурочены внедрения более молодых интрузий основных пород, известные нам на примере габбро-диабазов Панских высот, габбро-диабазов и имандритов югозападных и западных контактов Хибинских тундр, и в мощных габбро-норитовых интрузиях Чуна, Монче — и Волчьей тундр. Почти полное отсутствие сведений об районе, лежащем в верховьях Териберки и Вороньей к северу от Хибинских и Ловозерских тундр не позволяет полностью наметить эту зону основных извержений в северной части Кольского полуострова, однако может быть сюда же должны быть отнесены основные породы в верховьях р. Харловки и Рынды, среди которых В. И. Влодавцем отмечены выходы кварцитовидных песчаников неизвестного возраста. Главный интерес этой петрографической формации связан с молодыми интрузиями основной магмы, к которым приурочены промышленно-важные месторождения меди и железа с некоторым содержанием никкеля.

III. Следующей зоной намечаются амфиболиты древнего возраста, залегающие несогласно с окружающими породами, и известные нам по берегам Канозера в системе р. Умбы, в югозападной части полуострова, и в районе Нотозера и верховьев р. Туломы. Они всегда приурочены к областям мощного развития гнейсов и других кристаллических сланцев.

IV. Периферическая часть полуострова сложена гранитами и гнейсогранитами, при чем молодые микроклиновые граниты, типа рапакиви, в окрестностях с. Умбы на Белом море и на берегах Ара-губы на Ледовитом океане опять расположены симметрично по отношению к центральной оси Кольского полуострова. К этой зоне приурочены многочисленные пегматитовые жилы и некоторые кальцитовые и кварцево-кальцитовые жилы с сульфидами меди, свинца и цинка.

V. Наконец наиболее молодые осадочные породы, представленные как песчаниками протерозоя на южном и восточном берегу полуострова, так и силурийскими отложениями о. Кильдина и Рыбачьего полуострова располагаются в периферической части полуострова на берегах Ледовитого и Белого морей. Среди этих осадочных пород довольно обычны гидротермальные жилы с баритом, флюоритом и аметистом, сопровождаемые иногда и рудными выделениями.

Намеченная схема строения Кольского полуострова, конечно, является пока еще недостаточно обоснованной, особенно ввиду слабой изученности района и несомненно в дальнейшем подвергнется значительной переработке; однакоже сейчас она фиксирует определенную стадию накопления фактических данных по петрографии полуострова и облегчает рассмотрение тех полезных ископаемых, которые известны на территории Кольского полуострова.

Начинаем обзор их с месторождений металлических руд. Современная степень их изученности заставляет отметить, что серьезное значение здесь могут иметь только немногие из них, в большинстве приуроченные к выходам основных интрузий во второй из намеченных выше зон.

Золото — в практически-интересном количестве до сих пор на территории Кольского полуострова не известно. Отдельные указания на примесь золота к сульфидным рудам имеются для пирито-баритовой жилы на побережье Мотовского залива, где А. А. Полкановым (51) указывается содержание золота 0.48 гр на 1600 кг породы и для сульфидных месторождений Ньюдаувентча в Монче-тундре, связанных с норитовыми интрузиями. Следы золота были найдены в пирротине из Рисчоррской жилы в центре Хибинского массива, но практически оно не имеет здесь никакого значения. Наконец, Н. И. Прохоровым в 1921 г. было найдено золото в кварцевой жиле на западном берегу Имандры, однако точное местонахождение его неизвестно и последующими работами не подтверждено. В ничтожном количестве золото встречено также в цинковой обманке окрестностей Умбы.

Серебро, свинец и цинк — известны только в периферической зоне Кольского полуострова, частью на северозападе в районе губ Долгой и Базарной, которые отошли сейчас к Финляндии, и в карбонатных жилах Рыбачьего полуострова и острова Титовского. Частью в районе с. Умбы и Порьей губы на южном побережье Кольского полуострова, где вкрапленность сульфидов приурочена к известковым жилам, мощностью

не выше 0.5 м, обычно в 10—20 см, секущих гнейсы района. Почти везде в этих жилах наблюдается известная зональность и изменение с глубиной, при чем свинцовый блеск сменяется последовательно цинковой обманкой и халькопиритом. Кроме кальцита в этих рудных жилах присутствуют местами кварц, флюорит, барит и апофиллит. Аналогичные кальцито-кварцевые жилы с вкрапленностью PbS и ZnS известны и с восточного побережья Кольского полуострова вблизи устья р. Поной. Наиболее интересными месторождениями в окрестностях с. Умбы являются Медвежий остров и губа Хендалакша.

На Медвеьем острове до настоящего времени сохранилось 5 шахт, глубиной от 6 до 24 м и несколько открытых разработок, — следы прежних выработок, которые велись, начиная с 1732 года, когда здесь было добыто и сплавлено чистого серебра 14 кг.

Дальнейшее развитие дела здесь шло так: к 1 января 1736 года на Медвеьем острове было добыто „натурального“ (самородного) серебра 493 кг, а по другим сведениям с 1733 по 1737 год включительно здесь было добыто и сдано в кабинет серебра 436 кг. Однако уже с 1738 года серебра здесь больше не находилось.¹ Самородное серебро с Медвежьего острова в нескольких (4) штуках весом около 16 кг до настоящего времени хранится в Минералогическом музее Академии Наук в Ленинграде.

Последующие работы велись на Медвеьем острове в 1764 и в 1897 годах, однако серебра здесь уже встречено не было. Очевидно месторождения серебра на острове были небольшие, поверхностные и выбраны в первые же годы работ без остатка. За это говорит и полное отсутствие его в больших отвалах Медвежьего острова и то, что в записях более поздних работ здесь отсутствуют указания на находки серебра (за исключением глухого указания на Ag_2S в верхней части шахты „Орел“).

В месторождении губы Хендалакши, вблизи Умбы, мы имеем единственный пример сплошной жилки свинцового блеска в 4—4.5 см мощности. На этой жиле в 1880 году была поставлена шахта глубиной в 6 м, при чем было извлечено $11\frac{1}{2}$ тонн руды. Однако более поздние работы здесь в 1890 году, когда шахта была углублена до 24 м встретили уменьшение свинцового блеска и замещение его сперва цинковой обманкой, а затем и пиритом.

Примесь благородных металлов в этих рудах дается И. И. Гинзбургом,² по анализам А. А. Семенченко, в следующем виде.

PbS из отвалов Медвежьего острова Au — нет, Ag — 0.51 гр на 16 кг руды, PbS из отвалов жилы в губе Хендалакша Au — нет, Ag — 0.64 гр на 16 кг, руды; ZnS с Медвежьего острова содержит лишь следы Au и Ag, ZnS

¹ В. Рожков. Берг-кампания на Магнитной горе Благодать в Сибири и на Медвежьих островах в Лапландии. Горн. Журн., 1885, т. II, стр. 119—141, 243—301 и 435—466 и т. III, стр. 101—139.

² И. И. Гинзбург. Полезные ископаемые побережья Кандалакского залива Белого моря. Тр. Сев. научн. промысл. экспед. П., 1921, вып. 7, стр. 1—64.

из губы Хендалакши содержит 0.68 гр серебра и 0.04 г золота на 16 кг породы.

Интересно отметить нахождение Е. С. Федоровым иголки крокоита в месторождении свинцового блеска в окрестностях Порьей губы, указывающее на присутствие здесь небольших количеств хрома.

Практическое значение этих месторождений сейчас невелико, т. к. сульфиды обычно образуют лишь редкую вкрапленность в кальцитовом выполнении жил.

Медь и никкель — только в последние годы обнаружены на Кольском полуострове в количествах, могущих играть промышленное значение. Это месторождения Монче- и Волчьей тундры, отмеченные выше на стр. 56 и пока еще почти совершенно не изученные. В Монче-тундре на г. Ньюдай-вентч обогащение халькопиритом, пиритом и петландитом приурочено к контакту габбровой интрузии с гнейсами и здесь ведется уже промышленная разведка этих месторождений. Медные и никкелевые сульфиды связаны здесь с основными молодыми интрузиями и имеют характер частью магматических месторождений, частью приурочены к контактам норитов с гнейсами. В оливиновых норитах содержание сульфидов обычно 1—2%, местами достигает 6—10%. Интересно, что сульфиды содержат здесь небольшое количество платины и золота, а также серебра. По аналогии с норвежскими месторождениями никкелевых руд, приуроченных к перидотитам, эти месторождения представляют большой интерес и заставляют внимательно отнестись к молодым интрузиям основных пород на Кольском полуострове. За это говорит и находка А. А. Полкановым никкелевой зелени в измененных пироксенитах и габбро на тундре Кучин в северозападной части полуострова и словесное указание В. И. Влодавца на гарниерит в основных породах верховьев р. Харловки. Анализы габбро-перидотитовых пород Монче и Чуна-тундры также показывают в них содержание NiO — 0.12—0.15%. Содержание меди в норитах Монче-тундры колеблется между 0.2 и 3.14%, содержание никкеля значительно ниже норвежских и канадских месторождений и составляет всего 0.2—0.6% (данные М. Ф. Шестопалова). Остальные выделения медных соединений на Кольском полуострове имеют минералогический интерес и лишены пока практического значения. Таковы вкрапления медного колчедана в свинцово-цинковых жилах окрестностей Умбы и Порьей губы, и в баритокарбонатных жилах на побережье Мотовского залива. Таковы выделения медного колчедана с медным индиго, купритом и медной зеленью в кварцево-баритовых жилах по р. Руссинихе вблизи устья Поноя, где имеется до 14 старых горных выработок (4, 35), и в ряде других пунктов полуострова.

Более интересна сплошная жила медной руды в 2—4.5 см мощности на берегу губы Гоголихи, приуроченная к контакту гранита с зеленокаменными породами. По анализу Д. Н. Монастырского эта жила содержит Cu — 56.26%, Fe — 14.55%, S — 15.89%, Al₂O₃ — 1.47%, MgO — 0.33% и нерастворимый остаток 4.47%.

При пересчете на минералы, выполнение жилы состоит на 56.59% из борнита и 27.89% — куприта; остальное приходится на силикаты и бурый железняк. Небольшая мощность и протяжение жилы лишает ее практического значения.

Особый тип сульфидных месторождений представляют: а) пластовые полосы сульфидов, типа фальбандов, в амфиболо-гранатовых гнейсах. На территории Кольского полуострова они известны в окрестностях Порьей губы (2); более широким развитием пользуются они в Карелии в окрестностях сел. Кереть. Промышленное значение их, повидимому, невелико. Хотя работы 1930 года Мирошниченко дают запасы руды в окрестностях Порьей губы порядка ста тысяч тонн, однако, изменчивая мощность фальбандов от 2 см до 1—2 м, непостоянство их состава, с колебанием содержания серы от 10 до 37%, и незначительность отдельных месторождений не дают права сейчас рассчитывать на их практическое использование. Минералогически, в состав рудных минералов фальбандов входят пирротин, пирит, петландит, цинковая обманка и молибденит. Анализы отдельных образцов фальбандов с острова Каравашки дают в них содержание Zn от 0.55% до 2.03%, Ni от 0.10 до 0.12% и Cu — 0.1% и отсутствие Pb, Au, Ag и As. В колчедане с мыса Педунова К. Ф. Белоглазовым было найдено 0.39% NiO и следы Cu и в 1600 кг колчедана найдено Au — 12.9 гр, Ag — 51.6 гр.

Отсутствие анализов средних проб колчеданов из фальбандов заставляет смотреть на приведенные цифры только как на ориентировочные.

в) Скопления пирротина в южных контактах Хибинского массива, где пирротин в количестве в среднем около 11—15% редко до 25% дает рудоносную зону площадью до 8700 кв. м. Однако и здесь возможность практического использования сульфидов еще не может считаться окончательно выясненной, хотя запасы пирротиновой породы с таким средним содержанием руды и составляют по данным П. М. Мурзаева 17 300 тонн. Препятствием к практическому использованию этих месторождений является небольшой выход (8%) концентрата при мокром обогащении руды. Повторной флотацией удастся повысить содержание серы в концентрате до 30.29% S, при выходе от необогащенной руды около 14%, но флотация удорожает стоимость конечного продукта. В пирротинах Айкуайвентчорра содержится по данным П. М. Мурзаева 0.02% Cu и 1.42% Zn. Электроразведкой в 1931 г. магнитная аномалия, возможно связанная с сульфидными месторождениями, обнаружена к югу от Хибинского массива в зоне развития измененных основных пород, превращенных в альбито-актинолитовые сланцы.

Железо — известно сейчас на Кольском полуострове в месторождениях различного типа. Наибольший интерес представляют здесь магнетитовые сланцы, приуроченные к комплексу слюдяных сланцев и гнейсов и описанные достаточно подробно выше в главе IV. К этому же типу относятся, вероятно, магнетитовые кварциты в юговосточной части Волчьей

тундры, открытые в 1931 г. О. А. Воробьевой (см. стр. 56). А. А. Полканов указывает на возможность нахождения железистых кварцитов с железным блеском на ЮЗ от ст. Пулозеро.

Магматические месторождения титаномагнетита известны в щелочном габбро в районе оз. Вырмес близ среднего течения р. Туломы, которое обладает местами очень большой вкрапленностью титано-магнетита и в валунах отсюда были встречены глыбы чистого титаномагнетита до 16 кг весом. Присутствие магнетита вызывает магнитную аномалию на территории указанного массива.

