

10 БГА с 108

4.3

Travaux du Musée Géologique et Minéralogique Pierre le Grand
près l'Académie des Sciences de Russie. Tome V, livr. 3

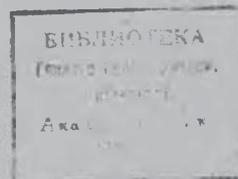
**ТРУДЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО И МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ**

ИМЕНИ
ПЕТРА ВЕЛИКОГО
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

ТОМ V

Выпуск 3

Б. М. Куплетский. К петрографии Хибинских Тундр. 3. Контактная зона Хибинского массива у Северного Лявочорра и в окрестностях ст. Имандра (с 2 рисунками).



ЛЕНИНГРАД
1925

БГАс 108

ЭН

Travaux du Musée Géologique et Minéralogique Pierre le Grand
près l'Académie des Sciences de Russie. Tome V, livr. 3

ТРУДЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО И МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

ИМЕНИ
ПЕТРА ВЕЛИКОГО
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

ТОМ V

Выпуск 3

Б. М. Куплетский. К петрографии Хибинских Тундр. 3. Контактная зона Хибинского массива у Северного Лявочорра и в окрестностях ст. Имандра, с 2 рисунками.

Библиотека Геологического и
Минералогического Музея

ЛЕНИНГРАД
1925

Напечатано по распоряжению Российской Академии Наук.
Июль 1925 года.

Непременный Секретарь, академик *С. Ольденбурн*.

Издательство Российской Академии Наук.

Начато набором в Мае 1925 г.—Окончено печатанием в Июле 1925 г.

Ленинградский Гублит № 13828.

2⁵/₈ печ. л.

Тираж 550 экз.

Типография Изд. С.-З. Промбюро ВСНХ. Ленинград, Тучкова наб., 2.

Инв. № 4772

**Труды Геологического и Минералогического Музея имени Петра
Великого Российской Академии Наук. Том V, вып. 3.**

Travaux du Musée Géologique et Minéralogique Pierre le Grand
près l'Académie des Sciences de Russie. Tome V, livr. 3.

К Петрографии Хибинских Тундр.

3. Контактная зона Хибинского массива у Северного Лявочорра и в окрестностях ст. Имандра¹.

Б. М. Куплетского.

(Представлено академиком А. Е. Ферсманом в заседании Отделения
Физико-Математических Наук 2 мая 1923 г.).

1. Контактная зона Северного Лявочорра.

Контакты нефелиновых сиенитов Хибинских Тундр с окружающими породами были довольно подробно изучены W. Ramsau¹ во время его многолетних работ в этом районе. Результаты исследования изложены в двух статьях, напечатанных в журнале *Fennia* за 1894 год, т. XI, № 2: „Die älteren, die Nephelinsyenite umgebenden Gesteine“ и „Endomorphe Modificationen und endogene Contactverhältnisse des Nephelinsyenites im Umptek“.

Но в то время, как контакты западной окраины Хибинских Тундр у оз. Имандры описаны им очень подробно, как с петрографической, так и с геологической стороны, для северо-восточных контактов у берегов Умбозера и гор Лестивары и Валепак желательная полнота в петрографическом описании отсутствует, да и в геологических наблюдениях замечается некоторая отрывочность.

¹ См. статьи: „1. Породы юго-западного Умптека“ и „2. Северо-восточная контактная зона“ в Трудах Геолог. и Минерал. Музея РАН. Т. IV. Вып. 3 и 4. Ленинград, 1924 г.

Рамзаю, как видно из карты его маршрутов, остались совершенно неизвестными великолепные обнажения северных склонов Лявочорра. Лявочорр лежит к востоку от оз. Пай-Куньявр, образуя самую северную вершину Хибинских Тундр высотой до 1.250 метр. Здесь по течению четырех речек, стекающих в сев.-зап. направлении с Лявочорра, нам удалось во время экскурсий 1922 г. наблюдать последовательную смену пород от типичных хибинитов до слюдяно-плагиоклазовых гнейсов, являющихся боковыми породами, окружающими щелочной массив.

Обнажения отдельных речек несколько отличаются друг от друга, но в общем характер изменений пород остается одинаковым. Как наиболее типичный, приводим ниже разрез, наблюдаемый по 4-й северной реке Лявочорра (наиболее восточный, т. к. счет рек начинается с запада).

РАЗРЕЗ ВДОЛЬ 4^й СЕВЕРНОЙ РЕКИ ЛЯВОЧОРРА.

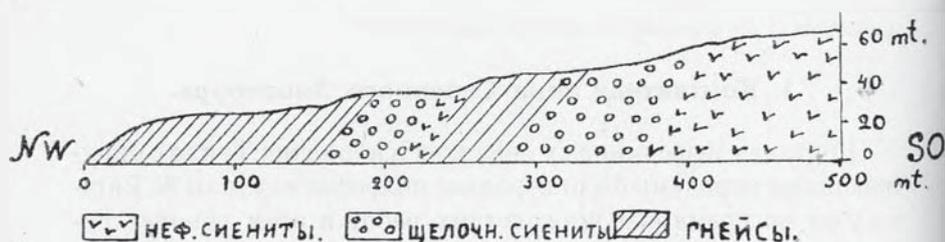


Рис. 1.

Здесь на протяжении 500 мт. мы имеем следующую смену пород.

Массив Лявочорра слагается крупнозернистым нефелиновым сиенитом, типа хибинита, к которому с севера примыкают щелочные сиениты. Нефелиновые и щелочные сиениты обнаруживают великолепную отдельность, имеющую падение на NO $20-30^\circ \angle 30-45^\circ$.

Падение перекрывающих их биотитовых и биотито-хлоритовых гнейсов идет в направлении NO $300-310^\circ \angle 25-40^\circ$.

Среди свиты гнейсов залегают на расстоянии около 200 мт. от высот Лявочорра новые пласты щелочных и нефелиновых сиенитов, до 60 мт. мощности. Пласты гнейсовой свиты местами обнаруживают падение на NO $10-30^\circ \angle 25-30^\circ$; но,

повидимому, это последнее направление является местным, общее же падение свиты пластов имеет выдержанное на значительном протяжении падение на NW. Рассматривая вышеприведенную схему, можно заметить, что здесь мы имеем как бы сложный лакколит, и отклонения от NW падения в гнейсах наблюдаются как раз в тех пластах, которые зажаты между соседними интрузиями щелочной магмы, что и объясняет нам отклонение от общего направления в падении пластов.

Простираение гнейсов в главной массе совпадает с тем направлением NO 20—30°, которое отмечает Рамзай (1. с. р. 70) для биотитовых гнейсов Чуольнярка, Лестивары и Валепахк—вараки, к востоку от Лявочорра.

Переходя к описанию пород, встреченных в обнажениях, мы различаем здесь следующие типы.

Слюдяно-плагиоклазовые гнейсы.

Эти гнейсы имеют две несколько отличающиеся друг от друга вариации:

а) Темные слюдяные гнейсы (№№ 97, 98, 100, 114) часто со следами изогнутости и смятия. Преобладающий цветной минерал—темная слюда с фиолетовым оттенком. Полевовшпатово-кварцевые прослои, обычно тонкие, иногда приобретают вид отдельных полос до 2 см. толщиной.

б) Светлые слюдяно-хлоритовые гнейсы (№№ 105, 111, 116) с зелеными, как бы распыленными в породе скоплениями биотита, превращенного в хлорит. К слюде здесь присоединяется роговая обманка, пироксен и хлорит.

Полосы бесцветных минералов довольно широки и этим обусловлен лейкократовый облик породы.

В распределении этих пород наблюдается такое отношение, что темные гнейсы развиты в восточной части Лявочорра, в западной они сменяются лейкократовыми слюдяно-амфиболовыми гнейсами.

Биотитовые гнейсы.

Преобладающим минералом в породе является плагиоклаз, образующий неправильные зерна с двойниковой штри-

ховкой. Последняя в некоторых зернах намечается слабо-туманными контурами, при чем к краю зерна полисинтетическая штриховка исчезает. Зональное строение плагиоклазов наблюдается довольно редко, при чем изменение в составе ядра и края весьма незначительно. В плагиоклазе нередки включения призмочек биотита и зерен кварца. В других случаях полевые шпаты как бы втекают по трещинам между отдельными зернами кварца.

Для определения плагиоклаза имеем следующие данные:

в № 98	пог. \perp РМ	в № 100	пог. \perp РМ
+ 10°	28% Ап.	+ 12°	28% Ап.
14°	31% »	12°	28% »
12°	29% »	14°	31% »
15°	33% »	13,5°	31% »
		13°	31% »
	В среднем 30% Ап.		В среднем 30% Ап.

В зональных зернах образца № 100:

- 1) Ядро: пог. \perp РМ. 13° 30% Ап.
Край: » » 8° 25% »
- 2) Ядро: » » 15° 33% »
Край: » » 9° 29% »

Кварц образует многочисленные округленные зерна с зазубренными неправильными краями; в нем местами включения рудных зерен. Иногда зерна его раздроблены и имеют волнистое погасание.

Биотит является преобладающим цветным минералом, образуя то идиоморфные призмочки с характерной спайностью, то неправильные таблички и обрывочки, содержащие включения рудных зерен. Плеохроизм очень резкий, по n_g иногда полная абсорбция; n_g — красно-бурый $>$ n_m — желто-бурый $>$ n_p — бледно-желтый. Мелкие таблички биотита часто незаметными переходами связаны с хлоритом. Последний образует бледно-зеленые таблички и волоконца со слабым двупреломлением. $2V$ очень мало, чаще в сходящемся свете видна фигура одноосного кристалла.

Рудные выделения чаще связаны с превращением слюды в хлорит, но кроме того наблюдаются и в виде самостоятельных включений в кварце и полевых шпатах.

В некоторых штуфах наблюдается еще выделение мелких призмочек эпидота, образующих значительные скопления вместе с мелкими табличками вторичного альбита и рудными зернами. Эти скопления иногда в виде прожилок пересекают весь шлиф. Среди них наблюдаются каплевидные зеленовато-серые зернышки, не действующие на поляризованный свет и принадлежащие, вероятно, гранату. Случайным минералом являются единичные зерна циркона.

Так как плагиоклазы являются очень свежими, то, принимая во внимание характер выделения псевдоморфоз эпидота, альбита и т. д. в виде жилок, можно предположить, что они являются продуктами кристаллизации вторичных растворов.

Механические воздействия в этих породах сказались в раздроблении кварца, его волнистом погасании и в трещиноватости полевых шпатов, при чем часто трещинки переходят с таблиц полевых шпатов на зерна кварца и обратно.

Минералогический состав гнейса, подсчитанный под микроскопом с окуляром Гиршвальда, дал следующие результаты:

Плагиоклаз	58,10%
Кварц	24,60%
Биотит	10,60%
Хлорит, руда и вторичные минералы	6,70%

Слюдяно-хлоритовые гнейсы (105, 111, 116).

Этим термином (может быть, не вполне удачно) мы называем лейкократовые гнейсы, которые макроскопически резко отличаются от вышеописанных биотитовых гнейсов более массивным сложением и преобладанием зеленых цветных минералов: хлорита, амфибола, пироксена. Микроскопическое изучение обнаруживает сходство их с биотитовыми гнейсами.

