

Вх. в ЗОС
13/6-542

В.И. ГЕРАСИМОВСКИЙ

МИНЕРАЛОГИЯ
ЛОВОЗЕРСКОГО
ЩЕЛОЧНОГО
МАССИВА

ГОСГЕОЛИЗДАТ

ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ

СОВ. СЕКРЕТНО
Экз. № 188

В. И. ГЕРАСИМОВСКИЙ

МИНЕРАЛОГИЯ
ЛОВОЗЕРСКОГО
ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

5/284



ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
МОСКВА 1952



ВВЕДЕНИЕ

Ловозерский щелочной массив расположен в центральной части Кольского полуострова, между $67^{\circ}45'$ — $67^{\circ}55'$ северной широты и $32^{\circ}20'$ — $35^{\circ}0'$ восточной долготы (от Гринвича); он занимает площадь около 650 км^2 и является одним из величайших щелочных массивов мира.

В конце прошлого столетия (1887—1892 гг.) финляндские ученые геолог Рамзай (W. Ramsay) и петрограф Гакман (V. Hackman) совместно с топографом Петрелиусом посетили Хибинский и Ловозерский щелочные массивы и собрали сведения по геологии, петрографии и минералогии этих массивов. В дальнейшем их исследования были забыты на долгие годы, и только после Октябрьской революции ученые нашей страны приступили к изучению Хибинского и Ловозерского массивов, что вскоре привело к открытию в Хибинском массиве громаднейшего месторождения апатита, пользующегося мировой известностью.

Исследование Ловозерского щелочного массива было начато в 1922 г. группой работников Академии наук, возглавляемой акад. А. Е. Ферсманом [119 и 120], и продолжалось в 1923 и 1924 гг. Отдельные, несистематические исследования массива проводились и позже работниками Академии наук Н. Н. Гутковой, Е. Е. Костылевой и В. В. Щербина.

Систематически и детально Ловозерский щелочный массив изучался с 1932 по 1940 г. сотрудниками Академии наук (О. А. Воробьевой и В. И. Герасимовским) и коллективом работников Союзредметразведки, возглавляемым Н. А. Елисеевым. В 1937 г. сотрудники Союзредметразведки закончили геологическую съемку массива в масштабе 1 : 25 000, начатую ими в 1935 г. Эта съемка была произведена в связи с открытием лопаритовых месторождений (лопаритовых луявритов) в 1934 г. сотрудниками Академии наук.

Геологические исследования, проводившиеся Академией наук и Союзредметразведкой в период 1932—1940 гг., попутно с поисковыми и разведочными работами. Союзредметразведки, выявили лопаритовые месторождения, запасы лопарита в которых практически неограничены.

Данная работа «Минералогия Ловозерского щелочного массива» составлена в значительной своей части на основании полевых наблюдений автора и результатов, полученных им при камеральной обработке материалов, собранных во время летних полевых работ в период 1933—1940 гг. В работе описание минералов дано не всегда с исчерпывающей полнотой. Это объясняется тем, что многие минералы оказались новыми, или редко наблюдавшимися в других местах, и для изучения или определения их требовалось больше времени и возможностей, чем имелось в распоряжении автора. Кроме того, количество некоторых минералов было очень незначительно, что, в свою очередь, сильно затрудняло их исследование.

Автором в Ловозерском массиве найдены и изучены новые минералы: чинглусуит, чкаловит, ловозерит, нордит, металлопарит, ломоносовит,

белянкинит и гидросодалит, а также ряд минералов, редко наблюдающихся в других местах: стенструпин, эрикит, тайниолит, виллиомит, нарсарсукит, Mn-ильменит, лопарит, опал, содержащий щелочи, и др. Одновременно установлены очень интересные процессы замещения некоторых минералов, неизвестные в других массивах, а именно: содалита, а иногда и микроклина — уссингитом, эвдиалита — ловозеритом, лопарита — металлопаритом и нефелина — гидросодалитом.

Настоящая работа имеет целью подвести итог наших знаний о минералах, слагающих массив, и одновременно осветить те процессы, в результате которых происходило их формирование.

Ловозерский щелочный массив представляет большой интерес в промышленном отношении, в связи с нахождением в нем громадных месторождений ниобия, редких земель и титана, сосредоточенных главным образом в лопарите, циркония — в эвдиалите и алюминия — в нефелине.

Особого внимания заслуживает лопарит, который является одним из породообразующих минералов многих горных пород: лопаритовых луявитров, лопаритовых уртитов, лопаритового малиньита и лопаритового порфириевидного ювита.

При изучении минералогии Ловозерского массива большую помощь в работе автору оказали академик Д. С. Белянкин и коллектив научных работников Геологического института Академии наук: Э. М. Бонштедт, О. А. Воробьева, Е. Е. Костылева, Б. М. Куплетский, К. А. Ненадкевич, Д. И. Щербаков, В. В. Щербина, Н. В. Белов (рентгенографическое изучение), С. А. Боровик (спектроскопическое изучение), И. Б. Боровский (рентгено-химическое изучение), а также И. Д. Борнеман-Старынкевич, Т. А. Бурова и В. С. Быкова (химическое изучение), которым автор выражает свою признательность.

Исследования щелочных массивов Кольского полуострова связаны с именем Александра Евгеньевича Ферсмана, являющегося инициатором и бессменным руководителем большого коллектива по изучению минеральных богатств щелочных массивов Кольского полуострова.

Автор неоднократно пользовался советами и указаниями при исследовании новых и редких минералов Ловозерского массива Владимира Ивановича Вернадского.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЛОВОЗЕРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

Ловозерский щелочной массив площадью в 650 км^2 расположен на расстоянии около 90 км от ст. Пулозера, Кировской ж. д. В морфологическом отношении он представляет собой платообразную возвышенность, рассеченную цирками и долинами мелких речек на отдельные, обычно платообразные вершины, возвышающиеся на 500—1000 м над окружающей местностью. Наибольшая высота массива достигает 1126 м. С запада и востока массив омывается большими озерами, вытянутыми в меридиональном направлении: с востока озером Луявр (Ловозеро), а с запада Импъяvr (Умбозеро). К западу от Умбозера расположен другой, более известный щелочной массив — Хибины. С севера и юга Ловозерский массив окружен болотистыми низменностями, где многочисленные озера и болота перемежаются с лесистыми холмами, возвышающимися до 100 м над окружающей местностью.

Вмещающими породами Ловозерского щелочного массива, по данным Н. А. Елисеева и др. [60 и 61], являются архейские гнейсы и эфузивно-осадочная толща девонского возраста. Девонские породы представлены авгиловыми порфиритами, пикрит-порфиритами, порфиритами и их туфами, лавовыми брекчиями и конгломератами, кварцитами, песчаниками, ороговикованными глинистыми и туфогенными сланцами.

Присутствие пород эфузивно-осадочного комплекса главным образом в северо-восточной и юго-западной частях Ловозерского массива позволяет предполагать, что сохранившиеся ксенолиты из пород этого комплекса, вероятно, являлись когда-то кровлей значительной части Ловозерского массива, а архейские породы — его постелью.

По выходам гнейсов на берегах Умбозера и остаткам кровли в Ловозерском и Хибинском щелочных массивах, Б. М. Куплетский [84], Н. А. Елисеев [61] и О. А. Воробьева [20] считают эти массивы самостоятельными интрузивными телами, возникшими за счет единой родоначальной магмы, а не различными частями одной и той же интрузии, как это предполагал Рамзай.

Сотрудники Радиевого института Герлинг Э. К. и др. [49], занимавшиеся определением абсолютного возраста Ловозерского и Хибинского массивов, приходят к выводу, что формирование этих массивов «происходило в одну и ту же эпоху, причем образование их закончилось не позднее нижнего карбона». Возраст Хибинского массива ими устанавливается в 280 млн. лет, Ловозерского — в 266 млн. лет.

Ловозерский щелочный массив сложен породами из группы нефелиновых сиенитов — нормальными и эвдиалитовыми луявритами и их разновидностями и в меньшей степени фойяитами, уртитами, пойкилитовыми нефелиновыми сиенитами, пойкилитовыми содалитовыми сиенитами, тавитами и др. (рис. 1).

Площадное распространение пород (в %) в Ловозерских тундрах, по данным О. А. Воробьевой [20], следующее:

Нормальный луявитр и его разновидности	42,7
Эвдиалитовый луявитр и его разновидности	49,1
Уртиты, фойяиты, пойкилитовые содалито-нефелиновые сиениты и тавиты	6,4
Равномернозернистые и порфировидные эгириновые (слюдяные) нефелиновые сиениты	1,8

В отношении последовательности образования пород, слагающих щелочной массив, нет единства взглядов. Это положение иллюстрируется табл. 1, в которой приведены три различные стратиграфические схемы.

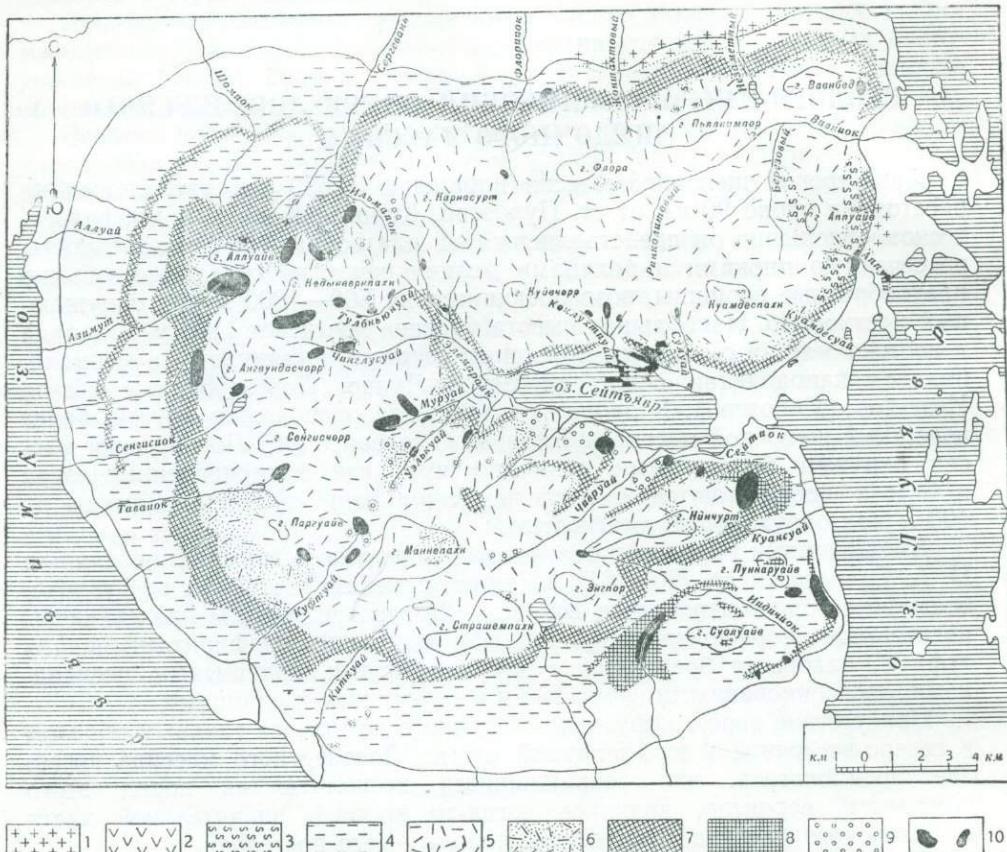


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Ловозерского щелочного массива (составлена О. А. Воробьевой)

1—гранито-гнейсы (архей); 2—осадочные породы (девон); 3—эффузивные породы (девон); 4—эгириновые луявитры; 5—эвдиалитовые луявитры; 6—порфировидные луявитры; 7—фойяит в комплексе с уртитами и лопаритовыми луявитрами; 8—пойкилитовые нефелино-содалитовые и содалитовые сиениты; 9—пойкилитовые нефелино-содалитовые и содалитовые сиениты; 10—участки развития пегматитовых образований

Ловозерский массив представляет собой сложное интрузивное тело, сформированное в 4 фазы одной интрузии. В первую фазу образовался комплекс равномернозернистых и порфировидных эгириновых (слюдяных) нефелиновых сиенитов, фойяитов и пойкилитовых нефелиновых сиенитов. Среди пород, слагающих Ловозерский массив, породы этого комплекса занимают подчиненное положение. Они слагают отдельные, сравнительно небольшие участки в виде ксенолитов гнездообразной, линзовидной и пластообразной форм и встречаются в различных местах массива, преимущественно среди пород, образовавшихся во вторую интрузивную fazу.

Для пород первой интрузивной фазы характерен парагенезис некоторых второстепенных минералов: апатита, сфена, Mn-ильменита и биотита.

Таблица 1

Стратиграфические схемы последовательности фаз Ловозерской интрузии

	О. А. Воробьева, 1937 г.	Н. А. Елисеев и др., 1938 г.	В. И. Герасимовский, 1944 г.
IV	Щелочные базальты, мончики-ты и другие молодые жильные породы	Комплекс молодых жильных пород (мончики-ты, тунгуаты, реже нефелиновые базальты, шонкиниты и фурчиты)	Комплекс молодых жильных пород
III	Тавиты 1а. Пойкилитовые и равномернозернистые нефелино-содалитовые породы Уртиты, фойяит-аплиты 1. Фойяиты (дитроиты) 6,4% площади распространения	Комплекс эвдиалитовых луявритов и порфировидных луявритов	1в. Тавиты и пойкилитовые содалитовые сиениты 1б. Порфировидные луявриты 1а. Эвдиалитовые луявриты
II	Равномернозернистые и порфировидные эгириновые (слюдяные) нефелиновые сиениты 1,8% площади распространения	Лопаритоносный комплекс фойяитов-уртитов-луявритов	1б. Фойяиты и уртиты 1а. Нормальные луявриты (включая лопаритовые луявриты)
I	1а. Комплекс эвдиалитовых луявритов и их жильные породы (верхняя часть массива) 49,1% площади распространения 1. Нормальные луявриты (нижняя часть массива) 42,7% площади распространения	Комплекс мелкозернистых нефелиновых и щелочных сиенитов, пойкилитовых нефелиновых сиенитов и тавитов, уртитов, ювитов и фойяитов	Комплекс равномернозернистых и порфировидных эгириновых (слюдяных) нефелиновых сиенитов, фойяитов и пойкилитовых нефелиновых сиенитов

Последние два минерала в породах других комплексов, слагающих массив, как правило, не встречаются. Породы первой фазы обычно отличаются от других пород массива более высоким коэффициентом кислотности (1,58—2,16) и меньшим коэффициентом агпантитности (0,80—1,23).

Тавиты и пойкилитовые содалитовые сиениты включать в группу пород первой интрузивной фазы, как это делает Н. А. Елисеев и др. [61], не следует, учитывая геологические условия их залегания и минералогический состав, который резко отличается от состава пород первой интрузивной фазы, в первую очередь по содержанию содалита и натриевых титано-силикатов (лампрофиллита, мурманита и др.).

Во вторую фазу произошло формирование эгириновых (нормальных) луявритов, уртитов и фойяитов. Этот комплекс пород известен в литературе под названием лопаритоносного, так как он включает большинство лопаритсодержащих пород (лопаритовые луявриты, лопаритовые уртиты и лопаритовый малиньит).

Породы данного комплекса в виде пластообразной залежи слагают нижнюю и среднюю части массива. Мощность залежи от 500 до 800 м. Эти породы образовались в одну фазу интрузии, но, повидимому, не одновременно. Вначале произошло формирование эгиринового луяврита и его разновидностей, затем поступление новой порции магмы привело к образованию фойяитов и уртитов. Большинство пород этого комплекса обладает отчетливо выраженной трахитоидностью, которая обусловлена плоскокоралльным расположением полевых шпатов. Породы комплекса (эгириновые луявриты, лопаритовые луявриты, амфиболовые луявриты, фойяиты, уртиты, лопаритовые уртиты и лопаритовый малиньит) располагаются в виде пластов (прослоев) или, как нередко называют, горизонтов. Пласти имеют различную мощность — от нескольких десятков санти-

метров до нескольких десятков метров — неоднократно чередуются друг с другом и залегают почти горизонтально или под небольшими углами (до 25°). Полосчатость и трахитоидность в породах лопаритоносного комплекса у периферии массива, вблизи их контакта с вмещающими породами, имеют крутые углы наклона, в соответствии с расположением поверхности контакта. Это иногда наблюдается в массиве возле ксенолитов вмещающих пород или пород, образовавшихся в первую фазу интрузии.

Прослои различных пород комплекса выдерживаются по мощности и минералогическому составу иногда на очень значительной площади. В различных участках массива встречаются одни и те же прослои пород, располагающиеся в одинаковой последовательности, изменяются иногда только их мощность и незначительно залегание. Выдержанность разрезов пород данного комплекса одна из замечательнейших особенностей строения Ловозерского массива. Эту особенность наиболее отчетливо можно наблюдать в первую очередь на породах, обогащенных лопаритом (лопаритовые луявриты, лопаритовые уртиты, лопаритовый малинит), а также амфиболовых луявриатах.

Для стратиграфической характеристики этих пород приводим описание разреза (рис. 2 и 3) лопаритоносного комплекса западного склона Ловозерского массива, гора Паргуйв (сверху вниз).

	Мощность, м
Порфировидный луяврит	
Мезократовый луяврит	1
Лопаритовый луяврит (нулевой горизонт)	2
Лейкократовый луяврит	2
Фойяйт	8
Осыпь	30
Лопаритовый луяврит (второй горизонт)	3
Фойяйт	3
Лопаритовый уртит (второй горизонт)	1
Лопаритовый луяврит (третий горизонт)	
Мезократовый луяврит	10
Фойяйт	
Лопаритовый уртит (третий горизонт)	1,5
Мезократовый луяврит	
Лопаритовый луяврит (четвертый горизонт)	12
Мезократовый луяврит	
Фойяйт	8
Амфиболовый луяврит	2
Фойяйт	4
Амфиболовый луяврит	1,5
Фойяйт	5
Амфиболовый луяврит	1,5
Фойяйт	5
Амфиболовый луяврит	1,5
Фойяйт	7
Содалитовый уртит	
Лопаритовый малинит	2,5—3,0
Фойяйт	10
Уртит	2—3
Мезократовый луяврит	2
Фойяйт	2
Мезократовый луяврит с лопаритом	4
Мезократовый луяврит	2,5
Фойяйт	1,5
Мезократовый луяврит	17
Фойяйт	4
Мезократовый луяврит	39
Осыпь	
Мезократовый луяврит	43
Осыпь	
Лейкократовый луяврит	3
Мезократовый луяврит	6
Мезократовый луяврит и пойкилитовый нефелиновый сиенит	14
Фойяйт	3
Полевошпатовый уртит	1,5

Осыпь (среди нее куски апатито-лопаритового уртита 1-го	10
нижнего горизонта)	17
Мезократовый луяврит	2
Осыпь	49
Мезократовый луяврит	13
Мезократовый луяврит и лейкократовый луяврит	17
Фойяйт	1
Осыпь	7
Эгириновый уртит	5
Фойяйт	3
Мезократовый луяврит	9
Лейкократовый луяврит	17
Фойяйт	1,4
Фойяйт луявритовой текстуры	0,3
Лейкократовый луяврит	1,5
Фойяйт	0,5
Полевошпатовый уртит	6,2
Фойяйт	4,5
Мезократовый луяврит	2
Фойяйт	1
Осыпь	0,25—0,35
Лопаритовый уртит (второй нижний горизонт)	3,5
Мезократовый луяврит	12
Фойяйт	3
Мезократовый луяврит	7,5
Фойяйт	0,1
Лейкократовый луяврит	0,7
Полевошпатовый уртит	0,1
Лейкократовый луяврит	3
Фойяйт	0,2
Лейкократовый луяврит	0,75
Фойяйт	2
Мезократовый луяврит	6
Фойяйт	0,35
Полевошпатовый уртит	0,1
Мезократовый луяврит	1
Лопаритовый уртит (третий нижний горизонт)	10,5
Луяврит	5,5
Фойяйт	16
Мезократовый луяврит	0,2
Полевошпатовый уртит	2,5
Мезократовый луяврит	2,5
Лейкократовый луяврит	3,7
Мезократовый луяврит	0,2
Фойяйт	0,1
Лопаритовый уртит (четвертый нижний горизонт)	2
Мезократовый луяврит	1,8
Фойяйт	0,25
Лопаритовый уртит (5-й нижний горизонт)	5
Мезократовый луяврит	3
Фойяйт	0,6
Лопаритовый уртит (шестой нижний горизонт)	5,5
Мезократовый луяврит	0,6
Мелкозернистый луяврит	1,5
Фойяйт	1,5
Мезократовый луяврит	1,5
Фойяйт	1,5
Луяврит, обогащенный лопаритом	1,7
Мезократовый луяврит	4
Лейкократовый луяврит	1,5
Осыпь	1
Мезократовый луяврит	6,5
Осыпь	19
Мезократовый луяврит	1
Фойяйт	1
Мезократовый луяврит	10,5
Луяврит, обогащенный эвдиалитом	0,6
Среднезернистый нефелиновый сиенит	0,8
Мезократовый луяврит	2,5
Фойяйт	1,5
Мелкозернистый луяврит	1
Лейкократовый луяврит и фойяйт луявритовой текстуры	8

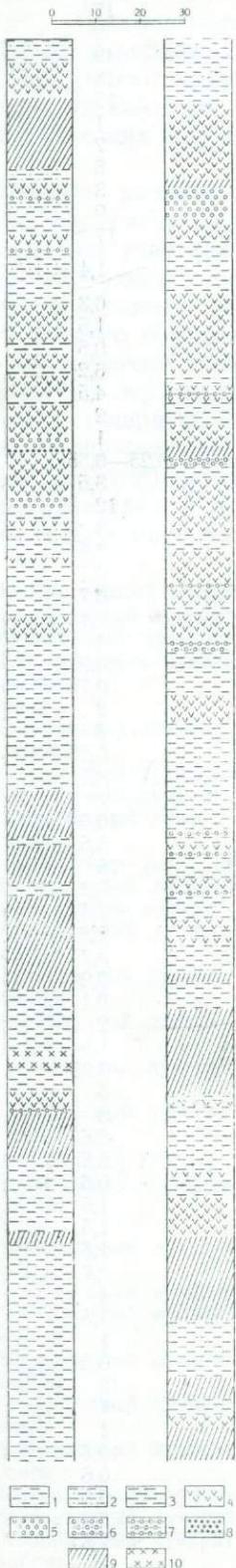
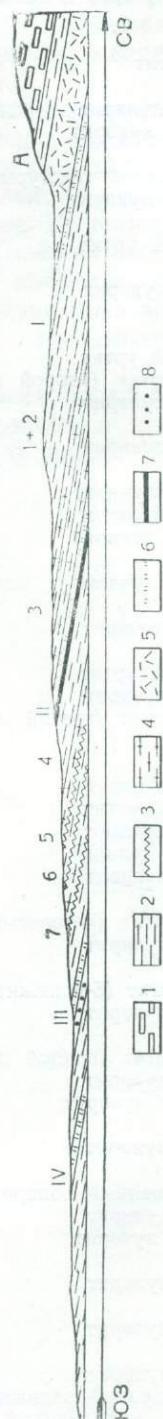


Рис. 2. Схематический разрез верхней части лопаритоносного комплекса пород (из работы Н. А. Елисеева и Н. К. Нифедова, 1940 г.)