Титаномагнетит с содержанием 1—1.3% окиси ванадия образует шпирь и линзы в 10—12 см мощности вблизи верхнего контакта апатито-нефелиновых пород в Хибинских тундрах. Какой либо правильности в распределении этих выделений не имеется и потому только ориентировочно можно считать, что при добыче апатито-нефелиновой породы будет получаться около 0.1% титаномагнетита.

Другой тип месторождений магнетита приурочен к интрузиям микроклиновых гранитов и рапакиви-гранитов, где в пегматитовых жилах и в приконтактных поясах гранитов во многих пунктах северозападной Лапландии встречаются крупные выделения магнетита, не имеющие однако практического значения.

К контактному же типу относится месторождение магнитного железняка в окрестностях с. Поной, открытое Д. С. Белянкиным в 1923 году. Здесь магнетит образует довольно богатые прослои в кварцево-хлоритовом сланце на границе его с гранитогнейсами.

Наибольший интерес с геохимической точки зрения представляют молодые щелочные интрузии Хибинских и Ловозерских тундр, с характерным накоплением здесь элементов Na, Ti, Zr и с совершенно специфическим вхождением в силикаты Хибинского массива Sr и Ba. Более подробная характеристика этих щелочных интрузий дана нами в соответствующих главах, здесь же следует еще раз отметить колоссальные накопления фосфора и фтора в апатитовых месторождениях Хибинских тундр с их громадными запасами апатита, достигающими многих миллионов тонн.

Апатит. Основные элементы залегания и состава апатито-нефелиновых пород Хибинских тундр даны в главе VIII.

Рассматривая апатит, как полезное ископаемое, можно подчеркнуть следующие положения (68—III): Отдельные месторождения апатито-нефелиновых пород могут быть объединены в две дуговые полосы: а) западную, идущую по Поачвумчорру к горе Петрелиуса и состоящую из отдельных линз мощностью от 2 до 5 м, прослеженную на протяжении свыше 3 км с запасами около 15 милл. тонн апатитовой породы. Эта полоса пока еще не разведана и является резервным фондом; апатито-нефелиновая порода залегает здесь в хибинитах, б) восточную, где расположены работающиеся и разведанные месторождения Кукисвумчорра, Юкспора, Расвумчорра и т. д., где апатито-нефелиновая порода связана с выходами ийолит-урти-

тов. Окончательные запасы апатитовой породы здесь еще не известны, однако те запасы, которые даются для этих месторождений различными авторами, колеблются в пределах от 300 до 1000 милл. тонн и, конечно, указывают на грандиозность месторождений и неисчерпаемый по существу запас фосфорного сырья в этих месторождениях.

Рудное тело можно представить себе в виде пояса длиною в 11,5 км, мощностью от 20 до 200 м в средних частях. Ширина пояса в плоскости падения ориентировочно может быть дана в 400—800 м. Географическое положение апатитовых месторождений дано нами выше в главе VIII. Запасы в отдельных месторождениях даются различными авторами в таком виде:

Кукисвумчорр богатая зона . . .	50 — 90 милл. тонн
нижняя „ . . .	100—160 „
Юкспор	80—200 „
Расвумчорр	95—180 „

По последним данным разведок Научного Института Удобрений 1931 г. разведанные запасы апатитовой руды высшего сорта в этих трех месторождениях достигают 250 милл. тонн, что на многие десятки лет обеспечивает сырьем нашу промышленность.

Нефелин. Практическое применение нефелина сейчас намечается в целом ряде отраслей промышленности, при чем главными являются стекольная промышленность и нефелин, как исходное сырье для производства алюминия.

Стекольная промышленность вполне обеспечивается месторождениями нефелиновых песков, которые работают сейчас на 1286, 1288 и 1298 км Мурманской железной дороги, на так называемых Б. и М. Нефелиновом наволоках на восточном берегу оз. Имандры. Здесь общие запасы песка как в надводной, так и в подводной части достигают количества 2—3 милл. тонн, что при запроектированной годовой добыче в 50—100 тысяч тонн обеспечивает промышленность сырьем на 15—20 лет. Пески эти содержат 13—16% щелочей и в стекольной шихте заменяют дорого стоящую привозную соду.

В 1930 году отсюда было отправлено 850 вагонов песка на стекольные заводы общим весом около 15,5 тысяч тонн, в 1931 году — планом предусматривалась отправка около 3000 вагонов.

Уртитовые породы Хибинских тундр с высоким содержанием нефелина, как было указано в главе VIII, пользуются значительным распространением в центральной части массива и тесно связаны с апатитовой дугой Хибинских тундр, подстилая апатитовые месторождения полосой от 0,5 до 2 км. Произведенная летом 1931 г. разведка уртитовых месторождений показала громадные их запасы, которые на основании разведочных работ Научного Института удобрений определяются в количестве свыше 10 миллиардов тонн в месторождениях Кукисвумчорра, Юкспора, Ийолитового отрога и Расвумчорра. Технологически вопрос использования уртитов для полу-

чения алюминия также разработан и таким образом вопрос о практическом использовании уртитов является вполне реальным.

В связи с апатитовыми месторождениями и уртитовыми зонами находятся и скопления апатито-титанитовой породы, которая служит рудой для извлечения из титанита TiO_2 . Запасы этой породы достигают 17 милл. тонн, при содержании титанита в 40—50% и могут служить ценным сырьем для получения титановых белил.

Из других, имеющих практическое значение, месторождений Хибинских тундр необходимо отметить скопления ринколита и ловчоррита на Юкспоре, имеющих большое значение, как руда на редкие земли, которые входят в состав ловчоррита в количестве 15—18%. Другой редкоземельный минерал Хибинских тундр, лопарит, содержащий 34—36% редких земель до сих пор не был встречен в промышленных количествах и имеет только минералогическое значение.

Вопрос об использовании эвдиалита и эвколита, как цирконовых руд (эти минералы содержат 12—15% ZrO_2 и около 2% редких земель) пока еще не стал на практическую почву, так как не найдено таких скоплений этих минералов, которые были бы удобны для эксплуатации, хотя технологический процесс извлечения циркония из эвдиалита и является очень простым и удобным.

С петрологической точки зрения очень интересно обилие фтора в ряде минералов Хибинских тундр и особенно в апатитах. Как подчеркнул недавно Ф. Ю. Левинсон-Лессинг,¹ наличие в нефелиновых сиенитах фтор-apatита говорит в пользу образования нефелиновых сиенитов из гранитной, а не габбровой магмы, так как апатитовые жилы, связанные с габбро, принадлежат к хлорапатиту. С этой точки зрения приобретают особенный интерес молибденовые месторождения Хибинских тундр, связанные с полевошпатовыми жилами в хибинитах в районе оз. Вудъявр, где разведками 1931 г. установлены четыре пункта оруденения и добыто около 100 тонн молибденовой руды. Как известно, молибденовый блеск является типичным минералом гранитной магмы и промышленное нахождение его в Хибинских тундрах приобретает поэтому особое значение. Необходимо отметить, что и среди щелочных гранитов тундры Гремяхи А. А. Полкановым были встречены редкие и довольно крупные кристаллы молибденита, приуроченные к кварцево-полевошпатовой жиле с ильменитом и щелочным амфиболом (51). Таким образом и здесь молибденит связан генетически со щелочной магмой.

Выше была отмечена значительная роль фтора среди других элементов, входящих в состав пород щелочных массивов Хибинских и Ловозерских тундр. Этот же элемент играет роль и в других щелочных массивах Кольского полуострова в виде флюорита, входящего в небольшом количестве в состав щелочных гранитов, как на центральном водоразделе Кольского полуострова, так и на тундре Гремяхе.

¹ Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Петрография, Л., 1931, изд. 2-е, стр. 293.

Флюорит входит также в состав мелких щелочных интрузий Кольского полуострова. Так значительные импрегнации его известны на Турьем мысу, где имеется до 10 флюорито-кальцитовых жил, содержащих 44—75% флюорита и достигающих мощности 15—40 см, однако практическое значение его здесь сомнительно, в виду малой концентрации. То же можно сказать и о гидротермальных скоплениях флюорита с аметистом и баритом, которые известны в зоне песчаников периферической части полуострова, каковы например жильные выделения горы Корабль в районе Варзуги, жилы барита до 15 см мощности, встреченные А. А. Полкановым на южном берегу Кутовой губы и баритовые жилы в основных эффузивах близ устья р. Поноя, в которых по анализу Н. П. Лупановой и В. А. Егорова содержится CaO — 0.03%, BaO — 64.37%, SrO — 1.05%, SO₃ — 34.68. Потеря при прокаливании 0.12, что дает состав жильного выполнения в таком виде: BaSO₄ — 97.96%, SrSO₄ — 1.86% и CaSO₄ — 0.05%.

Пегматитовые жилы — пользуются значительным распространением на территории Кольского полуострова и некоторые районы их распространения отмечены уже выше на стр. 36 Районы наибольшего распространения пегматитов приурочены главным образом к полосам развития более древних свит различных кристаллических сланцев, гранатовых и слюдяных гнейсов. Большая зона развития пегматитовых жил открыта Г. Д. Рихтером и изучена Рябовым на южном берегу Бабинской Имандры. Пегматит здесь хорошего качества и жилы его достигают мощности в 15—30 м при протяжении 120—350 м. Значительное количество пегматитовых жил с постоянной примесью небольшого количества слюды известно в окрестностях с. Умбы. Наибольшее количество их имеется на полуострове Шамбач, где некоторые жилы достигают мощности до 4 м при протяжении 160—350 м. Около 10 крупных пегматитовых жил от 0.5 до 4 м мощности и протяженностью 12—60 м зафиксировано Д. С. Белянкиным в рапакиви на Чукчекоргском мысу на берегу Сосновой губы к западу от Умбы; несколько мощных жил в 2—4 м известны на Которанском наволоке в окрестностях с. Порьей губы.

Все эти жилы уступают однако Карельским месторождениям пегматитов по чистоте и запасам керамического сырья и на них следует смотреть как на резерв.

Слюда (мусковит). В небольших количествах мусковит встречается в целом ряде пегматитовых жил Кольского полуострова, однако более крупные ее скопления известны только в немногих пунктах. Крупный слюдоносный район расположен к западу от Семиостровского погоста в верховьях р. Кулийок, где партией Карелгранита были добыты летом 1931 г. хорошие образцы слюды с пластинами 14×16 см и больше.¹ Одна из слюдных жил достигает здесь 8 м мощности и в пробных выработках содержит

¹ Доклад Д. Т. Мишарева в МИН 11 II 1932 г.

до 10% мусковита. Слюда перистая, имеет красноватый оттенок и по типу напоминает лучшие бенгальские слюды.

К северу от Хибинского массива слюда известна в высотах Вируайв, где имеются и старые выработки, однако запасы слюды здесь, повидимому, невелики, т. к. пока известна только одна жила в 17—20 м мощности и до 50 м длины с содержанием слюды в 0.3%; пластины слюды достигают в поперечнике до 10 см.

Наконец, третьим слюдоносным районом являются высоты Кыма тундры к северозападу от Кандалакши, где партией ЛРГРТ было добыто в 1931 году 160 кг крупного и хорошего мусковита, и где имеется ряд древних выработок. Слюдоносная зона вероятно протягивается отсюда на запад к высотам Кая-тундры, лежащим у Финляндской границы.

Гранат, как абразивный материал пока не использовался на описываемой территории. Однако следует отметить возможность его извлечения из кварцево-гранатовых жил, более чем на половину состоящих из граната, которые известны километрах в 20 к востоку от станций Пулозеро и Тайбола Мурманской ж. д. (51). Второй тип месторождений граната приурочен к зоне контактов щелочных гранитов со слюдяными сланцами и по данным О. А. Воробьевой и В. И. Влодавца известен в высотах Тахлинтуайва и Магда-Бак в 40 км к востоку от Ловозерского погоста. В последнем месторождении кристаллы граната достигают веса до 6 кг.

Отсутствие удобных путей сообщения пока лишает эти месторождения практического значения.

Строительные материалы. В условиях Кольского полуострова приобретают большое значение некоторые строительные материалы, которые в других областях нашего Союза являются наиболее обычными. К таким дефицитным материалам относятся известняки и глины.

Известняки и известковые отложения. Эти образования известны на Кольском полуострове только в незначительном количестве, не имеющем сейчас практического значения. Доломитизированные известняки южного берега о. Кильдина и среднего течения р. Варзуги охарактеризованы в X главе настоящей работы и потому здесь не стоит повторять их описание. Другим источником извести являются скопления ракушечника в районах морской трансгрессии, изученные А. А. Полкановым в северозападной Лапландии. Им указываются следующие места наиболее значительных скоплений таких ракушняков: окрестности с. Полярного по пути от села в губу Девичья, Пожня и Кислую. Скопления до 1 м мощности. Такой же мощный слой известен в обнажении нижней террасы левого берега р. Туломы несколько выше порога Мурмаш и по р. Туломе на дороге от Падуна к Нотозеру, где ракушечники распространены на большом протяжении.

Довольно мощные скопления ракушечников известны также в губе Третий Двор на западном берегу Кольского фиорда, в порте Владимира на острове Еретик и на острове Шалим, а также близ колонии в губе Средней на восточном берегу залива.

Аналогичные залежи ракушняка с видимой мощностью около 2 м отмечены в 1931 г. М. А. Лавровой на восточном Мурмане у становища Териберка, на южном берегу верховья Лодейной бухты и в меньшем количестве в некоторых других пунктах.