Преобладает и здесь плагиоклаз, немного более основной, чем в биотитовых гнейсах, образующий широкие таблицы с полисинтетической штриховкой по альбитовому закону и иногда по периклиновому. Края его имеют неров-

ные, как бы изъеденные очертания и лишь местами имеют идиоморфные контуры.

В плагиоклазе определено погасание \perp РМ :	1) 20° 38% Ап.	} В среднем 38% Ап.
	2) 22° 41% >	
	3) 19° 37% >	
	4) 18° 36% >	
	5) 20° 38% >	

Кварц в многочисленных зернах обычно свеж и лишь изредка обнаруживает волнистое погасание.

Среди цветных минералов наблюдается большее разнообразие, чем в вышеописанной группе пород.

Биотит то является преобладающим цветным минералом (№ 116), то почти сходит на нет (в № 111). Лишь в центре слюда имеет бурю окраску; в краях окраска незаметно переходит в зеленую и резкий плеохроизм центрального ядра в краях делается едва заметным от желтовато-зеленого по n_p до фисташково-зеленого по n_m и n_g .

Повидимому, мы имеем здесь дело с превращением биотита в хлорит, при чем двупреломление краевой части слюды значительно ниже центральной; это превращение сопровождается выделением рудных зерен.

Диопсид с погасанием $Sp_g = 39 - 41^\circ$ образует мелкие зерна с заметным идиоморфизмом. Он имеет слабую светло-зеленую окраску. По периферии и трещинам проникнут светло-зеленым хлоритом с заметным плеохроизмом n_g — светло-зеленый n_m — желто-зеленый n_p — зеленовато-желтый, прямым погасанием и значительным углом оптических осей. Иногда к нему присоединяются волокнистые и короткопризматические скопления эпидота.

В некоторых образцах пироксен заменяется амфиболом со слабым плеохроизмом в зеленовато-голубых тонах и погасанием $Sp_g = 15^\circ$. Двупреломление значительное, характер его отрицательный. Иногда наблюдается обрастание амфибола слюдой.

Второстепенными минералами являются немногочисленные столбики апатита и единичные зерна циркона.

Минералогический состав этих пород несколько постоянен, как видно из следующих примеров количественно-минералогического состава пород в весовых процентах:

	№ 111.	№ 611.
Плагиоклаз	78,33	61,97
Кварц	11,46	10,00
Биотит	1,14	14,63
Диопсид	4,32	—
Амфибол	—	5,45
Хлорит, руда и второстепенные минералы	4,75	7,95

Однако, отличие от биотитовых гнейсов в минералогическом составе довольно резко сказывается в присутствии, кроме биотита, пироксена или амфибола, в большей основности плагиоклаза и вдвое меньшем количестве свободной кремнекислоты.

Эти гнейсы имеют более массивное сложение, чем биотитовые; залегают более спокойно, перекрывая последние, и, повидимому, являются более молодыми образованиями, чем сильно смятые биотитовые разности.

Перекристаллизованные гнейсы (107, 108).

Плотные средне-зернистые породы имеют массивное сложение и серо-желтый цвет, при чем распределение цветных и бесцветных минералов имеет неровный пятнистый характер. Макроскопически можно различить кварц, полевой шпат, слюду и пироксен.

Под микроскопом обнаруживается, что эти породы являются гибридными, так как их минералогический состав, с одной стороны, указывает на преобладание в них элементов боковых пород, с другой стороны, появление эгирина-авгита и микропертита говорит о воздействии на породы щелочной магмы нефелиновых сионитов.

Явление перекристаллизации выразилось в превращении крупных таблиц плагиоклаза в агрегат мелких зернышек, с одной стороны, и в пятнистом выделении мелких призмочек амфибола, с другой.

Преобладающие в породе полевые шпаты представлены таблицами плагиоклаза, образующими неправильно зазубренные зерна с двойниковой штриховкой по альбитовому и иногда периклиновому законам. По сравнению с вышеописанными

санними нормальными гнейсами, плагиоклаз в этих породах несколько более кислый; для него найдено:

в № 107 пог. \perp РМ 1) + 8... 26% An	в № 108 1) + 8 26% An
2) 10... 28% An	2) 6 25% An
3) 13... 31% An	3) 10 29% An
4) 7... 25% An	4) 10 29% An
В среднем... 28% An	В среднем 27% An

Кварц выполняет промежутки между табличками плагиоклаза.

Амфибол оптически отрицательный, со слабым плеохроизмом n_g — серо-зеленый = n_m , n_p — светло-бурый выделяется в виде мелких табличек с округленными, оплавленными краями. Погасание $Cn_g = 22 - 25^\circ$.

Эти таблички образуют в породе пятнистые выделения, часто сопровождающиеся выделениями бурых окислов железа и мелкими зернами кварца. Получается впечатление вторичного образования амфибола при перекристаллизации какого-то исчезнувшего минерала.

Второстепенными составными частями являются: столбики апатита, рудные зерна и кристаллики циркона и титанита.

В № 108 некоторые участки шлифа слагаются минералами, указывающими на воздействие щелочной магмы. Это неправильные таблички микропертита, окруженные каймой альбита, которая соединяется с пертитовой сеткой минерала и образует зазубренную оторочку вокруг отдельных таблиц; мелкие призмочки почти бесцветного диопсида, редкие зернышки эгирин-авгита с густой темно-зеленой окраской и обрывочки биотита.

Пятнистое выделение этих минералов лишь в некоторых частях породы указывает, что воздействие магмы нефелиновых сиенитов было незначительно и не произвело полного расплавления и перерождения боковой породы, но обусловило лишь местное обогащение гнейсов минералами щелочной магмы. Таким образом, мы приходим к тому же выводу, который был высказан еще раньше Рамзаем (l. c. p. 216): „Ein vollständiges Verschmelzen von sedimentären Gestein mit dem eruptiven hat nicht stattgefunden“.

К этой же группе пород относится и бескварцевая порода № 109, где плагиоклаз нередко обнаруживает зональное строение, при чем:

Ядро имеет погасание	\perp PM = 1) + 12	31% An
	2) 13	32 „ „
	3) 13	32 „ „
Край „ „ „	1) + 8	26 „ „
	2) 5	25 „ „
	3) 6	25 „ „

Здесь также видно очень малое изменение в составе отдельных зон плагиоклаза.

Среди цветных минералов преобладают светло-зеленый авгит и эгирин-авгит со слабым плеохроизмом n_g — желтовато-зеленый = n_m — светло-зеленый > n_p — ярко-зеленый и погасанием $Sp_p = 28-30^\circ$. В эгири-авгите нередки включения полевых шпатов. Выделяется пироксен в виде табличек и призмочек с неправильными контурами. По периферии он переходит в амфибол, тонкими язычками вдающийся в середину пироксена. На амфиболе выделяется ильменит, часто с оторочкой лейкоксена. Амфибол имеет плеохроизм n_g — темно-бурый = n_m — зеленовато-бурый > n_p — желто-бурый; $Sp_g = 22-24^\circ$.

Самостоятельные скопления мелких табличек образует обыкновенная роговая обманка с плеохроизмом n_g — серо-зеленый > n_m — желто-зеленый > n_p — светло-бурый и погасанием $Sp_g = 21-22^\circ$. Кроме того, присутствуют округленные зерна титанита, столбики апатита и обрывочки слюды.

Количество цветных минералов в породе очень невелико, что видно из следующих цифр:

Бесцветных минералов	83,66%
Цветных „ „	16,34%

Жильный пироксенит (112).

Прежде чем перейти к группам щелочных пород, отметим жилу пироксенита, залегающую на границе щелочного сненита и слюдяно пироксенового гнейса в виде тонкого (3 см. мощн.) прослоя с простираанием NO—SW.

Макроскопически это плотная темная порода с высоким удельным весом, где невооруженным глазом видны черные

призмочки пироксена, стально-серые рудные вкрапления и бурые зерна титанита. Под микроскопом оказывается, что преобладающим минералом породы является серовато-желтый неплеохроичный пироксен с малым углом оптических осей и сильной дисперсией биссектрис; погасание $Sp_p = 36 - 37^\circ$, сильная дисперсия и малый $2V$ заставляют предполагать в нем некоторое количество титана. Второстепенными минералами являются зернышки апатита и титанита и рудные зерна ильменита, окруженные часто оторочкой бурого лейкоксена. В ильмените нередки включения пироксена, сам он образует включения в последнем минерале и, значит, выделение обоих минералов шло одновременно.

Этот жильный пироксенит является более молодым, чем включающие его породы. Магма его—вторичная. Вероятнее всего это остаточная щелочная магма, внедрившаяся в окружающие породы в последнюю фазу образования Хибинского лакколита. За связь его со щелочной магмой, говорит как характер пироксена, напоминающего титанистые авгиты щелочных жильных пород Умптека, так и залегание по отдельности щелочного сиенита.

Щелочные сиениты (102, 104, 106, 113).

Макроскопически это желтые породы, изменчивой крупности зерна от крупно- до мелкозернистых. В крупнозернистых очень мало цветных минералов и среди них преобладает амфибол, в мелкозернистых цветные минералы распределены более равномерно и в большем количестве. Преобладают эгирин и биотит. Последний иногда (№ 113) делается единственным цветным минералом породы.

Полевые шпаты этих пород исключительно кали-натровые. Среди них преобладает микроклин-микропертит. По крайней мере в крупнозернистом образце (№ 102) с 4-ой реки большинство зерен принадлежит этому минералу. В трех зернах для него найдено $2V = 1) - 76^\circ$; 2) $- 84^\circ$; 3) $- 74^\circ$;

$$P \begin{cases} n_g 85^\circ \\ n_m 12^\circ \\ n_p 80^\circ \end{cases}$$
 погасание относительно спайности (001) = 1) 9° ;
2) 11° .

Все эти данные не оставляют сомнения в том, что это действительно *Mi*-микропертит. Зерна его покрыты тонкой сеткой альбита, иногда с неправильными извилистыми контурами, располагающейся под углом 72° к базальной спайности. Другие зерна, по углам погасания на $(010)=5^\circ$, с менее развитой пертитизацией принадлежат ортоклазу. Мелкие вроски альбита приобретают местами настолько тонкое строение, что даже при больших увеличениях различаются с трудом и можно говорить о криптопертите.

Анортотит образует широкие таблицы с менее развитой альбитовой сеткой и обнаруживает погасание на $(010)=9^\circ$ и $\perp n_p = 1,5-2^\circ$. $2V$ для одного из зерен определено -52° .