I – мезократовые луявиты; 2 – лопаритовые луявиты; 3 – амфиболо-луявиты; 4 – фойлиты; 5 – уртиты; 6 – лопаритовые уртиты; 7 – полевошпатовые уртиты; 8 – малиниты; 9 – пойкилитовые нефелиновые сиениты; 10 – осыпь

Правая колонка является продолжением левой.



I – профилевые луявиты; 2 – лопаритовые луявиты; 3 – амфиболо-луявиты; 4 – фойлиты; 5 – уртиты; 6 – лопаритовые уртиты; 7 – полевошпатовые уртиты; 8 – малиниты (арабскими цифрами и буквой А обозначены прослои луявитов, римскими – уртитов)

Фойяйт	4
Осыпь	18
Лейкократовый луяврит, обогащенный эвдиалитом	0,6
Лейкократовый луяврит	2
Мезократовый луяврит	12
Осыпь	4
Мезократовый луяврит	3
Лейкократовый луяврит	1
Фойяйт	2

Общая мощность 536

В разрезе видна определенная последовательность в чередовании главных пород (сверху вниз): луяврит—фойяйт—уртит и т. д., иногда прослои уртита отсутствуют. Между уртитом и вышележащим фойяитом граница неотчетливая, наблюдаются постепенные переходы от уртита к фойяиту (уменьшается содержание нефелина и одновременно увеличивается содержание полевого шпата). Уртит с нижележащим луявритом имеет обычно отчетливый, а иногда и резкий контакт.

Полевые наблюдения взаимоотношений между тремя главными породами комплекса — луявритом, фойяитом и уртитом — приводят к предположению, что сначала образовался луяврит, затем по его слоистости внедрялся расплав, за счет которого произошло формирование уртитов и фойяитов. Уртит следует рассматривать как прионтактную зону фойяита (иногда значительной мощности), обогащенную нефелином.

На разновременность образования луявритов с фойяитами и уртитами указывают следующие факты:

1. Отчетливый контакт луявритов с уртитами.

2. На западном склоне массива один из прослоев фойяита резко контактирует с луявритом.

3. Среди луяврита (западный склон горы Паргуайв), вблизи его контакта с лопаритовым уртитом, обнаружено выделение лопаритового уртита в виде небольшой линзочки (размер $10 \times 6 \times 1$ см) с резкими границами, приуроченной к пластовой отдельности луяврита.

Породы лопаритоносного комплекса очень разнообразны как по минералогическому, так и по химическому составу (табл. 2).

Таблица 2

Коэффициент кислотности и агпантности пород лопаритоносного комплекса

	Коэффициент кислотности	Коэффициент агпантности
Уртиты	1,14—1,20	0,98—1,12
Фойяиты	1,53—2,08	0,96—1,40
Луявриты	1,91—2,00	1,27—1,30

Взаимоотношения пород лопаритоносного комплекса с породами комплекса равномернозернистых эгириновых (слюдяных), нефелиновых сиенитов и пойкилитовых нефелиновых сиенитов показывают, что первые образовались позже. Нередко, особенно в юго-восточной части массива, можно наблюдать резкое изменение в мощности и условиях залегания отдельных прослоев (горизонтов) комплекса пород луяврит—фойяит—уртит в участках, где находятся выходы равномернозернистых и порфировидных нефелиновых сиенитов и пойкилитовых нефелиновых сиенитов. Отчетливо выраженная слоистость луявритов вблизи контакта с этими породами меняет направление и непосредственно у контакта согласна направлению последнего.

В третью фазу интрузии образовались эвдиалитовые луявриты и порфировидные луявриты. Последние слагают или краевые фации эвдиалитовых луявритов и связаны с ними постепенными переходами, или наблю-

Таблица 3

Минералогический

состав пород (%)

	Содалит	Нефелин	Цеолиты	Шпуренштейн	Полевые шпаты	Альбит	Эгирин	Амфибол	
Мезократовый луявит	0-3,98* 2,39	11-38 25,69	0-29,11 4,83		32-53 43,85	0,29-4,12 1,59	12-24 17,92	0-3,50 0,87	
		20,7**			56,0		21,9		
Лопаритовый луявит	0-0,62 0,13	18-33 23,52	1,35-9,95 4,33		12-40 27,87	0,15-3,84 1,73	28-46 36-48	0-4,05 1,47	
		15-43 32,8			13-35 27,8		26-50 34,7		
Амфиболовый луявит	0-5,02 2,36	11-36 22,50	0,42-28 14,90		26-36 32,31	0-1,19 0,66	5,73-18,79 13,38	0,19-15,23 13,08	
		24,7			28,2		43,1		
Трахитоидный фойлит	0-6,61 2,27	4,22-33,3 14,94	4,66-22,42 11,20	0-18,93 3,97	28-60 47,31	0-11,28 4,38	4,07-19,41 9,92	0-5,58 1,60	
Дитроит	0-2,37 0,69	16-58 36,98	0,40-21,93 11,17	1,48-9,85 5,66	23-32 27,67	1,43-3,45 2,44	12-15 13,30		
Фойяиты		28,9			55,5		10,4		
Уртит	0,09-8,62 3,40	41-86 75,93	0-25,94 8,19		0-4,11 1,89	0-17,53 2,72	1,21-9,88 4,85	0-0,07 0,01	
		87,5			1,7		8,9		
Лопаритовый уртит	0-2,20 0,62	41-64 53,11	7,65-45,0 25,40		0-0,66 0,17		3,10-9,76 7,49	0-2,48 0,62	
		65,5-92,9 80,3			0-6,4 1,2		0,6-12,4 6,4		
Полевошпатовый уртит (ювит)	0-2,07 0,87	39-64 53,72	3,0-36,78 23,20		7,58-15,0 10,54	0-4,50 1,12	0,88-10,07 5,99	0-0,17 0,04	
Лопаритовый малиньит		33,4-63,2 49,1			0,7-21,2 9,4		23,2-38,1 30,1		
Эвдиалитовый луявит	0-4,19 1,05	14,6-29,7 23,29	0,55-11,26 5,52		18,9-29,2 24,93	0,30-3,56 3,07	15,7-26,2 21,50	0,86-17,2 5,29	
Эвдиалитовый луявит (меланократовый)		22,3-35,4 29,2			30,3-39,7 36,2		16,1-26,8 21,6		
Эвдиалито-лампрофилитовый луявит		0,90	16,70	1,12		21,15	2,00	32,43	9,28
Лопаритовый порфировидный ювит		23,16	6,74		23,14		19,25	1,90	
Тингуаит-порфир	0-4,33 1,38	2,72-14,75 6,86			1,94-22,07 9,15	0-0,71 0,18		7-13,5	
		0,23			8,66-20,45			10,5	
	0-1,42 0,35	0,30-24,82 11,21			0,24-29,11 10,45	21,34-53,90 36,43	0-0,40 0,10		
	1,75	18,33	2,83		19,51	12,34	36,71	0,10	
Ловозеритовый тингуаит-порфир	0-5,29 0,93	0-16,74 7,47			13,22-35,36 24,02			0-1,93 0,33	
		0-12,09			1,63-6,53				

Примечания: *) Числитель показывает колебания в содержании минерала в породе; знаменатель — среднее содержание.

**) Содержание минералов в породе по единичному определению.

Эвдиалит	Лампрофиллит.	Мурманит	Лопарит	Сфен	Апатит	Ловозерит	Примечание	По данным
0-5,86 2,39	0-0,55 0,21	0-0,45 0,08	0-0,60 0,18		0-0,02 0,01			О. А. Воробьевой [24]
								Н. А. Елисеева [64]
0-13,06 2,35			0,46-2,49 1,82		0-1,15 0,30			О. А. Воробьевой [24]
0-1,7 0,36			0,8-7,0 2,31	0-1,7 0,41				Н. А. Елисеева и Н. К. Нефедова [63]
0-0,17 0,10		0-1,54 0,51	0-0,46 1,19		0-0,04 0,01			О. А. Воробьевой [24]
								Н. А. Елисеева [64]
0-10,77 2,66	0-4,21 0,57	0-0,54 0,07	0-1,29 0,32		0-1,14 0,14			О. А. Воробьевой [24]
0,23-1,23 0,73	0-0,36 0,18	0-1,35 0,67	0-0,4 0,02		0,18-0,72 0,45		0-0,18 0,04	уссингита
0-5,63 1,28			0-1,02 0,14	0-0,39 0,04	0-5,13 1,55			О. А. Воробьевой [24]
								Н. А. Елисеева [64]
1,83-3,91 2,74	0-2,17 0,66	0-0,28 0,07	3,69-12,17 9,16		0-0,94 0,23			О. А. Воробьевой [24]
0-11,7 3,0			3,5-16,4 8,8					Н. А. Елисеева и Н. К. Нефедова [63]
0-9,00 2,52	0-2,00 0,50		0-1,87 0,52		0-2,45 1,20		0-0,65 0,18	уссингита
0-7,1 1,2	0-1,8 0,6	5,0-23,4 14,1			0-0,1 0,01			Н. А. Елисеева и Н. К. Нефедова [63]
11,0-17,9 14,72	0-4,87 1,22				0-1,65 0,41			О. А. Воробьевой [24]
7,0-15,8 12,3	0-1,0 0,5							Н. А. Елисеева и др. [61]
14,37	2,05							О. А. Воробьевой [24]
	10,41							
2-5 3,3			1,3-5,0 3,0					
	0-2,75 0,65	0-1,22 0,56						
			0-0,10		0-0,32	0-0,40		Вкрапленники
1,56-11,76 4,55	0-5,43 1,56							
4,55	3,22	0,56	0,04		0,08	0,10		Основная масса
0-3,67 0,52	0-4,78 0,77	0-7,37 1,99						Среднее содержание
			0-1,07		0-1,59	3,04-23,36		Вкрапленники

тель — среднее содержание.

	Содалит	Нефелин	Цеолиты	Шпреунштейн	Полевые шпаты	Альбит	Эгирин	Амфибол
Тингуант-луяврит	0—6,26 0,92	1,02—8,28 3,21			0,51—11,19 4,32		23,49—32,81 28,47	0—1,57 0,30 0,63
	1,85	10,68	3,43		28,34	3,25		
	0—6,44 1,25	2,02—13,48 6,46			0,51—17,13 8,49	0—3,64	0—0,52 0,01	0—2,76 0,28
				0—18,41				
	0—2,04 0,64	6,92—38,84 22,00			10,17—40,87 23,89		17,42—28,09 22,17	0—1,84 0,27
	1,89	28,46	3,91		32,38	3,33	22,18	0,55
	59,5	0,35			29,5		0,5	
Тавит	24,5	0,9	2,4		0,3		71,8	
Пойкилитовый содалитовый сиенит		0—2,3 1,1	0—1,4 0,8		40,2—48,0 43,9		1,9—4,2 2,8	0—1,0 0,4

даются в форме жил различной величины, имея нередко интрузивные контакты с вмещающими породами. К этому же комплексу пород следует отнести пойкилитовые содалитовые сиениты и тавиты, которые, в особенности тавиты, генетически тесно связаны с эвдиалитовыми луявритами. Среди последних, главным образом в западной части массива, нередко находятся небольшие выделения тавита, по форме напоминающие гнезда и шлиры размером от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров; выделения тавита иногда соединены тонкими прожилками. Это указывает на то, что тавиты образовались позже вмещающих пород — эвдиалитовых луявритов. В качестве косвенного доказательства, подтверждающего генетическую связь пойкилитовых содалитовых сиенитов и тавитов с эвдалитовыми луявритами и более позднее образование первых, служат пегматиты, приуроченные к комплексу эвдиалитовых луявритов. Эти пегматиты относятся к полевошпатовому типу с лампрофиллитом. В них содалит наряду с лампрофиллитом является характерным минералом, составляя до 60% объема пегматита.

Комплекс эвдиалитовых луявритов слагает верхнюю часть массива и имеет форму пластиобразной залежи мощностью до 400 м. Первичная полосчатость данного комплекса пород не всегда отчетлива, она обусловлена перемежаемостью разновидностей эвдиалитового луяврита лейкократового, мезократового и меланократового облика.

Породы данного комплекса характеризуются присутствием в них эвдиалита, нередко в парагенезисе с лампрофиллитом. В порфировидных луявратах совместно с эвдиалитом находится мурманит, лампрофиллит, а иногда и ловозерит.

Эвдиалитовые луявриты имеют коэффициенты кислотности α от 1,80 до 2,16 и коэффициент агпантности от 1,13 до 1,57, порфировидные луявриты соответственно: 2,00—2,06 и 1,27—1,31. Пойкилитовые содалитовые сиениты и тавиты имеют коэффициент агпантности такой же, как и другие

Продолжение табл. 3

Эвдиалит	Лампрофиллит	Мурманит	Лопарит	Сфен	Апатит	Ловозерит	Примечание	По данным
0,61–7,80 3,74							Основная мас-са	
4,46	0,77	1,99	0,37		0,23	15,73	Среднее со-держание	
0–7,50 1,98	0–0,94 0,17	0–0,13 0,01					Вкрапленники	О. А. Воробьевой [24]
			0–0,44		0–5,03			
0,93–10,53 4,37	0–0,51 0,08						Основная мас-са	
6,35	0,25	0,01			0,59		Среднее со-держание	
4,1	0,1							Н. А. Елисеева и др. [61]
				0,2–1,0 0,5	0,2–2,0 0,7		45,0–51,0 46,6	
							гидросодалита	
							0–3,0 1,1	ильменита
							0,3–1,6 0,9	биотита

породы комплекса (1,20—1,65), но коэффициент кислотности более низкий (1,34—1,60).

Комплекс эвдиалитовых луявритов непосредственно залегает на лопаритоносном комплексе (луявриты — фойяиты — уртиты). Поверхность контакта между ними пологая, обычно с углами наклона около 5—10°. Эвдиалитовые луявриты у контакта становятся более мелкозернистыми; нередко на контакте их с нижележащим комплексом пород наблюдаются порфировидные луявриты.

В последнюю фазу интрузии (четвертую) произошло образование жильных пород, представленных главным образом мончикитами и тингуаитами. Мощность жильных пород небольшая — до 1,5 м, они приурочены к трещинам обычно широтного простирания.

Ниже приводится краткая характеристика пород, слагающих Ловозерский щелочной массив. Следует отметить, что одни и те же породы различными авторами описывались под разными названиями.

ПОРОДЫ ПЕРВОЙ ФАЗЫ ИНТРУЗИИ

Породы комплекса равномернозернистых и порфировидных эгириновых нефелиновых сиенитов, фойяитов и пойкилитовых нефелиновых сиенитов занимают подчиненное положение. Они встречаются в различных местах массива, главным образом среди пород лопаритоносного комплекса в виде ксенолитов гнездообразной, линзовидной или пластообразной форм.

Количественно-минералогический состав (в %) описываемых ниже пород этого комплекса приведен в табл. 3, химический состав (в %) в табл. 4.

Пойкилитовый нефелиновый сиенит. Порода крупнокристаллическая светлосерой и серой окраски, изредка красновато-серой (когда нефелин

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Компоненты	№ 1	№ 1а	№ 2	№ 3	№ 4	№ 5	№ 6	№ 7	№ 8	№ 9	
	Пойкилитовый нефелиновый сиенит	пойкилитовый сиенит с гидросодалитом	порфиро-видный нефелиновый сиенит	мезократовый луявиант	лопаритовый луявиант	амфиолитовый луявиант	трахитоидный фойяйт	дитроит		уртит	
SiO ₂	48,04	50,31	48,42	53,25	53,83	51,26	52,88	52,79	50,31	43,41	
TiO ₂	0,50	—	0,69	1,92	0,97	1,83	1,43	0,81	0,62	0,21	
ZrO ₂	0,49	—	—	—	—	0,70	—	0,32	—	—	
Nb ₂ O ₅ и Ta ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,34	—	—	—	—	
P ₂ O ₅	0,62	0,67	0,07	0,71	0,05	—	—	0,14	—	1,11	
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,005	—	—	—	—	
TR ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,54	—	—	—	—	
Al ₂ O ₃	19,83	21,21	21,31	18,50	16,05	11,78	12,87	19,26	21,21	27,64	
Fe ₂ O ₃	5,19	4,72	3,22	5,17	8,04	12,63	5,61	5,15	4,72	3,47	
FeO	0,86	0,47	1,42	2,12	1,76	2,64	5,25	1,27	0,47	0,51	
MnO	0,18	0,62	0,14	0,15	0,41	0,30	0,66	0,28	0,35	0,09	
MgO	0,62	0,35	1,12	1,86	1,19	1,80	5,44	0,77	0,67	0,29	
BaO	—	—	—	0,10	—	0,03	0,03	—	—	—	
CaO	5,08	1,55	2,18	1,73	1,75	3,09	1,09	1,04	1,55	2,43	
SrO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Na ₂ O	7,44	7,59	11,93	10,11	0,36	9,93	9,19	10,12	11,59	15,13	
K ₂ O	4,08	6,64	4,27	3,62	4,82	2,21	4,23	5,48	6,64	3,46	
H ₂ O + 110°	6,11	6,33	4,13	—	1,41	—	0,92	2,12	2,33	1,83	
H ₂ O - 110°	0,85	—	—	0,15	—	0,25	0,08	0,23	—	0,35	
F	—	—	—	—	0,13	—	—	0,01	—	0,01	
Cl	0,05	0,07	0,04	—	0,08	0,07	0,18	0,12	0,07	0,03	
S	—	—	1,06	—	0,15	—	0,28	0,06	—	0,02	
SO ₃	—	—	—	—	—	0,04	—	—	—	—	
Н.п.п.	—	—	—	0,61	—	0,60	—	—	—	—	
С у м м а	99,94	100,53	100,00	100,00	100,00	100,00	100,14	100,00	100,53	100,00	
Аналитик	В. А. Моле- ва	С. Г. Цейт- лин	—	—	—	—	К. П. Соко- ва	—	С. Г. Цейт- лин	—	
Местона- хождение	р. Ан- ки- суай	гора Куам де- спахк	—	—	—	—	гора Ман- непахк	—	гора Бав- ноед	—	
Коэффициент агпантности	0,85	0,93	1,14	1,11	1,22	1,58	1,52	1,17	1,23	1,02	
Коэффициент кислотности	1,71	1,75	1,59	1,87	1,95	1,88	1,95	1,86	1,83	1,19	
Количество анализов	1	1	2	3	8	2	1	4	1	3	
Литератур- ный источ- ник	О. А. Воробьева [24]						Н. А. Елисе- ева, Н. К. Нефе- дова [63]	О. А. Воробьева [24]			

значительно цеолитизирован). Характерным внешним признаком породы является пойкилитовая структура.