Практическое значение эти отложения могут иметь как агрономические руды для нарождающегося на севере Совхозного строительства.

Диатомиты. В условиях почти полного отсутствия известняков на Кольском полуострове, диатомиты приобретают большое значение, как строительный материал и поэтому вполне понятен тот интерес, который вызвало к себе открытие в 1930 г. проф. А. А. Григорьевым значительных месторождений диатомита к югу от Ловозерского погоста по берегам речки и залива Сергивань. Произведенными разведками, общая площадь залегания диатомитов здесь определена в 18—20 кв. км. Диатомит залегает не сплошным слоем, но отдельными пятнами. На заливе Сергивань-лухт мощность гнезд колеблется от 1.3 до 7.6 м. Ориентировочные подсчеты по Сергивань дают запас около 500 000 тонн диатомита, а общие запасы на всей площади, вероятно, будут порядка 1.5—2 милл. тонн. Недостатком месторождения является его удаленность от железнодорожных путей и крупных промышленных центров.

Из числа других месторождений диатомита на Кольском полуострове можно отметить район озера Чудисьявр к северу от 56-го км тракта Пулозеро-Ловозеро, где очень чистые диатомиты залегают на нижней приозерной террасе и имеют мощность 1—1½ м. Повидимому, серьезные месторождения диатомита имеются в 5 км к северу от Воронинского погоста, где М. А. Лавровой в местности „Сухие озера“ прослежены выходы диатомита свыше 1.5 м, мощность на площади более 25 кв. км. Около 2000 кубометров диатомита выявлено на западном берегу Имандры, в Нюдозере, в районе Монче-тундры. Очень крупные запасы его выявлены работами 1931 г. в губе Белой на восточном берегу Имандры, при чем это месторождение очень выгодно расположено вблизи от линии железной дороги и от строительства Хибиногорска, а также в районе Пулозера и Колозера. Имеются указания на присутствие диатомита у Териберки, в о. Бабы у Сосновецкого маяка и в некоторых других пунктах. В бассейне Иоканги М. К. Карпун указывает 2 промышленных месторождения диатомита: 1) при впадении р. Кидийок в р. Иокангу, с запасом 1.5 милл. куб. м и 2) в долине р. Пина-йок в верховьях р. Вост. Лицы с предварительным запасом 0.5 милл. куб. м.

Химическая характеристика Кольских диатомитов приводится в табл. 16.

Глины. Глины Кольского полуострова, известные сейчас в большом количестве пунктов, относятся к двум типам: 1) синие пластичные глины, развитые на высоких морских террасах; сюда относятся месторождения на р. Мучке в 5 км от Териберки, у дер. Голицыно, близ Гаврилова, в Рынде и в других пунктах Мурманского побережья. К этому же типу относятся глины у лесопильного завода в окр. Кандалакши с запасом в 400 тыс.

кубометров и мощный трехметровый пласт глины в районе Колвицы с запасом до 700 тыс. кубометров, приуроченные к морским террасам с отметками 30—50 м над уровнем моря. 2) Молодые морские глины, обычно с примесью камня, встречающиеся невысоко над современным уровнем моря, и известные на берегах губы Ваенги в 22 км севернее Мурманска, в Териберке, Гаврилове, на о. Кильдине и в других пунктах. Значительный интерес представляют месторождения глин у села Умбы, где уже сейчас кустарно вырабатывается до 1 милл. кирпича в год, и на Капустных озерах, где также известны выходы хороших глин.

Целый ряд выходов глин известен и в районах, более удаленных от железнодорожной магистрали и крупных промышленных центров.

Строительные материалы изверженного происхождения в изобилии находятся по всей территории полуострова и потому среди них можно выделить только особо-интересные.

Т а б л и ц а 16.

	О. Бабье, Поной- ский район	Ловозерское месторождение					Нюд- озеро Монче- тундра
		Средний слой	Верхний слой	Глубина 50—65 см	Верхний слой под песком	Глубина 30—65 см	
SiO ₂	91.05	85.45	79.90	84.70	66.56	87.23	60.97
Al ₂ O ₃	4.50	4.10	5.08	2.76	9.02	1.55	9.65
Fe ₂ O ₃	2.24	1.65	2.21	2.83	6.22	2.56	—
CaO	0.70	1.07	1.00	сл.	2.58	0.62	1.87
MgO	1.03	—	0.49	0.58	1.30	0.47	мало
Щелочи	—	—	—	3.03	3.27	1.01	—
Пот. при прок. . .	15.05	7.14	9.93	6.61	11.10	7.04	—
S	—	0.32	—	—	—	—	—
Σ =	99.52	99.73	98.61	100.51	100.06	100.48	—
Анализ из прока- ленной навески.							
Гигр. вода при 110°.	6.50	7.71	25.39	20.84	25.68	31.46	7.97

Прежде всего, это будут прочные и очень равномерные по структуре габбро-диабазы восточного Мурмана в районе становищ Гаврилово-Захребетная, удобные в эксплуатационном отношении и с крупными запасами.

Как облицовочный материал можно отметить красные ара-рапакиви граниты, развитые в южной части фиорда Ара на западном Мурмане.

и далее на юг, и еще более красивые порфиroidные и с флюидальной текстурой нежно-розовых цветов, различных оттенков поррьяс-граниты, развитые на берегах озера Поррьяс. Последние, к сожалению, удалены от берега моря и лежат в 20—25 км на ЮЗ от колонии Ура. Также хороши для целей облицовки и строительства порфиroidные рапакивиобразные граниты окрестностей села Умбы.

Заканчивая на этом обзор полезных ископаемых Кольского полуострова, мы должны еще раз подчеркнуть, что слабая изученность района, на который только в последние годы обращено более серьезное внимание, позволяет рассчитывать и на новые находки полезных ископаемых на его территории.

Плановые поиски их могут с успехом направляться только тогда, когда будет выяснена геология и петрографический состав тех громадных территорий, которые пока еще остаются совершенно неосвещенными, и если будущим работникам по исследованию Кольского полуострова настоящий очерк поможет ориентироваться в главных чертах строения и в основных типах пород полуострова — то затрата времени на составление очерка будет вполне оправдана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ¹

1. О. О. Баклунд. Скаполит с реки Канды. Изв. Акад. Наук, 1917, стр. 19—26.
2. Д. Белянкин и Б. Куплетский. Горные породы и полезные ископаемые Северного побережья и прилегающих к нему островов Кандалякской губы Белого моря. Тр. Сев. научн.-промысл. экспедиции, М. А., 1924, вып. 18.
3. Д. Белянкин, В. Володавец и А. Шимпф. Горные породы и полезные ископаемые окрестностей сс. Умбы и Порьей Губы (предварит. отчет о летних работах 1922 г.). Тр. Сев. научно-промысл. экспедиции, М. А., 1924, вып. 20.
4. Д. Белянкин и В. И. Володавец. Геологическое исследование в окрестностях с. Поной на восточном берегу Кольского полуострова. Изв. геохимической секции кружка металлургов и химиков имени Н. А. Меншуткина при Л. Полит. инст. Л., 1924, вып. 1, стр. 77—94.
5. Д. Белянкин. Доменные шлаки на Кольском полуострове и на Новой Земле. Докл. Акад. Наук СССР, 1930, стр. 245—250.
6. Д. Белянкин и В. Володавец. К петрографии Турьего мыса. Тр. Петрографич. инст. Л., 1932, вып. 2.
7. А. К. Болдырев. Петрография Восточного Мурмана (Лапландия). Зап. Акад. Наук, Физико-математ. отд. СПб, 1913, VIII серия, т. XXXI, № 8, стр. 1—94.
8. П. А. Борисов. Месторождение нефелиновых песков на Кольском полуострове. Тр. Инст. по изуч. Севера, 1929, вып. 44, стр. 1—63.
9. С. Буковецкий. Месторождение свинцового блеска на берегу Варангер-фиорда. Горн. журн., 1884, т. II, стр. 320—321.
10. П. В. Виттенбург. Месторождение железной руды в районе Кольского залива. Тр. Сев. научно-промысл. экспедиции ВСНХ, II, 1920, вып. 4, стр. 1—7.
11. П. В. Виттенбург и Н. Н. Яковлев. К вопросу о возрасте пород острова Кильдина на Зап. Мурмане. Изв. Акад. Наук, 1922, стр. 359—368.
12. В. И. Володавец. О двух новых месторождениях щелочных пород на Кольском полуострове. Докл. Акад. Наук, 1928, стр. 361—366.
13. В. И. Володавец. Нефелино-апатитовые месторождения в Хибинских тундрах. Тр. Инст. по изуч. Севера, 1930, вып. 46, стр. 14—60.
14. В. И. Володавец. Геологические исследования в районе реки Умбы на Кольском полуострове в 1925 г. Докл. Акад. Наук СССР, 1930, стр. 310—314.
15. О. А. Воробьева. Западная зона контакта щелочной гранитной интрузии центрального водораздела Кольского полуострова. Тр. Петрограф. инст., 1932, вып. 2.

¹ В списке приведены только главные работы использованной литературы. Подробная библиография по Хибинскому району имеется в сборнике „Хибинские апатиты“, т. III, 1931 (№ 68 нашего списка).

16. О. А. Воробьева. Геолого-петрографические наблюдения в юговосточном секторе Хибинских тундр летом 1930 г. (рукопись).
17. А. П. Герасимов и И. Г. Кузнецов. Предварительный отчет об исследовании железорудных месторождений Мурманского округа в 1921 году. Изв. Геол. ком., 1922, т. 41, № 7—8, стр. 354—362.
18. А. А. Григорьев. Материалы по физической географии сев.-вост. части Кольского полуострова (в печати). (Доложено 11 XII 1931 г. в Русск. Геогр. о-ве).
19. С. А. Григорьев. Географические работы на западном побережье оз. Имандра. Изв. Русск. геогр. о-ва, 1924, т. LVI, вып. I, стр. 55—100.
20. Н. Н. Гуткова. Предварительный отчет о рекогносцировочных работах по исследованию известняков на р. Варзуге весной 1931 г. (рукопись V 1931 г.).
21. П. В. Еремеев. О новом законе двойникового срастания в кристаллах ортоклаза из Лапландии. Зап. СПб. минер. о-ва, 1893, стр. 30—463.
22. А. П. Карпинский. Очерки геологического прошлого Европ. России. Изд. „Природа“, 1919, стр. 13, 42, 44, 117.
23. Н. Г. Кассин. Геологические исследования вдоль Мурманской жел. дороги, ст. Кандалакша — ст. Оленья. Мат. по общ. и приклад. геологии. П., 1923, вып. 43, стр. 1—90.
24. Д. Киль. Об исследованиях и разведках, произведенных летом 1872 г. на Мурманском берегу Ледовитого моря. Горн. журн., 1873, т. II, стр. 310—314.
25. Н. Н. Котляр. К вопросу об использовании магнетитовых сланцев Мурманского побережья. Вест. Геол. ком., 1927, № 5, стр. 13—18.
26. Н. Кудрявцев. Кольский полуостров. Физико-географический очерк. Тр. СПб. о-ва естествоиспыт., 1882, т. XII, вып. 2, стр. 233—268.
27. Н. Кудрявцев. Орографический характер Кольского полуострова в связи с ледниковыми явлениями и явлениями поднятий, размывания и намывания. Тр. СПб. о-ва естествоиспыт., 1883, т. 14, вып. I, стр. 13—118.
28. Б. М. Куплетский. К петрографии Хибинских тундр. Тр. Геол. и Минер. муз. Акад. Наук, 1924, т. IV, вып. 3 (79—118) и 4 (119—138); 1925, т. V, вып. 3 (33—72) и Тр. Минер. музея, 1926, т. 1 (83—166).
29. Б. М. Куплетский. Арфведсонитовый порфир из ущелья Гакмана в Хибинских тундрах. Изв. Акад. Наук, 1927, стр. 579—592.
30. Б. М. Куплетский. О количественно-минералогическом составе апатито-нефелиновых пород Хибинских тундр. Докл. Акад. Наук, 1928, стр. 69—72.
31. Б. М. Куплетский и О. А. Воробьева. Геолого-петрографические наблюдения на центральном водоразделе Кольского полуострова летом 1928 г. Тр. Л. о-ва естествоиспыт., 1930, т. LX, вып. 4, стр. 49—78.
32. Б. М. Куплетский. Геологические наблюдения в Северной Карелии летом 1929 г. Тр. Петрогр. Инст. Акад. Наук 1932, вып. 2.
33. Б. М. Куплетский. Основные породы Панских высот на Кольском полуострове. Тр. Петрогр. инст. Акад. Наук, вып. 2, 1932.
- 33а. Б. М. Куплетский. Кукисвумчорр и окружающие его массивы Хибинских Тундр. Предварительные данные о работах 1929 и 1930 года (рукопись).
34. Б. М. Куплетский. Материалы к петрографии водораздела между оз. Имандрой и Белым морем в районе Кандалакша-Колвица (V 1931 г. рукопись).
35. Н. П. Лупанова. Химико-минералогическое обследование побережья Белого моря в окрестностях становища „Поной“ (рукопись 1928 г.).
36. Н. П. Лупанова. Геолого-петрографические наблюдения на Мурманском побережье между Вороньей и Рындой (рукопись 1931 г.).
37. Н. П. Лупанова. Предварительный отчет о работах 1930 г. в Хибинских тундрах (район Поачвумчорр-Тахтарвумчорр) (рукопись 1931 г.).
38. М. П. Мельников. Алмазоносные пески русской Лапландии. Горн. Журн., 1891, т. 1, стр. 345—346.