Альбит имеет несколько форм выделения: 1) пертитовые вроски в калиевом полевоом шпате в виде двойниковых призмочек и в виде мелкой пертитовой сетки, 2) широкую оторочку вокруг таблиц калиевых полевых шпатов, как результат магматической резорбции и вторичной кристаллизации и 3) самостоятельные широкие таблицы с идиоморфными очертаниями и шахматной структурой. Следует отметить значительную альбитизацию этих пород, выразившуюся в сильном развитии микропертита, постоянной широкой каймы альбита вокруг зерен микропертита и выделении шахматного альбита. Эта сильная альбитизация особенно рельефно сказывается в мелкозернистом образце № 104, где альбит (с 4% апортита) является чуть не единственным полевым шпатом. Многочисленные трещинки и прожилки в щелочных сиенитах часто оказываются выполненными щеточками великолепно-образованных альбитовых кристаллов. Из цветных минералов в крупнозернистых разновидностях преобладает амфибол с плеохроизмом n_p — синезеленый $> n_m$ — зеленовато-бурый $> n_g$ — желто-бурый с зеленоватым оттенком; погасание в тупом углу $\beta = 42-44^\circ$; он вполне отвечает арфведсонитовому амфиболу, описанному Рамзаем в умптегитах (1 с. р. 211). По краям этот амфибол переходит в волокнистый арфведсонит, при чем этот переход сопровождается выделением бурых окислов железа. Плеохроизм этого второго амфибола: n_p — зеленовато-голубой $= n_m > n_g$ — серо-зеленый; погасание по призме $C_{np} = 18-20^\circ$. Аналогичные соотношения указываются для амфи-

болов в умптекитах и Рамзаем (l. с. р. 211). Часто на краях амфибола выделяются мелкие листочки биотита. Кроме того присутствуют обрывочки светло-зеленого авгита с темно-зеленой оторочкой эгирина и редкие зернышки апатита, титанита, ильменита и циркона. Таким образом по своему минералогическому составу эти породы отвечают умптекитам. В мелкозернистых разностях преобладающее развитие получает биотит с резким плеохроизмом n_g — красно-бурый $> n_m$ — желто-бурый $> n_p$ светло-желтый и иногда эгирина. Кроме того присутствует в незначительном количестве энigmatит с плеохроизмом n_g — черно-бурый $> n_m$ — бурый $> n_p$ — бурокрасный, в тонких срезах желтокрасный; погасание на (010) = 42°. Энigmatит образует либо неправильные выделения мелких табличек и веерообразно расположенных волокон, либо более крупные выделения из налегающих друг на друга призмочек. Эти скопления всегда окружены серовато-бурыми пятнами, не действующими на поляризованный свет; иногда окраска их имеет желтовато-красный оттенок. Вероятно, мы имеем здесь продукты вторичных изменений того же минерала.

Несколько отличается от вышеописанных разностей щелочной сиенит (№ 106), примыкающий к хибиниту в обнажениях 4-й северной реки. По внешнему виду он близко напоминает серый хибинит, имея такое же крупнозернистое сложение, но отличается от последнего отсутствием нефелина и крупными выделениями темного ильменита, обуславливающими высокий удельный вес породы.

Преобладающим минералом породы является микроклин — микропертит, образующий широкие таблицы, угловатые промежутки между которыми выполнены главным образом эгирина-авгитом.

Ми-микропертит нередко образует двойники по Карлсбадскому закону, что видно из следующих данных исследования одного зерна на Федоровском столике:

$$V_{1,2} \begin{cases} n_g & - 88^\circ \\ n_m & - 17^\circ \\ n_p & - 72^\circ \end{cases} 2V = - 84^\circ ; - 86^\circ$$

Угол оптических осей, проверенный на ряде зерен, всюду оказывался нормальным для микроклина. Крупные

неправильные зерна ильменита выполняют промежутки между полевыми шпатами, будучи часто окружены оторочкой эгирин-авгита. Включения в ильмените образуют титанит, эгирин-авгит и апатит. Титанит с заметным плеохроизмом от бесцветного до розовато-серого иногда образует включения в ильмените, чаще же сам включает зерна последнего.

Из других включений в титаните встречены эгирин-авгит и мелкие зерна полевых шпатов и апатита. Спорадически встречены обрывочки биотита.

Порядок кристаллизации в этой породе такой:

1) эгирин, апатит; 2) полевые шпаты; 3) ильменит, титанит; 4) биотит; 5) эгирин-авгит.

Нефелин-сиенитовый порфир (115).

Эта оригинальная порода была встречена в обнажениях 2-ой северной реки Лявочорра. Она залегает в расстоянии 200 метров на NW от подошвы северного склона Лявочорра, где выходят типичные хибиниты, и отделяется от них свитой биотитовых гнейсов, падающих на NW $310^\circ \angle 25^\circ$. Порфировидная порода имеет великолепно выраженную отдельность с падением на NO $10^\circ \angle 30^\circ$ и отделяется от биотитовых гнейсов, с одной стороны, и щелочных сиенитов, с другой, двумя пластами эвдиалит-содержащего хибинита, в 4 и 10 метров мощности. Мощность штока самого порфира достигает 40 метров. Дальше к NW опять идут биотито-хлоритовые гнейсы, и таким образом мы имеем здесь пачку щелочных пород, зажатую между слоями биотитовых гнейсов, окружающих нефелин-сиенитовый массив.

Макроскопически это серо-зеленая порфировидная порода, в которой вкрапленники полевого шпата имеют жирный зеленоватый блеск и обнаруживают великолепную спайность под углом около 90° . В серой основной массе различаются призмочки полевых шпатов и мелкие иголки пироксенов.

Под микроскопом можно определить, что вкрапленники образованы анортитом, с погасанием на пл. (001) =

$=1-1,5^\circ$. Для других зерен вкрапленников на универсальном столике было найдено:

$$P_1 \begin{cases} n & - 88^\circ \\ n_m & - 8^\circ \\ n_p & - 83^\circ \end{cases} 2V = -56^\circ \text{ и } -52^\circ;$$

В полевопшпате много включений мельчайших иголок и зернышек эгирина. Края вкрапленников неровные и в них вдаются кристаллы минералов основной массы.

Повидимому, в конце выделения вкрапленников анортоклаза из остаточной магмы стал выделяться микропертит с преобладанием альбитовой молекулы. Новые центры кристаллизации начали образовываться, когда еще не закончилось формирование вкрапленников, вследствие чего кристаллы микропертита проникли в краевые части вкрапленников.

В основной массе породы преобладают лейсты микропертита с неровными краями, окруженными оторочкой альбита, которая соединяется с пертитовой сеткой полевопшпатов. Углы погасания микропертита при малых увеличениях имеют сильно колеблющиеся значения от 0 до 17° , что зависит от тонкого прорастания обоих составляющих полевопшпата—альбита и ортоклаза.

Включения в микропертите образуют мелкие зерна эгирина, слабо-плеохроичные мелкие кристаллики титанита и столбики апатита. Нефелин образует 6-угольные и квадратные зерна с включениями эгирина, располагающегося цепочками, или же концентрирующегося в центре нефелина. Цветных минералов в породе очень мало. Среди них преобладают неправильные призмочки и таблички слабо-плеохроичного эгирина - авгита. Плеохроизмы n_p — серо-зеленый $> n_m$ — светло-зеленый $> n_g$ — желто-зеленый. Погасание $Sp_p = 40^\circ$. По краям он оторочен узкой каймой темно-зеленого эгирина, с прямым почти погасанием. Амфибол, с плеохроизмом $n_m = n_g$ темно-бурый $> n_p$ желто-бурый, сростается с пироксеном. Оптический знак —; $2V$ очень мало, так как в сходящемся свете крест едва раскрывается, зн. гл. зоны +. Двупреломление низкое. Погасание $Sp_g = 10^\circ$. Таким образом этот амфибол занимает промежуточное положение между баркевикитом и катофоритом.

Второстепенную роль играют зерна ильменита, почти всегда сопровождающиеся табличками красно-бурого энигматита, окруженными радиально расположенными иглочками эгирина.

В рассматриваемой породе обращает внимание ее сильная альбитизация, что отмечено нами выше и для щелочных сиенитов контактной зоны. Повидимому, это явление связано с дифференциацией щелочной магмы, которая в краевых частях Хибинского массива обогащена альбитовой составляющей. Интересно подчеркнуть, что в нефелин-сиенитовом порфире первичные вкрапленники образованы анортитом, тогда как в основной массе преобладает микропертит с широкой оторочкой альбита.

И на этом частном примере ясно видно обогащение остаточной магмы альбитовой молекулой.

Нефелиновые сиениты (103, 110).

Из серии нефелиновых сиенитов, взятых из контактной зоны, наибольший интерес представляют две разновидности:

№ 103. Мелкозернистый, плотный, серый неф.-сиенит — взят из прослоя между щелочным крупно-зернистым сиенитом и свитой биотитовых гнейсов, отделяющих этот прослой от главной массы Лявочорра в обнажениях 4-ой сев. реки. Нефелиновый сиенит имеет мощность около 10 м, при чем центральная часть его сложена крупно-зернистым хибинитом и мелкозернистая часть образует как бы зальбанды пласта.

Бесцветные минералы образованы, главным образом, широкими таблицами анортитового кристалла с мелкой альбитовой сеткой на поверхности его и мелкими табличками и лейстами кислого плагиоклаза, с погасанием \perp РМ— 10° и светопреломлением $<$ канадского бальзама. Эти данные отвечают содержанию в альбите 99% анортитовой частицы. Нефелин породы подвергся значительному изменению. Он сильно мусковитизирован и сохранился лишь в виде округленных остатков среди мелких таблиц вторичного альбита, образуя как бы прорастание с полевым шпатом. Из цветных минералов присутствует лишь эгирин в виде ши-

роких таблиц и длинных призмочек с заостренными концами. В нем часты включения полевых шпатов. Эти призмочки и таблички обычно образуют более или менее крупные скопления. Плеохроизм эгирина: n_p' — темно-зеленый $>$ n_m — светло-зеленый $>$ n_g — светло-желтый; погасание $Sp_p = 8^\circ$. Рядом с эгирином довольно часто встречаются широкие призмы неизвестного бесцветного минерала со светопреломлением, примерно равным эгирину, прямым погасанием и знаком гл. зоны \perp . В местах соприкосновения с эгирином на минерале наблюдаются фиолетовые подтеки, имеющие плеохроизм n_p — кармино-фиолетовый $>$ n_g — розовато-желтый.

Минерал двуосный, имеет неоднородное строение, т. к. разбит на отдельные зерна, по трещинкам между которыми отложилось изотропное вещество. Двупреломление слабое. Плоскость оптических осей лежит перпендикулярно к плоскости симметрии. Мы затрудняемся отнести его к какому-либо определенному минералу.

Контактное изменение этой породы выразилось в значительной альбитизации породы и сильном изменении нефелина. Может быть, и появление вышеописанного неизвестного минерала следует приписать влиянию контакта нефелинового сиенита с боковыми породами.

№ 110. Средне-зернистый, светло-серый, нефелин, содержащий умптекит, примыкает к хибиниту в обнажении 2-ой северной реки Ловочорра, образуя краевую, до 40 мт мощности, зону крупнозернистого нефелинового сиенита, слагающего эту гору. К северу он перекрывается свитой биотито-хлоритовых гнейсов, отделяющих нефелиновые сиениты Лявочорра от штока вышеописанного нефелин-сиенитового порфира.

Главную массу породы образуют широкие таблицы и длинные лейсты микроклин-микрпертита, часто образующего двойники по карлсбадскому закону. По краям микрпертита обычно наблюдается широкая кайма альбита или же выделения мелких табличек этого минерала. Альбитизация породы выразилась помимо этого в появлении на микроклине, кроме двойниковых закономерных вростков альбита, еще очень тонкой неправильной альбитовой сетки. Кроме того, наблюдаются лишенные пертитизации и альбитовой каемки широкие таблицы анортклаза с погасанием на пл. (001) $1,5 - 2^\circ$. Исследование полевых шпатов на универсальном столике дало следующие результаты:

Ми-микропертит: $2V = -80^\circ; -82^\circ; -85^\circ$.