Пойкилитовый нефелиновый сиенит сложен крупными выделениями K-Na полевого шпата и нефелина, который образует пойкилитовые вrostки в полевом шпате. Последний представлен микроклин-пертитом, количественно преобладающим, и аортоклазом. Второстепенные мине-

Таблица 4

Ловозерского щелочного массива

№ 10	№ 11	№ 12	№ 13	№ 13а	№ 14	№ 15	№ 16	№ 17	№ 18	№ 19
лопарито- вый урит	лопаритовый малинит	эвдиалитовый луявит		эвдиалито- лампрофил- литовый луявит	эвдиа- лито- вый луявит	порфи- ровид- ный луявит	лопари- товый порфи- ровый ювит	пойкили- толовый содалитовый сиенит	тавит	
38,23	40,54	37,40	55,36	55,22	49,34	53,82	54,78	47,93	47,57	44,33
7,80	10,94	10,40	0,95	7,65	3,08	3,86	1,01	2,90	0,44	1,57
0,53	—	—	2,43	1,72	1,39	0,56	—	0,40	0,37	—
1,90	3,73	2,42	—	—	—	—	—	0,70	0,41	—
—	0,32	0,52	—	—	0,20	—	—	0,03	0,71	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5,36	6,46	8,58	—	—	—	—	—	2,20	—	—
23,46	7,35	11,20	15,78	14,84	13,01	12,88	16,69	17,97	21,90	21,92
1,81	10,78	9,10	5,64	6,55	5,00	9,80	7,12	4,49	5,18	6,73
1,08	1,07	1,41	—	2,01	3,44	—	1,03	1,44	0,85	1,26
0,55	0,26	0,21	0,22	0,57	0,41	0,43	0,63	0,56	0,38	0,18
1,60	1,12	0,99	0,98	1,39	3,54	0,90	0,22	0,19	0,34	0,42
0,02	—	—	—	—	—	0,04	—	—	—	—
—	3,17	2,54	2,26	1,95	5,15	1,24	1,20	1,62	0,66	0,80
—	—	0,99	—	—	—	—	—	—	—	—
10,30	10,05	11,42	9,48	10,61	9,66	10,09	9,23	14,90	12,78	15,74
5,03	2,17	1,29	6,03	4,62	3,74	5,26	5,95	2,90	5,58	1,48
0,33	0,46	0,02	0,78	1,48	1,60	0,90	1,97	1,20	0,11	3,37
—	—	—	—	0,28	0,24	—	—	0,50	0,94	—
0,13	0,02	0,05	—	—	—	—	0,13	0,43	2,69	1,79
—	—	—	—	0,30	—	—	—	—	0,51	0,43
0,10	—	—	—	—	0,21	—	—	—	—	—
1,64	1,17	1,38	—	—	—	—	—	—	—	—
99,87	99,01	99,49	99,91	100,19	100,01	99,74	100,00	100,36	100,67	100,00
Н. М. Смир- нов	Е. А. Свер- жин- ская	Ю. Н. Кни- пович	Ко- ленд- зян	И. М. Шу- мило	И. М. Шумило	Ко- ленд- зян	—	—	С. Г. Цейтлин	—
гора Карна- сурт	гора Аллу- айв	гора Сен- гис- чорр	гора Пун- кар- айв	гора Ман- непахк	гора Страшем- пахк	гора Ман- ненахк	—	гора Анг- вун- дас- чорр	р. Чинг- лусай	—
0,96	2,57	1,80	1,40	1,44	2,54	1,74	1,29	1,50	1,23	1,26
1,27	1,90	1,58	2,16	2,00	1,82	2,16	2,07	1,69	1,52	1,36
1	1	1	1	1	1	1	2	1	1	2
H. A. Елисеев и H. K. Нефедов [63]	O. A. Воробьева [24]					N. A. Елисе- ев, H. K. Нефе- дов [63]	O. A. Воробьев [24]			

ралы: альбит, гидросодалит, эгирин, щелочной амфибол, апатит, биотит, ильменит, сфен и цеолиты.

Пойкилитовый сиенит с гидросодалитом. По текстуре и структуре порода идентична пойкилитовому нефелиновому сиениту. Внешне отличается от последнего темной окраской (обычно темносерого цвета), которая обусловлена присутствием гидросодалита, минерала темносерой



окраски, пойкилитически включенного в крупные выделения К-Na полевого шпата вместо нефелина. Порода состоит из крупных выделений К-Na полевого шпата и гидросодалита (вторичного по нефелину). Второстепенные минералы: нефелин, альбит, щелочной амфибол, апатит, биотит, ильменит, сфен, эвдиалит и цеолиты.

Равномернозернистый и порфировидный эгириновые (слюдяные) нефелиновые сиениты. Порода серой или темносерой окраски и красновато-серой при цеолитизации нефелина. Текстура массивная. Структура типидоморфнозернистая и порфировидная. Порода состоит из К-Na полевого шпата (микроклин-перитта), нефелина и эгирина.

Второстепенные минералы: альбит, щелочной амфибол, сфен, ильменит, апатит, биотит, лопарит и цеолиты. Вкрапленники представлены главным образом нефелином, реже К-Na полевым шпатом.

Фойяиты встречаются редко. Макроскопически это среднезернистая порода массивной или трахитоидной текстуры. Таблички К-Na полевого шпата обычно расположены таким образом, что между ними находятся промежутки, в большинстве случаев с треугольными сечениями, в которых наблюдаются другие минералы — нефелин, эгирин и цеолиты, а иногда сфен, ильменит и редко флюорит.

ПОРОДЫ ВТОРОЙ ФАЗЫ ИНТРУЗИИ (ЛОПАРИТОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС)

Эгириновый (нормальный) или мезократовый луяврит самая распространенная порода, которая в основном слагает нижнюю и среднюю части массива. Она, как и остальные породы лопаритоносного комплекса, залегает полого (угол падения колеблется от 0 до 30°). Окраска ее темносерая или серо-зеленая.

Обладает слоистостью, которая обусловлена параллельным расположением табличек и лейст полевого шпата. Текстура трахитоидная (по О. А. Воробьевской — луявритовая), структура гипидоморфнозернистая (рис. 4).

Эгириновый луяврит сложен К-Na полевым шпатом (микроклином и микроклин-периттом), нефелином и эгирином. Второстепенные минералы: альбит, содалит, арфведсонит, эвдиалит, лампрофиллит, мурманит, лопарит, апатит, сфен и цеолиты, очень редко ринколит и ильменит.

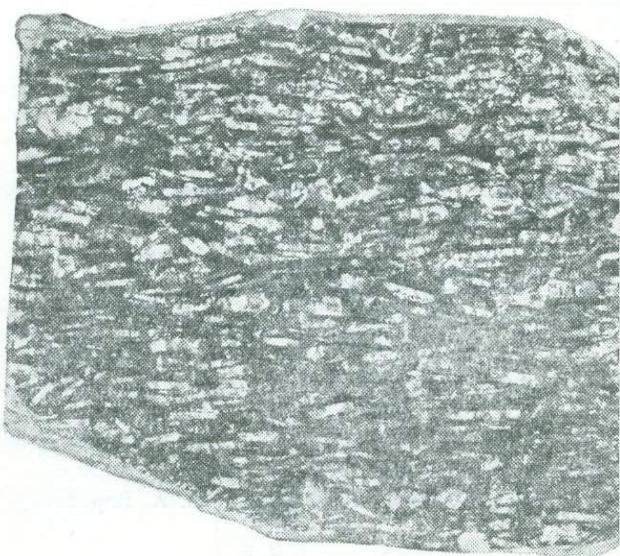


Рис. 4. Трахитоидная текстура эгиринового нормального луяврита

Лейкоократовая разность луяврита отличается от нормального (мезократового) луяврита меньшим содержанием цветных компонентов. Она залегает согласно с нормальным луявритом и часто составляет переходную зону от луяврита к фойяитам, имея с ними незаметные переходы.

Лопаритовый луяврит располагается в верхней части лопаритоносного комплекса пород в виде пластов, переслаивающихся с фойяитами

и уртитами. Обычно резко выражены четыре пласти, наблюдающиеся повсеместно. В литературе эти пласти нередко называют прослойми или горизонтами лопаритовых луявлитов (первый, второй, третий и т. д., ведя счет сверху вниз). Лопаритовый луявлит представляет собой тот же нормальный луявлит с хорошо выраженной трахитоидной текстурой, обогащенный лопаритом. В висячем (за исключением третьего горизонта) и лежачем боках прослои лопаритового луявлита сложены нормальным луявлитом с редкими выделениями лопарита. Третий горизонт лопаритового луявлита в висячем боку контактирует непосредственно с лопаритовым уртитом.

Лопаритовый луявлит — крупнозернистая порода темнозеленого цвета, в которой трахитоидная (луявлитовая) текстура выражена еще отчетливее, чем в нормальном луявлите. Структура породы гипидиоморфнозернистая.

Лопаритовый луявлит сложен: K-Na полевым шпатом (микроклин и микроклин-пертит), нефелином и эгирином с лопаритом. Второстепенные минералы: альбит, арфведсонит, эвдиалит и цеолиты, иногда — содалит, лампрофиллит, мурманит, сфер, апатит, а из рудных очень редко пирротин и галенит.

Амфиболовый луявлит (по Воробьевой — роговообманковый луявлит) наблюдается в виде пластов в лопаритоносном комплексе пород. Самые верхние три слоя (горизонта) амфиболового луявлита, мощностью от 1 до 3 м и более, очень хорошо прослеживаются по простиранию и наблюдаются в массиве повсеместно. Они являются хорошими маркирующими горизонтами для поисков лопаритсодержащих пород верхней части лопаритоносного комплекса, так как выше их залегают лопаритовые уртиты, а ниже лопаритовый малинит.

Границы амфиболового луявлита с вмещающими породами расплывчатые. Прослои амфиболового луявлита наблюдаются и ниже лопаритового малинита.

Амфиболовый луявлит — порода черно-зеленого цвета с луявлитовой текстурой и гипидиоморфнозернистой структурой. Отличается от эгиринового луявлита более темным цветом благодаря высокому содержанию в нем амфиболя.

Амфиболовый луявлит состоит из нефелина, K-Na полевого шпата (микроклин-пертит), арфведсонита и эгирина. Второстепенные минералы: альбит, содалит, эвдиалит, лампрофиллит, мурманит, апатит, сфер, лопарит и цеолиты.

Фойяиты входят в состав лопаритоносного комплекса пород, залегая согласно с другими породами комплекса. Фойяиты залегают пластами мощностью от нескольких десятков сантиметров до нескольких десятков метров, обычно связанными постепенными переходами как с вышележащими луявлитами (при увеличении содержания эгирина), так и с нижележащими уртитами (при увеличении содержания нефелина).

Фойяиты от луявлитов резко отличаются лейкократовым обликом (в связи с меньшим содержанием в них эгирина), а нередко и текстурой. Текстура фойяитов в основном массивная, реже — трахитоидная. Последняя обычно наблюдается в прослоях фойяита небольшой мощности.

По текстурным признакам фойяиты подразделяются О. А. Воробьевой на трахитоидные фойяиты, дитроиты, шлировые фойяиты, фойяиты с призматическим эгирином и фойяит-аплиты. Из них наибольшее распространение имеют трахитоидные фойяиты и дитроиты.

Трахитоидный фойяит — крупно- или среднезернистая лейкократовая порода луявлитовой (трахитоидной) текстуры. Она сложена теми же минералами, что и луявлит, но в иных количественных соотношениях. Главными пордообразующими минералами являются K-Na полевой шпат (микроклин-пертит), нефелин (обычно значительно цеолитизированный) и эгирин, нередко со значительным содержанием альбита, содалита

и цеолитов. Из других второстепенных минералов встречаются: мурманит, лампрофиллит, лопарит, апатит и уссингит.

Дитроиты. Под этим названием Воробьев выделяет разновидность фойяита светлосерого цвета, обладающую массивной текстурой и гипидиоморфнозернистой структурой. Лейсты полевого шпата в данной разновидности фойяита расположены беспорядочно.

Порода состоит из микроклина и нефелина (нередко значительно цеолитизированного) с высоким содержанием эгирина. Второстепенные минералы: альбит, содалит, эвдиалит, лампрофиллит, мурманит, лопарит, уссингит и цеолиты.

Уртиты. Уртиты и генетически связанные с ними полевошпатовые уртиты (ювиты — по Н. А. Елисееву) входят в лопаритоносный комплекс пород. Они образуют выдержаные по простиранию пласти мощностью от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров, изредка до 9 м. В верхней части лопаритоносного комплекса мощность пластов уртита значительно больше, чем в нижней. Пласти (горизонты) уртита имеют в большинстве случаев резкий контакт с нижележащим эгириновым луявлитом или его разновидностью — лопаритовым луявлитом. В верхнем контакте уртит постепенно, через полевошпатовый уртит, переходит в фойяит.

По минералогическому составу уртиты подразделяются на собственно уртит, лопаритовый уртит и полевошпатовый уртит (ювит).

Уртит — среднезернистая порода нередко очень плотного сложения, темносерой или зеленовато-серой окраски. Разновидность уртита, в которой нефелин значительно цеолитизирован, имеет грязнокрасную или буроватую окраску. Текстура породы массивная, реже полосчатая (цеолитизированные участки и прослои в уртите нередко располагаются параллельно друг другу). Структура породы панидиоморфная, пойкилитовая. Нефелин образует пойкилитовые вrostки в полевом шпате и призматическом эгирине.

Уртит в главной своей массе состоит из нефелина. Второстепенные минералы встречаются нередко в значительном количестве: K-Na полевой шпат (микроклин и микроклин-пертит), альбит, содалит и цеолиты. Характерно присутствие апатита. В незначительном количестве и не всегда присутствуют эвдиалит, лопарит, щелочной амфибол (катафорит) и сфен.

Уртит иногда бывает сильно цеолитизирован (содержание цеолитов до 80%).

Лопаритовый уртит. В 1935 г. В. И. Зеленковым были обнаружены уртиты, значительно обогащенные лопаритом, которые в дальнейшем получили название лопаритовых уртитов.

Лопаритовый уртит образует выдержаные прослои (горизонты) не только в верхней части лопаритоносного комплекса пород, как это указывалось в литературе, но также и в нижней его части.

Прослои лопаритового уртита залегают между луявлитом и фойяитом. Мощность их обычно не превышает 1 м. Контакт лопаритового уртита с нижележащим луявлитом обычно отчетливый. Уртит значительно обогащается лишь в лежачем боку, от которого, по направлению вверх, содержание лопарита постепенно уменьшается. Лопаритовый уртит в висячем боку представлен уртитом, содержащим редкие выделения лопарита, который выше постепенно переходит через полевошпатовый уртит (ювит) в фойяит.

Лопаритовый уртит — средне- и крупнозернистая порода серого или темносерого цвета с зеленым оттенком. Текстура породы массивная, структура панидиоморфная или гипидиоморфнозернистая. Лопаритовый уртит сложен нефелином, нередко цеолитизированным, со значительным содержанием лопарита и эгирина. Второстепенные минералы: K-Na

полевой шпат (микроклин-пертит), содалит, щелочной амфибол, эвдиалит, лампрофиллит, мурманит, апатит и др.

Один из прослоев лопаритового уртита содержит значительное количество апатита, совместно с которым иногда встречается ринколит.

Полевошпатовый уртит (ювит) — переходная разность от уртита к фойяиту. Наблюдается он в верхней части уртитовых прослоев (включая и лопаритовые уртиты) на их границе с вышележащим фойяитом. Границы полевошпатового уртита могут быть установлены лишь условно, потому что он постепенными переходами связан внизу с уртитом, а вверху — с фойяитом.

Текстура породы массивная, структура — гипидиоморфнозернистая или пойкилитовая, обусловленная включением нефелина в полевом шпата, эгирине и мурманите.

Полевошпатовый уртит — среднезернистая порода темносерой окраски или серой с зеленоватым оттенком. Состоит она в основном из нефелина (в большинстве случаев значительно цеолитизированного), микроклин-пертита, нередко эгирина. Второстепенные минералы: содалит, альбит, щелочной амфибол, эвдиалит, лампрофиллит, мурманит, лопарит, апатит и др.

Лопаритовый малиньит залегает в средней части лопаритоносного комплекса пород в форме прослоя незначительной мощности (обычно около 20 см) согласно с вмещающими породами. Лопаритовый малиньит, если можно его считать самостоятельным типом ввиду незначительной мощности прослоя, был описан Н. К. Нефедовым [93]. Лопаритовый малиньит залегает ниже верхних горизонтов лопаритового уртита и трех верхних пластов амфиболового луявирита. В лежачем боку он постепенно сменяется фойяитом, с которым иногда наблюдается и отчетливый контакт. Кверху малиньит через полевошпатовый уртит (нередко со значительным количеством лопарита) переходит в уртит. Некоторые исследователи выделяют этот слой в самостоятельный тип оруденения — лопаритовый ювит. От лопаритового малиньита он отличается, в особенности в верхней части, примыкающей к уртиту, меньшим содержанием цветных минералов, а также и лопарита. Уртит над малиньитом обычно содержит содалит, образующийся по нефелину. Выше уртита залегает фойяит.

Лопаритовый малиньит — среднезернистая порода темносерого цвета, массивного или трахитоидного облика, структура породы пойкилитовая или гипидиоморфнозернистая.

Главные минералы, слагающие лопаритовый малиньит, представлены нефелином, эгирином и лопаритом. Второстепенные минералы: полевые шпаты (ортоклаз и альбит), содалит, эвдиалит, мурманит и цеолиты, а иногда — щелочной амфибол, лампрофиллит, апатит, сфен и др.

ПОРОДЫ ТРЕТЬЕЙ ФАЗЫ ИНТРУЗИИ (КОМПЛЕКС ЭВДИАЛИТОВЫХ ЛУЯВРИТОВ)

Эвдиалитовый луявирит, наряду с нормальным (эгириновым) луявиритом, является очень широко распространенной породой массива. Две эти породы в основном и слагают Ловозерский массив.

Наиболее распространена средне- и крупнозернистая, в основном имеющая мезократовый облик разновидность эвдиалитового луявирита. Окраска серовато-зеленая или зеленая. Текстура трахитоидная, реже массивная. Структура гипидиоморфнозернистая.

Главными минералами, слагающими эвдиалитовый луявирит, являются: K-Na полевой шпат (микроклин-микроперит), нефелин, иногда значительно цеолитизированный, эгирин и эвдиалит. Второстепенные минералы: альбит, щелочной амфибол, редко содалит, рамзант, лампрофиллит, мурманит, апатит, сфен, лопарит и единично молибденит.

Среди эвдиалитового луяврита встречается порода темнозеленого цвета с более отчетливо выраженной луявритовой текстурой, называемая меланократовым эвдиалитовым луявритом. Она наблюдается в форме пластообразных залежей или иногда серии параллельных прослоев различной мощности среди эвдиалитового луяврита мезократового облика, залегающих согласно с пластовой отдельностью последнего.

Меланократовый эвдиалитовый луяврит в основном приурочен к верхним горизонтам эвдиалитового луяврита. Текстура меланократового луяврита луявритовая (трапхитоидная), а структура гипидиоморфнозернистая.

Порода в основном сложена микроклином, нефелином и эгирином, при значительном содержании эвдиалита и арфведсонита. Второстепенные минералы: альбит, содалит, лампрофиллит и цеолиты, иногда мурманит, сфен и апатит.