39. М. П. Мельников. Материалы по геологии Кольского полуострова. Зап. СПб. минер. о-ва, 1893, 2 сер., ч. 30, стр. 105—239.
40. М. П. Мельников. Петрографические заметки. Зап. СПб. минер. о-ва, 1893, 2 сер., ч. 30, стр. 391—399.
41. Л. И. Подгаецкий. Мурманский берег Северного Ледовитого океана и его рудные месторождения. Горн. Журн., 1891, т. 1, стр. 88—100.
42. Л. И. Подгаецкий. Мурманский берег и его природа, промыслы и значение. Изв. Русск. геогр. о-ва, 1890, т. XXVI, вып. 11, стр. 121—141.
43. А. А. Полканов. О жильных горных породах окрестностей Александровска на Кольском полуострове. Тр. СПб. о-ва естествоиспыт. Янв. 1913, т. XLIV, вып. 1, проток. зас. № 1, стр. 4—8.
44. А. А. Полканов. О контактовом взаимодействии диабазы и гнейсогранита на Кольском полуострове. Тр. СПб. о-ва естествоиспыт., 1913, т. XLIV, вып. 1, проток. зас. № 4—6, апрель — октябрь, стр. 155—158.
45. А. А. Полканов. Предварительный отчет о геологических исследованиях вдоль Мурманской жел. дороги на участке от Мурманска до ст. Оленья. Изв. Геол. ком., 1918, т. 37, № 7—8, стр. 589—599.
46. А. А. Полканов. О территориальной распространенности магнитных аномалий на Кольском полуострове. Изв. Геол. ком., 1923, т. 42, стр. 78—80.
47. А. А. Полканов. Предварительный отчет о работах 1923 г. в северо-восточной четверти 36 листа 10-верстн. Геол. карты Европ. России. Изв. Геол. ком., 1924, т. XLIII, № 7, стр. 931—972.
48. А. А. Полканов. Предварительные отчеты о геологических работах в районе 36 листа на Кольском полуострове: а) за 1923 г. Изв. Геол. ком., Л., 1924, т. 43, № 2, стр. 78—80, б) за 1924. Там же, 1925, т. 44, № 2, стр. 71—72, в) за 1925. Там же, 1926, т. 45, № 4, стр. 228—229; д) за 1926. Там же, 1927, т. 46, стр. 45—47.
49. А. А. Полканов. О магнитной аномалии на тундре Попова (Нелуайвиш) в северо-западной Лапландии. Вестн. Геол. ком., 1927, № 7, стр. 18—25.
50. А. А. Полканов. Несимметричная дайка диабазы с побережья Кольского фиорда. Тр. Л. о-ва естествоиспытателей, 1928, т. LIII, вып. 4, стр. 75—163.
51. А. А. Полканов. Геологические исследования на Кольском полуострове в 1917—1927 гг. Докл. и сообщ. Мурман. о-ва краеведения, 1928, вып. II, Мурманск.
52. Б. А. Попов. Об исследовании гранитогнейсов Лапландии. Зап. СПб. минералог. о-ва, 1900, 2 сер., ч. XXXVIII, стр. 28. Проток. засед. № 3, 14 — III, 1900, § 29.
53. Б. А. Попов. О закономерном сращении альбита с микроклином из авгитового гранита с подножья г. Чагве-уайв в Лапландии. Тр. СПб. о-ва естествоиспыт., 1901, т. XXXII, вып. 1. Проток. засед., март № 3, стр. 54—55.
54. Б. А. Попов. О работах между Нотозером и оз. Имандра. Зап. Минерал. о-ва, 1902, т. 40, вып. 1. Проток. зас. 7—I, 1902, стр. 5—11.
55. Б. А. Попов. Об экспедиции на Кольский полуостров в 1901 г. Зап. Минер. о-ва, 1902, т. 40, вып. 1. Проток. № 3, засед. 5 III 1902, стр. 52—58.
56. А. С. Пуртов. Отчет о магнитометрической съемке месторождений магнетитовых сланцев района Кольского фиорда в 1924—25 гг. и возможном их экономическом значении. Изв. Гл. Геол. Развед. Упр., 1930, XLIX, № 10, стр. 1193—1220.
57. П. Б. Риппас. Кольская экспед. 1898 г. (предварительный отчет). Изв. Русск. геогр. о-ва, 1889, т. XXXV, вып. III, стр. 292—312.
58. Г. Соколов. О некоторых контактно-метаморфических явлениях в песчаниках Турьего мыса. Изв. Научно-Техн. кружка металлургов и химиков при Л. политехн. инст., Л., 1925, вып. 1, стр. 80—85.
59. В. М. Тимофеев и Б. М. Куплетский. Строительные материалы северо-западной обл. I. Северная часть. Серия Естеств. Минер. Строит. Матер. Европ. части СССР. Инст. изуч. „Поверхность и Недра“. Изд. Научно-технич. отдела ВСНХ, Л., 1925, (1—73).

60. Е. С. Федоров. Краткое сообщение о результатах минералогического и петрографического исследования берегов Белого моря. Зап. СПб. минер. о-ва, 1903, ч. 40, вып. 2, стр. 211—220.
61. Е. С. Федоров. Минералогическое и петрографическое описание берегов Белого моря. Горн. Журн., 1904, т. II, стр. 98—127, 196—242, 368—395, т. III, стр. 80—114; использованы стр. 222—242 и 368—395.
62. Е. С. Федоров. О горных породах берегов Белого моря и Мурмана. Сборн. статей памяти И. В. Мушкетова, 1905, стр. 115—129.
63. Е. С. Федоров. Заметки о нефелиновых породах берегов Белого моря. Изв. Акад. Наук, 1905, стр. 149—152.
- 63а. А. Е. Ферсман. Геохимия России, вып. I, II, 1922, Н.-Х.-Т. изд., стр. 66—103.
64. А. Е. Ферсман. Апатито-нефелиновая проблема Хибинских тундр. Матер. по химизации народного хозяйства 1929, вып. V (1—95).
65. А. Е. Ферсман. Новый промышленный центр СССР за полярным кругом (Хибинский апатит). Изд. Ак. Наук, Л. 1931, стр. 1—56.
66. М. П. Фивег. Кукисвумчорское апатитовое месторождение в Хибинской тундре. Минер. сырье, 1930, № 5, стр. 584—694.
67. Н. А. Херувимова. Минералого-петрографическое исследование апатито-нефелиновой породы Хибинского месторождения. Матер. по обогащению неметаллич. полезных ископаемых, 1930, Гос.-техн. изд. Л., ч. I, стр. 237—253.
68. Хибинские апатиты. Под общей редакцией акад. А. Е. Ферсмана. 1930, т. 1, изд. Гостреста „Апатит“, Л., стр. 1—30). 1931, т. III, изд. Гос. Научно-техн. изд. Ленхимсгор, Л., стр. 1—318.
69. Хибинские и Ловозерские тундры, под редакц. акад. А. Е. Ферсмана, том I. Маршруты — Труды научно-исслед. инст. по изуч. Севера, 1925, вып. 29, стр. 195—2; том II. Физико-географический очерк — петрография — месторождения. Тр. Инст. по изуч. Севера, 1928, вып. 39, стр. IV—398.
70. Ф. Н. Чернышев. Орографический очерк Тимана. Тр. Геол. ком., 1915, т. XII, № 1, стр. 125.
71. Кап. Широкий. Геогностический обзор берегов Кандаляжской губы и Белого моря до гор. Кеми в Архангельской губ. Горн. Журн., 1835, кн. III, стр. 397—427.
72. В. В. Щербина. Анализ хибинского нефелина. Докл. Акад. Наук СССР, 1931, стр. 216—222 (хибинские уртыты).
73. Н. Н. Яковлев. О поездке на Медвежий остров летом 1921 г. Изв. Геол. Ком. за 1921 г., т. XL, № 2—6, Л., 1924, стр. 65—82.
74. H. Bäckström. Über angeschwemmte Bimssteine u. Schlacken d. nordeuropäischen Küsten. Sihang till K. Sv. Vet. Akad. handl, 1890, 16. Atd. II, № 5.
75. Baer. Expedition a Novaja Zemlia et en Laponie. I-er article. Les bords de la mer Blanche et la Laponie. Bull. scientifique Acad. des Sc. de Pétersb., 1838, t. III, p. 131—144.
76. Boehtlingk. Bericht einer Reise durch Finland und Lapland. Bull. Scient. Acad. des Sc. de Pétersb., 1840, t. VII, p. 107—127 и 121—208.
77. V. Borg. Bericht über die geographischen Resultate einer Forschungsreise in Lapland im Sommer 1891. Fennia, 20, № 5, Helsingfors, 1903.
78. Th. Brenner. Über Theralit und Ijolit von Umptek auf der Halbinsel Kola. Bull. Com. Geol. Finl., 1920, № 52 (1—30).
79. W. G. Brögger. Das Fengebiet in Telemark. Norwegen. Videnskap. Skrifter I Mat. — naturv. Klasse 1920, № 9, Kristiania, 1921, p. 377—382.
80. A. E. Fersmann. Die Mineralien der Chibina- und Lujav-Tundren auf der Halbinsel Kola. Neues Jahrb. für Min. Beil. Bd. LV, Abt. A, 1926 (36—46).
81. A. E. Fersmann. Geochemische Migration der Elemente und deren wissenschaftliche und wirtschaftliche Bedeutung, erläutert an vier Mineralvorkommen: Chibina-Tundren etc. Teil. I. Abh. zur prakt. Geol. und Bergwirtschaftslehre (Halle) 1929, Bd. 19 (1—116).

82. Alvar v. Fieandt. Fiskarhalföns och ön Kildins geologi. Fennia, 32, 1911—12, № 7, s. 1—99.
83. H. Hausen. Über die präquartäre Geologie des Petsamo-Gebietes am Eismeere. Bull. de la Commis. Géol. de Finlande, 1926, № 76.
84. Högbom. Fennoscandia. Handb. d. Region. Geologie IV. 3.
85. O. Holtedahl. On the Paleozoic Formations of Finmarken in Northern Norway. Amer. Journ. of Science, vol. XLVII, Febr. 1919, p. 85—107.
86. A. Khilman and J. A. Palmen. Die Expedition nach der Halbinsel Kola im Jahre 1887, Vorläufig geschildert. Fennia III, № 5, s. 1—28, 1890.
87. A. Khilman, Osw. Bericht einer naturwissenschaftlichen Reise durch Russisch Lappland im Jahre 1889. Fennia III, № 6, p. 1—40, 1890.
88. E. Krank. On Turjaite and the Ijolite stem of Turja. Kola. Fennia 51, № 5, 1928, Helsingfors.
89. B. Kupletsky. Ein Mineral der Astrophyllitgruppe vom Berge Urma-Waraka der Halbinsel Kola. Докл. Акад. Наук, 1929, стр. 343—347.
90. A. Th. Middendorff. Bericht über einen Abstecher durch das Innere von Lappland während der Sommer-Expedition, im Jahre 1840. Beitr. zur Kenntniss des Russ. Reiches, 1845, Bd. XI, Ptsb., p. 139—183.
91. A. Middendorff. Anikiev, Eine Insel im Eismeere, in der Gegend von Kola. Bull. Sc. de l'Аkad. des Scien. de St.-Petersb., t. II, 1860.
92. W. Ramsay. Geologische Beobachtungen auf der Halbinsel Kola, Fennia, 1890, III, № 7, s. 1—52.
93. W. Ramsay. Kurzer Bericht über eine Expedition nach der Tundra Umptek auf der Halbinsel Kola, Fennia, V, № 7, 1892, p. 1—32.
94. W. Ramsay, und V. Hackman. Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola, I, Fennia XI, № 2, 1894 (p. III + 225).
95. Wilhelm Ramsay. Urtit, ein basisches Endglied der Augitsyenit-Nephelinsyenit. Serie Geol. Fören. Stokholm Förhandl. Bd. 18, № 6, 1896, 459—468.
96. W. Ramsay. Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola II, Fennia, 1897, XV, № 2, p. 1—27.
97. W. Ramsay. Über die geologische Entwicklund der Halbinsel Kola in der Quartärzeit, Fennia 16, № 1, Helsingfors, 1898, s. 1—151.
98. W. Ramsay. Neue Beiträge zur Geologie der Halbinsel Kola, Fennia 15, № 4, p. 1—15, 1897—1899.
99. A. Stelzner. Bemerkungen über kristallinische Schiefergesteine aus Lappland. Neus Jarb. für Min., 1880, Bd. II, p. 102—107.
- 99a. V. Tanner. Nautsjok-Karnijok — Luttojok-Nuorttijärvi. Fennia, 33, № 2, 1913, S. 1—34.
100. M. Charles Vélain. Exploration dans la Laponie Russe ou presqu'île de Kola (1884—1885). Roches cristallophylliennes et éruptives. Bull. Soc. Géogr. (Paris) 1891, sér. VII, t. XII, p. 49—102.

I. КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛОНЦЫ И ИХ МИНЕРАЛЫ

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Скаполитовый гнейс, Канда лакша (32)	Гранато-силлиманитовый гнейс, Мурманск	Роговообманк. гнейс в контакте с гранитом, Вадруайв (15)	Кварц-гранерит-магнетитовый сланец, р. Ура (17)	Кварц-гранат-гранеритовый сланец, р. зап. Лица (17)	Кварц-диопсид-магнетитовый сланец, р. зап. Лица (17)	Магнетитовый сланец, к сев. от мыса Пинагорий (55)	Магнетитовый сланец, Кольский фиорд	Магнетитовый сланец, Кольский фиорд, мыс Милуков (10)	Роговая обманка из амфиболита, окр. с. Поноя (35)	Скаполит, с р. Канды (1)	Гранат из слюдяного сланца, Тахлингуайв (15)
SiO ₂	50.54	43.53	61.76	36.26	58.94	38.52	45.89	48.98	50.75	44.94	50.35	35.12
TiO ₂	0.92	1.61	0.82	нет	сл.	нет	0.10	0.11	сл.	1.59	—	—
Al ₂ O ₃	15.38	27.90	14.05	15.08	8.02	нет	2.58	7.20	0.47	10.71	25.86	18.28
Cr ₂ O ₃	0.07	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	1.69	нет	2.58	10.24	1.05	34.78	24.90	8.71	22.06	4.74	0.13	7.42
FeO	8.69	10.80	5.29	33.68	26.42	21.52	22.86	27.55	23.26	10.37	—	33.07
MnO	0.18	0.35	0.13	нет	0.58	сл.	—	—	0.25	0.20	—	2.82
MgO	6.13	5.94	3.13	2.61	2.04	сл.	1.91	1.68	1.57	11.40	0.23	—
CaO	12.28	3.98	5.82	0.75	1.63	3.78	1.22	3.92	1.29	12.91	11.96	2.72
BaO	—	—	0.03	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	1.56	2.94	2.37	0.11	0.15	0.06	0.37	0.51	0.95	0.99	7.04	—
K ₂ O	0.20	2.96	2.98	0.32	0.10	сл.	0.32	0.71	сл.	1.04	0.62	—
P ₂ O ₅	—	—	—	0.25	0.10	сл.	0.14	0.10	—	—	—	—
SO ₃	0.38	—	—	—	—	—	0.23	0.10	—	—	0.36	—
CO ₂	0.78	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.65	—
Cl	0.10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.03	—
H ₂ O —	1.39	0.66	1.32	0.22	0.42	0.13	—	—	—	0.10	0.25	—
H ₂ O +					0.94	0.79	—	—	1.25			
Σ =	100.29	100.67	100.28	99.52	100.29	99.58	100.52	99.57	100.60	100.24	100.48	99.73
АНАЛИТИК	В. Молева	Е. Свержинская	В. Молева	А. Кобозева	Ю. Книпович	Он же	Он же	Он же	Лабор. Горн. инст.	В. Егоров	О. Баклунд	Н. Вревская
Магнитические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу	RO	1.7	1.7	2.5	5.35	1.7	2.2	3.3	2.9	—	—	—
	SiO ₂	5.31	2.7	6.56	2.8	11.5	2.95	4.2	6.0	—	—	—
	R ₂ O:RO	1:18.3	1:4.6	1:3.7	1:110	1:150	—	1:38	1:19.5	—	—	—
	α	1.7	1.15	2.8	1.02	2.75	1.28	1.62	2.03	—	—	—

II. ГРАНИТЫ, ЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТЫ И ИХ МИНЕРАЛЫ, ЩЕЛОЧНЫЕ СИЕНИТЫ

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	Порфирировидный гранит, Турий п-ов (6)	Серый гранит, окр. Поноя (35)	Эгиритово-эгириновый гранит, между фьордами Лицким и Гитовским	Эгириново-авгитовый гранит, Белая тундра, верховья Поноя (31)	Щелочной гранит, Иинпорь (31)	Щелочной гранит, Валдруайв (15)	Щелочной гранит, Урма-варака (31)	Аплитовый щелочной гранит, Валдруайв (16)	Щелочной сиенит, Конт-озеро, р. Харловка (12)	Нафротитовый сиенит, Пух-озеро р. Харловка (12)	Арфведсонит, Урма-варака (31)	Арфведсонит, Урма-варака (31)	Арфведсонит, окр. Сейявр (15)	Микроклин-пертит, Кеикуайв, окр. оз. Сейявр (15)	Олигоклаз, Кеикуайв (15)
SiO ₂	68.61	66.97	73.81	74.40	75.69	75.27	75.28	70.72	56.03	51.05	47.94	47.63	48.56	64.05	65.44
TiO ₂	0.42	0.36	0.48	0.24	0.27	0.30	0.39	0.48	1.62	1.24	0.84	1.22	4.73	—	—
Al ₂ O ₃	14.13	15.80	11.08	9.26	11.78	11.60	10.26	12.97	17.22	16.67	4.52	0.45	—	18.93	21.47
Fe ₂ O ₃	1.60	3.14	2.14	3.59	2.89	1.31	3.96	2.33	5.66	6.01	8.88	14.73	10.69	0.15	0.04
FeO	1.80	0.75	3.14	0.63	0.54	1.82	2.86	2.90	0.69	1.72	27.10	22.34	23.64	—	—
MnO	0.27	0.10	0.18	0.09	0.02	0.05	0.08	0.10	0.23	0.28	0.72	0.44	—	—	—
MgO	0.79	1.16	0.07	0.45	0.26	0.05	0.07	0.36	0.24	0.35	0.41	0.25	0.63	—	—
CaO	2.41	1.89	0.61	0.80	0.04	0.32	0.55	1.20	2.14	2.60	3.15	2.80	21.17	0.12	1.81
BaO	—	0.08	—	—	—	нет	—	сл.	0.49	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	4.13	3.67	4.10	4.04	3.68	3.90	2.62	3.85	5.68	10.04	5.39	7.34	5.32	6.41	9.47
K ₂ O	5.47	4.90	4.68	6.12	4.60	5.30	4.06	4.43	7.11	4.83	1.73	2.11	2.49	7.34	0.93
P ₂ O ₅	не опр.	0.21	0.10	—	—	—	—	—	0.19	—	—	—	—	—	—
H ₂ O —	—	—	—	—	—	—	—	—	CO ₂ 0.41	—	Fl 0.12	—	—	—	—
H ₂ O +	0.95	0.18	0.08	0.26	0.09	0.41	0.07	1.04	0.77	0.58	1.04	1.26	0.59	—	—
Σ =	100.53	100.69	100.60	99.88	99.98	100.33	100.27	100.38	100.48	99.74	101.24	100.57	100.71	—	99.16
Аналитик	Н. Торопов	Н. Лупанова		Н. Морозов	О. Воробьева	В. Молева	О. Воробьева	В. Молева	В. Володвеец	Он же	О. Воробьева	Н. Палицын	Н. Нежлявз	О. Воробьева	Она же
Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу	RO	1.46	1.00	1.4	1.6	1.0	1.0	1.3	1.05	1.52	—	—	—	—	—
	SiO ₂	7.71	6.40	10.3	11.0	9.7	9.6	8.5	4.67	4.31	—	—	—	—	—
	R ₂ O : RO	1.4 : 1	1.74 : 1	5.05 : 1	3.2 : 1	5.5 : 1	4.0 : 1	2.25 : 1	1.51 : 1	3.53 : 1	2.57 : 1	—	—	—	—
	α	3.6	3.19	4.68	4.79	4.85	5.2	4.8	3.95	2.50	1.90	—	—	—	—

III. ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
	Которанскит, Белое море, Которанск. наволоок	Метадиабаз, маяк „Мыс Орлов“ (35)	Габбро, г. Киевейк, верховье реки Паны (33)	Лейкокраповое габбро, г. Каменник, верховья р. Паны (33)	Пикрит-порфирит, окр. г. Александровска (43)	Жильное габбро, южная часть Чуна-тундры	Габбро нормальное, г. Эбрчорр, Чуна-тундра	Габбро-норит, жильн.; южная часть Чуна-тундры	Полевошпатовый перидотит, г. Райненчорр, Чуна-тундра	Полевошпатовый перидотит, г. Сейдуайвентч, Чуна-тундра	Перидотит, ст. Хабозеро, Мурм. ж. д. (34)	Норит, Эбрчорр, Чуна-тундра	Метаморфиз. габбро, Чуна-тундра	Перидотит, Ньюдайвентч, Монче-тундра	Норит, Ньюдайвентч, Монче-тундра	
SiO ₂	48.26	53.26	51.79	50.22	43.03	50.47	50.54	47.81	45.09	47.35	35.68	52.25	49.15	54.67	50.66	
TiO ₂	0.34	0.63	0.14	0.20	1.71	1.21	0.27	0.97	0.76	0.52	0.92	0.31	0.18	0.16	0.20	
Al ₂ O ₃	15.12	14.94	16.96	22.28	6.70	14.36	24.62	10.84	9.37	8.77	0.38	16.53	22.72	2.90	19.51	
Fe ₂ O ₃	0.57	5.12	0.78	4.39	7.17	1.63	1.02	0.98	1.13	0.53	6.17	0.98	1.22	0.69	0.72	
Cr ₂ O ₃	0.20	—	сл.	—	—	0.05	сл.	0.14	0.22	0.46	—	0.03	нет	—	—	
FeO	5.54	2.69	5.13	0.79	9.72	9.97	3.08	12.14	11.80	10.38	10.44	6.88	5.62	8.06	3.77	
MnO	0.13	0.19	0.12	0.11	0.18	0.19	0.07	0.18	0.19	0.20	0.25	0.11	0.04	0.14	0.10	
MgO	12.31	6.07	10.16	3.15	18.63	8.07	2.83	17.55	22.78	22.54	42.40	8.14	5.23	30.12	12.48	
CaO	12.21	9.49	12.47	13.34	7.36	9.70	13.38	6.36	6.48	7.04	0.68	11.55	11.26	2.22	10.34	
Na ₂ O	1.22	1.65	1.60	3.59	1.58	2.50	3.03	1.61	1.15	1.12	0.11	2.22	3.05	0.25	1.46	
K ₂ O	0.57	3.10	0.17	0.52	0.45	0.74	0.29	0.60	0.33	0.33	0.07	0.28	0.28	0.12	0.17	
P ₂ O ₅	нет	—	—	нет	0.80	0.18	нет	0.21	0.10	нет	—	нет	0.04	—	—	
CO ₂	0.45	—	—	—	0.57	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
S	0.06	0.48	0.02	—	—	0.08	0.04	0.07	0.05	0.08	—	0.02	0.05	—	—	
H ₂ O —	—	BaO 0.11	—	—	—	BaO 0.02	NiO нет	—	NiO 0.12	—	—	—	—	—	—	
H ₂ O +	2.97	0.11	0.68	1.18	0.24	0.97	0.78	0.76	0.67	0.66	3.11	1.08	1.07	0.97	0.86	
Σ =	99.90	99.82	100.02	99.77	98.82	100.14	99.97	100.22	100.24	99.88	100.21	100.38	99.91	100.30	100.21	
Аналитик	В. Егоров	Н. Лупанова	В. Егоров	Н. Нежляз	Лабор. пр. Дидерихса	В. Егоров	Он же	Он же	Он же	Он же	В. Молева	Она же	Она же	Она же	Она же	
Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу	RO	4.0	2.33	3.36	1.59	7.0	3.8	1.6	6.3	8.8	9.6	28.6	3.29	2.0	27.6	2.9
	SiO ₂	5.25	4.96	5.04	3.40	7.0	5.5	3.4	6.75	7.6	8.9	14.2	5.27	3.6	28.0	4.3
	R ₂ O:RO	1:20.7	1:6.11	1:20.0	1:5.2	1:23.1	1:10.4	1:9.0	1:24	1:42	1:42	—	1:13.1	1:7.8	1:17.1	1:21.7
	α	1.5	2.07	1.6	1.44	1.40	1.4	1.47	1.31	1.99	1.41	0.90	1.67	1.44	0.97	1.45