Анортоклаз: Карлсб. двойн. $V_{1,2} \begin{cases} n_g - 19^\circ \\ n_p - 71^\circ \\ n_m - 88^\circ \end{cases} 2V = -56^\circ$.

Ог-пертит: Манебах. двойник $V_{1,2} \begin{cases} n_g - 90^\circ \\ n_p - 90^\circ \\ n_m - 0^\circ \end{cases}$

Анортоклаз: $P_1 \begin{cases} n_g - 85^\circ \\ n_p - 6^\circ \\ n_m - 85^\circ \end{cases}$ погасание отл. спайн. (001) = 4
 $2V = -48^\circ$.

Нефелина в породе мало. Он образует неправильно ограниченные таблицы, местами превращенные в натролит.

Среди цветных минералов, выполняющих промежутки между полевыми шпатами, преобладают таблички эгирина-авгита, с погасанием $Sp_p = 32^\circ$ и $2V = +65^\circ$ эгирина-авгит имеет слабый плеохроизм в желто-зеленых тонах. По краям этот пироксен приобретает более густую зеленую окраску, переходя в эгирин.

Арфведсонитовый амфибол, со слабым плеохроизмом: n_p зеленовато-синий $= n_m > n_g$ желто-зеленый с фиолетовым оттенком, имеет большие углы погасания $36 - 38^\circ$ и по периферии окружен эгирином с обычным для этого минерала плеохроизмом в зеленых и желто-бурых тонах. Эгирин образует пегматитовое прорастание с бесцветными минералами, при чем замечено, что это прорастание эгирина имеет место только с альбитом, окружающим каймой другие полевые шпаты. Значит, образование вторичного альбита настолько запаздывает, что идет одновременно с кристаллизацией цветных минералов, тогда как другие полевые шпаты выделяются раньше. Подобное же пегматитовое прорастание наблюдалось и Рамзаем в умптекитах северо-восточной части Хибинских Тундр (Fennia XI № 2, стр. 209), только он отмечает, что пегматитовое прорастание с альбитом имеет не эгирин, но арфведсонитовый амфибол, аналогичный с только что описанным.

Энигматит с резким плеохроизмом от черно-бурого по n_g до красно-бурого по n_p выделяется в виде неправильных таблиц с округленными краями среди мелких зерен эгирина. В нем иногда наблюдаются включения табличек ильменита и биотита.

В более крупных зернах его, выполняющих промежутки между полевыми шпатами, его окружает оторочка эгирина, который мелкими тонкими призмочками вдавливается внутрь энigmatита, тогда как другие иголки его растут наружу перпендикулярно к граням кристалла. Центр кристаллизации эгириновых иголок образует кайму, окружающую энigmatит на некотором расстоянии; от этой каймы, состоящей из мелких зернышек эгирина, иголки эгирина растут как внутрь, так и наружу, образуя настоящие „корониты“.¹

Желтый минерал, с погасанием $S_{p_r} = 18 - 21^\circ$; образует светложелтые призмы и таблицы с высоким светопреломлением и двупреломлением. Минерал двуосный, отрицательный. Некоторые округленные зерна его, по видимому, подвергнувшиеся превращению, кажутся изотропными. Некоторые таблички обнаруживают полисинтетическое двойниковое строение, благодаря чему фигура минерала в сходящемся свете делается неясной. Плоскость оптических осей лежит в плоскости симметрии. В табличках со спайностью в одном направлении выходит оптическая ось. Плеохроизм слабый едва заметный, знак главной зоны \pm . По этим данным минерал ближе всего соответствует лóвениту, у которого, однако, наблюдается более сильный плеохроизм, чем в нашем случае. Рамзай дает для лóвенита из умптекита такую схему: n_p желтобурый $>$ n_m желтобурый $>$ n_g светложелтый (I. с. 212). Из других минералов в породе присутствуют апатит, титанит и ильменит.

Ильменит по краям часто обрастает длинными иголочками эгирина, расположенными перпендикулярно к граням кристаллов. В нем включения биотита, апатита и желтого минерала.

Титанит изредка образует идиоморфные зерна среди полевых шпатов, обладая слабым плеохроизмом от серого до розовато-бурого.

Среди цветных минералов рассматриваемой породы пользуется большим распространением келифитовая структура, где отдельные минералы концентрически окружают друг

¹ См. А. Е. Ферсман. Закономерные сростания минералов в Хибинских и Ловозерских Тундрах. Известия Рос. Ак. Наук. 1923 г., стр. 285.

друга. В отдельных случаях наблюдается такое выделение минералов от центра к периферии:

- 1) Титанит, ильменит, амфибол, эгирин.
- 2) Титанит, ильменит, эгирин и амфибол.
- 3) Ильменит, титанит, энigmatит, эгирин и амфибол.

В последовательности кристаллизации минералов можно установить такой порядок:

- 1) Апатит, титанит, лёвенит.
- 2) Полевые шпаты и нефелин.
- 3) Биотит, энigmatит, ильменит.
- 4) Эгирин-авгит, арфведсонит, эгирин.

При этом необходимо заметить, что строгого разграничения в кристаллизации отдельных цветных минералов провести нельзя, т. к. многие минералы выделяются одновременно, прорастая друг друга. Порода по своему минералогическому составу и некоторым деталям структуры (пегматитовое прорастание эгирина и альбита, широкая кайма альбита вокруг полевых шпатов, радиальное расположение иглоочек эгирина, наличие лёвенита) близко напоминает нефелинсодержащие умптекиты, для которых Рамзай указывает (l. с. р. 210), что количество эгирина становится в умптеките тем больше, чем более в нем содержится нефелина; параллельно с этим идет уменьшение количества амфибола. Эти же соотношения имеют место и в нашем случае.

В ы в о д ы.

Сопоставляя вышеприведенные данные о породах контактной зоны Лявочорра и их залегании, мы приходим к следующим заключениям:

1) Боковыми породами, примыкающими к Лявочорру с севера, являются биотито-плагноклазовые гнейсы, имеющие падение на NW $300 - 310^\circ \angle 25 - 40^\circ$. В восточной части гнейсы несут следы смятия и изогнутости. Развитые к западу биотито-хлоритовые гнейсы являются более молодыми, чем чисто биотитовые, т. к. перекрывают последние и имеют более спокойное залегание. Они являются более основными, чем чисто биотитовые гнейсы.

2) Щелочная магма неф. сиенитов Хибинского массива проникает между пластами гнейсов, образуя род сложного лакколита.

3) Контактное изменение боковых пород под влиянием интрузии щелочной магмы очень незначительно. Явлений сплавления не наблюдается, имеет место лишь местное обогащение щелочными минералами боковых пород и частичная перекристаллизация их.

4) Нефелиновые сиениты ближе к контактной зоне становятся бедными нефелином. Это обеднение нефелиновых сиенитов нефелином в некоторых случаях идет вплоть до полного исчезновения этого минерала.

5) Получающиеся в результате такого обеднения безнефелиновые щелочные сиениты (умптекиты) значительно албитизированы. Эти процессы изменения минералогического и химического состава щелочных пород следует приписать не столько явлению эндоконтантного изменения их под влиянием ассимиляции боковых пород, сколько процессам дифференциации самой щелочной магмы. Следует отметить преобладание в щелочных сиенитах микроклина, с большим углом оптических осей, хотя и без типичной решетки.

6) Пример пироксенитовой жилы, связанной со щелочными породами, показывает, что остаточная щелочная магма дала весьма основную породу, образовавшуюся в последнюю фазу вулканической деятельности в Умптеке.

II. Северо-западная контактная зона в окрестностях ст. Имандра.

Древние породы, примыкающие к Хибинскому массиву с северо-западной стороны и обнажающиеся у склонов Маннепахка и Юмъечорра, по своему генезису отвечают двум основным типам пород: 1) метаморфизованные осадочные образования и 2) контактно-метаморфизованные изверженные породы. Обе эти группы были и ранее отмечены Рамзаем в его работе о Хибинском массиве¹. Однако, взгляды в геологическую карту Умптека, приложенную к этой работе, мы не встречаем на ней никаких указаний на характер пород, обнаженных у Маннепахка, хотя Рамзай и сделал здесь несколько маршрутов. Поэтому нахождение здесь плагиоклазово-пироксеновых роговиковых сланцев,

¹ W. Ramsay und V. Hackman. Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. Fennia, 11 № 2. 1894.

являющихся измененными осадочными образованиями, представляется само по себе весьма интересным. Эти породы широко развиты вдоль северо-западного склона Маннепахка. Они встречены в коренных выходах на высоте 150—180 м. над уровнем Имандры, с изменчивыми элементами залеганий, и являются не вполне постоянными по своему минералогическому составу и внешнему облику. Более древний возраст их по сравнению с нефелиновыми сиенитами вытекает из того, что в ряде пунктов они пересечены полевошпатовыми прожилками, являющимися апофизами щелочных сиенитов. Характерным отличием выступающих здесь щелочных сиенитов от описанных выше умпекитов Лявочорра является меланократовый их облик и преобладание среди цветных минералов щелочного пироксена. Жильные породы, пересекающие в некоторых пунктах щелочные сиениты Маннепахка, представлены либо темными плотными нефелинитами с многочисленными вкрапленниками Ti-авгита, либо серыми породами, по структуре и минералогическому составу приближающимися к бостониту, но более богатыми цветными минералами, чем последние.

Вторым остатком залежавших некогда близ озера Имандры осадочных пород являются кварцитовидные гнейсы, встреченные в значительном развитии на западных склонах предгорного холма, сразу к северу за ручьем Юмегоруай. Аналогичные породы были обнаружены и на северо-западных склонах Юмьечорра. Значительное преобладание среди минералов породы кварца заставляет предполагать, что они образовались за счет прежде существовавших песчаных отложений. Отмеченные выше пироксено-полевошпатовые сланцы вероятнее всего имели первичным субстратом мергелистые осадки.

Древние изверженные породы обнажены к западу от Юмьечорра, в выемках железнодорожного полотна и в широтных долинах между предгорными холмами. В выемках железнодорожного полотна 1104—1101 версты выходят роговообманковые габбро, несколько напоминающие по внешнему виду диабазы. Они залегают в виде отдельных небольших плоских холмов. Роговая обманка наших пород, ясно волокнистая, ближе всего подходит к уралитовой, хотя и является местами первичною, а не образуется за счет пироксена.

Южнее в железнодорожных выемках и в лощинах между холмами выходят те измененные габбро-диабазы, которые Рамзай назвал имандритами. Для них характерно вторичное замещение полевых шпатов кварцем с образованием гранофировой структуры. Имандриты нередко сохраняют офитовую структуру габбро-диабазов и являются типичной гибридной породой. Окварцевание их, вероятно, явилось следствием воздействия на габбро-диабазы щелочной магмы и представляет явление вторичное.