Среди эвдиалитового луяврита нередко наблюдаются разновидности, значительно обогащенные лампрофиллитом или мурманитом в виде прослоев, часто не выдержаных ни по мощности, ни по простирианию. Эти разновидности эвдиалитового луяврита в зависимости от обогащения тем или иным минералом называются эвдиалито-лампрофиллитовый луяврит, лампрофиллитовый луяврит, эвдиалито-мурманитовый луяврит и мурманитовый луяврит. Луявритовая текстура у этих разновидностей пород выражена отчетливее, чем у эвдиалитового луяврита мезократового облика. Они сложены теми же минералами, что и эвдиалитовый луяврит, но отличаются увеличением в них содержания мурманита или лампрофиллита и обычно эгирина.

Порфировидные луявриты. Эту группу пород исследователи называют по-разному. В. Рамзай относит их к луяврит-порфирам. О. А. Воробьева вначале описывала эти породы под названием жильные луявриты, а затем — тингуанты; Н. А. Елисеев называет их порфировидными луявритами.

Порфировидные луявриты образуют или краевые зоны эвдиалитовых луявритов и связаны с ними постепенными переходами, или самостоятельные тела, имеющие форму неправильных, часто мощных пластовых жил, залегающих среди комплекса пород эвдиалитовых луявритов, с которыми нередко имеют интрузивные контакты.

Порфировидные луявриты Н. А. Елисеев подразделяет на четыре разновидности: 1) афанитовые порфировидные луявриты, 2) мелкозернистые порфировидные луявриты, 3) фойяитоподобные порфировидные луявриты и 4) лопаритовые порфировидные ювиты.

О. А. Воробьева подразделяет порфировидные луявриты на тингуант-луявриты и тингуант-порфиры. Среди последних она выделяет разновидность, обогащенную ловозеритом, называя ее ловозеритовым тингуант-порфиром.

Афанитовый порфировидный луяврит (tinguait-порфир) порода зеленого цвета с афанитовой основной массой и редкими порфировидными вкрапленниками нефелина, микроклин-пертита, содалита, лампрофиллита, мурманита, редко эгирина, а иногда арфведсонита и эвдиалита.

Основная масса породы сложена эгирином, K-Na полевым шпатом (микроклин-пертит), альбитом и нефелином. Второстепенные: содалит, арфведсонит, лампрофиллит, лопарит, апатит, ловозерит и цеолиты.

В северной и западной частях массива наблюдаются разновидности порфировидного луяврита, значительно обогащенные ловозеритом, минералом пока неизвестным в других местах. Они встречаются в виде пластовых жил различной мощности среди эвдиалитовых луявритов, иногда переслаиваясь с разновидностями порфировидного луяврита, лишенными ловозерита. Основная масса порфировидного луяврита, содержащего ловозерит, обычно имеет афанитовую структуру. Эта разновидность серовато-зеленой или темносерой окраски с зеленоватыми оттенками — лово-

зеритовый тингуаит-порфир. На мелкозернистом фоне этой породы выделяются вкрапленники ловозерита темнобурой окраски, мурманита, щелочного амфибала, микроклина, лампрофиллита и нефелина. Вкрапленники составляют до $\frac{1}{3}$ породы. Основная мелкозернистая масса породы состоит из эгирина со значительным содержанием K-Na полевого шпата (микроклина), альбита, нефелина, эвдиалита, ловозерита и цеолита. Из второстепенных минералов иногда наблюдаются содалит, щелочной амфибол, лопарит, апатит и нептунит.

Порфировидный луявит с мелкозернистой основной массой (тингуаит-луявит) — зеленовато-серая и темносерая порода, в основном с луявитовой текстурой (иногда массивной в фойяитоподобных порфировидных луявритех). Структура порфировидная, с гипидиоморфной основной массой. В разновидностях порфировидных луявритех, обогащенных полевым шпатом (фойяитопорфировидные луявриты), порода теряет порфировидный облик и приближается к равномернозернистой.

Порфировидный луявит с мелкозернистой основной массой по минералогическому составу аналогичен афанитовому порфировидному луявиту. Вкрапленники представлены K-Na полевым шпатом (микроклин-пертит), нефелином, частично эвдиалитом и содалитом, реже эгирином, щелочным амфиболов и изредка лампрофиллитом и мурманитом.

Основная масса породы состоит из нефелина, K-Na полевого шпата, эгирина, со значительным содержанием эвдиалита, альбита и цеолитов. Второстепенные минералы: содалит, щелочной амфибол, лопарит и апатит.

Лопаритовый порфировидный ювит относится к группе порфировидных луявритех и наблюдается в виде пластообразных выделений нередко линзовидно выклинивающихся, мощностью от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Залегает среди порфировидных луявритех, обычно подстилается и перекрывается лейкократовым порфировидным луявритом.

Имеет серую или темносерую окраску и обладает порфировидным сложением с массивной или трахитоидной (неясно выраженной) текстурой. Трахитоидный облик обусловлен параллельным расположением лейст полевого шпата. Вкрапленники в породе представлены нефелином (преобладают) и K-Na полевым шпатом, иногда эвдиалитом, мурманитом, лампрофиллитом и другими вкрапленниками нефелина. Основная масса породы сложена нефелином и K-Na полевым шпатом (микроклин, аортоклаз), с преобладанием нефелина и со значительным содержанием эгирина, эвдиалита и лопарита. Из второстепенных минералов встречаются щелочной амфибол, альбит, цеолиты, мурманит, апатит и др.

Пойкилитовый содалитовый сиенит занимает совместно с тавитами подчиненное положение среди комплекса пород эвдиалитовых луявритех. Он наблюдается в пластообразных, линзовидных, а иногда и жильных выделениях. Встречается главным образом в западной части массива в районе речек Тулбнююнуй, Чинглусуай и Муруай.

Порода имеет лейкократовый облик. На свежем изломе видны ярко-малиновые пятна, вскоре исчезающие при дневном свете. Это явление обусловлено быстрым обесцвечиванием окраски гакманита.

Полевой шпат, находящийся в пойкилитовом содалитовом сиените, обычно представлен крупными (до 20 см) выделениями, переполненными пойкилитовыми вростками содалита, реже нефелина. Пойкилитовая текстура иногда сменяется равномернозернистой в тех разновидностях породы, где содалит существенно преобладает над K-Na полевым шпатом, образуя переходную разновидность к тавиту. Структура породы пойкилитовая, иногда там, где мало полевого шпата, гипидиоморфозернистая.

Основная масса породы сложена микроклин-пертитом и содалитом. Последний преобладает, содержание его около 40—50%, иногда до 70%.

Второстепенные минералы: эгирин, альбит, эвдиалит, мурманит, лампрофиллит, лопарит, уссингит и цеолиты, иногда — виллиомит, шизолит, нептунит, молибденит и сфалерит.

Тавит встречается главным образом среди пород комплекса эвдиалиловых луявлитов. Генетически он родственен пойкиллитовому содалитовому сиениту, с которым связан постепенными переходами через уменьшение содержания в нем содалита и одновременное увеличение количества полевого шпата. Тавит встречается в основном в западной части массива в форме гнездообразных шлировидных, иногда жильных образований.

Порода лейкократового облика, светлосерой, серой или темносерой окраски, средне- и крупнозернистая, массивной текстуры и гипидиоморфозернистой структуры. Сложена в основном содалитом и эгирином. Второстепенные минералы: микроклин, нефелин, цеолиты, иногда мурманит, лампрофиллит, рамзант и лопарит.

Средний химический состав пород, слагающих Ловозерский массив, приведен в табл. 5.

Таблица 5
Средний химический состав пород (‰)

Компоненты	Нефелиновые сиениты Ловозерского массива	Нефелиновый сиенит	Гранит	Габбро	Базальт	Диабаз
SiO_2	52,34	54,63	60,18	48,24	49,06	50,48
TiO_2	1,29	0,86	0,39	0,97	1,36	1,45
Al_2O_3	17,61	19,89	14,47	17,88	15,70	15,34
Fe_2O_3	6,41	3,37	1,57	3,16	5,38	3,84
FeO	1,53	2,20	1,78	5,95	6,37	7,78
MnO	0,36	0,35	0,12	0,13	0,31	0,20
MgO	1,04	0,87	0,88	7,51	6,17	5,79
CaO	1,85	2,51	1,99	10,99	8,95	8,94
Na_2O	10,12	8,26	3,46	2,55	3,11	3,07
K_2O	4,82	5,46	4,11	0,89	1,52	0,97
H_2O	1,41	1,35	0,84	1,45	1,62	1,89
P_2O_5	0,08	0,25	0,19	0,28	0,45	0,25
Сумма	100	100	100	100	100	100
Количество анализов	—	43	546	41	198	90
Литературный источник	О. А. Воробьева [24]			Р. О. Дэли [58]		

Особенности процессов минералообразования при формировании Ловозерского массива обусловлены:

- 1) высоким содержанием щелочей ($10,12\% \text{ Na}_2\text{O}$ и $4,82\% \text{ K}_2\text{O}$);
- 2) избытком щелочей относительно Al_2O_3 ;
- 3) значительным содержанием Ti , Zr , Nb , TR , Mn , Sr и Cl .

Высокое содержание Na_2O привело к образованию в породах массива не только обычных, богатых натрием, породообразующих минералов: нефелина, содалита, эгирина, арфведсонита, но и эвдиалита, лопарита, лампрофиллита, мурманита и других, которые редко наблюдаются как породообразующие минералы нефелиновых сиенитов в других районах.

Несмотря на большое содержание алюминия, в породах массива имеется значительный избыток щелочей над Al_2O_3 . Недостаток глинозема

(относительно щелочей) в процессе минералообразования компенсировался в первую очередь окисью железа, а также циркония и титана, что привело к образованию щелочных железосодержащих пироксена (эгирина) и амфибола (арфведсонита), а также Zr-силикатов (эвдиалита, ловозерита) и Ti-силикатов, богатых натрием (лопарита, лампрофиллита, мурманита и др.).

Высокое содержание Zr, Ti, Nb, TR, Sr и Cl привело к выделению ряда породообразующих минералов: эвдиалита (Zr), лопарита (Ti, Nb, TR), лампрофиллита (Ti, Sr), мурманита (Ti, Nb), содалита (Cl) и др.

А. Е. Ферсман [111] делит нефелиновые породы на две группы — агпайтовые и миаскитовые. Первые, по Ферсману, характеризуются коэффициентом агпантности, т. е.

$$\frac{\text{число молекул } \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{число молекул } \text{Al}_2\text{O}_3}$$

от 1,05 до 1,5 (и выше), а вторые (миаскитовые) коэффициентом агпантности от 0,8 до 1,05.

Большинство пород Ловозерского щелочного массива характеризуется избытком щелочей над глиноземом (коэффициент агпантности больше 1 до 2,56). В целом для массива коэффициент агпантности равен 1,24. В агпайтовых породах А. Е. Ферсман подметил порядок кристаллизации, не соответствующий правилу Розенбуша (вначале цветные компоненты и руды), а обратный ему (вначале кристаллизуются бесцветные минералы, а позднее цветные). Причину такой последовательности кристаллизации А. Е. Ферсман [111, 112, 113] объясняет избытком щелочей, который приводит к образованию из части катионов (Zr, Ti, Fe⁺³ и др.) комплексных анионов, входящих в состав эвдиалита, лопарита, лампрофиллита, мурманита, эгирина, арфведсонита и других минералов, кристаллизующихся в конце магматического процесса, после выпадения бесцветных минералов: нефелина, K-Na полевых шпатов и содалита.

Породы Ловозерского массива, имеющие коэффициент агпантности выше единицы, характеризуются ассоциацией цирконо- и титаносиликатов, содержащих натрий: эвдиалит, ловозерит, лопарит, лампрофиллит, рамзант, мурманит и др., а также нередко и содалитом — минералом, содержащим хлор.

В Ловозерском массиве наряду с агпайтовыми породами (преобладающими) встречаются и такие, у которых коэффициент агпантности около единицы или ниже. Для них характерен иной парагенезис минералов, а именно: циркон (вместо эвдиалита), ильменит и сфен (вместо лампрофиллита, рамзанта, мурманита и других титаносиликатов, содержащих натрий), апатит, биотит и флюорит (вместо содалита). Эта группа миаскитовых пород образовалась в первую интрузивную fazу и представлена пойкилитовым нефелиновым сиенитом и равномернозернистыми и порфировидными эгириновыми (слюдяными) нефелиновыми сиенитами.

Из всех пород, слагающих Ловозерский массив, наибольший интерес представляют породы лопаритоносного комплекса. Последние, как уже отмечалось выше, характеризуются первичной полосчатостью, выражющейся в послойном чередовании пород различного состава. Большинство этих пород обладает отчетливой слоистой текстурой, обусловленной параллельным расположением лейст и табличек полевого шпата относительно друг друга. Породы лопаритоносного комплекса в виде полос (горизонтов) многократно чередуются друг с другом сверху вниз в такой последовательности: луяврит — фойяйт — уртит, опять луяврит — фойяйт — уртит и т. д. Если объединить эти три главные породы комплекса в отдельные зоны, то лопаритоносный комплекс можно разделить на большое количество зон. Мощность зон и отдельных полос (горизонтов), представленных луявритом, фойяитом или уртитом, может быть различ-

ной, но порядок чередования в зоне полос различных пород сохраняется. В некоторых зонах иногда отсутствует уртит.

При исследовании образования слоистого, полосчатого лопаритоносного комплекса пород Ловозерского массива в первую очередь возникали следующие вопросы:

1) почему наблюдается закономерное послойное чередование луяврита — фойяита—уртита в одной зоне и многократное повторение зон в лопаритоносном комплексе пород;

2) чем обусловлена первичная слоистость многих пород комплекса, в первую очередь эгиринового луяврита и его разновидностей.

В. Рамзай [64 и 66] первый указал на наличие в Ловозерском массиве полосчатого комплекса пород. Он писал, что высоты массива сложены породами, напоминающими «комплекс осадочных отложений, вследствие параллельного расположения пластов гнейсовидных луявритов и нефелиновых сиенитов». Рамзай полагал, что застывание массива происходило в спокойных условиях при ориентирующем воздействии вмещающих пород и самого щелочного массива на расположение слоистости. Однородная ориентировка лейст полевого шпата в породах, по его мнению, обусловлена влиянием охлаждающей поверхности контакта. Параллельное расположение лейст полевого шпата зависит от движения магмы. Это допускается им лишь для внешних частей массива, прилегающих непосредственно к контактной поверхности.

В. И. Владавец [15] объясняет полосчатость Ловозерского массива инъекцией щелочной магмы в слоистые осадочные породы.

Слоистую текстуру луяврита, располагающуюся согласно с положением кровли и постели массива, О. А. Воробьева [23] объясняет наличием «ламинарного течения в процессе охлаждения магматических расплавов», считая, что «пути ламинарного движения и являются плоскостями кристаллизации».

Возникновение первичной полосчатости в Ловозерском массиве О. А. Воробьева объясняет циклом явлений, которые она называет «автоинтрузия», понимая под этим термином «прогрессирующий интрузивный процесс, связанный с внедрением остаточного фойяитового расплава в кристаллизующуюся, еще пластическую массу материнской луявритовой магмы». «В результате кристаллизации луявритов появились ослабленные зоны, расположенные параллельно плоскостям первичной слоистости (сионим трахитоидности). Эти плоскости явились благоприятными путями для субпараллельных внедрений фойяит-уртита, в результате чего в пределах Ловозерского массива появился первично расслоенный комплекс луявритов — фойяитов — уртитов».

Н. А. Елисеев [64] возникновение полосчатого комплекса пород Ловозерского массива связывает в первую очередь с движением кристаллизующейся магмы. Он считает, что «движение и гравитация были почти единственными факторами пространственного распределения минералов в кристаллизующейся во время движения магме в начале и середине процесса». Медленное движение (истечение) магмы, по его мнению, сопровождалось перемещением в ней нефелина вверх. «Скопляющиеся кристаллы нефелина образуют агрегаты, приобретающие форму сначала шлиров, а затем полос.... Возникший таким образом в продолжающей двигаться среде прослой, состоящий на 80% из кристаллов нефелина, служил до некоторой степени барьером, препятствовавшим поднимавшимся снизу следующим кристаллам нефелина перемещаться вверх. Кроме того, такой своеобразный барьер препятствовал проникновению вверх летучих. Летучие, не имея возможности проникнуть вверх, скоплялись под барьером, вследствие чего магма здесь, обогащаясь летучими, застывала несколько позднее, чем скопления кристаллов нефелина, за счет которых при застывании образовались уртиты».

«Жидкая магма, приобретавшая у контакта с пластообразными скоплениями нефелина состав луяврита, имела пониженную вязкость, поскольку была обогащена летучими, поэтому на этих участках движение в кристаллизующейся магме осуществлялось в наиболее совершенной форме, вследствие чего и возникла очень хорошо выраженная трахитоидная текстура в лопаритовых луявритех».

«Различные прослои (горизонты) зоны застывали неодновременно, и фойяиты застывали несколько раньше, луявриты немного позднее. Но эта разница во времени была очень небольшой». «Главная причина различия в текстурах различных пород, составляющих зону, заключалась в том, что движение под контактом с уртитом совершалось наиболее легко и более совершенно, чем в нижней и верхней частях массива». «Разница в скорости движения послужила причиной появления резко выраженного контакта между уртитами сверху и луявритами снизу».

Так объясняет Н. А. Елисеев неоднородности в строении отдельной зоны, сложенной фойяитом, луявритом и уртитом. Причину многократного повторения зон в лопаритоносном комплексе он видит в том, что «пределы возможного вертикального перемещения для кристаллов нефелина в несколько раз меньше мощности верхней части комплекса, вследствие чего и возникало несколько пластообразных скоплений нефелина одновременно».

Разделение движущегося слоя кристаллизующейся магмы на три прослоя, различные по составу, возможно, но мало вероятно, чтобы они имели разную скорость движения (по Н. А. Елисееву, как уже отмечалось выше, кристаллизующаяся магма в процессе движения распадается на три слоя — фойяит — луяврит — уртит, движущиеся с различной скоростью).

Еще менее вероятно, чтобы кристаллизующаяся магма в процессе движения распалась на большое количество зон, из которых каждая в свою очередь разделилась бы на три прослоя (фойяит—луяврит—уртит, движущиеся с различной скоростью). Вообразить себе десятки одновременно движущихся с различной скоростью слоев кристаллизующегося расплава магмы, располагающихся один над другим и имеющих нередко очень незначительную мощность (менее одного метра), чрезвычайно трудно, особенно если учесть, что одни и те же прослои пород наблюдаются повсеместно в массиве. Трудно себе представить и образование нефелиновых барьераов, за счет которых возникли уртиты, встречаемые в различных местах массива, тем более что мощность нефелинов обычно незначительная (нередко менее одного метра).

Возникает вопрос: почему нефелин поднимался до определенного уровня, ибо прослои уртита имеют форму пласти и залегают горизонтально или под очень пологими углами. Если считать, согласно Н. А. Елисееву, что нефелин всплыивает вверх, то и при резком контакте уртита с нижележащим луявритом в последнем должно бы увеличиваться содержание нефелина по направлению к контакту, однако этого обычно не наблюдается.

Автор считает возможным иначе объяснить причины слоистости и полосчатости лопаритоносного комплекса.

Породы, слагающие этот комплекс, возникли не одновременно: вначале образовались луявриты, а затем фойяиты с уртитами. Внедрение магмы фойяитового состава в луявриты могло происходить параллельно плоскостям первичной слоистости луявритов. Эти плоскости явились благоприятными путями для субпараллельных внедрений расплава, за счет которого и произошло образование фойяитов с уртитами, приведшее к формированию полосчатого комплекса горных пород. Возможно, что внедрению фойяитового расплава в луявриты способствовало также и опускание постели Ловозерской пластовой интрузии.

Возникновение первичной слоистости в луяверитах следует искать, согласно Н. А. Елисееву, в движении кристаллизующейся магмы, но, вероятно, одного движения недостаточно, необходимо и ориентирующее давление в период кристаллизации. Только под влиянием этих двух факторов — течения кристаллизующейся магмы и давления — могла возникнуть слоистость. Это подтверждается наблюдениями автора на Рокшифском сиенитовом массиве (Туркестанский хребет), в котором имеется много ксенолитов вмещающих пород. В участках сиенита, непосредственно примыкающих к контакту с вмещающими породами или с ксенолитами, появляется слоистость. Последняя иногда наблюдается более отчетливо в прожилках, секущих ксенолиты, что указывает на возникновение слоистости не только под влиянием охлаждающей поверхности контакта, но и давления. Хорошо выраженная слоистость в сиенитах вблизи контакта появляется в основном только там, где расстояние между ксенолитами или ксенолитом и контактом сиенита с вмещающими породами суживается. Особенно отчетливо роль давления проявляется в прожилках сиенита, секущих ксенолиты.