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
	Хибинит, верх. Рабо, Хибинь (94)	Хибинит, Часна-чорр, Хибинь (94)	Мелкозерн. н.-с., Путеличорр, Хибинь (94)	Плаотный нефелиновый порфир, Вудьяврчорр, Хибинь (94)	Среднезерн. н.-сиенит, Тулилухт, Хибинь (94)	Мелкозерн. эгир. н.-с. Эвесо: чорр (69)	Эгириновый н.-с., Кукусвумчорр (33а)	Умттекиг, бер. Умбозера, Хибинь (94)	Умттекигтовый порфир, Намуайв, Хибинь (69)	Арфредсонитовый порфир, ушелье Гакмана (29)	Фойлит крупнозерн., Кукусвумчорр, вост. скл. (33а)	Канкринитовый с, вешовые р. Тульви (33а)	Луаврит, Луаврург, Ангувндасчорр, (96)	Луаврит, богатый эгирином, Ангувндасчорр, Луаврург (96)	Луаврит, эвдиалитовый, Кьеткнон, Луаврург (96)	Луаврит, эвдиалито-лампрофилитовый, Ангувндасчорр (96)	Луаврит, лампрофилитовый Ангувндасчорр (96)	Луаврит титанитовый, Кукусвумчорр, Хибинь (33а)	Луаврит, Кукусвумчорр, Хибинь (33а)	
SiO ₂	52.25	54.14	56.40	45.64	57.78	54.40	56.20	63.71	68.70	55.41	51.08	58.96	54.85	53.50	53.68	53.67	53.80	44.85	52.83	
TiO ₂	0.60	0.95	0.84	2.44	1.83	сл.	1.16	0.86	сл.	1.24	0.21	0.20	1.44	0.86	1.35	1.96	—	6.54	0.86	
ZrO ₂	—	0.92	—	—	—	—	—	—	—	—	0.01	—	—	—	—	—	—	—	0.02	
Al ₂ O ₃	22.24	20.61	21.36	19.50	15.45	26.40	21.46	16.59	16.36	20.26	25.45	21.27	18.33	16.44	18.42	16.79	15.17	20.92	15.51	
Fe ₂ O ₃	2.42	3.28	2.96	3.47	3.06	сл.	2.55	2.92	0.92	2.32	2.87	0.24	—	8.73	5.91	6.57	7.11	1.50	5.84	
FeO	1.98	2.08	2.39	3.34	3.11	—	1.29	0.66	2.62	3.62	0.86	0.43	—	1.48	2.57	2.53	3.09	2.51	2.98	
MnO	0.53	0.25	0.49	0.19	0.98	—	0.10	0.20	сл.	0.34	0.11	0.08	0.89	0.47	0.75	0.11	1.09	0.14	0.11	
MgO	0.96	0.83	0.90	3.04	1.13	0.88	0.03	0.90	0.66	0.07	0.99	0.07	1.06	1.05	0.88	1.74	1.08	1.57	1.88	
CaO	1.54	1.85	1.81	4.45	1.72	0.94	1.48	3.11	1.00	1.31	1.43	0.90	1.32	1.50	2.05	2.47	1.72	7.28	5.34	
BaO	—	—	—	—	—	—	BaO 0.14	—	—	—	0.15	—	—	—	—	—	—	0.35	0.41	
Na ₂ O	9.78	9.87	8.57	11.57	11.03	13.98	8.96	8.26	8.98	7.55	11.10	13.15	11.43	9.98	9.46	9.07	10.55	8.09	4.30	
K ₂ O	6.13	5.25	4.83	6.96	2.89	3.12	6.01	2.79	1.23	7.52	3.94	1.14	3.16	4.58	4.92	4.14	5.09	4.96	6.25	
	—	Cl—0.12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	SO ₃ —0.10	—	—	—	—	—	—	Cl—0.04	
	—	—	—	—	—	—	SO ₃ —0.08	—	—	—	Cl—0.03	CO ₂ —0.04	—	—	—	—	—	—	P ₂ O ₅ —0.04	
	—	—	—	—	—	—	Fl—0.31	—	—	P ₂ O ₅ 0.12	0.29	Cl—0.04	—	—	—	—	—	—	SO ₃ —0.08	
H ₂ O —	0.73	0.40	0.01	0.16	0.94	0.73	0.51	0.19	0.23	0.24	0.08	1.45	1.06	1.76	0.89	1.34	1.31	0.12	0.46	
H ₂ O +																				1.31
Σ =	99.16	100.55	100.56	100.76	99.92	100.45	100.28	100.19	100.47	100.00	99.92	99.90	100.50	100.34	100.90	100.40	100.01	100.17	99.95	
Аналитик	В. Гакман	Эйхлейтер	Он же	Он же	Бергхелль	Н. Вревская	Э. Книпович	Петерсон	Н. Вревская	Вревская и Молева	К. Аргентов	В. Егоров	Бергхелль	Цилиакус	Петерсон	Бергхелль	Бланкетт	Левенфиш	Он же	
Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу	RO	1.33	1.33	1.30	2.20	1.65	1.15	1.03	1.22	1.32	1.05	1.23	1.26	1.33	1.42	1.51	1.73	1.76	1.68	
	SiO ₂	3.91	3.91	4.18	3.71	5.47	3.46	4.19	5.90	4.38	3.18	4.68	4.19	4.21	4.18	4.44	4.65	3.73	4.60	
	R ₂ O:RO	2.5:1	2.5:1	1.80:1	1.27:1	1.53:1	6.5:1	5.6:1	1.50:1	2.20:1	2.52:1	3.94:1	—	3.47:1	2.63:1	1.95:1	1.53:1	1.93:1	1.1:1.3	1:1.4
	α	1.80	1.80	1.94	1.42	2.30	1.66	2.04	2.80	3.32	2.03	1.57	2.21	1.97	1.93	1.89	1.96	1.96	1.56	1.98

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	Слюдяной н.-с., уш. Гакмана (69-II)	Гнейсовидный сланцеватый н.-с., Вуоннемиок (69-II)	Слюдяной порфир, Апатитовая гора (33а)	Слюдяной н.-с., Каскашюначорр (33а)	Слюдяной н.-с., Рисчорр (69-II)	Слюдяной н.-с. с пирротином, Кукисвумчорр (33а)	Слюдяной н.-с., Вуоннемиок (16)	Слюдяной н.-с., Вуоннемиок (16)	Слюдяной н.-с., Вуоннемиок (16)	Слюдяно-этирин. н.-с., Апатитовая гора (13)	Слюдяно-этири- новый н.-с., Юкспор (16)	Слюдяно- роговообм. н.-с., жильный, уш. Гакмана (69-II)	Слюдяно- роговообм. н.-с., Рисчорр (33а)	Слюдяно- роговообм. н.-с., Кукисвумчорр (33а)	Слюдяно- роговообм. н.-с., Кукисвумчорр (33а)	Слюдяно- роговообм. н.-с., Рисчорр (33а)
SiO ₂	49.07	54.60	57.81	54.99	52.52	56.53	53.10	55.10	51.75	50.56	51.51	47.14	61.02	56.63	55.98	46.74
TiO ₂	сл.	0.30	1.42	0.46	сл.	1.47	0.78	1.08	1.03	1.03	0.80	0.04	1.12	1.45	1.29	3.32
ZrO ₂	—	—	—	0.02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.03	—	0.09
Al ₂ O ₃	24.14	22.23	20.36	21.36	25.83	17.02	22.46	21.91	19.87	20.86	23.38	22.81	18.18	16.65	18.67	17.35
Fe ₂ O ₃	4.99	2.02	0.42	2.23	1.40	1.33	0.61	0.80	3.50	4.35	2.07	5.55	1.53	0.37	2.82	3.13
FeO	0.90	1.07	4.30	2.58	3.64	6.17	4.91	4.79	2.29	1.51	1.72	2.82	2.17	3.66	3.65	7.69
MnO	—	сл.	0.14	0.12	—	0.47	0.31	0.26	0.60	0.18	0.31	сл.	0.18	0.26	0.27	0.28
MgO	2.14	0.82	0.27	0.85	0.62	0.71	0.93	0.83	0.98	0.76	0.85	2.90	0.77	1.34	1.14	2.01
CaO	1.39	2.31	1.10	0.33	0.60	0.12	2.01	1.58	2.04	1.65	1.76	5.13	1.75	1.07	1.26	5.57
BaO	—	—	0.13	сл.	—	1.05	0.14	—	0.20	0.50	0.18	—	0.11	0.09	—	0.39
SrO	—	—	0.02	—	—	—	—	—	0.00	0.04	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	12.82	10.86	6.31	7.32	10.22	4.04	7.48	5.93	9.87	10.69	10.55	9.72	5.24	4.88	8.17	5.39
K ₂ O	4.46	5.39	6.24	8.72	3.12	9.80	5.86	6.64	5.39	6.90	5.40	2.37	6.49	6.88	5.77	6.30
P ₂ O ₅	—	—	—	0.56	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.03	0.08	0.29
SO ₃	—	—	0.07	—	—	0.32	0.16	0.05	0.11	0.01	0.17	—	—	6.02	0.12	—
CO ₂	—	—	—	0.02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O —	0.72	0.74	0.07	0.20	1.10	1.60	0.12	0.11	1.96	0.87	0.85	0.98	0.71	0.14	0.10	0.10
H ₂ O +	—	—	0.75	0.39	—	—	0.62	0.63	—	—	—	—	—	0.54	0.93	1.16
Fl.	—	—	0.41	—	—	—	—	—	—	Cl—0.04	—	—	—	—	—	Cl—0.01
—O—F ₂	—	—	0.17	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ =	100.63	100.34	99.71	100.15	99.05	100.03	99.49	99.71	99.61	100.02	99.55	99.46	100.27	100.04	100.25	99.82
Аналитик	Н. Врев- ская	Она же	Э. Кни- пович	К. Ар- гентов	Н. Врев- ская	Э. Книпович	Б. Френкель	Васильева	М. Стукалова	Н. Вла- давец	М. Сту- калова	Н. Врев- ская	В. Молева	Н. Левен- фиш	Она же	Она же
Магматическ. формулы по Ф. Ю. Левин- сон-Лессингу																
RO	1.26	1.35	1.30	1.25	1.00	1.65	1.4	1.3	1.02	1.38	1.28	1.43	1.35	1.55	0.5	1.82
SiO ₂	3.01	3.95	4.95	4.10	3.30	5.43	3.97	4.18	4.03	3.69	3.58	3.00	5.46	5.72	4.70	4.32
R ₂ O:RO	2.77:1	2.90:1	1.89:1	3.1:1	2.6:1	1.4:1	1.4:1	1.4:1	1.2:1	3.26:1	2.9:1	1.1:1	1.83:1	1.41:1	1.78:1	1:2.9
α	1.41	1.82	2.3	1.93	1.66	2.34	3.17	2.17	2.00	1.68	1.64	1.35	2.51	2.51	2.60	1.80

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	Ийолит, дол. Ка- лнока (94)	Ийолит, дол. Тахтарвум (78)	Уртиты, Луяврурт (95, 96)			Лейкокраговый уртит, Расвумчорр (72)	Уртит, Расвум- чорр, Хибинны (68-III)	Эгирино-сфено- вый уртит, Расвумчорр (72)	Эгирино-сфено- магнетитовый уртит, Расвум- чорр (72)	Уртит, Юкспор, Хибинны (68-III)	Уртит, Юкспор, Хибинны (68-III)	Уртит, среднее из 6 анализов (68-III)	Тавит, Сеингис- чорр, Луяврурт (69-II)	Тавит, дол. Та- вайока, Луяврурт, (96)
SiO ₂	46.63	43.35	45.28	45.46	45.43	43.27	43.21	41.04	42.40	42.29	42.00	42.27	44.58	47.29
TiO ₂	1.12	2.06	—	—	—	0.94	1.06	1.50	1.04	1.75	0.86	1.12	1.51	—
Al ₂ O ₃	15.03	17.35	27.37	26.73	28.77	29.99	29.84	26.78	26.72	27.23	27.83	28.15	21.74	15.46
Fe ₂ O ₃	5.91	2.17	3.56	4.31	3.10	2.74	2.29	3.76	3.58	3.22	2.12	2.80	6.80	12.00
FeO	5.09	7.76	0.49	0.90	0.40	0.45	0.61	1.23	1.36	2.32	1.90	1.45	1.20	2.35
MnO	сл.	0.30	0.19	0.12	—	0.06	—	0.27	0.15	0.06	0.05	0.10	0.13	—
MgO	3.47	4.20	0.33	сл.	0.22	0.10	1.55	0.21	1.03	0.96	0.65	0.83	0.31	1.32
CaO	11.23	10.03	1.22	2.09	1.86	1.35	1.27	3.81	4.26	4.09	2.14	3.02	0.81	1.61
Na ₂ O	8.16	9.38	17.29	15.07	16.16	15.01	14.47	15.21	14.44	12.60	13.05	14.15	16.28	14.74
K ₂ O	1.96	2.17	3.51	4.23	3.38	5.71	5.25	5.96	3.91	4.68	4.77	4.92	1.34	1.23
—	—	—	—	—	—	—	—	P ₂ O ₅ —0.40	0.13	0.35	0.10	0.14	S—0.32	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	CO ₂ —2.15	—	Cl—2.56	—
Пот. при прокал.	0.35	0.89	0.40	0.44	—	0.50	0.94	0.27	0.54	0.55	1.52	0.71	2.62	1.85
Σ =	98.95	99.66	99.53	99.05	99.32	100.12	100.49	100.44	99.56	100.10	100.01	99.66	100.20	97.85
Аналитик	Бергхелль	Т. Бреннер	Сальбом	В. Петерсон	А. Цили- акус	В. Щер- бина	А. Морозов	В. Щербина	Он же	Н. Влодавец	Он же	Он же	В. Молева	Бланкетт
Магматические формулы по Ф. Ю. Левин- сон-Лессингу	RO	2.92	2.94	1.13		1.0	1.2	1.5	1.3	1.4	1.1	1.23	1.23	1.50
	SiO ₂	4.10	3.85	2.52		2.3	2.4	2.4	2.5	2.5	2.5	2.42	3.00	3.53
	R ₂ O:RO	1:2.32	1:2.80	6:60:1		8.8:1	4.14:1	4.2:1	2.5:1	1.4:1	5.6:1	3.5:1	6.80:1	2.75:1
	α	1.41	1.38	1.21		1.15	1.14	1.07	1.16	1.15	1.21	1.14	1.73	1.56
										кроме того				
										Cl—0.27				
										S—0.57				
										V ₂ O ₅ —0.03				