Таковы те главнейшие породы, которым посвящен ниже следующий очерк. Довольно широко развитые в районе Маннепахка роговики и метаморфизованные изверженные породы в настоящей работе не рассматриваются, в виду того, что они во многих отношениях аналогичны породам, развитым на юге Хибинского массива близ ст. Белой, вместе с которыми и будут описаны в одном из следующих очерков.

Исследование собранного во время нескольких экскурсий здесь сравнительно небольшого петрографического материала дало возможность установить широкое развитие осадочных образований в районе ст. Имандры, совершенно не затронутых работами Рамзая. Этот пробел был заполнен лишь в самое последнее время Н. Г. Кассиным, работа которого¹ стала известна автору лишь осенью 1923 г., когда значительная часть очерка была уже написана.

I. Измененные осадочные породы.

Пироксено-плагиоклазовые сланцы (153, 158, 154).

Эти сланцы слагают все северо-западное подножье Маннепахка на высоте 150—180 м. над Имандрой. Эти породы уже по внешнему виду резко отличаются от плотных зеленовато-черных роговиков—измененных изверженных пород, описанных ниже. Они имеют сероватую, иногда зеленоватую, светлую окраску с ясными признаками сланцеватого сложения. Среди преобладающих полевых шпатов ясно выделяются черные призмочки пироксена и таблички бурого биотита. Последние

¹ Н. Г. Кассин. Геологич. исслед. вдоль Мурманской жел. дор. в 1917 г. Мат. по общ. и прикл. геологии, № 43. Пгр. 1923.

обуславливают своим расположением сланцеватость породы. Плотные породы эти под микроскопом обнаруживают роговиковую структуру и следующий минералогический состав:

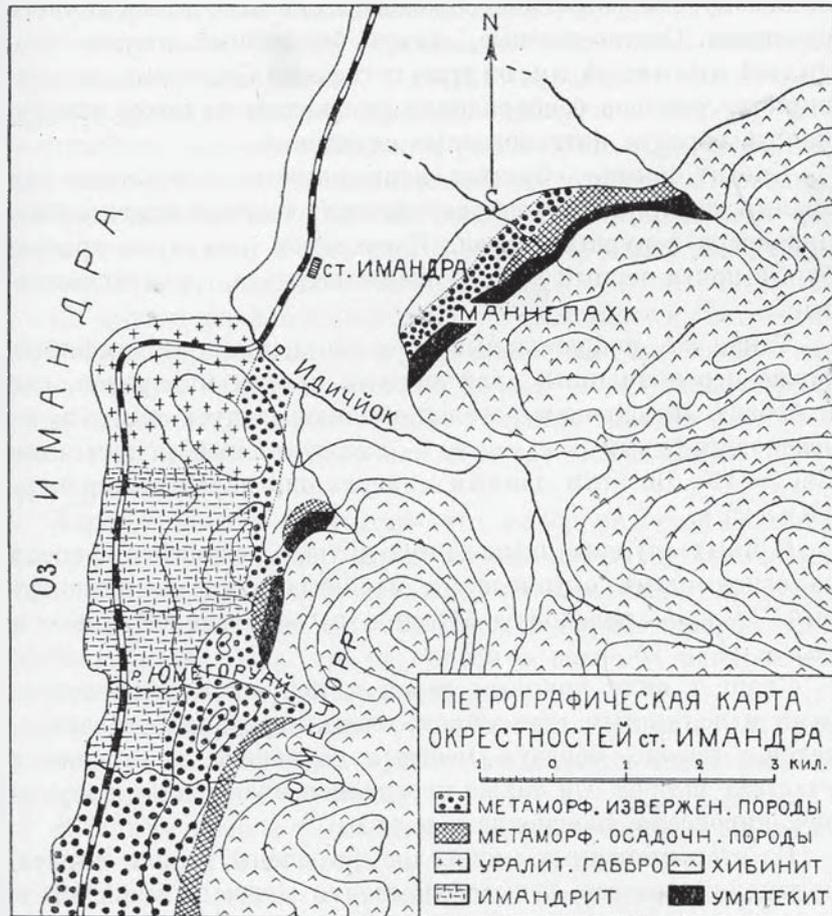


Рис. 2.

преобладающие полевые шпаты принадлежат к основному плагиоклазу, обнаруживающему погасание $\perp PM = +22-18^\circ$ и погасание на плоск. $(010) = 9-10^\circ$, что отвечает 41—43% аноритовой молекулы в плагиоклазе. Плагиоклаз образует угловатые зерна, плотно прилегающие друг к другу, или же выделяется в виде более крупных табличек и призм-

чек. Часто он образует двойники по альбитовому и периклиновому законам, иногда обладает зональным строением. В плагиоклазе включения рудных зерен, апатита и распыленных частиц пироксена. Полевые шпаты очень свежие и, повидимому, являются новообразованиями за счет первичного субстрата. Светло-зеленые, почти бесцветные мелкие зернышки диопсида имеют углы погасания $Sp_g = 40^\circ$, в большинстве случаев беспорядочно разбросаны по всему шлифу, иногда образуя пятнообразные скопления.

2 Биотит обычно образует неправильные, с изъеденными краями, таблички, переполненные включениями плагиоклаза, пироксена и рудных зерен. Плеохроизм его n_g — красно-бурый, почти черный $> n_m$ — оранжевый $> n_p$ — бледно-желтый.

— Такие же неправильные очертания имеет и амфибол, также переполненный включениями других минералов, как и биотит. Плеохроизм роговой обманки следует схеме: n_g — зеленовато-бурый $> n_m = n_p$ — желто-зеленый и погасание $Sp_g = 12^\circ$. По этим данным минерал определяется как баркевикит.

В иных случаях наблюдается другая разность амфибола со следующими оптическими свойствами: n_g — темно-бурый $> n_m$ — зеленовато-бурый $> n_p$ — светло-желтый и $Sp_g = 18 - 20^\circ$.

Кварц в виде крупных зерен с неправильными контурами и волнистым погасанием, очень неравномерно распределен в породе, образуя местные скопления в отдельных участках шлифа. Он также переполнен включениями зернышек пироксена, плагиоклаза и руды.

Из второстепенных минералов встречены кубики пирита, призмочки апатита, редкие обрывочки зеленого амфибола и единичные таблички мусковита.

Подсчет с окуляром Гиршвальда дал такой состав породы № 153 (в весовых процентах): Pl—48,66%, Di—40,10%, Ap—2,08%, Bi—5,10%, руды—4,06%.

Образование этих сланцев имело, повидимому, два различных этапа. Первоначально шло изменение и превращение осадочного субстрата в полевошпато-пироксеновый сланец. Далее эти сланцы подверглись контактному воздействию магмы нефелиновых сиенитов, в результате чего они

получили роговиковую структуру. Наряду с этим имело место новообразование слюды и амфибола и перекристаллизация породы, что сказалось в раздробленности составных частей, округленных контурах их минералов, неравномерном распределении отдельных составляющих и т. п.

В виду того, что и пироксен и плагиоклаз являются кальциевыми минералами, а второй, наравне со слюдой, содержит и значительный процент глинозема, наиболее вероятным первичным субстратом рассматриваемых роговиковых сланцев можно считать мергелистые отложения и осадки. Аналогичные по минералогическому составу осадочные породы описываются Рамзаем (1. с., р. 64) к югу от Лутнермаюка и в юго-западной части Хибин.

Из других разновидностей осадочных пород, встреченных в предгорных холмах при подъеме на Маннепахк с запада, следует отметить выходы серых пород мелкозернистого сложения, которые состоят главным образом из основного плагиоклаза и амфибола и носят ясные следы перекристаллизации.

Характерной особенностью этих пород является наличие кварца, выполняющего промежутки между призмочками плагиоклазов, так что кажется, будто последние врастают в кварц. Параллельно с отложением в породе кварца шло образование альбита, что находится в связи с внедрением щелочной магмы в боковые породы.

Это внедрение особенно резко видно в образце 157, где в сиенитовой апофизе, в пустоте, выделились великолепные кристаллы горного хрусталя.¹

В шлифе порода распадается на две части: 1) темная боковая порода и 2) апофиза сиенита в ней.

В боковой породе с роговиковую структурой преобладают мелкие призмочки Pl с погасанием $\perp PM = +18 - 19^\circ$, что отвечает андезину с 36 — 40% An.

Серовато-зеленые призмочки и зернышки диопсида, развитые в значительном количестве, вместе с светло-зеленым амфиболом с плеохроизмом n_α — сине-зеленый $>$ $>$ n_m — зеленый $>$ n_β — желто-зеленый, составляют главную массу цветных минералов. Вблизи цветных минералов вы-

¹ См. А. Е. Ферсман. Кварц и кальцит из Хибинских Тундр. Изв. Росс. Акад. Наук. 1922 г., стр. 490.

деляются в большом количестве зерна руды. В контакте со щелочным прожилком порода обогащается табличками биотита с заметным углом оптических осей и к плагиоклазу примешивается ортоклаз.

Самый прожилок слагается мелкими зернами ортоклаза в двойниках по Манебахскому закону. На фоне этой мелкозернистой массы выделяется амфибол с погасанием $Sp_g = 16^\circ$, плеохроизмом n_g — буро-зеленый $> n_m$ — желтовато-зеленый $> n_p$ — зеленовато-желтый. Амфибол оптически отрицательный и выделяется в виде широких таблиц, пойкилитически проросших зернами полевых шпатов и рудой. Кроме этих минералов в породе наблюдаются единичные зерна диопсида с погасанием $Sp_g = 39^\circ$.

Интересно отметить образование ортоклаза в контактной зоне, несмотря на доминирующее значение Na в щелочных породах Хибинского массива. Обильное выделение биотита и апатита в контактной зоне может служить указанием на скопление летучих компонентов в периферии массива и объяснить образование здесь ортоклаза. Выделение горного хрусталя в апофизе сиенита обязано, вероятно, не столько процессу дифференциации щелочной магмы, сколько частичному заимствованию кремнекислоты из боковых пород. За это говорит как наличие кварцитовидных гнейсов в окрестностях ст. Имандры, так и широко развитые здесь явления включений боковых пород в нефелиновых сиенитах и процессы инъекции щелочных сиенитов в осадочные породы с образованием гибридных пород, в которых выделяется свободная кремнекислота, как это видно на примере вышеописанной породы.

Контактные роговики (6, 159, 152).

К вышерассмотренной группе пород примыкают роговиковые плотные разности их, встреченные выше осадочных пород, ближе к щелочному массиву, и отличающиеся от вышеописанных сланцев то более плотным сливным видом, то лишь наличием в породе кордиерита.

Образцы 159 и 6 резко отличаются по внешнему виду от вышерассмотренных сланцев, являясь плотными черными сливными породами, хотя минералогический состав их бли-

зок к предыдущим. Они встречены на высоте около 150 м. над Имандрой; в образце № 152 внешнее сходство с осадочными породами очень велико, однако, штуфы этого образца (№ 152) характеризуются наличием каплеобразных округленных зерен минерала, который имеет показатель преломления < плагиоклаза. Эти зерна пронизывают в большом количестве все минералы породы. Они оптически отрицательны, двуосны и обладают двупреломлением не выше такового у кварца. По этим данным минерал определяется как кордиерит, хотя здесь и не наблюдается типичных для этого минерала двойниковых образований и полисинтетической штриховки, что, может быть, следует приписать очень малым размерам отдельных индивидуумов.