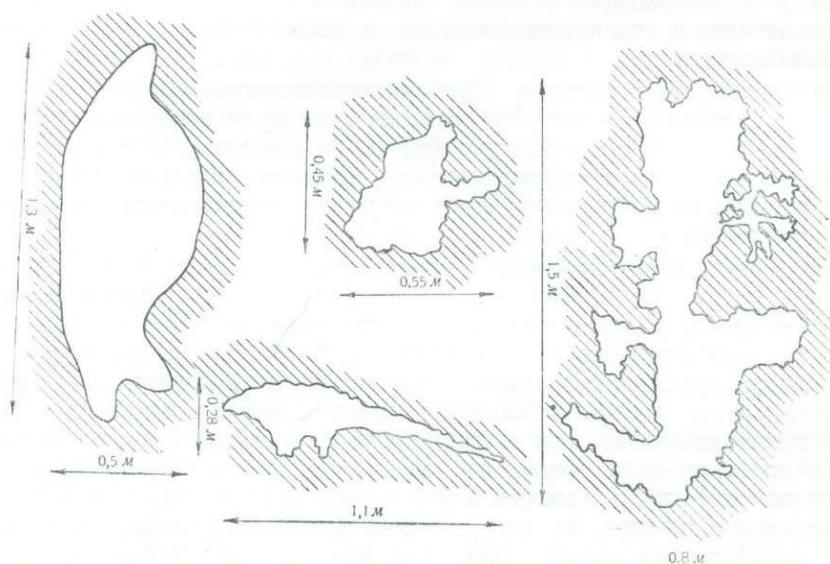


Рис. 5. Форма пегматитовых выделений

Сиенитовый расплав, внедряющийся в ксенолит по трещинам отдельности, повидимому, испытывает значительное боковое давление от ксенолита, поскольку последний также подвергается давлению расплава. Однако одного давления недостаточно, чтобы образовалась слоистость. Необходимо еще движение кристаллизующегося расплава. Без последнего фактора возникновение слоистости вряд ли возможно. Если бы в момент поступления расплава в трещины ксенолита не происходила его кристаллизация, то слоистость в образующихся прожилках сиенита отсутствовала бы. Ее мы и не наблюдаем в данном массиве в многочисленных жилках кварцево-сиенитового аплита, секущих сиенит, хотя мало вероятно, чтобы расплав этих жил при своем внедрении не испытывал бокового давления.

Пегматиты Ловозерского щелочного массива довольно разнообразны не только по форме (рис. 5) и величине, но также и по минералогическому составу.

На основании полевых наблюдений 1933—1935 гг. и данных предыдущих исследователей, автор делит пегматиты Ловозерского щелочного массива по минералогическому составу на восемь типов (табл. 6).

Таблица 6

Типы пегматитовых образований Ловозерского щелочного массива

Типы пегматитов	Главные минералы пегматитов	Характерные минералы пегматитов
Микроклиновый с эгирином и эвдиалитом	Микроклин, эвдиалит и эгирин	Эвдиалит, иногда рамзант
Микроклиновый с лампрофиллитом	Микроклин, иногда лампрофиллит и содалит	Лампрофиллит, содалит
Лампрофиллито-эвдиалитовый с ломоносовитом и чинглусуитом	Лампрофиллит, эвдиалит и содалит	Ломоносовит, чинглусуит
Полевошпатовый с эвдиалитом и сфеином	Полевой шпат	Эвдиалит, сфеин
Ортоклазовый с Мп-ильменитом и сфеином	Ортоклаз	Мп-ильменит, сфеин
Альбитовый	Альбит	Эвдиалит, рамзант и др.
Содалито-уссингитовый	Уссингит	Шизолит, нептунит, мурманит, стенструпин, эрикит и др.
Цеолитный	Цеолиты	

ОПИСАНИЕ МИНЕРАЛОВ

Первая сводка минералов Ловозерского щелочного массива была впервые составлена в 1928 г. Н. Н. Гутковой [119]. По ее данным, в Ловозерском массиве известны следующие минералы: молибденит, окислы Fe ильменит, «элатолит», калиевый полевой шпат, альбит, уссингит, эгирин, шизолит, щелочная роговая обманка, эвдиалит, нефелин, содалит, шабазит, анальцим, натролит, сфеин, мурманит, лампрофиллит, нептунит, рамзант и апатит¹.

С 1932 по 1940 г. в Ловозерском щелочном массиве проводились систематические геологические исследования; вначале они были вызваны поисками эвдиалитовых руд (1932—1934 гг.), а затем лопаритовых (1934—1940 гг.). Эти исследования позволили выявить дополнительно много минералов. В сводке «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр», изданной Академией наук в 1937 г. под редакцией А. Е. Ферсмана [92], список минералов Ловозерского щелочного массива был увеличен по сравнению со списком 1928 г. на 20 минералов: галенит, сфалерит, пирротин, халькопирит, пирит, марказит, флюорит, церуссит, ортоклаз, эгирин-авгит, канкринит, циркон, Ti-эльпидит, катаплеит, энгматит, астрофиллит, стенструпин, лопарит и эрикит.

В период 1937—1940 гг. в Ловозерском массиве был выявлен еще ряд минералов (в количестве 26), а именно: ковеллин, виллиомит, опал, содержащий щелочи, куприт, магнетит, окислы Mn, анкилит, аортоклаз, пектолит, нордит, катафорит, чкалловит, гидросодалит, томсонит, гидронефелин, серцит, биотит, тайниолит, Ti-ловенит, чинглусуит, ринколит, нарсарсукит, ловозерит, металопарит, ломоносовит и белянкинит.

¹ Часто и в большом количестве наблюдаемые минералы набраны в разрядку, редко и в незначительном количестве встречающиеся — курсивом.

Таблица 7

Минералы Ловозерского массива

Название минерала	Минералы, наблюдаемые в пегматитах	Минералы, наблюдаемые в породах
Сульфиды и сульфосоли		
Молибденит	<i>Молибденит</i> ¹	<i>Молибденит</i>
Галенит	<i>Галенит</i>	<i>Галенит</i>
Сфалерит	<i>Сфалерит</i>	<i>Сфалерит</i>
Пирротин	—	<i>Пирротин</i>
Ковеллин	<i>Ковеллин</i>	—
Халькопирит	<i>Халькопирит</i>	<i>Халькопирит</i>
Пирит	—	<i>Пирит</i>
Марказит	<i>Марказит</i>	<i>Марказит</i>
Галоиды		
Виллиомит	<i>Виллиомит</i>	<i>Виллиомит</i>
Флюорит	<i>Флюорит</i>	<i>Флюорит</i>
Оксиды		
Опал, содержащий щелочи	—	<i>Опал, содержащий щелочи</i>
Куприт	<i>Куприт</i>	—
Мп-ильменит	<i>Мп-ильменит</i>	<i>Мп-ильменит</i>
Магнетит	—	<i>Магнетит</i>
Гидрагиллит и диаспор	—	<i>Гидрагиллит и диаспор</i>
Лимонит	<i>Лимонит</i>	<i>Лимонит</i>
Оксиды Мп	<i>Оксиды Мп</i>	—
Карбонаты		
Кальцит	<i>Кальцит</i>	—
Церусит	<i>Церусит</i>	—
Анкилит	<i>Анкилит</i>	—
Силикаты		
Ортоклаз	<i>Ортоклаз</i>	<i>Ортоклаз</i>
Микроклин	<i>Микроклин</i>	<i>Микроклин</i>
Анортоклаз	—	<i>Анортоклаз</i>
Альбит	<i>Альбит</i>	<i>Альбит</i>
Уссингит	<i>Уссингит</i>	<i>Уссингит</i>
Эгирин-авгит	<i>Эгирин-авгит</i>	<i>Эгирин-авгит</i>
Эгирин	<i>Эгирин</i>	<i>Эгирин</i>
Пектолит	—	<i>Пектолит</i>
Шизолит	<i>Шизолит</i>	<i>Шизолит</i>
Нордит	<i>Нордит</i>	—
Арфведсонит	<i>Арфведсонит</i>	<i>Арфведсонит</i>
Катафорит	—	<i>Катафорит</i>

¹ Минералы, наблюдаемые часто и в большом количестве, набраны в разрядку, а редко и в незначительном количестве — курсивом.

Продолжение табл.

Наименование минерала	Минералы, наблюдаемые в пегматитах	Минералы, наблюдаемые в породах
Чкаловит	<i>Чкаловит</i>	—
Нефелин	<i>Нефелин</i>	<i>Нефелин</i>
Канкринит	<i>Канкринит</i>	<i>Канкринит</i>
Гакманит и содалит	<i>Гакманит и содалит</i>	<i>Гакманит и содалит</i>
Гидросодалит	<i>Гидросодалит</i>	<i>Гидросодалит</i>
Циркон	<i>Циркон</i>	<i>Циркон</i>
Анальцим	<i>Анальцим</i>	<i>Анальцим</i>
Натролит	<i>Натролит</i>	<i>Натролит</i>
Томсонит	—	<i>Томсонит</i>
Гидронефелин	<i>Гидронефелин</i>	<i>Гидронефелин</i>
Нонтронит	—	<i>Нонтронит</i>
Серицит	—	<i>Серицит</i>
Биотит	<i>Биотит</i>	<i>Биотит</i>
Тайниолит	<i>Тайниолит</i>	—
Цирконо-торотано-ниобосиликаты и ниобаты		
Ті-ловенит	—	<i>Ті-ловенит</i>
Эвдиалит и мезодиалит	<i>Эвдиалит и мезодиалит</i>	<i>Эвдиалит и мезодиалит</i>
Ловозерит	<i>Ловозерит</i>	<i>Ловозерит</i>
Ті-эльпидит	<i>Ті-эльпидит</i>	—
Катаплеит	<i>Катаплеит</i>	<i>Катаплеит</i>
Стенструпин	<i>Стенструпин</i>	—
Сфен	<i>Сфен</i>	<i>Сфен</i>
Энигматит	<i>Энигматит</i>	—
Лампрофиллит	<i>Лампрофиллит</i>	<i>Лампрофиллит</i>
Астрофиллит	<i>Астрофиллит</i>	<i>Астрофиллит</i>
Чинглусуит	<i>Чинглусуит</i>	<i>Чинглусуит</i>
Ринколит	<i>Ринколит</i>	<i>Ринколит</i>
Нарсарсукит	<i>Нарсарсукит</i>	<i>Нарсарсукит</i>
Нептунит	<i>Нептунит</i>	<i>Нептунит</i>
Рамзант	<i>Рамзант</i>	<i>Рамзант</i>
Ломоносовит	<i>Ломоносовит</i>	<i>Ломоносовит</i>
Мурманит	<i>Мурманит</i>	<i>Мурманит</i>
Белянкинит	<i>Белянкинит</i>	—
Лопарит	<i>Лопарит</i>	<i>Лопарит</i>
Металопарит	—	<i>Металопарит</i>
Фосфаты		
Апатит	<i>Апатит</i>	<i>Апатит</i>
Эрикит	<i>Эрикит</i>	—

В данной работе приведено описание 66 минералов, которые несомненно установлены для пород и пегматитов Ловозерского щелочного массива. Минералы, генетически не связанные с породами нефелиновых сиенитов (минералы архейских и девонских пород), но наблюдающиеся на территории массива, из описания исключены. При описании минералов цирконо- и титаносиликаты выделены в один раздел как специфические минералы Ловозерского щелочного массива.

Описание минералов ведется по следующему плану. Вначале указывается (для новых минералов) место и год находки, исследователь, открывший и впервые описавший минерал. Затем приводится кристаллографическая характеристика, физические свойства, оптическая характеристика, химический состав, условия нахождения, парагенезис, промышленное значение и сравнение с теми же минералами из других мест. Минералы, которые встречаются редко и в незначительном количестве, описаны сокращенно.

Ниже приводится список минералов, слагающих Ловозерский щелочный массив (табл. 7).

СУЛЬФИДЫ И СУЛЬФОСОЛИ

Молибденит MoS₂. Гексагональная сингония¹. Уд. в. 4,7—4,8¹. Тв. 1—1,5¹.

Встречается в виде мелких чешуек величиной до 1—2 мм. Цвет свинцово-серый, черта той же окраски. Блеск металлический. Спайность весьма совершенная. Твердость 1.

Спектроскопически² в молибдените установлены элементы: Mo (очень сильная линия), Si, Fe, Mn (слабые линии), Ca и Cu (очень слабые линии).

Молибденит в виде отдельных чешуек наблюдается как в породах, так и в пегматитах, но редко и в незначительном количестве. Обнаружен в фойяите, уртите, пойкилитовом содалитовом сиените, содалитовом уртите, залегающем над лопаритовым малинитом, и эвдиалитите. Для молибденита, находящегося в породах, характерен парагенезис с содалитом и сульфидами (сфалерит, пирротин и пирит).

Молибденит найден в пегматитах следующих типов:

- 1) содалито-уссингитового (восточный склон горы Пункаруай);
- 2) эгирино-эвдиалито-полевошпатового (перемычка горы Пункаруай, долины рр. Тулбьюнуай и Мотчисуай);
- 3) лампрофилито-эвдиалитового (долины рр. Чинглусуай и Муртай).

Для молибденита, наблюдавшегося в пегматитах, характерен парагенезис с содалитом, уссингитом и сфалеритом. В содалите Н. Лизуновым спектроскопически обнаружен молибден (следы линий).

Молибденит образовался в пневматолитический этап. Промышленного значения не имеет.

Галенит PbS. Кубическая сингония. Уд. в. 7,4—7,6. Тв. 2,5—2,75.

Физические свойства. Галенит встречается в агрегатах величиною до 0,8 см. Цвет свинцово-серый, черта серовато-черная. Блеск металлический. Спайность совершенная.

В отраженном свете белый, с характерными треугольниками выкрашивания. Изотропный. В одном из шлифов наблюдается замещение галенита церусситом.

Спектроскопически установлены элементы: Pb (сильная линия), Si, Ti, Al, Bi, Be (слабые линии), Fe, Mn, Ca, Na, Cu, V (очень слабые

¹ По литературным данным как для молибденита, так и для других минералов.

² Спектроскопическое изучение минералов выполнено спектроскопической лабораторией Института геологических наук АН СССР под руководством С. А. Боровика.

линии). Присутствие Na, Ca, Al, Si и других элементов можно объяснить загрязненностью галенита другими минералами.

Местонахождение. Галенит встречен:

1. На восточном склоне горы М. Пункаруайв, в одном из уссингитовых месторождений в виде редких выделений в парагенезисе с уссингитом и натролитом.

2. В верховье долины р. Сулуй, в одной из глыб пегматита, находящейся в осыпи. Пегматит сложен K-Na полевым шпатом со значительным содержанием эвдиалита, эгирина и цеолита. Редко встречается содалит и единично галенит.

3. В северо-западной части Ловозерских тундр, в уртите (по данным И. В. Зеленкова).

4. В лопаритовом луяврите совместно с пирротином в форме мелких зерен, вкрапленных в эгирине (по данным Н. А. Елисеева и Н. К. Нефедова [63]).

Галенит образовался в гидротермальную фазу. Промышленного значения не имеет.

Сфалерит ZnS. Кубическая сингония. Уд. в. 3,9—4,1. Тв. 3,5—4.

Физические свойства. Сфалерит обычно встречается в спайных агрегатах до 2 см величиною, очень редко в кристаллах до 0,8 см, а также в виде ксеноморфных зерен. Кристаллы представлены плохо образованными тетраэдрами.

Цвет преимущественно желтый и светлый зеленовато-желтый, реже темнокоричневый и черный. Чарта для черной разновидности темнокоричневая, для темнокоричневой — оранжево-желтая, а для остальных почти белая. Блеск у черного сфалерита полуметаллический, у темнокоричневого алмазный, у остальных разновидностей от стеклянного до алмазного. Прозрачный (светлый зеленовато-желтый) до непрозрачного (черный). Спайность весьма совершенная (у черного сфалерита выражена несколько хуже). Излом неровный. Хрупкий. Удельный вес светлого зеленовато-желтого сфалерита, определенный М. Е. Владимировой, равен 3,98. Флюoresцирует.

Оптические свойства. Показатель преломления для светлой зеленовато-желтой разности равен 2,36—2,39. В отраженном свете светлосерый. Изотропный.

Химические свойства. В кислотах HCl и HNO₃ растворяется. Химический состав светлой зеленовато-желтой разности сфалерита из пегматита 2-го цирка Раслака, по данным М. Е. Владимировой, следующий:

Zn — 66,97%	Cd — нет
S — 32,65%	Mn — Следы
Fe — 0,22%	Нерастворимый остаток — 0,15%
Pb — нет	Сумма — 99,99%
Cu — нет	

Помимо выявленных при химическом анализе элементов, спектроскопически установлены: Si, Al, Fe (слабые линии), а в темнокоричневой разности еще и Ti.

Местонахождение. Сфалерит найден:

1. На горе Пункаруайв. Сфалерит приурочен к уссингитовым месторождениям, находящимся как в коренном залегании (восточный склон горы М. Пункаруайв), так и в россыпи (перемычка горы Пункаруайв). Здесь он встречается в очень незначительном количестве в парагенезисе со следующими минералами: содалитом, уссингитом, цеолитами, стенструпином, шизолитом, эрикитом, нептуниитом и др.

2. Во 2-м цирке Раслака. Сфалерит встречен в пегматитовом теле (длиной 7 м, мощностью до 10 см), состоящем в основном из уссингита и цеолитов. Некоторые участки пегматита сильно обогащены сфалеритом.

Из второстепенных минералов, кроме сфалерита, встречаются: содалит, мурманит, стенструпин и шизолит.

3. В долине р. Чинглусуай. Сфалерит наблюдается здесь в незначительном количестве в пойкилитовом содалитовом сиените и в пегматитах, находящихся в осыпи. Пегматиты сложены содалитом, лампрофиллитом, эвдиалитом, эгирином, чинглуситом, ломоносовитом, рамзаитом и иногда микроклином, арфведсонитом, мурманитом. Второстепенные минералы: нордит, шизолит, молибденит, сфалерит, нептунит, цеолиты и др.

4. Сфалерит известен в виде единичных зерен в пегматитах эгирино-эвдиалито-полевошпатового типа по р. Тулбуньюнуй, лампрофиллито-эвдиалитового типа с рамзаитом и мурманитом по р. Муруай, микроклинового типа с лампрофиллитом и содалитом по р. Куфтуай и эгирино-эвдиалито-микроклинового типа по р. Сулуай.

5. В верховьях р. Коклухтиуай. По данным Е. И. Кутуковой, сфалерит в виде редких зерен наблюдается здесь в роговообманковом сиените и в приуроченных к нему аплитовых прожилках. Он находится в парагенезисе с Ti-ловенитом, сференом, пирротином, Mp-ильменитом и др.

6. Сфалерит находится также в виде редких выделений в фойяите, уртите, лопаритовом уртите и содалитовом уртите над лопаритовым малиниитом в ряде участков массива.

Для сфалерита характерен парагенезис с содалитом, уссингитом, нептунитом и цеолитами, а также с сульфидами (молибденитом, иногда пирротином и галенитом).

Время выделения сфалерита — конец пневматолитического и начало гидротермального этапов. Сфалерит легко разрушается. Нередко в тех местах, где находится сфалерит, наблюдаются пустотки, стеки которых покрыты ржавобурьими окислами железа.

Промышленного значения не имеет.

Пирротин Fe_nS_{n+1} . Гексагональная сингония. Уд. в. 4,58—4,64. Тв. 3,5—4,5.

Физические и оптические свойства. Пирротин встречается в виде ксеноморфных зерен размером от 0,01 до 3 мм, единично в зернистых агрегатах до 2—3 см величиною. Цвет бронзово-желтый. Черта буровато-черная. Блеск металлический. Излом неровный. В отраженном свете кремово-розовый. Анизотропный. Порошок магнитный.