VII. МОЛОДЫЕ ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ ХИБИНСКИХ И ЛОВОЗЕРСКИХ ТУНДР

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
	Тингуаит, Куки- вумчорр, Хибинь (69-II)	Щелочной грахит, Расвумчорр, Хи- бинь (69-II)	Тингуаит, Куки- вумчорр (33а)	Тингуаит, Нью- рярпахк, Хибинь (94)	Щелочной грахит, Кукивумчорр сев. (69-II)	Щелочной базальт, Каскасьоньейок, Хибинь (69-II)	Нозеановый ба- зальт, Ньюрпахк, Хибинь (69-II)	Анальцимовый базальт, Ньюрк- пахк (69-II)	Нефелинит, Ман- нопахк, Хибинь (69-II)	Шонкинит, ущ. Петрелуса, Хи- бинь (69-II)	Шонкинит, перев. Чоргорр, Хибинь (69-II)	Шонкинит, ущ. Рамаая, Хибинь (69-II)	Тералит, перев. Чоргорр, Хибинь (69-II)	Тералит, ущ. Пе- трелуса, Хибинь (69-II)	Тералит, ущ. Пе- трелуса, Хибинь (94)	Мончикит, Куки- вумчорр, зап. цирк. (33а)	Пикрит-порфирит, Кьегкпыон, Луав- ругг (96)	
SiO ₂	49.49	51.81	52.18	54.46	54.48	41.49	46.81	42.07	43.68	44.19	43.60	47.10	47.86	47.07	46.53	39.69	39.20	
TiO ₂	1.12	1.04	2.52	сл.	0.26	1.31	0.70	0.90	сл.	0.18	1.57	0.78	1.38	1.44	2.99	2.52	0.40	
Al ₂ O ₃	13.83	15.41	13.28	19.96	21.28	19.46	19.73	22.70	17.61	19.77	19.02	17.19	19.01	15.80	14.31	11.73	6.24	
Fe ₂ O ₃	11.37	5.86	9.65	2.34	7.93	4.40	5.64	4.42	1.83	0.64	3.69	5.38	3.65	3.64	3.61	4.85—0.09	8.34	
FeO	5.03	4.90	1.55	3.33	2.76	9.39	4.39	8.47	5.33	7.65	8.35	7.79	8.41	8.49	8.15	5.77	7.32	
MnO	1.57	0.80	0.48	сл.	0.84	—	0.54	—	сл.	—	—	—	—	сл.	0.22	0.23	0.45	
MgO	0.27	1.13	0.99	0.61	0.44	1.73	2.25	1.12	4.42	4.94	3.30	2.16	3.48	6.31	6.56	10.56	25.65	
CaO	2.21	3.34	2.16	2.12	1.54	9.83	6.69	7.96	12.24	7.49	10.00	7.56	6.26	11.45	12.13	11.46	8.94	
BaO	—	—	0.45	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.15	—	
Na ₂ O	13.16	11.88	9.40	8.68	9.78	6.03	10.26	4.65	8.05	9.61	6.83	8.26	8.33	4.76	4.95	6.56	1.49	
K ₂ O	1.82	3.22	5.94	2.76	3.65	1.64	1.60	3.09	0.66	3.67	2.98	3.19	1.26	0.66	1.58	2.08	1.16	
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0.22	1.07	—	—	0.28	1.41	—	—	0.12	—	—	—	—	
CO ₂	—	—	—	—	—	1.60	—	0.76	—	—	—	—	—	—	—	2.16	—	
SO ₃	—	—	0.42	—	—	—	0.29	—	—	—	—	—	—	—	—	0.16	—	
Пот. п. прокал.	0.89	сл.	0.99	5.20	2.85	1.59	1.30	3.87	5.15	0.74	1.34	0.88	0.21	0.12	0.20	2.28	0.57	
Σ =	100.70	99.39	100.01	99.46	100.03	99.54	100.50	100.01	99.25	100.29	100.68	100.29	99.97	99.74	101.23	100.29	99.76	
Аналитик	Н. Врев- ская	Она же	В. А. Его- ров	К. Кьел- лин	Н. Врев- ская	Она же	Она же	Она же	Она же	Она же	Она же	Она же	Она же	Она же	Ф. Эйх- лейтер	В. А. Его- ров	В. Петер- сон	
Магматические формулы по Ф. Ю. Левин- сон-Лессингу	RO	2.29	2.24	1.55	1.27	1.28	1.90	1.50	2.20	2.60	2.47	2.28	2.16	3.18	3.63	4.30	8.36	
	SiO ₂	4.06	4.66	4.71	4.31	4.11	3.43	2.85	3.95	3.72	3.56	3.42	3.89	4.52	4.73	4.70	5.94	
	R ₂ O:RO	1.69:1	1.36:1	3.5:1	1.72:1	2.23:1	1:2.50	1:1.38	1:2.50	1:2.0	1:1.64	1:2.67	1:1.80	1:2.12	1:5.8	1:5.1	1:3.8	1:25
	α	1.69	1.83	2.07	2.01	1.92	1.33	1.40	1.26	1.50	1.33	1.30	1.44	1.51	1.46	1.29	1.05	

VIII. ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ ХИБИНСКИХ И ЛОВОЗЕРСКИХ ТУНДР

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	Анортоклаз из хибинита	Микроклин из пегматитов в хибините Маннепахк	Железистый анортоклаз из зоны слюдяных нефсиен.	Нефелин из хибинита Маннепахк	Нефелин из ургита, Расумчорр	Эгирын, Хибинь	Эгирын, Часанчорр Хибинь	Арфведсонит из фойяита р. Касканычорр	Эвдиалит, Ангундасчорр, Луявурт	Эвколит, Непгунитовая лощина, Хибинь	Эгидиатит, Ляво-чорр, Хибинь	Лампрофилит, Сенгисчорр, Луявурт	Астрофилит, Лопарский перевал, Хибинь	Мурманит, Чингусуай, Луявурт	Лепидомелан, дол. Рисюка, Хибинь	Авгит, из Тера-лита ущ. Рамзая
SiO ₂	64.02	65.31	64.03	45.34	43.02	52.14	51.41	47.58	50.09	48.05	40.33	30.80	34.78	30.06	35.35	44.00
TiO ₂	нет	нет	0.02	сл.	0.03	не опр.	3.35	2.24	0.39	0.44	8.22	31.26	11.86	38.24	3.70	2.87
ZrO ₂	—	—	—	сл.	—	—	—	—	12.82	11.66	—	0.05	0.57	2.08	—	—
Ce ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	} 2.12	2.54	—	—	—	—	—	—
TR	—	—	—	—	—	—	—	—		—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	20.33	19.06	18.31	32.74	32.56	1.61	4.04	3.06	—	—	0.96	} 0.37	0.60	—	7.96	11.73
Fe ₂ O ₃	0.17	0.19	0.68	0.79	0.46	19.25	20.27	10.23	0.60	—	6.77		2.76	2.33	9.89	2.84
FeO	0.02	0.03	0.04	0.41	0.39	6.07	4.04	18.12	1.79	6.15	31.36	3.16	26.71	0.30	19.91	8.91
MnO	—	—	0.01	нет	0.01	0.85	0.75	1.39	2.31	2.91	2.30	3.21	6.65	2.30	1.11	—
MgO	—	—	—	0.04	0.17	2.79	—	4.36	сл.	1.67	1.54	0.53	1.54	0.35	7.02	5.40
CaO	0.27	0.10	0.12	0.08	0.99	8.01	3.22	3.52	—	—	0.99	1.20	1.61	2.56	—	17.00
BaO	0.26	сл.	1.12	нет	нет	—	—	—	} 8.96	10.33	—	1.09	0.15	—	0.09	—
SrO	0.10	—	—	нет	0.02	—	—	—		—	—	14.49	0.05	—	—	—
Na ₂ O	5.64	3.60	1.22	15.83	15.84	7.61	11.51	6.38	15.55	12.32	7.47	12.70	3.00	10.38	0.50	—
K ₂ O	8.74	11.66	14.29	4.77	5.74	1.13	1.68	1.23	0.62	0.89	0.16	—	5.90	0.83	9.00	—
Fl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.65	0.86	—	0.90	—
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	0.74	1.32	—	0.27	0.35	—	—	—
H ₂ O—	} 0.76	0.32	0.13	0.48	0.50	0.22	0.14	1.67	3.06	0.50	—	0.39	0.11	6.03	1.39	Неопред. остаток 6.53
H ₂ O+													2.98	4.17	3.66	
Σ =	100.31	100.27	99.97	100.48	99.73	99.68	100.41	99.78	99.05	98.78	100.10	101.17	100.48	99.63	100.48	100.00
— O = F1 ₂ , Cl ₂ =	—	—	—	—	—	—	—	—	—0.15	0.30	—	—0.76	—0.44	—	—0.38	—
Аналитик	В. Молева	Она же	В. Егоров	В. Щербина	Он же	Он же	Н. Березкин	В. Кунитц в Халле	Н. Володавец	И. Старынкевич	И. Курбатов	Н. Володавец	Он же	Старынкевич	В. Егоров	Бреннер

IX. ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ ТУРЬЕГО МЫСА

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	Ийолит, о-в Ки-деречь (3)	Ийолит, Турий мыс (79)	Фельдшпатизированный ийолит, Турий мыс (6)	Малыньит среднезерн., Турий мыс, Серка малая (88)	Микромельтеит меланито-биогитовый (88), о-в Ки-деречь	Апатитовый сиенит, Турий мыс (6)	Турьит (2)	Турьяит, (79) Кузнаволоок, Турий мыс	Турьяит среднезерн., (88), Кузнаволоок, Турий мыс	Турьяит крупнозернистый (88), Кузнаволоок, Турий мыс	Меланитовый ухаитит (88), ю. точка Турьего мыса	Авгитит, жила в турьяите (88), Кузнаволоок, Турий мыс	Меланитовый мончикит (88), Турий мыс	Мончикит (79), Турий мыс	Мончикит авгитовый с оливином (88), Серка малая, Турий мыс	Мончикит авгитовый без оливинов (88), Серка малая, Турий мыс	Меланитовый базаит (3-го периода) (6), Турий мыс
SiO ₂	41.38	46.28	44.16	45.45	41.78	24.60	30.56	31.41	36.27	36.65	67.31	38.12	37.78	41.83	38.86	38.30	36.27
TiO ₂	2.15	0.94	1.26	1.73	2.53	0.29	1.16	3.88	3.33	2.73	3.33	3.03	4.94	1.56	3.58	3.79	3.70
Al ₂ O ₃	18.41	14.76	9.65	16.55	16.21	3.61	11.86	10.33	12.46	13.55	8.81	13.83	12.58	12.63	10.81	12.08	11.79
Fe ₂ O ₃	5.83	4.02	8.16	4.20	6.62	1.91	6.07	7.91	5.18	6.23	8.42	2.66	4.79	6.37	1.92	4.05	6.00
FeO	4.75	3.43	4.13	2.94	3.77	—	4.24	6.10	3.94	4.43	2.60	7.36	5.92	3.33	7.38	6.70	5.32
MnO	0.24	0.41	0.36	0.18	0.30	0.30	0.28	0.27	0.37	0.22	0.19	0.09	0.18	0.15	0.14	0.15	0.07
MgO	1.49	3.65	1.87	3.67	3.19	3.90	6.10	6.93	5.38	5.22	11.02	4.13	6.24	9.33	6.70	7.78	6.59
CaO	8.35	10.45	12.10	10.75	12.96	31.11	19.11	18.90	20.15	18.47	16.23	12.80	14.60	13.37	14.98	13.94	16.02
Na ₂ O	11.00	8.42	4.34	7.74	8.16	1.75	2.59	4.38	5.85	5.12	1.66	7.72	5.36	2.10	4.02	4.78	6.08
K ₂ O	6.00	4.36	5.94	4.08	3.60	0.44	4.20	3.85	2.32	2.98	4.46	2.88	2.48	3.54	1.20	0.88	1.84
P ₂ O ₅	0.64	не опр.	0.57	0.16	0.80	12.30	—	4.14	1.18	0.33	1.33	0.59	0.66	1.42	1.03	0.20	не опр.
CO ₂	—	1.49	6.82	1.69	0.11	9.58	8.76	0.44	0.78	1.20	2.36	2.08	1.34	0.96	6.44	4.38	—
SO ₃	—	не опр.	—	S—0.41	—	S—0.24	—	S—0.15	S—0.21	S—0.15	—	—	S—0.28	FeS—0.49	S—0.07	не опр.	0.17
Fl	—	—	0.36	—	—	1.80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	—	—	—	0.04	—	0.05	0.11	—	0.05	—	—	0.19	не опр.	—	—	не опр.	0.03
H ₂ O —	0.06	0.10	0.16	0.20	—	0.45	0.76	0.13	не опр.	0.05	0.10	0.10	0.14	} 2.78	2.84	0.11	} 5.92
H ₂ O +	—	1.15	0.84	0.84	0.39	0.67	3.97	0.98	2.27	3.16	2.17	2.60	2.22		—	—	
— O = Fl ₂ Cl ₂	—	—	—0.15	—	—	—0.76	—	—	—	—	—	1.28	—	—	—	—	—
Σ =	100.30	99.46	100.57	100.63	100.42	99.03	99.77	99.80	99.74	100.49	99.99	99.46	99.51	99.86	99.97	99.52	100.41
Аналитик	П. Стефанов	П. Эскола	В. Влодавец	Е. Кранк	Он же	В. Влодавец	М. Окнов	П. Эскола	Е. Кранк	Он же	Он же	Он же	Он же	П. Эскола	Е. Кранк	Он же	В. Молева
RO	2.56	3.02	2.02	2.42	2.58	4.25	2.17	4.10	4.08	3.65	4.54	3.48	3.63	3.22	3.84	3.60	4.19
SiO ₂	3.30	4.59	5.18	4.23	3.62	8.30	3.28	3.80	4.17	4.43	4.96	4.39	4.43	4.37	5.60	4.80	4.25
R ₂ O : RO	1 : 0.9	1 : 1.8	1 : 1.2	1 : 1.7	1 : 2.04	1 : 5.4	1 : 4.1	1 : 4.5	1 : 4.3	1 : 4.21	1 : 7.11	1 : 2.4	1 : 4.2	1 : 6.5	1 : 4.90	1 : 4.94	1 : 4.4
α	1.19	1.53	2.02	1.56	1.29	2.29	1.12	1.07	1.04	1.33	1.31	1.35	1.34	1.41	1.73	1.45	1.18

Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

Х. МИНЕРАЛЫ ИЗ ЖИЛЬНЫХ ПОРОД ТУРЬЕГО МЫСА

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17		
	Габриновый нефелинит, зап. берег Турьего мыса (6)	Альонит (79), Турый мыс	Слюдяной порфирит (альонит), Турый мыс (2)	Слюдяной порфирит (2), о-в Эмичный, Канадалак, зал.	Мусковитовые псевдоморфозы по нефелину (6), Иволжит с о-ва Кидеречь	Пектолит (3), Турый мыс	Слюда из Турьянта (88)	Меллилит из Турьянта (79), Кузнецово, Турый мыс	Меланит темнобурый (88), Турый мыс	Меланит светло-желтый (88), Турый мыс	Оливин интрателлурический, Турый мыс	Оливин из Мончикита (неполный анализ) (88), Турый мыс	Авгит из меланита (88), Турый мыс	Авгит из мончикита (88), Турый мыс	Канкринит из Турьянта (88)	Гидропатролит с примесью пектолита, Турый мыс	Гидропатролит чистый		
SiO ₂	37.27	29.68	28.25	22.93	43.05	51.16	37.50	41.93	33.34	33.10	39.55	39.13	51.32	47.39	36.09	45.08	44.50		
TiO ₂	1.80	2.30	н. опр.	н. опр.	0.05	0.33	4.90	—	6.91	6.34	0.38	—	2.38	4.86	—	сл.	—		
Al ₂ O ₃	24.44	5.15	8.08	13.29	32.36	0.92	16.42	8.34	0.79	3.36	1.29	—	2.96	3.55	29.54	22.79	25.55		
Fe ₂ O ₃	—	11.55	9.64	} 6.44	1.87	} 0.93	1.46	1.54	23.33	21.37	1.61	21.77	12.56	3.58	—	0.28	0.31		
FeO	3.16	3.93	3.56		0.56		6.02	3.40	1.09	1.10	14.18	—	—	6.22	4.95	—	н. опр.	—	
MnO	0.19	0.11	0.93	0.63	сл.	0.60	—	н. опр.	н. опр.	0.28	—	—	0.28	—	—	сл.	—		
MgO	2.55	13.09	5.19	2.02	0.05	—	20.88	6.26	0.36	1.09	41.13	35.59	5.12	11.84	0.30	—	—		
CaO	10.19	21.45	23.93	27.03	2.70	32.30	0.08	31.93	34.30	32.36	0.73	2.73	14.88	21.85	6.69	3.40	—		
Na ₂ O	12.22	1.10	3.36	3.01	2.05	8.00	0.20	4.08	нет	нет	1.05	—	4.44	0.06	16.14	14.04	14.70		
K ₂ O	2.69	1.05	5.75	2.50	7.95	0.84	9.09	0.48	0.38	0.22	0.08	—	0.22	0.69	1.77	1.09	1.22		
P ₂ O ₅	0.76	н. опр.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
SO ₃	1.73	н. опр.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
S	—	—	—	—	—	—	—	не растворим	—	—	—	—	—	—	—	5.88	—		
CO ₂	—	5.58	} 11.54	} 22.48	2.12	4.96	—	ост. 1.05	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Fl	—	—			—	—	—	—	0.08	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	0.21	—			—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O —	} 2.90	0.72	} 11.54	} 22.48	1.03	0.16	} 1.90	1.08	0.18	0.20	0.25	} 0.22	} 0.22	0.48	2.88	0.83	—		
H ₂ O +		3.99			6.19	—		—	—	—	—			—	—	—	—	—	—
Σ =	100.11	99.70	100.23	100.33	99.98	100.20	99.25	99.19	100.68	99.42	100.25	99.22	100.60	99.25	99.29	99.96	100.00		
Аналитик	В. А. Молева	П. Эскола	Б. Куплетский	Он же	В. Владевец	Он же	Е. Кранк	П. Эскола	Е. Кранк	Он же	Н. Казнакова	Е. Кранк	Он же	Он же	Он же	В. И. Владевец	Он же		
Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу	RO	2.1	3.56	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
	SiO ₂	2.68	2.80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
	R ₂ O:RO	1:1.2	1:22.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
	α	1.05	0.85	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		

XI. АПАТИТО-НЕФЕЛИНОВЫЕ ПОРОДЫ ХИБИНСКИХ ТУНДР

	1	2	3	4	5
	Апатитовая порода, зап. склон сев. отрога Паавумчорр	Нефел. апатит. порода (неапатит), Расвумчорр	Нефел. апатит. порода (неапатит), Кукисвумчорр	Апатито-нефел. порода Кукисвумчорр, верхн. зона рудн. тела	Апатито-нефел. порода со средн. содерж. апатита, Кукисвумчорр
SiO ₂	16.11	23.86	30.89	5.76	19.89
TiO ₂	0.65	5.35	1.30	0.22	0.79
ZrO ₂	0.05	—	0.07	0.06	—
TR	0.65	сл.	0.06	0.85	0.21
Al ₂ O ₃	18.14	12.79	21.26	6.98	15.28
Fe ₂ O ₃	0.37	2.42	3.44	0.45	0.49
FeO	1.34	1.70	3.86	0.59	1.20
MnO	0.05	0.34	0.10	0.25	0.13
MgO	0.73	0.97	1.62	0.10	0.68
CaO	35.71	27.03	15.96	44.02	29.73
BaO	0.02	—	0.15	0.07	—
SrO	0.02	—	0.44	2.26	—
Na ₂ O	2.67	5.43	8.56	1.39	5.70
K ₂ O	2.89	2.10	2.58	0.75	2.70
P ₂ O ₅	29.55	16.24	7.65	34.73	20.81
S	0.03	—	0.01	—	—
CO ₂	нет	1.08	0.70	—	0.84
Fl	0.99	0.29	0.30	1.85	1.03
Cl	0.06	сл.	0.27	0.29	0.07
H ₂ O	0.11	} 0.76	0.54	0.55	0.69
H ₂ O+	0.29				
Σ =	100.43	100.36	99.76	101.17	100.24
— O = Fl ₂ Cl ₂	— 0.42	— 0.12	— 0.19	— 0.85	— 0.45
Σ =	100.01	100.24	99.57	100.32	99.79
Аналитик	—	Влодавец 1927 г.	Он же 1929 г.	Он же 1929 г.	Он же 1927 г.

XII. ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10						
	Доломит, о-в Кильдин (11)	Известняк р. Пана, устье Кичей (20)	Известняк слоистый, р. Пана (20) в 12 км от устья Кичей	Известняк мраморовидный (20), р. Пана, узкое место реки	Красный песчаник, Турый мыс, окр. Ям-ручья (6)	Светлый инфицированный песчаник, Турый мыс (58)	Альбитовый сие-нигто-песчаник (6), вост. часть Турьего мыса	Ортоклазовый сие-нигто-песчаник (6), Турый мыс	Полосатый песчаник, Турый мыс	Контактный темный песчаник, Турый мыс (58)						
SiO ₂	11.45	2.00	6.60	4.22	72.06	67.49	65.21	62.88	60.53	59.16						
TiO ₂	—	—	—	—	0.49	0.02	0.30	0.34	0.66	1.07						
Al ₂ O ₃	} 5.05	} 0.35	} 6.21	} 0.40	} 9.62	} 11.84	} 17.56	} 15.57	} 9.21	} 8.92						
Fe ₂ O ₃											0.66	1.97	1.54	1.52	3.54	8.32
FeO	—	—	—	—	0.42	0.41	0.46	0.76	5.72	0.95						
MnO	—	—	—	—	0.18	0.14	0.08	0.10	0.32	0.27						
MgO	16.06	16.50	следы	20.40	2.13	1.29	0.31	1.21	2.24	5.48						
CaO	27.34	35.38	48.93	29.74	2.81	4.25	1.91	0.37	5.26	1.98						
Na ₂ O	—	—	—	—	2.31	4.90	10.00	3.61	4.24	7.07						
K ₂ O	—	—	—	—	2.41	3.98	1.11	11.80	2.21	5.31						
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	0.51	—						
CO ₂	} 40.43	} 46.09	} 38.41	} 45.24	} 2.92	} 3.07	} 1.37	} —	} 4.32	} 1.31						
H ₂ O											0.12	0.07	0.09	0.18	0.29	0.11
Пот. п. прок.											0.26	0.13	0.16	0.61	0.54	0.23
Σ =	100.33	100.32	100.15	100.00	99.36	99.56	100.10	99.55	99.59	100.17						
Аналитик	К. Белоглазов	Н. Вревская	Она же	Она же	В. Влодавец	Г. Соколов	В. Влодавец	Он же	Он же	Г. Соколов						
CaCO ₃	48.77	56.6	87.4	54.0	—	—	—	—	—	—						
MgCO ₃	33.73	35.0	—	43.3	—	—	—	—	—	—						
			} Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу	RO	1.42	1.77	1.05	1.5	2.0	2.57						
				SiO ₂	10.0	8.61	6.00	6.49	8.0	7.14						
				R ₂ O : RO	1 : 1.83	1 : 1	9.5 : 1	3.1 : 1	1 : 1.5	1 : 1.11						
			α	4.55	3.60	2.94	2.88	3.2	2.55							

ХІІІ. АНАЛИЗЫ ПОРОД, НЕ ВОШЕДШИХ В ПРЕДЫДУЩИЕ ТАБЛИЦЫ



	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Гиперстено-кордиерит, роговик, Хибинь, Юмечорр (94)	Оливин-актинолитовая порода, Хибинь, Куак-рисьярк (94)	Альбито-роговообм., роговик, Хибинь, Пирротин. ущелье	Альбито-роговообм., роговик, Хибинь, Пирротин. ущелье	Альбито-актинолитовый сланец, к С от Хибинск. тундр	Плагиоклазо-рогово-обманковый роговик, Пирротин. ущелье, Хибинь	Имандрит, вост. берег Имандры (94)	Белый гранит, Лестивара, Хибинь (94)	Авгитовый порфирит, Хибинь (94)	Пемза, Сосновая губа, окр. Умбы (2)	Альбитит, о-в Горелый, окр. Кандалакши (2)
SiO ₂	58.66	44.52	40.51	46.90	50.32	46.10	70.36	71.63	48.87	63.88	66.46
TiO ₂	—	—	3.12	1.84	1.94	1.83	—	—	0.72	0.89	0.05
Al ₂ O ₃	18.86	6.22	18.50	14.94	12.34	12.89	11.86	16.10	12.11	17.11	18.86
Fe ₂ O ₃	6.62	4.93	1.77	1.32	2.66	1.33	1.83	1.01	3.17	2.58	0.36
FeO	5.10	10.25	16.96	11.91	10.35	13.66	4.23	—	10.21	6.16	1.00
MnO	—	сл.	0.22	0.27	0.35	0.34	—	—	сл.	0.05	0.02
MgO	5.10	22.73	4.86	6.15	6.57	5.69	0.43	0.26	3.52	1.55	0.83
CaO	0.68	7.54	9.20	12.43	8.44	14.38	1.44	1.72	15.18	1.77	2.33
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SrO	—	—	0.02	0.01	0.01	0.02	—	—	—	—	—
Na ₂ O	2.81	1.67	2.67	1.62	3.27	0.66	5.93	3.96	5.11	4.26	9.07
K ₂ O	2.93	0.22	0.47	0.39	0.36	0.54	1.48	4.49	1.81	1.62	0.97
P ₂ O ₅	—	—	0.21	0.10	0.14	0.13	—	—	—	—	—
S	—	—	0.66	0.05	0.04	0.22	—	—	—	—	—
H ₂ O ₁₁₀	—	—	0.17	0.20	0.31	0.70	1.21	0.60	0.58	0.53	0.05
Пот. при прок.	0.63	2.14	0.75	1.56	2.75	1.71	—	—	—	—	—
Σ =	101.39	100.23	100.11	99.69	99.85	100.20	98.82	99.77	101.28	100.40	100.00
Аналитик	В. Гакман	Бланкетт	Е. Свержинская	Она же	Она же	Е. Свержинская	Бергелль	Он же	Он же	И. Еремеев	Вычислено
Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу											
RO	1.26	9.16	2.90	3.70	3.74	4.40	1.62	0.88	4.28	1.31	1.25
SiO ₂	4.21	7.80	3.60	5.12	6.14	5.83	9.21	7.07	5.85	5.81	5.89
R ₂ O:RO	1:27.5	1:29.6	1:11.0	1:18.0	1:8.0	1:35.1	1.16:1	2.94:1	1:4.93	1:1.81	20:1
α	1.97	1.30	1.22	1.52	1.82	1.57	4.0	3.63	1.61	2.70	2.77

24