Преобладающим минералом в породе являются таблички светло-зеленого диопсида; неправильные зерна кислого плагиоклаза, с редко замечаемыми следами полисинтетической штриховки, обладают пок. прел. \cong кан. бальзама. Кроме того, таблички и обрывочки красно-бурого биотита.

Порода 159, сливного роговикового облика, темного, почти черного цвета, на три четверти слагается тонкими призмочками бесцветного диопсида с $Cn_g = 42^\circ$, образующими волокнистую уралитизированную массу, среди которых местами выделяются неправильные призмочки и таблички биотита с плеохроизмом $n_g =$ желто-бурый $>$ n_m — желтый $>$ n_p — серо-желтый. В слюде нередко включения рудных частиц.

Промежутки между цветными минералами выполнены мелкими неправильными зернами полевых шпатов, которые, судя по высокому светопреломлению и намекам на полисинтетическую штриховку, принадлежат основному плагиоклазу.

Кварцитовидные гнейсы (175, 176).

К другому типу измененных пород осадочного происхождения принадлежат светлые розовато-серые плотные породы, выступающие по западным и северо-западным склонам Юмьечорра. Эти кварцитовидные гнейсы нередко обнаруживают сланцеватое сложение. Они богаты кварцем и ортоклазом и заключают редкие выделения темных бисиликатов и блесок пирита.

Структура пород аллотриоморфная, мелко-кристаллическая, иногда с намеками на гнейсовидное сложение. Среди этой мелкозернистой массы местами выделяются более крупные таблицы полевых шпатов и кварца, являющиеся реликтами, устоявшими при перекристаллизации, которой подверглись породы.

Минералогический состав пород не вполне постоянен. Преобладают во всех разностях кварц и полевые шпаты.

Кварц, в мелких округленных зернах, разбит трещинками и образует мелкие, иногда с шестиугольными разрезами, зерна. Он часто имеет волнистое погасание.

Полевые шпаты принадлежат главным образом ортоклазу, реже попадает кислый плагиоклаз. В полевых шпатах много включений мельчайших рудных зерен и пироксена. Местами полевые шпаты носят следы каолинизации.

Из цветных минералов присутствуют: редкие призмочки диопсида, совершенно отсутствующие в некоторых образцах, неправильные призмочки и мелкие обрывочки серо-зеленого амфибола со слабым плеохроизмом и погасанием $n_g = 17^\circ$. При изменении амфибола окраска его переходит в желтую, благодаря потокам железистых окислов.

Наряду с этим идет новообразование эпидота. Биотит с резким плеохроизмом n_g — черно-бурый $> n_m$ — оранжевый $> n_p$ — бледно-желтый в одних разностях является преобладающим среди цветных минералов, образуя до 15% всех минералов, в других — почти исчезает. Количество рудных зерен также непостоянно в различных штуфах. Они в большинстве принадлежат пириту, но иногда сопровождаются выделениями титанита, что указывает на присутствие в руде Ti. Наконец, единичные зерна принадлежат циркону.

Эти породы вполне аналогичны изученным Рамзаем кварцитовидным гнейсам (l. с., p. 55) и, очевидно, обязаны своим происхождением перекристаллизации кремнисто-полевошпатовых осадочных отложений типа песчаников или аркоз, на что указывает минералогический состав исследованных гнейсов. Для одного из образцов весовой минералогический состав, на основании подсчета с окуляром Гиршвальда, дал следующие цифры:

	Весовые % %.
Кварца	48,32
Полевых шпатов	28,42
Биотита	14,22
Диопсида и амфибола	5,72
Других минералов	3,32
	100,00 %

II. Древние изверженные породы.

Уралитовые габбро-диабазы.

Эти породы встречены в железнодорожных выемках Мурманской жел. дор. к югу от моста через Иидичиок, на протяжении от 1101-й до 1104-й версты. Здесь они образуют разрозненные небольшие выходы в виде отдельных холмов незначительной высоты. Породы эти характеризуются светлым серовато-зеленым цветом и среднезернистым сложением. Невооруженным глазом видны сероватые кристаллы плагиоклазов и зеленоватые призмочки амфибола.

Структура пород в большинстве образцов офитовая (179, 183, 184). В отдельных случаях, особенно при значительном изменении пород, она несколько теряет свой характерный облик (182). Длинные идиоморфные призмы или более широкие таблицы плагиоклаза принадлежат лабрадору с погасанием:

	⊥	PM = + 27°, что отвечает 49% An в обр. 184		
		26° " " 48% " " 179		
		25° " " 50% " " 179		
максим. погас. в симметр. зоне		28° " " 55% ") 184		
		28° " " 55% ") 184		
		30° " " 57% " " 183		

Разрушение плагиоклаза идет в сторону соссюритизации, при чем мелкие призмочки эпидота и цоизита образуют местные скопления, по преимуществу на краях плагиоклаза. Иногда по трещинкам в плагиоклазе наблюдается отложение уралитовой роговой обманки. При дальнейшем разложении плагиоклазов (обр. 182) они замещаются агрегатом из соссюрита и кальцита.

Цветные минералы, выполняющие промежутки между полевыми шпатами, представлены почти исключительно

бледно-зеленою волокнистою роговою обманкою. в которой погасание относительно трещинок спайности колеблется от 10 до 25°. В редких случаях наблюдаются первичные формы пироксена, но в большинстве случаев пироксен вовсе не сохранился и все поле зрения занято слабоплеохроичным уралитовым амфиболом, с типичным для него волокнистым сложением. В амфиболе определено $2V=1)---72^\circ$, $2)---76^\circ$. Местами к уралиту присоединяются редкие зерна титаномагнетита с оторочкою лейкоксена, таблички хлорита, слабо действующего на поляризованный свет, и таблички темнотемно-бурой слюды, часто заключающей в себе рудные зерна. В слюде нередко наблюдаются включения тонких иголок рутила, пересекающихся под углами 55 и 65°. Эти включения настолько правильны и тонки, что при малых увеличениях дают впечатление пересекающихся трещинок спайности минерала.

Вероятно, аналогичные породы Рамзай называет уралит-порфиритом, указывая на обнажение их между мысом Высоким и Хибинским наволоком, что как раз совпадает с выходами габбро-диабазов на 1101-й--1104-й версте по Мурманской жел. дор. Рамзай считает их эффузивными породами. Однако, на основании сложения, условий залегания и микроструктуры эти породы правильнее считать, по нашему мнению, интрузивными породами типа габбро-диабазов.

И м а н д р и т ы .

Этим термином Рамзай назвал „grünlich graue, nur stellenweise undeutlich geschieferte Gesteine“, состоящие из кварца, плагиоклаза и хлорита с гнездами эпидота, развитые в северной части западных склонов Умптека вдоль берега Имандры. Структура их имеет полукластический характер, так как зерна полевых шпатов и кварца кажутся обломками среди хлоритово-слюдяной массы. Характерною особенностью породы является прорастание полевого шпата кварцем, при чем „von den grossen Quarzfeldern, welche die Feldspathe umschliessen und verkitten, dringen nämlich überall Verzweigungen und Äste in dieselben hinein, so dass ein an Mikropegmatit erinnerndes Gewebe entsteht“.¹

¹ W. Ramsay u. V. Hackman l. c. p. 46.

Основываясь на полукластической структуре имандритов, Рамзай считает их измененными серыми вакками или туфами эруптивного материала, принадлежащего к группе уралитового порфирита, хлоритизированного лабрадор-порфирита и т. п. Однако, близость структуры и минералогического состава имандритов к вышеописанным габбро-диабазам, постепенные переходы между этими двумя группами пород, тесно связанных и по характеру залегания, — все это указывает на то, что имандриты следует рассматривать как гибридные породы, получившиеся в результате контактного воздействия магмы нефелин-сиенитового массива на древние основные породы габбро-диабазового типа. Макроскопически — это темные или зеленовато-серые среднезернистые породы с заметным преобладанием цветных минералов и плагиоклаза. Редкие блестки пирита дают начало выделениям железистых окислов на поверхности породы.

Под микроскопом эти породы обнаруживают структуру, напоминающую офитовую, так как сильно измененные сосюритизированные и серицитизированные плагиоклазы образуют местами длинновытянутые призмы, промежутки между которыми выполнены цветными минералами. Последние нередко имеют и частично идиоморфный характер. В ряде изученных образцов можно проследить различные стадии превращения габбро-диабазы в окремненный имандрит.

В наименее затронутом контактным воздействием образце 186 из лощины между первым и вторым предгорными холмами структура породы почти не отличается от вышеописанных габбро-диабазов. Сильно измененные плагиоклазы ряда андезина образуют длинновытянутые призмы, промежутки между которыми выполнены пироксеном.

Плагиоклазы сильно сосюритизированы и по краям имеют темную окраску, вследствие выделения мельчайших частиц карбонатов.

Бледно-зеленый пироксен в центре почти нацело превращен в волокнистый уралит, а по краям обрастает зеленовато-бурой роговой обманкой. Выделения пироксена местами имеют частично идиоморфный характер. В незначительном количестве встречаются таблички и призмочки биотита с плеохроизмом n_z — красно-бурый $> n_p$ — бесцветный. В слюде часты включения иголочек рутила и рудных

зерен с широкою оторочкою лейкоксена. Редкие призмочки апатита.

В промежутках между этими минералами выделяются минералы позднейшей генерации: кислый плагиоклаз ряда олигоклаз-альбита и кварц. Эти минералы встречаются исключительно в гранофировом сростании и чужды первичной породе. Характер выделения олигоклаз-альбита, который местами незаметно переходит в первичный основной плагиоклаз, позволяет рассматривать его как продукт перекристаллизации последнего с привнесом кварца и обогащением породы кремнекислотой.

Гораздо сильнее это окварцевание заметно в штуфе 177 из выемки 1098/9 версты Мурманской жел. дор. Здесь в большинстве зерен сосюритизированных плагиоклазов наблюдается двойниковая штриховка по альбитовому и периклиновому законам, очень напоминающая решетку микроклина. Однако, высокое светопреломление минерала и положительный угол оптических осей указывают на андезин. Измеренное в трех зернах 2V дало такие результаты: 1) $+74^\circ$, 2) $+82^\circ$, 3) $+80^\circ$, что соответствует плагиоклазу № 42 — 45.

Более молодая генерация плагиоклаза, выделяющаяся в гранофировом сростании с кварцем, принадлежит олигоклаз-альбиту № 20—21 с 2V=1) -85° и 2) -84° . Кварц со слабо волнистым погасанием имеет округленные очертания и, помимо прорастания с полевыми шпатами, образует и самостоятельные скопления отдельных зерен с волнистым погасанием. Эти выделения приурочены к трещинкам породы, где кварц выделяется совместно с зернами кальцита, часто с великолепной двойниковой штриховкой, и мелкими листочками зеленого хлорита с лавандово-синими интерференционными цветами; кроме того, здесь выделяются редкие зерна ильменита, лейкоксена, апатита и альбита.