Местонахождение. Пирротин является наиболее распространенным минералом среди сульфидов, но встречается обычно в очень незначительном количестве в виде зерен. Он известен:

1. На горе Пункаруай: 1) на восточном склоне в равномернозернистом эгириновом нефелиновом сиените; 2) на западном и юго-западном склонах в нефелините, который в форме шлиров, размером до 1 м, залегает среди лужеврита.

2. В низовые долины р. Мотчусуай в пойкилитовом сиените с гидросодалитом и в шлировидных выделениях, сложенных преимущественно гидросодалитом и эгирином. Совместно с пирротином в виде единичных зерен находится Mp-ильменит, пирит и марказит.

3. В долине р. Коклухтиуай, в роговообманковом и слюдяном нефелиновом сиените совместно с Mp-ильменитом, иногда сфалеритом и др.

4. На горе Сенгисчорр, в лопаритовом уртите.

5. В цирке Сенгисчорр и малом цирке Ангвундасчорр, по данным Е. Е. Костылевой [73], в эвдиалитовом лужеврите.

6. На горе Парганьюн, по С. Д. Покровскому [94], в эвдиалитовой жиле совместно с марказитом, иногда молибденитом и др.

7. В долине р. Чинглусуай, в пойкилитовом содалитовом сиените в ассоциации с молибденитом и сфалеритом.

8. По данным Н. А. Елисеева и Н. К. Нефедова [63], пирротин встречается в лопаритовом луявrite в виде очень мелких зерен совместно с галенитом.

Для пирротина наиболее характерен парагенезис с Mn-ильменитом и сульфидами: пиритом, сфалеритом, марказитом и др.

По времени выделения пирротин является более ранним, чем сфалерит, так как в зернах последнего иногда наблюдаются включения пирротина. Взаимоотношений с другими сульфидами подметить не удалось. Пирротин довольно часто замещается марказитом колломорфной структуры, иногда почти нацело переходит в марказит, реже замещается лимонитом.

Промышленного значения пирротин не имеет, так как встречается в очень небольшом количестве, за исключением долины р. Коклухтиуай, где концентрация его в роговообманковом и слюдяном сиените иногда достигает нескольких процентов.

Ковеллин CuS. Гексагональная сингония. Уд. в. 4,68. Тв. 1,5—2.

Обнаружен лишь микроскопически в одном из шлифов как вторичный минерал по халькопириту. В отраженном свете — синего цвета. Анизотропен. Наблюдается в виде неправильных прожилок и каемок по халькопириту. Образец для шлифа, в котором обнаружен ковеллин, был взят на северном склоне горы Нинчурт, в одном из прожилков (мощностью до 1 см), состоящего из цеолитизированного нефелина и эгирина, с редкими выделениями сфена, Mn-ильменита и единичными халькопиритами.

Халькопирит CuFeS₂. Тетрагональная сингония. Уд. в. 4,1—4,3. Тв. 3,5—4.

Обнаружен микроскопически в виде ксеноморфных зерен, величиною от 0,01 до 0,5 мм. В отраженном свете латунно-желтый. Изотропный.

Халькопирит встречен в виде очень редких зерен:

1. На северном склоне горы Нинчурт: 1) в шлировидных участках (до 0,6 м), сложенных преимущественно шпреуштейном и эгирином, с редкими зернами Mn-ильменита, халькопирита и марказита, находящихся среди нормального луяврита; 2) в пегматитовом прожилке (длиною до 2 м и мощностью до 1 см) среди шлифа амфиболового состава, последний залегает в среднезернистом нефелиновом сиените; прожилок состоит из цеолитизированного нефелина и эгирина с редкими выделениями сфена и единичными халькопиритами, марказита, куприта и ковеллина.

2. На северном склоне горы Флоры, в одном из участков порфировидного луяврита, вблизи контакта его с фойяитом. Здесь халькопирит встречен совместно с редкими выделениями галенита.

По данным Н. А. Елисеева и др. [61], в эвдиалитовых шлифах совместно с пиритом и магнетитом.

Халькопирит замещается марказитом и иногда ковеллином и купритом.

Промышленного значения не имеет.

Пирит FeS₂. Кубическая сингония. Уд. в. 4,96—5,10. Тв. 6—6,5.

Встречается в виде ксеноморфных зерен бледнолатунно-желтого цвета размером 0,1—2 мм. В отраженном свете — желтого цвета, с хорошо выраженной шагреневой поверхностью. Изотропный. Твердость высокая (стальной иглой не чертится).

Пирит в виде отдельных зерен найден:

1. На горе Пункаруай, на восточном склоне в фойяите, на западном склоне и на перемычке горы в равномернозернистом эгириновом нефелиновом сиените совместно с редкими зернами пирротина и марказита.

2. На северном склоне горы Нинчурт среди нормального луяврита в шлировидных участках (до 0,6 м), сложенных преимущественно шпреуштейном, крупными выделениями эгирина совместно с марказитом. На горе Нинчурит пирит встречен в лопаритовом луявrite.

3. На правом берегу р. Муруай в шлировидном участке (до 1,5 м), сложенном главным образом гидросодалитом и эгирином совместно с Mn-ильменитом, пирротином, марказитом и лимонитом.

4. На левом берегу р. Мотчусай в пойкилитовом сиените с гидросодалитом совместно с пирротином.

5. На горе Сенгисчорр в лопаритовом уртите.

6. В юго-западной части Луявурта на вершинах гор Маннепахк, Страшемпахк, Энгпор (согласно данным В. И. Владавца [15]) пирит встречается в незначительном количестве в жилах эгирино-эвдиалитового состава.

7. По данным Н. А. Елисеева и др. [61], в эвдиалитовых шлирах — совместно с халькопиритом и магнетитом.

Пирит замещается марказитом и лимонитом.

Промышленного значения не имеет.

Марказит FeS_2 . Ромбическая сингония. Уд. в. 4,85—4,90. Тв. 6—6,5.

Марказит обнаружен лишь микроскопически как вторичный минерал по пирротину, пириту и реже халькопириту. В отраженном свете кремово-белый или желто-кремовый. Анизотропный. Наблюдается обычно в форме прожилок и каемок, преимущественно колломорфного строения, а иногда в виде мелких ксеноморфных зерен величиной от 0,02— до 0,8 мм.

Марказит является вторичным минералом. Он известен:

1. На восточном склоне горы Пункаруай, в равномернозернистом эгириновом и нефелиновом сиените (по пирротину).

2. На северном склоне горы Нинчурт, в прожилке (длиной до 2 м и мощностью до 1 см), секущем шлир амфиболового состава, шлир залегает в среднезернистом нефелиновом сиените. Прожилок состоит из цеолитизированного нефелина и эгирина с редкими выделениями сфена и единичными халькопиритом. Последний частично замещен марказитом, ковеллином и купритом.

3. В верховьях р. Чивруай (по данным А. С. Сахарова) в эвдиалитовых жилах и шлирах. В них встречаются сульфиды (до 1%), представленные пирротином, почти нацело превращенным в смесь пирита и марказита.

4. В долине рр. Мотчусай, Уэлькуай, Муруай в пойкилитовом сиените с гидросодалитом (по пирротину и пириту).

5. В долине р. Коклухтиуай в амфиболовом и слюдяном сиените (по пирротину).

ГАЛОИДЫ

Виллиомит NaF . Кубическая сингония. Уд. в. 2,8. Тв. 3,5.

Очень редкий минерал, до сих пор был известен по данным Лакруа А. [155 и 156] лишь на острове Roume (острова Лос, возле побережья Французской Гвинеи, Западная Африка).

Предположения В. И. Вернадского о возможности нахождения виллиомита в Ловозерском массиве были в 1939 г. подтверждены автором, нашедшим этот минерал¹.

Физические свойства. Виллиомит наблюдается в виде зерен и спайных агрегатов неправильной формы, величиною до 2—3 мм, заполняющих промежутки между другими минералами, совместно с которыми он встречается. Цвет минерала карминово-красный. Черта бледнорозовая, почти бесцветная. Блеск стеклянный. Полупрозрачный. Спайность, сравнительно хорошо выраженная, наблюдается по трем взаимно перпендикулярным направлениям. При дроблении спайные агрегаты и зерна виллиомита распадаются на мелкие, ограниченные спайными поверхностями кусочки, аналогичные по форме кусочкам каменной соли.

¹ В 1946 г. виллиомит был обнаружен в апатитовом руднике в Хибинских тундрах.

Перед паяльной трубкой виллиомит очень легко обесцвечивается и становится прозрачным. При дальнейшем нагревании плавится в мутное бесцветное стекло. Перл буры и фосфорнокислой соли в окислительном пламени, в горячем и холодном состоянии бесцветный.

Оптические свойства. Окраска виллиомита в шлифе от розовой до бледнорозовой (в шлифах обычной толщины). Изотропный. Показатель преломления минерала очень низкий. N при длине волны $6200 \text{ \AA} = 1,3253$, $6000 \text{ \AA} = 1,3258$, $5600 \text{ \AA} = 1,3268$ и $5200 \text{ \AA} = 1,3272$. Определение показателей преломления выполнено с помощью гониометра методом призмы.

При рассмотрении виллиомита в иммерсионных жидкостях — в некоторых зернах (в разрезах, параллельных оптической оси) наблюдается отчетливо выраженный плеохроизм от светло желтого (ϵ) до яркорозового (ω) и незначительное двупреломление.

Химические свойства. Виллиомит легко растворяется в воде даже на холоду. Водный раствор его бесцветен.

При испарении водного раствора виллиомита в условиях комнатной температуры происходило выпадение большого количества мелких бесцветных кристаллов фтористого натрия. Эти кристаллы величиной до 1 mm имели форму октаэдров, вершины которых иногда были притуплены гранями куба.

Химический анализ виллиомита приведен в табл. 8. В той же таблице для сравнения дан химический состав виллиомита с острова Roum.

Таблица 8

Химические анализы виллиомита (%)

Компоненты	Ловозерский щелочный массив	Острова Лос	Теоретический состав по формуле NaF
F	45,28	44,2	45,24
Na	53,83	53,4	54,76
K	0,32	Следы	—
Ca	—	1,2	—
Mg	—	Следы	—
ZrO_2	—	1,5	—
Нерастворимый остаток	0,84	—	—
Сумма	100,12	100,3	100,00
Аналитик	К. П. Сокова	Pisani	—

Химический состав виллиомита из Ловозерского щелочного массива, как видно из таблицы, очень близок к теоретическому составу — NaF . Спектроскопически, помимо обнаруженных химическим путем, установлены элементы: Si, Mn (слабые линии), Ti, Al (очень слабые линии), Ca, Fe (следы) и Mg (ничтожные следы).

Рентгеновское изучение (табл. 9). В целях диагностики виллиомита (Е. П. Мещеряковой под руководством Н. В. Белова) была произведена его съемка по методу Дебая в кристаллографической лаборатории Академии наук СССР. Условия съемки: лучи Cu , диаметр столбика $0,75 \text{ mm}$, напряжение 45 kV , сила тока 12 mA , продолжительность съемки 5 час. Размеры межплоскостных расстояний для виллиомита даны в табл. 9; для сравнения в ней приведены данные для NaF , по Hanowitz и др. [150].

Местонахождение и парагенезис. Виллиомит в Ловозерском массиве впервые был найден в долине р. Чинглусуай. Здесь в одном из участков (на левом берегу) у подножья отвесной стенки выходов горных пород высотою более 100 m наблюдается осыпь пойкилитового содалитового сиенита около 200 m длиною и около 150 m шириной (вниз по склону).

Таблица 9

Данные рентгено-структурного исследования виллиомита

Виллиомит Ловозерского щелочного массива		NaF (искусственное соединение)	
d_{hkl} (Å)	интенсивность линий	d_{hkl} (Å)	интенсивность линий
2,31	хорошая	2,32	1,00
1,63	хорошая	1,64	0,60
1,32	средняя	1,336	0,16
1,15	плохая	1,158	0,03
1,03	средняя	1,035	0,08
0,94	средняя	0,946	0,07
		0,821	0,01
		0,774	0,01

В осыпи, совместно с глыбами пойкилитового содалитового сиенита величиною до 1—2 м, а иногда и более, наблюдаются крупные глыбы неправильной формы до 2—3 м в диаметре из группы эвдиалитовых лужавризов.

Образцы с виллиомитом удалось получить благодаря разрушению с помощью взрывных работ одной из глыб диаметром 1,2 м пойкилитового содалитового сиенита. В ней, за исключением краевых частей, имелось много виллиомита. Затем так же была разрушена глыба мезократового лужавриза, содержащего эвдиалит. Оказалось, что и в ней есть виллиомит.

Парагенезис виллиомита в глыбах содалитового сиенита следующий: главные минералы — микроклин (частично альбитизированный), содалит и эгирин; второстепенные — виллиомит (содержание которого в породе выражается несколькими процентами), лопарит, иногда эвдиалит, нефелин, редко молибденит, сфалерит, пирротин, уссингит, замещающий микроклин и содалит, нептунит, ломоносовит и др.

Виллиомит в содалитовом сиените приурочен к промежуткам между другими минералами; главным образом он выполняет промежутки между зернами содалита, а поэтому и наблюдается в виде ксеноморфных зерен (рис. 6).

В мезократовом лужавризе с эвдиалитом парагенезис виллиомита следующий: микроклин, нефелин, эгирин (главные породообразующие минералы), содалит, эвдиалит (второстепенные минералы), редко молибденит и др.

Рис. 6. Пойкилитовый содалитовый сиенит. Взаимоотношение содалита (с) с виллиомитом (в). $\times 10$. Без анализатора

Для парагенезиса виллиомита характерно, во-первых, совместное нахождение его с содалитом и молибденитом, во-вторых, отсутствие цеолитизации в породах, содержащих виллиомит, тогда как процесс цеолитизации очень широко распространен в породах Ловозерского массива. Эти факты указывают на то, что образование виллиомита проекало в породах, обогащенных минерализаторами (например, Ловозерский содалит содержит в своем составе до 6,44% Cl и до 1% S), среди которых роль воды была, вероятно, незначительной, в особенности в последнюю фазу минералообразования, когда происходило образование виллиомита. Последний по времени выделения необходимо считать

одним из поздних минералов, образующихся после выделения микроклина, нефелина, содалита и эгирина.

Необходимо отметить, что в некоторых минералах пегматитовых образований не только Ловозерского, но также и соседнего с ним Хибинского щелочных массивов иногда наблюдаются очень своеобразные пустоты в виде «елочек», которые исследователями обычно отмечались под названием «элатолит». Считали, что эти пустоты возникли за счет разрушенного высокотемпературного кальцита.

В одном из образцов виллиомита с острова Рума (геологический музей Академии наук СССР) среди крупных выделений эвдиалита наблюдаются зерна виллиомита, если их удалить, то в эвдиалите появятся пустоты, аналогичные пустотам «элатолит». Последние в хибинских и ловозерских минералах образовались, повидимому, в результате растворения виллиомита водой. Это позволяет предполагать, что виллиомит, вероятно, широко распространен в породах не только Ловозерского¹, но и Хибинского массива. Нахождение виллиомита из-за его легкой растворимости водой затруднительно, несмотря на то что диагностические признаки очень характерны (карминово-красный цвет, легкая растворимость в воде, низкий показатель преломления и др.). Необходимо обратить внимание на возможность нахождения виллиомита и в других нефелино-сиенитовых массивах.

Флюорит CaF_2 . Кубическая сингония. Уд. в. 3,01—3,25. Тв. 4.

Физические и оптические свойства. Флюорит встречается в виде зерен и единично в плохо образованных кристаллах величиною до 1 см. Бесцветный, светлофиолетовый и фиолетовый. Черта белая. Блеск стеклянный; полупрозрачный до просвечивающего. Спайность по (111) совершенная. Излом плоско-раковистый. Хрупкий. Показатель преломления 1,434. Изотропный. Окраска в шлифе бесцветная, иногда бледнофиолетовая.

Химический анализ флюорита из-за недостатка материала не выполнен. Спектроскопически обнаружены: Ca, Sr, Be (сильные линии), Al (средняя линия), Si, Na (слабые линии), Mn и Mg (очень слабые линии).

Местонахождение и парагенезис. Флюорит встречается очень редко и в незначительном количестве. Он найден:

1. В верховье долины р. Анкисуай в одном из участков пойкилитового нефелинового сиенита в количестве нескольких зерен.

2. В долине р. Ситуай (правый склон) в пойкилитовом нефелиновом сиените флюорит, согласно данным О. А. Воробьевой [24], постоянно присутствует совместно с сульфидами, апатитом и канкринитом.

3. В верховье долины р. Сулуйай в двух пегматитовых телах ортоклазового типа с Mn-ильменитом и сfenом, в трех пегматитовых телах полевошпатового типа с эвдиалитом и сfenом. В них флюорит наблюдался в виде отдельных редких зерен и плохо образованных кристаллов.

Для флюорита характерен парагенезис с Mn-ильменитом, биотитом, сfenом, апатитом и цеолитами.

Время выделения флюорита — пневматолитический этап.

ОБИСЛЫ

Опал, содержащий щелочи. В 1936 г. в Ловозерском массиве автором наблюдалась на глыбах содалитового сиенита своеобразные корочки и натеки, природу которых удалось установить лишь после детального

¹ Бурение, проводившееся Союзредметразведкой в 1947—1949 гг. в Ловозерском массиве (главным образом в его северо-западной части), показало, что виллиомит имеет широкое распространение в породах массива, особенно залегающих ниже малинита. Наиболее значительное содержание виллиомита (до нескольких процентов) наблюдается в фойяитах и меньше в луявритах и уртитах.

изучения. Выяснилось, что эти образования представляют собой опал, содержащий значительное количество щелочей и фтор.

Физические свойства. Минерал наблюдается в виде тонких пленок, корочек до 2—3 см толщиной, а иногда выделений или образований, напоминающих кораллы, сосульки, сталактиты, сталагмиты, нередко срастающиеся друг с другом, длиной до 22 см и диаметром от 0,5 до 3 см у основания (см. рис. 7—8). Эти своеобразные выделения опала

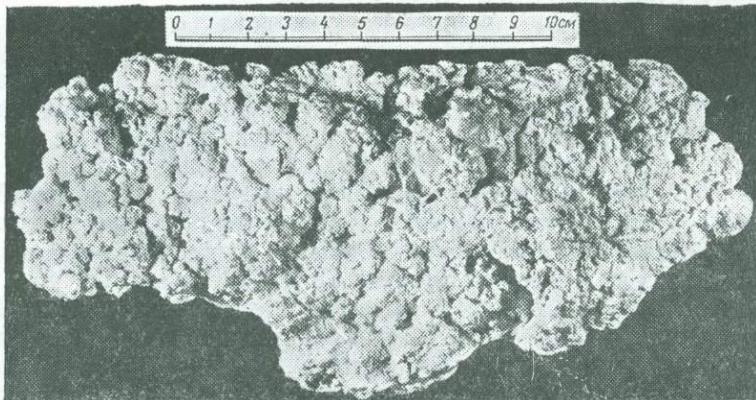


Рис. 7. Корочка опала с глыбы содалитового сиенита

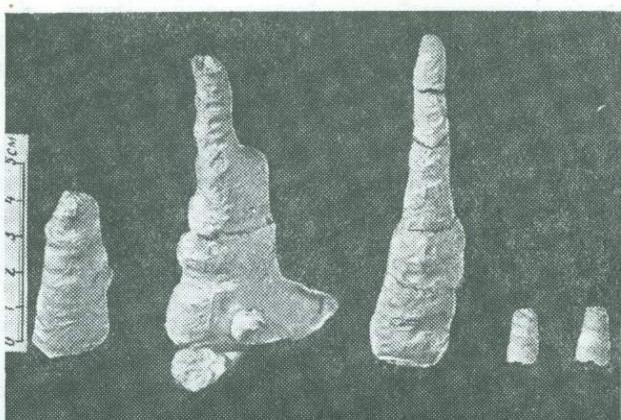


Рис. 8. Сталактитовые образования опала

наблюдаются на глыбах содалитового сиенита и эвдиалитового, содалит-содержащего луяврита. Иногда они встречаются на тех же породах, находящихся в коренном залегании.

Цвет минерала белый, нередко светлосерый или белый с желтоватым и розовым оттенком. Чешуя белая. Блеск от стеклянного до матового. Спайность отсутствует. Излом неровный до землистого. Пористый. Хрупкий. Непрозрачный. Твердость минерала около 4, ввиду пористости и хрупкости определяется с трудом. Удельный вес колеблется от 1,94 до 2,01, что обусловлено непостоянством химического состава.

Перед паяльной трубкой легко плавится в непрозрачное стекло белого цвета. Перл буры в окислительном и восстановительном пламени бесцветный.

Окраска опала в шлифе светлосерая до грязносерой, почти темной. В последнем случае минерал в шлифе кажется непрозрачным. Показатель преломления колеблется от 1,440 до 1,448, нагретого минерала до 200° 1,440—1,445, а при 700° 1,492—1,565.

Химические свойства и рентгеновское изучение. В кислых HCl, HNO₃ и H₂SO₄ опал не растворяется. Химический анализ опала, выполненный М. Е. Владимировой, приведен в табл. 10. Высокое содержание в нем щелочей (7,95% Na₂O) вызвало сомнение в правильности их определения, поэтому было произведено повторное определение Т. А. Буровой, которое показало содержание Na₂O—7,96% и, таким образом, подтвердило данные анализа М. Е. Владимировой. Дополнительно собранный материал позволил произвести расшифровку потери при прокаливании, которая составляет 5,53% в анализе Владимировой. Было установлено, что при прокаливании теряется вода и фтор. Арест-Якубович определила содержание фтора в опале в количестве 1,27%. Новый, более полный его анализ был выполнен В. М. Некрасовой (см. табл. 10). Пониженную сумму анализа она объясняет тем, что навески для определения кремнекислоты и воды брались неодновременно.

Согласно рентгеновскому исследованию, фтор в опале находится в виде NaF. По данным химического анализа В. М. Некрасовой, фтор связывает не весь натрий, находящийся в опале. Из общей суммы Na₂O = 5,29% фтором связывается в виде NaF только количество натрия, соответствующее 2,92% Na₂O. Для выяснения, насколько постоянно содержание фтора в опале и каково его соотношение со щелочами, К. П. Соковой были произведены частные определения F, Na₂O и K₂O в двух образцах опала. Результаты определений еще раз подтверждают, что находящийся в опале фтор связывает не все щелочи. Содержание натрия в форме Na₂O определяется в одном из образцов в сумме 3,06%, а в другом—3,23%. Из вышеуказанных данных следует, что в опале всегда содержатся щелочи, причем только часть из них находится на NaF. Не ясно, в каком виде находится другая часть щелочей: в форме ли адсорбированных опалом щелочей, или их гидратов или растворимого природного стекла $n\text{Na}_2\text{O} \cdot m\text{SiO}_2 \cdot l\text{H}_2\text{O}$ (табл. 10).

Таблица 10
Химические анализы опала, содержащего щелочи и NaF

Компоненты	№ 1		содержание %	№ 3		содержание %	№ 4	№ 5
	содержание %	молекулярные количества		содержание %	молекулярные количества			
SiO ₂	76,93	1,281	—	79,93	1,333	—	—	—
R ₂ O ₃	0,41	—	—	0,20	—	—	—	—
CaO	0,04	—	—	0,04	—	—	—	—
MgO	0,04	—	—	0,08	—	—	—	—
Na ₂ O	7,95	0,123	—	5,29	0,085	4,17	4,19	—
K ₂ O	—	—	—	0,14	0,001	0,12	0,26	—
H ₂ O + 110°	—	—	3,09	4,20	0,233	—	—	—
H ₂ O — 110°	9,03	0,502	8,50	3,60	0,478	—	—	—
П.п.п	5,53	0,308	—	—	—	—	—	—
P	—	—	1,27	0,89	0,047	0,12	0,21	—
Cl	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—
S	—	—	Следы	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	Нет	—	—	—	—	—
С у м м а	99,93	—	—	99,42	—	—	—	—
Аналитик	M. Е. Владимирова	P. Е. Арест-Якубович		B. М. Некрасова		K. П. Сокова		

Кривая нагревания минерала, полученная В. Ивановой в ЦНИГРИ, показывает, что опал имеет эндотермический и экзотермический эффекты (рис. 9). Напрашивается предположение, что первый (при температуре 130°) связан с выделением воды, второй с изменением минерала, начи-

нающегося при 640° . Для подтверждения этого предположения в кристаллографической лаборатории Академии наук (Е. П. Мещеряковой, под руководством Н. В. Белова) были получены дебаеграммы опала:

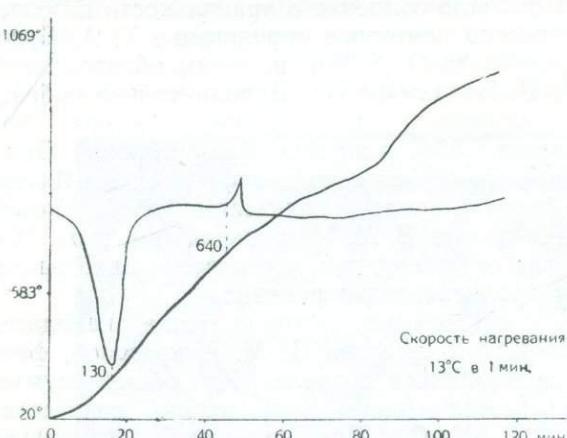


Рис. 9. Кривая нагревания опала, содержащего щелочи

туры около 700° . Данные рентгеновских исследований указывают, что опал при нагревании до 200° не претерпевает изменений в строении вещества но при температуре около 700° изменяется и переходит в смесь низкотемпературных кварца и кристобалита. О переходе опала при нагревании в кварц и кристобалит можно судить, сравнивая межплоскостные расстояния кварца, кристобалита и опала, нагретого до 700° .

При анализе дебаеграммы ненагретого опала выяснилось, что она аналогична дебаеграмме виллиомита (табл. 12). Это обусловлено присутствием в составе опала NaF в адсорбированном состоянии. В полной вытяжке из опала В. М. Некрасовой обнаружено присутствие $0,73\%$ F и $3,95\%$ Na_2O .

Местонахождение и генезис. В Ловозерском массиве описанная выше разновидность опала известна в верховьях долины р. Чинглусуй (на правом берегу).

Происхождение опала — гипергенное. На это указывают следующие факты.

1. Опал встречается в виде пленок и тонких корочек до 2—3 см толщиной на глыбах пойкилитового содалитового сиенита и содалитодержащих эвдиалитовых луявлитов, находящихся в осыпи. Величина этих глыб достигает 2—3 м в диаметре, а площадь пленок и корочек на отдельных глыбах 1—3 m^2 .

2. Примазки и корочки опала наблюдаются на тех поверхностях глыб, по которым стекала дождевая вода, причем в тех местах, где вода под влиянием силы тяжести отрывается и падает на землю, нередко можно наблюдать выступы, сосульки, сталактиты и тому подобные образования длиною до 22 см.

Летом 1939 г. на одной из глыб была сбита корочка опала, а в следующем году на той же глыбе на месте сбитой оказалась новая корочка местами толщиной до 0,5 см.

Образование опала, по всей вероятности, происходило за счет разрушения содалита, породообразующего минерала глыб горных пород.

В образовании опала, повидимому, существенную роль играет виллиомит (NaF), минерал, легко растворимый в дождевой воде. На это указывают не только присутствие виллиомита в опале, но и нахождение

- 1) не подвергнутого нагреванию,
- 2) нагретого до 200° и
- 3) прокаленного при температуре около 700° .

Условия съемки: лучи Fe, серия $K\alpha = 1,93 \text{ \AA}$, диаметр столбика 0,75 мм, напряжение 40 kV, сила тока 12 mA, продолжительность съемки 5 час. для первого снимка и по 4 час. для второго и третьего.

В табл. 11 приведены размеры межплоскостных расстояний для опала, не подвергнутого нагреванию, нагретого до 200° и нагретого до темпе-

Таблица 11

Межплоскостные расстояния для опала, кварца и кристобалита

Опал, не подвергшийся нагреванию		Опал, нагретый до 200°C		Опал, нагретый до 700°C		Кварц (низкотемпературный)		Кристобалит (низкотемпературный)	
$d \ hkl$ (Å)	интенсивность линий	$d \ hkl$ (Å)	интенсивность линий	$d \ hkl$ (Å)	интенсивность линий	$d \ hkl$ (Å)	интенсивность линий	$d \ hkl$ (Å)	интенсивность линий
2,30	Средняя	2,30	Средняя	4,25	Слабая	4,25	0,25	—	—
				4,04	Средняя	—	—	4,04	1,00
				3,33	Средняя	3,35	1,00	—	—
				3,14	Слабая	—	—	3,13	0,16
				2,85	Слабая	—	—	2,85	0,20
				2,48	Средняя	2,45	0,15	2,48	0,32
				2,29	Очень слабая	2,29	0,10	—	—
				2,23	Очень слабая	2,23	0,06	—	—
				2,12	Слабая	2,12	0,09	2,11	0,05
				2,0	Слабая	—	—	2,02	0,05
1,63	Средняя	1,63	Средняя	—	—	1,97	0,08	—	—
				1,93	Слабая	—	—	1,93	0,12
				1,87	Слабая	—	—	1,87	0,12
				1,82	Средняя	1,82	0,25	—	—
				1,70	Слабая	—	—	0,69	0,05
				—	—	1,66	0,08	—	—
				—	—	—	—	1,61	0,12
				—	—	—	—	1,57	0,01
				1,54	Средняя	1,54	0,20	1,53	0,01
				1,49	Слабая	—	—	1,49	0,01
1,33	Слабая	1,33	Слабая	—	—	1,45	0,02	—	—
				—	Слабая	—	—	1,43	0,05
				—	—	—	—	1,40	0,02
				1,37	Средняя	1,375	0,25	1,37	0,03
				—	—	—	—	1,33	0,03
				1,30	Слабая	1,299	0,04	1,30	0,03
				1,29	Слабая	—	—	1,279	0,03
				1,26	Слабая	1,256	0,03	—	—
				1,23	Слабая	1,228	0,03	1,23	0,01
				1,20	Слабая	1,200	0,06	1,20	0,01
1,15	Очень слабая	1,15	Очень слабая	1,19	Средняя	1,180	0,08	1,18	0,02
				1,15	Слабая	1,115	0,01	—	—
				1,10	Средняя	—	—	0,095	0,03
				1,08	Средняя	1,080	0,04	—	—
1,03	Слабая	1,03	Слабая	1,05	Слабая	1,048	0,02	—	—
				1,03	Слабая	1,035	0,01	—	—
				—	—	1,015	0,01	—	—

Таблица 12

Межплоскостные расстояния для опала и виллиомита

Опал		Виллиомит		Опал		Виллиомит	
$d \ hkl$ (Å)	интенсивность линий						
2,30	Средняя	2,31	Хорошая	1,15	Очень слабая	1,15	Плохая
1,63	Средняя	1,63	Хорошая	1,03	Слабая	1,03	Средняя
1,33	Слабая	1,33	Средняя	—	—	0,94	Средняя

его в тех глыбах горных пород, на которых встречаются пленки и корочки опала.

Виллиомит, растворенный дождевой водой, может служить энергичным агентом в разрушении тех горных пород, среди которых он встречается. В качестве примера можно сослаться на явление разъедания стенок обычного химического стакана, содержащего водный раствор виллиомита, при его выпаривании на водяной бане, или же на разъедание предметного стекла каплей насыщенного раствора при ее испарении.

Следует отметить, что пленки и корочки опала наблюдаются здесь не только на глыбах, находящихся в осыпи, но также во многих местах отвесной стенки высотой более 100 м, образованной выходами горных пород над этой осыпью. Взаимоотношения пленок и корочек опала с породами, находящимися в коренном залегании, установить нельзя из-за их недоступности.

В Ловозерском массиве в ряде мест глыбы горных пород, находящихся в русле пересыхающих летом речек, покрыты очень тонким налетом («припудрены») белого и светлосерого цвета, повидимому, опала.

Куприт Cu₂O. Кубическая сингония. Уд. в. 5,85—6,15. Тв. 3,5—4.

Куприт обнаружен лишь микроскопически в одном из шлифов как вторичный минерал по халькопириту. В отраженном свете голубовато-серый. Изотропный. Наблюдается в виде неправильных тонких прожилков и каемок. Образец для шлифа, в котором найден куприт, был взят на северном склоне горы Нинчурт, в одном из прожилков (длиною до 2 м и мощностью до 1 см), секущих амфиболовый шлир, находящийся в среднезернистом эгириновом нефелиновом сиените. Прожилок состоит из цеолитизированного нефелина и эгирина с редкими выделениями сфена, Mn-ильменита и единичными халькопиритом. Последний здесь частично замещен марказитом, ковеллином и купритом.

Мангано-ильменит (Mn-ильменит) (Mn, Fe) TiO₃. Тригональная сингония. Уд. в. 4,679. Тв. 5—6.

Ильменит, наблюдаемый в Ловозерском щелочном массиве, представляет большой интерес из-за высокого содержания в нем Mn (14,73% MnO). Последнее обстоятельство и побудило автора называть его мангано-ильменитом.

Физические свойства. Мангано-ильменит в породах Ловозерского щелочного массива находится в пластинчатых и тонкотаблитчатых выделениях величиною до 1 см, а в пегматитах размеры отдельных индивидуумов достигают 12 × 8 × 1 см. В хорошо образованных кристаллах он не встречается, и только у некоторых индивидуумов мангано-ильменита наблюдается присутствие нескольких плохо развитых граней.

Цвет минералов железо-черный. Чертка черная. Блеск полуметаллический. Непрозрачный. Спайность отсутствует. Излом раковистый до неровного. Твердость 5—6. Удельный вес 4,679. Перед паяльной трубкой не плавится, а лишь слегка оплавляется на острых краях. Перл буры в окислительном пламени фиолетово-розовой окраски, которая сохраняется и при охлаждении, а в восстановительном — зеленовато-желтый в горячем состоянии и бледно-желтый в холодном.

В отраженном свете кремово-белый, иногда с розоватым оттенком. Анизотропный. Реактивы KOH, KMnO₄ + H₂SO₄, HCl, HNO₃ и KCN (при травлении) не действуют.

Химические свойства. В крепких кислотах HNO₃ и H₂SO₄ не растворяется, а в HCl растворяется, но очень плохо, окрашивая при этом раствор в ярко-желтый цвет.

Химический анализ мангано-ильменита из пегматита среднего истока долины р. Коклуухтиуай, выполненный М. Е. Владимировой, приведен в табл. 13. Для сравнения дан и анализ ильменита из массива Rocroi, по данным С. Klement [152].

Таблица 13

Химический состав Мп-ильменитов и ильменита

Компоненты	Мангано-ильменит			Ильменит Хибинские тундры
	Ловозерские тундры		Бельгия	
	содержание (%)	эквивалентные количества	содержание (%)	
SiO ₂	0,11	0,002	—	—
ZrO ₂	Нет	—	—	—
TiO ₂	51,35	0,644	50,68	52,54
Fe ₂ O ₃	4,67	0,029	3,92	12,18
FeO	28,46	0,396	30,25	35,45
MnO	14,73	0,208	15,15	0,08
MgO	0,56	0,014	—	0,12
CaO	0,20	0,004	—	—
H ₂ O _{+110°}	Нет	—	—	—
H ₂ O _{-110°}	Нет	—	—	—
Сумма	100,08		100,00	100,37
Аналитик	М. Е. Владимирова		Klement	Е. В. Искюль

Для проверки, действительно ли марганец находится в таком значительном количестве в ильмените, наблюдаемом в других местах Ловозерского щелочного массива, было сделано второе определение Мп в ильмените, из пегматита северо-восточного склона отрога Пуара горы Маннепахк. По данным В. Малышевой (ГИН АН СССР), в нем оказалось 16,14 % MnO.

Согласно химическому анализу, формула Мп-ильменита (Fe, Mn) TiO₃.

Спектроскопически в ильмените помимо элементов, выявленных химическим путем, установлены: Nb (средняя линия), Cu и Na (очень слабые линии). По данным рентгено-химического анализа (И. Б. Боровский), в мангано-ильмените обнаружено 0,5 % Nb₂O₅.

Рентгеновское изучение. Мангано-ильменит (Fe, Mn) TiO₃ по химическому составу занимает промежуточное положение между ильменитом (Fe TiO₃) и пирофанитом (Mn TiO₃). Последние два минерала, как известно, относятся к ромбоэдрическому классу (C_{3i}) тригональной сингонии. В целях подтверждения принадлежности мангано-ильменита также к этому классу была получена его дебаеграмма, а для сравнения и дебаеграмма ильменита из Хибинских тундр (цирконовая жила Кукисвумчорра).

Съемка мангано-ильменита и ильменита по методу Дебая произведена в рентгено-структурной лаборатории Физического отделения Академии наук СССР (Е. П. Мещеряковой). Условия съемки: лучи Fe, серия K_α ≈ 1,93 Å, диаметр столбика 0,75 мм, напряжение 40 kV, сила тока 12 mA и продолжительность съемки 5 час. для мангано-ильменита и 6 час. для ильменита. Размеры межплоскостных расстояний для отражающих плоскостей мангано-ильменита и ильменита приведены в табл. 14. В ней же для сравнения приведены и межплоскостные расстояния ильменита и пирофанита, по данным Barth T. E. W. and Posnjak C. [126 и 162].

Данные, приведенные в табл. 14, показывают, что мангано-ильменит ничем не отличается по структуре от ильменита.

Таблица 14

Межплоскостные расстояния для мангано-ильменита, ильменитов и пирофанита

Мангано-ильменит (ловозерский щелочной массив)		Ильменит (Хибинский щелочной массив)		Ильменит ¹		Пирофанит ¹	
$d hkl$ (\AA)	интенсивность линий	$d hkl$ (\AA)	интенсивность линий	$d hkl$ (\AA)	интенсивность линий	$d hkl$ (\AA)	интенсивность линий
—	—	3	—	4,5	1	—	—
—	—	3,69	Очень плохая	3,70	4	3,75	3
2,72	Средняя	2,72	Средняя	2,74	10	2,78	10
2,52	Ниже средней	2,52	Средняя	2,53	9	2,57	9
2,22	Плохая	2,22	Ниже средней	2,23	3	2,25	5
1,86	Ниже средней	1,85	" "	1,865	6	1,89	7
1,72	Средняя	1,72	Выше средней	1,720	8	1,745	8
1,62	Очень плохая	1,62	Очень плохая	1,63	3	1,655	1
1,50	Средняя	1,50	Средняя	1,504	7	1,518	7
1,46	—	1,46	"	1,465	7	1,480	6
—	—	—	—	1,375	2	1,388	1
1,34	Плохая	1,34	Ниже средней	1,347	1	1,357	1
1,27	Очень плохая	1,27	Плохая	1,270	3	1,280	2
—	—	—	—	1,242	1	—	—
—	—	1,20	Очень плохая	1,205	2	—	—
1,19	Очень плохая	1,19	Очень плохая	1,187	2	1,200	1
1,16	Очень плохая	1,16	Плохая	1,147	2	—	—
1,12	Плохая	1,12	Плохая	1,111	2	1,129	1
1,08	Плохая	1,08	Плохая	1,069	3	1,086	2
—	—	—	—	1,050	1	1,058	1
—	—	—	—	1,000	2	1,010	1
—	—	—	—	0,98	1	0,970	1

¹ По данным Т. Е. W. Barth and C. Posnjak.

Местонахождение и парагенезис. Мангано-ильменит наблюдается как в породах, так и в пегматитах. В первых он является одним из второстепенных минералов и обычно находится в них в незначительном количестве. Mp-ильменит известен в следующих породах: в фойяите, равномернозернистом, порфировидном и пойкилитовом нефелиновых сиенитах.

Пегматитовые образования, содержащие Mp-ильменит, довольно многочисленны и представлены 46 коренными месторождениями. Главная их масса встречена на горе Нинчурт и в каньоне р. Анкисуай (юго-восточная часть Ловозерского щелочного массива). Форма пегматитовых образований — жилы и неправильной формы тела, напоминающие шлиры. Первые в количественном отношении преобладают. Наблюдаются пластовые и секущие жилы. Последние, за небольшим исключением, почти вертикальны. Мощность жил колеблется от нескольких миллиметров до 1 м при видимой длине от 1 до 50 м. Величина шлировых образований от нескольких сантиметров до 3 м в диаметре, при небольшой мощности, обычно до 30 см и редко более.

Пегматиты, содержащие Mp-ильменит, наблюдаются среди пойкилитового нефелинового сиенита (23 месторождения из 46 осмотренных), равномернозернистого и порфировидного нефелиновых сиенитов (14 месторождений) и частично среди других пород.