Порода 178 с выемки 1100—1101 версты настолько сильно регенерирована, что от первичных минералов почти ничего не сохранилось, кроме отдельных призм основного плагиоклаза, который по углам погасания принадлежит к ряду андезина № 40 — 43. Андезин совершенно разрушен, превратившись в агрегат цоизита, хлорита и альбита. Также исчезли и первичные цветные минералы, замещенные мел-

кими выделениями кальцита, биотита и рудных зерен, которые неправильно распределяются по всему шлифу, образуя отдельные пятна.

Структура породы совершенно не сохранила офитового облика и приближается к гранитовидной. Главную массу ее составляет очень свежий кислый плагиоклаз с показ. преломл. всюду ниже кварца и с положительным оптическим знаком. $2V$ измерено на нескольких зернах: 1) $+ 80^\circ$, 2) $+ 83^\circ$, 3) $+ 78^\circ$, 4) $+ 84^\circ$. Двойниковое строение выражено очень слабо и с трудом замечается на отдельных зернах, так что по внешнему виду полевые шпаты напоминают скорее ортоклаз или микропертит, тем более, что расплывчатые двойники по альбитовому и периклиновому законам напоминают характерную решетку микроклина. Полевые шпаты несколько цоизитизированы. Пегматитовое прорастание их кварцем здесь выражено наиболее полно. Кварц, почти всюду с волнистым погасанием, прорастает полевые шпаты, часто совершенно замещая их. При этом ясно наблюдается проникновение кварца по трещинкам полевых шпатов, совместно с зернами кальцита. Значит, здесь нельзя говорить о первично-магматическом образовании пегматитовой структуры, а ясно выражен привнос кремнекислоты и кальция извне. Свежесть этих новообразований, по сравнению с первичными плагиоклазами, также указывает на более позднее выделение их, и, вероятно, его можно рассматривать как контактное воздействие нефелиновых сиенитов.

В виду того, что нефелиновые сиениты не настолько богаты кремнекислотой, чтобы производить окварцевание боковых пород в такой сильной степени, как это наблюдается в имандритах, возможно допустить следующее объяснение этого явления.

Наличие в периферической части Хибинского массива песчаных и известково-мергелистых осадков подтверждается присутствием ряда роговиков, сланцев и кварцитовидных гнейсов, описанных выше. Внедрение щелочной магмы вызвало превращение осадков в контактные роговики. При этом могли образоваться богатые кальцием и кремнием газы и пары, которые проникали в окружающие породы, вызывая их изменение. Постоянное присутствие в имандритах, наряду с кварцем, и апатита, а также отмечен-

ное выше обогащение контактных фаций нефелиновых сие-нитов летучими компонентами служат лишним доводом в пользу такого толкования. Таким образом, происходила регенерация уралитовых габбро и превращение их в имандриты, которые являются породами гибридными, образовавшимися в результате воздействия щелочной магмы на древние изверженные породы. Из прежних исследователей имандритов Рамзай¹ считает окварцевание имандритов результатом воздействия регионального метаморфизма, лишь регенерированного позднее под влиянием контактного воздействия щелочной магмы. Кассин² считает окварцевание следствием контактного метаморфизма, не указывая источника появления кремнекислоты.

Вышеизложенная схема делает попытку объяснить окременение пород в результате внедрения щелочной магмы.

Зеленые сланцы. Ороговикованные имандриты (187, 188).

Имандриты, пользующиеся значительным развитием в береговой полосе к востоку от оз. Имандры на протяжении от устья Иидичнока (р. Гольцовка) до устья ручья Юмъегора, ближе к щелочному массиву сменяются плотными серо-зелеными роговиками с раковистым изломом, где невооруженным глазом невозможно различить отдельные минералы. В ложине между первым и вторым предгорными холмами (к югу от р. Гольцовки) можно наблюдать, что круто падающие пласты этой породы простираются С — Ю, падая на З под углом 80°. В других случаях вертикальные слои простираются на СВ от 10 до 20°.

Под микроскопом эти породы слагаются из спутанного войлока вторичных минералов — хлорита, эпидота, альбита и т. д., с намеком на порфировое сложение, так как радиально расположенные выделения волокнистой роговой обманки образуют как бы вкрапленники среди остальных минералов. Полевые шпаты нацело сосюритизированы с выделением вторичных чешуек альбита и хлорита. В более сохранившихся табличках удается констатировать отрица-

¹ I. с, р. 46 — 51.

² Н. Г. Кассин. Геолог. исслед. вдоль Мурманской жел. дор. в 1917 г. Мат. по общ. и прикл. геол. № 43.

тельный знак плагиоклаза и его большое светопреломление; вероятно это олигоклаз-андезин. Неправильные таблички цветного минерала с изъеденными как бы контурами сохранили местами следы пироксеновой спайности под прямым углом, но нацело превращены в агрегат волоконцев и тонких призмочек бледно-зеленого оптически отрицательного амфибола с положительным знаком главной зоны, погасанием $Sp_g = 25^\circ$ и слабым плеохроизмом n_g — светло-зеленый — $n_m > n_p$ — бледный зеленовато-желтый. Это — уралит. Многочисленные псевдоморфозы лейкоксена в зернах и мелких призмочках нередко сохранили в центре остатки ильменита. В значительном количестве попадаются мелкие неправильные зерна кварца с волнистым погасанием. Он не располагается равномерно по всей породе, но образует отдельные скопления и по трещинкам внедряется в породу. Кроме того, наблюдаются единичные столбики апатита и многочисленные рудные зерна.

Как ясно из вышесказанного, породы настолько изменены, что трудно по минералогическому составу судить об их первоначальном составе. Однако, общность вторичных минералов с такими же новообразованиями в имандритах и смена в обнажениях последних пород описываемыми роговиками позволяют рассматривать эти образования как роговикоманные имандриты. Вероятно, амфиболитизация и сосюритизация, а также появление апатита и кварца — все это явилось следствием контактного воздействия щелочной магмы в результате проникновения в боковые породы горячих газов и паров.

Рассматриваемые породы описаны Рамзаем (1. с. р. 50) под названием зеленых сланцев, при чем он склонен считать их за измененные диабазы.

Щелочные сиениты.

Как отмечалось нами уже ранее для контактной зоны Северного Лявочорра, Валепакка и Намуайва,¹ краевая фация щелочного массива слагается безнефелиновыми умпекитами. Развитие их в других частях изучаемого массива неодно-

¹ Б. Куплетский. К петрографии Хибинских Тундр. Статья 2 в Трудях Геолог. и Минерал. Музея, т. IV, вып. 4, 1924 г.

кратно подчеркивает Рамзая.¹ В районе Маннепахка группа щелочных сиенитов также пользуется значительным развитием, образуя переходную зону от хибинита к измененным осадочным породам. Из отдельных представителей этой группы пород, здесь следует отметить следующие.

Умптекиты (№ 155, 163 и 162). Темно-зеленые мелкозернистые породы с более крупными выделениями призмочек роговой обманки. Под микроскопом обнаруживается, что образование полевых шпатов и цветных минералов шло одновременно, благодаря чему все минералы взаимно включают друг друга, за исключением титанита. Единичные зерна последнего выделяются особенно охотно среди цветных минералов.

Структура породы гипидиоморфная. Среди полевых шпатов развит исключительно микроклин-микрпертит, нередко с характерною решеткою; он образует округленные зерна или призмочки с тонкою оторочкою альбита, соединяющейся с пертитовою сеткою на микроклине. Таким образом, получается впечатление, что в полевошпатовой составляющей преобладала альбитовая молекула, которая частью дала пертитовые вростки, частью-же выделилась в виде оторочки вокруг микрпертита. Из цветных минералов присутствуют: 1) светло-зеленый слабо плеохроичный эгирин-авгит, с погасанием $Sp_p = 30^\circ$ и $2V = +84^\circ$ и 2) арфведсонитовый амфибол с фиолетовым оттенком. Пироксен выделяется в виде неправильных призмочек и кристалликов с округленными контурами; амфибол дает широкие таблицы с неправильными, как бы резорбированными краями. В некоторых штуфах встречены, кроме того: красно-бурый баркевикит с $Sp_p = 17^\circ$, листочки биотита и зерна апатита и руды.

Сравнивая вышеописанные умптекиты с аналогичными породами Лявочорра и Лестивары,² можно констатировать значительную разницу в количественном минералогическом составе их. Породы Маннепахка значительно уклоняются от типичного умптекита Рамзая и умптекитов северных контактов Хибин, так как обогащены цветными минералами и по внешнему виду являются породами меланократовыми.

¹ W. Ramsay l. c.

² Б. Куплетский. l. c.

Таким образом здесь термин умптекита употребляется в широком смысле—для определения щелочного амфибол-содержащего сиенита.

Такой же меланократовый облик имеет альбитит № 162. Это плотная серо-зеленая порода, покрытая желтыми потоками окислов железа, образующих неправильные пятна и полосы. Единственным бесцветным минералом является альбит в угловатых неправильных зернах, окрашенных местами в бурый цвет железистыми окислами. Среди цветных минералов преобладает баркевикит, с погасанием $Sp_g = 8 - 10^\circ$ и плеохроизмом n_g — бурый $> n_m$ буро-зеленый $> n_p$ зеленовато-бурый. В меньшем количестве встречены короткие призмочки слабо плеохроничного эгирина-авгита, с углами погасания около 30° . Много рудных зерен. Структура породы напоминает альбититы северных контактов, но отличается от них преобладанием бисиликатов над бесцветными минералами.

Нефелиниты.

Среди отмеченных выше умптекитов и альбититов проходит ряд жильных пород, залегание которых часто нельзя точно определить вследствие разрозненности выходов. В поле они иногда принимались за контактные породы, благодаря плотному сложению и сравнительно темной окраске. Среди этих пород следует отметить нефелиниты (№ 151 и № 156).

Макроскопически это порфирированные темно-зеленые, почти черные породы с плотной основной массой и вкраплениями пироксена и иногда нефелина. Под микроскопом мелкозернистая основная масса оказывается сложенной из квадратных зерен нефелина, которые часто имеют неправильное ограничение. Такие же неправильные контуры имеют таблички микропертита, образующие иногда простые двойники по альбитовому закону. Продуктами разрушения бесцветных минералов являются обрывочки цеолитов и неправильные выделения канкринита. На фоне бесцветных минералов располагаются мелкие кристаллики титанита, многочисленные зернышки руды, иголки апатита и новообразования карбоната. Встречающиеся в породе пустотки выполнены мелкими выделениями альбита, кальцита и кварца, вместе с остатками микропертита.

Вкрапленники принадлежат двум минералам: 1) преобладают кристаллики титанистого авгита, с характерным фиолетовым оттенком; нередко они образуют двойники; в других зернах наблюдается зональное строение, при чем в центре зерна окраска имеет более зеленый оттенок, а к краю переходит в фиолетовую. По периферии Ti-авгит местами несет оторочку из длинных призмочек темно-зеленого эгирина. Для Ti-авгита в № 151 определено $2V = +56^\circ$ $n_g = 38^\circ$. 2) В гораздо меньшем количестве встречаются призмочки биотита, обладающего резко зональным строением, причем плеохронизм следует такой схеме:

ядро: n_g —красно-бурый $>$ n_m —желто-бурый $>$ n_p —бледно-желт.
край: n_g —черный $>$ n_m —красно-бурый $>$ n_p —буро-красный.

Химический анализ породы № 156, произведенный в лаборатории Минералог. Музея Росс. Академии Наук Н. П. Вревской, дал следующие результаты:

	I.	II.	III.	
SiO ₂ . . .	43,68 . . .	50,03 . . .	0,829	SiO ₂ . . . 829
TiO ₂ . . .	сл.	
Al ₂ O ₃ . . .	17,61 . . .	20,17 . . .	197	R ₂ O ₃ . . . 210
Fe ₂ O ₃ . . .	1,83 . . .	2,09 . . .	013	
FeO	5,33 . . .	6,10 . . .	074	
MnO	сл.	
MgO	4,42 . . .	5,06 . . .	125	RO . . . 315
CaO	12,24 . . .	6,52 . . .	116	RO . . . 472
K ₂ O	0,66 . . .	0,75 . . .	008	
Na ₂ O	8,05 . . .	9,28 . . .	149	R ₂ O . . . 157
P ₂ O ₅	0,28			
CO ₂	5,15			

I. Валовой анализ породы.

II. Тот же анализ, приведенный к 100%, за вычетом вторичного кальцита и апатита.

III. Приведенный анализ в молекулярных числах.

Произведенный пересчет анализа дает следующую магматическую формулу:



Эта формула в химической классификации Ф. Ю. Левинсон-Лессинга точно соответствует мончикиту (II тип).

Если порода, тем не менее, называется здесь нефелинитом, то это сделано на основании следующих соображений:

1) Сам Ф. Ю. Левинсон-Лессинг отмечает,¹ что „мончикит II настолько близко подходит к нефелиновым базальтовым породам, что смело может быть отнесен в одну группу с ними“.

2) Кристалличность основной массы, присутствие в ней нефелина и полевых шпатов, наличие нефелина во вкрапленниках—минералогически отличают нашу породу от мончикитов.

3) Химически анализированная порода отличается от типичных мончикитов малым содержанием окислов железа и значительным преобладанием Na_2O над K_2O .

Аналогичные нефелиниты были встречены и в некоторых пунктах Центрального Умптека и, повидимому, являются довольно обычной в Хибинах породой. В контактной зоне они образуют жилы до 1 м. мощности; длина их по простиранию не могла быть измерена, вследствие разрозненности выходов. Характерно во всяком случае, что они были встречены как среди краевой фации умптекитов, так и в некотором отдалении от щелочного массива среди измененных осадочных образований, развитых вдоль северо-западных склонов Маннепахка.

На основании полевых наблюдений и микроскопического изучения пород окрестностей ст. Имандра, можно наметить следующую картину образования этой части Хибинского массива.

Свита древних осадочных пород, представленных мергелистыми отложениями, действием регионального метаморфизма была превращена в полевошпатово-пироксеновые сланцы.

Позднее в эту свиту внедрились основные породы, типа габбро-диабазов, развитые по берегам оз. Имандры и к югу от Хибинского массива. Структура пород указывает на то, что они являлись продуктами подводных извержений. Осадками того бассейна, в котором происходили эти извер-

¹ Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. „Исследования по теоретической петрографии“. 1898 г., стр. 99.

жения, были песчаники и аркозы, перекрывшие габбро-диабазы, и сохранившиеся сейчас в виде кварцитовидных гнейсов на склонах Юмъечорра.

Последующее внедрение щелочной магмы Хибинского массива превратило полевошпатово-пироксеновые сланцы в роговиковые породы с новообразованием кварца и кордиерита, изменило песчаники и аркозы в кварцитовидные гнейсы и произвело окварцевание габбро-диабазов, с превращением их в имандриты. Наиболее близкие к щелочному массиву основные породы были превращены при этом в зеленые сланцы и плотные роговики.

Нефелиновые спениты в краевых частях претерпели эндо-контактное изменение, дав зону меланократных умптекитов.

Последней фазой вулканической деятельности в этой части Кольского полуострова было излияние лампрофировых жильных пород, генетически связанных со щелочной магмой, прорезавших как умптекиты, так и более древние боковые породы щелочного массива.

Июнь—Октябрь 1923 г.
Сосновка.

Инв. № 4772
ПРОВЕРЕНО 7/III-46.

**Труды Геологического и Минералогического Музея имени Петра Великого
Российской Академии Наук.**

**Travaux du Musée Géologique et Minéralogique Pierre le Grand
près l'Académie des Sciences de Russie.**

Том I. Tome I. 1915.

Выпуск 1. А. Н. Рябинин. О черепахах из мэотических отложений Бессарабии. С 5 таблицами и 2 рис. в тексте. (A. N. Rjabinin. Sur les chélonies fossiles des dépôts méotiques de Bessarabie. Avec 5 planches et 2 figures en texte). 1918.

Выпуск 2. П. П. Сущинский. Предварительный отчет о поездке в южное Забайкалье для изучения месторождений цветных камней и вольфрамитов. С 4 таблицами и 6 рис. в тексте. (P. P. Sušinskij. Rapport préliminaire sur une excursion dans la région de Transbaïkalie sud pour l'étude des gisements des minéraux précieux et de la wolframite. Avec 4 planches et 6 figures en texte). 1918.

Выпуск 3. И. В. Палибин. Остатки третичной флоры из окрестностей Владивостока. С 1 таблицей и 6 рис. в тексте. (I. V. Palibin. Les plantes tertiaires des environs de Vladivostok. Avec 1 planche et 6 figures en texte). 1919.

Выпуск 4. А. С. Сергеев. Поиски ратовкита в отложениях каменноугольной системы Подмосковного Края. С 2 таблицами. (A. S. Sergejev. Les recherches de ratovkite dans les dépôts carbonifères en rayon de Moscou. Avec 2 planches). 1919.

Том II. Tome II. 1916.

Выпуск 1. А. Д. Нацкий. Белемниты септариевых глин Мангышлака. С 2 таблицами. (A. D. Nackij. Les bélemnites des argiles septariennes de Mangyşlak. Avec 2 planches). 1916.

Выпуск 2. А. Д. Нацкий. Гастероподы септариевых глин Мангышлака. С 2 таблицами. (A. D. Nackij. Les gastéropodes des argiles septariennes de Mangyşlak. Avec 2 planches). 1916.

Выпуск 3. В. В. Мокринский. Третичные Bryozoa Мангышлака. С 2 таблицами. (W. W. Mokrinskij. Les tertiaires Bryozoa du Mangyşlak. Avec 2 planches). 1916.

Выпуск 4. А. Криштофович. Материалы к познанию юрской флоры Уссурийского Края. С 5 таблицами и 4 рис. в тексте. (A. Kryštofovič. Matériaux pour la connaissance de la flore de Jura du pays d'Oussouri. Avec 5 planches et 4 figures en texte). 1916.

Выпуск 5. С. А. Гатуев. Русские неогеновые виды рода *Modiolus* Lmk. С 2 таблицами и 3 рис. в тексте. (S. A. Gatujev. Les espèces néogènes du genre *Modiolus* Lmk. de Russie. Avec 2 planches et 3 figures en texte). 1916.

Выпуск 6. Н. И. Андрусов. Конкский горизонт (Фоладовые пласты). С 4 таблицами. (N. I. Andrusov. Couches de Konka. Couches folades. Avec 4 planches). 1917.

Выпуск 7. А. Е. Ферсман. Материалы к исследованию цеолитов России. (A. E. Fersman. Études sur les zéolithes de la Russie). 1922.

БГАсБ

Том III. Tome III. 1917—1918.

Выпуск 1. Н. И. Андрусов. Нубекулярные желваки среднего сармата Мангышлака и Крыма. С 9 таблицами и 2 рис. в тексте. (N. I. Andrusov. Nodules de Nubecularia de la partie moyenne de l'étage sarmatien de Mangyşlak et de la Crimée. Avec 9 planches et 2 figures en texte). 1923.

Выпуск 2. Я. В. Самойлов и А. Г. Титов. Железо-марганцевые желваки со дна Черного, Балтийского и Баренцова морей. С 2 таблицами. (J. V. Samojlov et A. G. Titov. Nodules à fero-manganèse du fond des mers Noire, Baltique et Barents. Avec 2 planches). 1922.

Выпуск 3. Отчеты о работах, произведенных в 1914 и 1915 г.г. научным персоналом Музея. (Travaux du Musée Géologique et Minéralogique faits en 1914—1915. Rapports préliminaires). 1922.

Выпуск 4. В. В. Седелъщиков. Предварительный отчет о поездке на Шабровские копи Нижне-Исетской дачи Екатеринбургского округа. С 3 таблицами. (W. W. Sedelščikov. Rapport préliminaire sur une excursion dans les mines de Šabrov dans la région d'Ekaterinbourg. Avec 3 planches). 1923.

Том IV. Tome IV. 1923—1924.

Выпуск 1. Р. Ф. Геккер. Эхиносфериды русского силура. С 2 таблицами. (R. F. Hecker. Echinosphéridés du système silurien de Russie. Avec 2 planches). 1923.

Выпуск 2. В. И. Крыжановский. Сернистые соединения Хибинских и Ловозерских Тундр. (V. I. Kryžanovskij. Les sulfides dans les Monts Chibines et Lujawrurt en Laponie russe). 1924.

Выпуск 3. Б. М. Куплетский. К петрографии Хибинских Тундр: 1. Породы юго-западного Умптека. (B. M. Kupletskij. Sur la pétrographie des Monts Chibines en Laponie russe: 1. Les roches d'Umptek de sud-ouest). 1924.

Выпуск 4. Б. М. Куплетский. К петрографии Хибинских Тундр: 2. Северо-восточная контактная зона. (B. M. Kupletskij. Sur la pétrographie des Monts Chibines en Laponie russe: 2. Zone de contact de nord-est). 1924.

Выпуск 5. Н. И. Свитальский. Альбитовые диабазы Крестовой губы и губы Сульменево́й на Новой Земле. (N. I. Switalskij. Les diabases albitiques de la baie Krestovaja et de la baie Soulmeneva en Nouvelle-Zemble). 1924.

Выпуск 6. М. А. Лаврова. Материалы к познанию фауны постплиоценовых морских моллюсков Новой Земли. С 1 табл. (M. A. Lavrova. Matériaux pour la connaissance de la faune postpliocène des mollusques de mer en Nouvelle Zemble. Avec 1 planche). 1924.

Том V. Tome V. 1925.

Выпуск 1. Е. И. Беляева. Elephas Trogontherii Pohl. Таманского полуострова. С 1 табл. (E. I. Belajeva. Elephas Trogontherii Pohl. de la péninsule de Taman. Avec 1 planche). 1925.

Выпуск 2. А. Н. Лабунцов. Натролит из Хибинских и Ловозерских Тундр. С 4 рис. (A. Labuncov. La natrolithe des Monts Chibines et Lujawrurt en Laponie russe. Avec 4 fig.). 1925.

Выпуск 3. Б. М. Куплетский. К петрографии Хибинских Тундр. 3. Контактная зона Хибинского массива у Северного Лявочорра и в окрестностях ст. Имандра. С 2 рис. (B. M. Kupletskij. Sur la pétrographie des Monts Chibines en Laponie russe. 3. La zone de contact du Ljavotchorr et des environs de la station Imandra. Avec 2 fig.). 1925.