Пегматиты, содержащие Mp-ильменит, сложены ортоклазом со значительным содержанием нефелина, эгирина и арфведсонита. Второстепенные минералы: сфен, Mp-ильменит, апатит, цеолиты, очень редко, в незначительном количестве биотит, единично рамзант, лампрофиллит и лопарит. Mp-ильменит в пегматитах встречается обычно в очень незна-

чительном количестве. Исключение представляют две секущие пегматитовые жилы, из которых одна видимой длины 12 м, другая около 20 м, при мощности от 10 до 25 см. Первая жила сложена эгирином и апатитом. Второстепенные минералы: Мп-ильменит, шпреуштейн, редко К-На полевой шпат и нефелин. Вторая сложена апатитом, Мп-ильменитом, К-На полевым шпатом и эгирином II генерации; второстепенные минералы — цеолитизированный нефелин (шпреуштейн). Для Мп-ильменита характерен парагенезис со сфеном и апатитом как в породах, так и в пегматитах.

Ильменит с таким высоким содержанием марганца до сих пор был известен лишь из массива Рогой — Бельгия.

Магнетит Fe_3O_4 . Кубическая сингония. Уд. вес 5,168—5,180. Тв. 5,5—6,5.

Магнетит в Ловозерских тундрах, по данным Н. А. Елисеева и др. [61], встречается в эвдиалитовых шлирах совместно с сульфидами (пиритом и халькопиритом).

Лимонит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{nH}_2\text{O}$. Скрытокристаллический. Уд. в. 3,6—4,0. Тв. 5—5,5.

Лимонит обнаружен микроскопически как вторичный минерал по пирротину и единично по пириту и халькопириту. В отраженном свете светлосерый. Представлен в виде мелких ксеноморфных зерен и реже прожилков и каемок. Размер зерен варьирует от 0,1 до 0,9 мм.

Лимонит установлен при изучении образцов пирротина и пиrita (гора Пункаруай, Нинчурт, правый берег р. Муруай, долина среднего истока р. Коклухтиай и др.).

Макроскопически водные окислы железа в виде пленок часто наблюдаются по трещинам горных пород, слагающих массив.

Окислы Мп. Макроскопически окислы Мп, вероятно водные, наблюдаются только в пегматитах и сравнительно очень редко. Они встречаются в виде стяжений величиною до 1—3 см и обычно находятся в тех участках пегматита, где есть цеолиты. Изучение окислов Мп очень затруднено тем, что они всегда сильно загрязнены цеолитами, а иногда и эгирином. Окислы Мп образуются за счет разрушения марганецсодержащих минералов и в первую очередь шизолита. Анализ разрушенного шизолита из месторождения уссингита горы Пункаруай показал 60,69% MnO_2 и 1,88% Мп.

КАРБОНАТЫ

Кальцит CaCO_3 . Тригональная сингония. Уд. в. 2,71. Тв. 3.

В минералах, слагающих пегматиты, иногда наблюдаются пустоты, имеющие форму елочек. По мнению А. Е. Ферсмана, первичным веществом, заполнявшим эти пустоты, была разновидность кальцита (α -кальцит), устойчивая выше 970°. Растворение и вынос α -кальцита он относит к периоду выделения эгирина II генерации. На месте вынесенного α -кальцита образовались характерные пустоты в форме «елочек», которые А. Е. Ферсман описал над названием «элатолит».

Ниже приводится их характеристика (по Ферсману).

«Елки» представляют собою типичные скелеты роста, весьма сходные с аналогичными образованиями в сплавах при быстрой кристаллизации. Они обладают определенно тригональной симметрией, состоят из полигонально округлого стержня длиною до 8 см, с боковыми ветвями числом до 18 по одному стиху и длиною до 3 см. Боковые ветви образуют три стиха (столбца), причем каждая ветвь наклонена по оси вертикально под углом, несколько меняющимся, но колеблющимся в пределах 45—70°... Нередко наблюдаются двойники с вертикальными осями, образующими между собою угол в 60—70°... Строение елок в общем постоянно, и в его кристаллографическом облике различие сводится главным обра-

зом к разным сечениям боковых ветвей, иногда различных в одном и том же образце. Иногда наблюдается несимметричность развития «елок».

«Элатолит» в форме елочек (длиною до 10 см и шириной до 4 см) наблюдается в микроклине, эвдиалите, рамзаите, эгирине II генерации и редко в арфведсоните и содалите. Перечисленные минералы с пустотами «элатолит» известны только из пегматитовых образований. Пегматиты, содержащие «элатолит», наблюдаются в разных участках Ловозерских тундр: гора Пункаруай, верховья р. Тавайок, долины рр. Чинглусуай и Тулбньюонуай, северо-западный цирк Ангвундасчорра, северный склон горы Аллуайв и др. Большинство из них относится к пегматитовым выделениям микроклинового типа с эвдиалитом и эгирином (21 месторождение) и частично—лампрофиллито-эвдиалитовому типу (7 месторождений).

По мнению автора (см. описание виллиомита), пустоты («элатолит») возникли за счет разрушения не высокотемпературного кальцита, а виллиомита, минерала, легко растворимого в воде.

Церуссит $PbCO_3$. Ромбическая сингония. Уд. в. 6,46—6,57. Тв. 3—3,5.

Церуссит обнаружен лишь микроскопически (в одном шлифе) как вторичный минерал по галениту.

В отраженном свете серый. Анизотропный. Встречается в виде каемок и тонких прожилок, образуя нитевидные и петельчатые структуры замещения. Церуссит обнаружен при изучении галенита из уссингитового месторождения восточного склона горы Малый Пункаруайв.

Анкилит. Водный карбонат Sr, Ca, TR. Ромбическая сингония. Уд. в. 3,82—3,95. Тв. около 4.

Анкилит встречен в верховье р. Сулуй в одной из глыб пегматита (величиною $60 \times 20 \times 60$ см), сложенной K-Na полевым шпатом со значительным содержанием эгирина, рамзаита и цеолита. Второстепенные минералы катаплеит и анкилит. Последний в пегматитовой глыбе слагает один из участков величиною 2×1 см, в виде пористо-зернистой массы бледной зеленовато-желтой окраски. Анкилит в неизмельченном виде (в мелких кусочках) легко растворяется в HCl с выделением CO_2 .

СИЛИКАТЫ

Полевые шпаты совместно с нефелином и эгирином являются основными минералами, слагающими Ловозерский массив.

Из группы полевых шпатов известны следующие минералы: микроклин, ортоклаз, анортоклаз и альбит.

K-Na полевые шпаты:

Микроклин (K,Na) $AlSi_3O_8$. Триклинная сингония. Уд. в. 2,54—2,57. Тв. 6—6,5.

Ортоклаз (K,Na) $AlSi_3O_8$. Моноклинная сингония. Уд. в. 2,56—2,58. Тв. 6.

Анортоклаз (K,Na) $AlSi_3O_8$ или (Na,K) $AlSi_3O_8$. Триклинная сингония. Уд. в. 2,57—2,60. Тв. 6—6,5.

Микроклин и ортоклаз известны как в породах, так и в пегматитах, а анортоклаз только в породах.

Физические свойства. K-Na полевые шпаты: микроклин, ортоклаз и анортоклаз в породах обычно наблюдаются в виде лейст величиною до 2×3 см по площади и толщиной до 1—2 мм, реже в форме крупных выделений до $20 \times 5 \times 4$ см величины (пойкилитовый нефелиновый и содалитовый сиениты). В пегматитах микроклин встречается в крупных выделениях величиною от $24 \times 12 \times 6$ см и более до $50 \times 10 \times 4$ см, а иногда и в форме таблитчатых выделений до $20 \times 10 \times 2,5$ см или лейст размером до 2—3 см². Выделения ортоклаза, наблюдавшиеся в пегматитах, достигают $10 \times 5 \times 4$ см величины.

Цвет К-На полевых шпатов светлосерый, серый, серый с зеленоватым оттенком, а для микроклина нередко и бледнозеленый или зеленый. Четыре бесцветная. Блеск стеклянный. Спайность совершенная по (001) и несколько менее совершенная по (010). Излом неровный. Полупрозрачный до непрозрачного. Твердость 6—6,5. Удельный вес ортоклаза 2,553.

Оптические свойства. Микроклин лишен характерной двойниковой решетки. В шлифах, параллельных (0,01), напоминает собою перитит, а иногда и шахматный альбит. При изучении микроклина в шлифах на федоровском столике было замечено, что отдельные индивидуумы микроклина срастаются друг с другом всегда идентично, и результат измерения получается один и тот же, хотя микроклин для измерений брался из разных типов пегматитовых образований.

$$\begin{array}{l} Ng = 18^\circ 30 \\ B_2 \text{ c} - Nm = 82^\circ 30 \\ Np = 73^\circ 30 \end{array} \quad (010)$$

Двойниковое строение микроклина по альбитовому закону, за очень редкими исключениями, наблюдается всегда.

При измерении микроклина на федоровском столике прямым отсчетом было получено $2V = 82\text{--}83^\circ$ со знаком минус. $Ng = 1,526$, $Np = 1,520$.

В шлифах иммерсионным способом О. А. Воробьевой [24] были определены показатели преломления для отдельных индивидуумов одного и того же зерна микроклина, причем большой разницы в их светопреломлении не обнаружено:

I	II
$Ng = 1524 \pm 0,001$	$Ng = 1525 \pm 0,001$
$Np = 1517 \pm 0,001$	$Np = 1519 \pm 0,001$
$Ng - Np = 0,007$	$Ng - Np = 0,006$
$2V = 83^\circ$	$2V = 82^\circ$

В. Н. Лодочников предложил микроклин со своеобразной формой двойниковых индивидуумов, напоминающих перититовое строение, называть микроклин-изоперитит, а тот же микроклин с перититовыми вrostками альбита микроклин-изоперитит-перитит (рис. 10).

Угол угасания микроклина в шлифах, параллельных (001) по отношению к следам спайности (010), равен 15—17°, а в шлифах, параллельных (010) по отношению к следам спайности (001) — 5—6°.

Характеристика микроклина, наблюдавшегося в породах, аналогична описанной выше (табл. 15).

В микроклине из пегматитов, как и в микроклине из пород, перититовые вrostки альбита наблюдаются обычно в форме неправильных пятен величиною от 0,01 до 0,3 м.и. Эти перититовые вrostки альбита первичного происхождения, они представляют собою продукт распада микроклина. Вростки часто не сдвойникованы или же находятся в простых



Рис. 10. Микроклин-изоперитит, разрез || (001).
× 14. Николи +

Таблица 15

**Оптические константы K-Na
полевых шпатов**

Название породы	± (010)			± (001)			2V	По данным
	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np		
М и к р о к л и н								
Эгириновый луявит	18° ¹	81	74	87	12	77	-73°, -80	O. A. Воробьевой [24]
	18	79	73	86	11	79	-75, -82	
	19	80	76	78	12	86	-70, -71	
Лопаритовый луявит	89	82	73	83	14	78	-82	A. Н. Елисеева и Н. К. Нефедова [63]
	17	82	75	85	14	77	-78	
	18	83	73,5	84	12	85	-86	
	18	82	74	84	10	82	-82	
	17	83	74,5	80	83	82	-74	
Уртит	18	84	74	76	17	81	-75	
	20	82	73	79	16	73	-74	
Фойяит	17	81	76	78	16	83	-74, -81	O. A. Воробьевой [24]
	16	82	76	79	15	83	-70	
	—	—	—	84	10	82	-81, -84	
	—	—	—	83	10	80	-82, -84	
Эвдиалитовый луявит	19	80	75	85	12	81	-74, -76	
	17	83	76	88	10	79	-74, -80	
О р т о к л а з								
Лопаритовый малинит	1	90	89	90	4	86	-82	A. Н. Елисеева и Н. К. Нефедова [63]
	0	90	90	86	5	87	-84	
	2,5	88	88	90	4	86	-78	
	0	90	90	86	6	86	-76	
Лопаритовый порфировид- ный ювит	—	—	—	88	6	88	-86	H. K. Нефедова [93]
Пегматит	—	—	—	86	6	85	—	Автора
	—	—	—	89	4	88	-69	
	—	—	—	87	5	86	—	
А н о р т о к л а з								
Порфировид- ный луявит	7	87	84	85	7	86	-48	O. A. Воробьевой [24]
	8	86	84	85	9	83	-50	
Пойкилитовый нефелиновый сиенит	4	87	85	89	6	84	-50	
	—	—	—	86	9	85	-54	
	—	—	—	82	6	87	-75	
	3	87	82	—	—	—	-55	
Лопаритовый	2,5	—	—	—	6	—	-47	A. Н. Елисеева и Н. К. Нефедова [63]
	4	—	—	—	8,5	—	-53	
	4,5	—	—	—	8	—	-55	
	2	—	—	—	8	—	-48	
	4,5	—	—	—	8	—	-52	

двойниках, ориентированных по отношению к микроклину одинаково (гаснут одновременно). В шлифах, кроме первичного альбита, наблюдается вторичный альбит, который всегда находится в двойниках, обычно полисинтетических: он приурочен главным образом к краям зерен микроклина, образуя иногда альбитовые оторочки вокруг последнего, или к направлениям, совпадающим со спайностью (рис. 11). Этот альбит образовался позже, чем альбит распада K-Na полевых шпатов.

Микроклин почти всегда содержит в себе игольчатые выделения эгирина величиною по длине от 0,5 до 1—2 мм и более и толщиною от 0,005 до 0,1 мм, а иногда настолько мелких размеров, что отдельные иглы эгирина плохо различимы под микроскопом даже при больших уве-

¹ Все замеры в градусах.

личениях. В некоторых образцах микроклина наблюдается такое большое количество мелких игольчатых выделений эгирина, что последние нередко занимают до 30% от площади шлифа микроклина (рис. 12).

Ортоклаз в значительной части изменен (каолинизирован), а поэтому микроскопическое изучение его очень затруднено.

Ортоклаз из пегматита оптически отрицательный. $2V$, измеренное на федоровском столике прямым отсчетом, равно 69° , $Ng = 1,529$, $Np = 1,520$, $Ng - Np = 0,009$. Угасание в разрезе (001), по отношению спайности (010) прямое. Ориентировка эллипсоида упругости относительно полюса спайности ортоклаза приведена в табл. 15.

Ортоклаз иногда наблюдается и в двойниках, но произвести замеры последних не удалось из-за сильного изменения (пелитизации) ортоклаза. Кроме пелитизации иногда развита также и альбитизация.

Анортоклаз. Оптическая характеристика породообразующего анортоклаза приведена в табл. 15.

Химическая характеристика. Химические анализы микроклина, ортоклаза и анортоклаза приводятся в табл. 16.

Результаты химических анализов показывают, что состав микроклина из пегматита (см. табл. 16, анализ № 1) почти точно соответствует теоретической формуле $K\text{-Na}$ полевых шпатов $(K, Na)AlSi_3O_8$. Состав других анализированных $K\text{-Na}$ полевых шпатов имеет отклонения, причем наибольшее наблюдается у ортоклаза (табл. 16, анализ № 4). Причина этого отклонения заключается в том, что анализированный ортоклаз был частично изменен — пелитизирован.

Спектроскопически в микроклине и ортоклазе дополнительно установлены: Be , Ti , Zr , La , Pb (очень слабые линии) и Ga около 0,001% в первом образце и Be , Ti , Zr (слабые линии), $Rb < 0,001\%$ и $Ga \sim 0,001\%$ — во втором.

Среди $K\text{-Na}$ полевых шпатов ортоклаз автором определен на основании оптических данных (по ориентировке индикаторы). Химический состав анализированного ортоклаза близок к полевому шпату из пойкилитового нефелинового сиенита, который О. А. Воробьева [24] считает анортоклазом. Таким образом, выделение этих двух разновидностей $K\text{-Na}$ полевых шпатов делается только на основании их оптических свойств.

Распространение. $K\text{-Na}$ полевые шпаты являются главными породообразующими минералами большинства пород, слагающих Ловозерский массив (см. табл. 3).

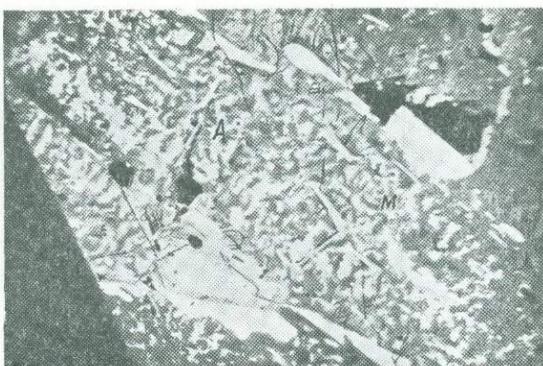


Рис. 11. Замещение микроклина (M) альбитом (A). $\times 6$. Николи +

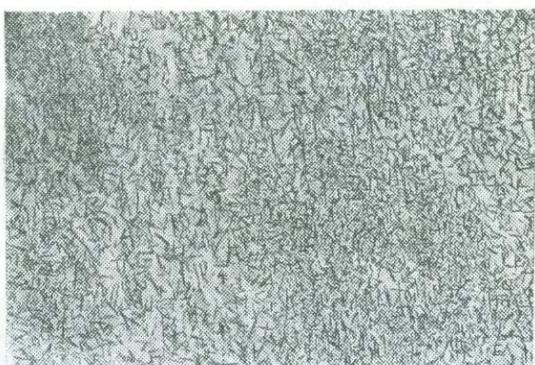


Рис. 12. Мелкие включения эгирина в микроклине. $\times 60$. Без анализатора

Таблица 16

52

Химические анализы микроклина, ортоклаза и анортоклаза

Компоненты	№ 1		№ 2		№ 3		№ 4		№ 5	
	Микроклин						Ортоклаз		Анортоклаз	
	содержание (%)	молекулярные количества	содержание (%)	молекулярные количества	содержание (%)	молекулярные количества	содержание (%)	молекулярные количества	содержание (%)	молекулярные количества
SiO ₂	63,87	1,063	65,00	1,082	64,40	1,072	65,16	1,085	65,20	1,086
TiO ₂	Нет	—	—	—	—	—	Следы	—	—	—
Al ₂ O ₃	18,58	0,182	19,75	0,193	19,67	0,193	20,98	0,206	19,71	0,193
Fe ₂ O ₃	0,71	0,004	0,25	0,002	0,17	0,001	0,61	0,004	0,15	0,001
FeO	Нет	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	Следы	—	—	—	—	—	Следы	—	—	—
MgO	0,16	0,004	0,03	0,001	0,04	0,001	0,28	0,007	0,06	0,002
CaO	0,14	0,003	0,20	0,004	0,50	0,009	0,78	0,014	0,52	0,009
SrO	—	—	0,08	—	0,01	—	—	—	—	—
BaO	0,05	—	0,05	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	15,20	0,161	11,72	0,124	11,04	0,118	8,43	0,089	9,80	0,104
Na ₂ O	1,27	0,020	3,18	0,052	3,56	0,057	4,51	0,073	4,45	0,072
H ₂ O _{+110°}	Нет	—	0,15	0,008	0,42	0,023	—	—	0,41	0,022
H ₂ O _{-110°}	0,33	—	—	—	—	—	Нет	—	—	—
С у м м а	100,26		100,41		99,84		100,75		100,30	
Аналитик	М. Е. Владимирова	В. А. Молева				E. Исаков	В. А. Молева			
Местонахождение	Гора Пункаруайв, из пегматита (I тип)	Гора Пункаруайв, из эгиринового луяврита		Гора Вавибед, из фойянита		Южный склон горы Суюлуайв, из пегматита (V тип)	Река Анкисуай, из пойкилитового неф. сиенита			
Литературный источник	В. И. Герасимовский	О. А. Воробьев [24]				В. И. Герасимовский	О. А. Воробьев [24]			

Большинство пегматитовых образований также имеет в своем составе значительные количества K-Na полевых шпатов. Среди последних, как в породах, так и в пегматитах, наибольшее распространение имеет микроклин (обычно микроклин-пертит).

1. Микроклин, чаще микроклин-изопертит, находится в породах и пегматитах обычно в очень значительных количествах. Он является главным породообразующим минералом наиболее распространенных пород массива: эгириновых луярритов (32—53%), лопаритового луярита (12—40%), эвдиалитовых луярритов (19—40%), фойяитов (12—60%) и др.

Микроклин и микроклин-пертит являются главными минералами пегматитовых выделений микроклинового типа с эвдиалитом и эгирином, микроклинового с лампрофиллитом и полевошпатового со сфером и эвдиалитом. В небольшом количестве они также находятся в пегматитах других типов. Образование микроклина в пегматитах, вероятно, происходило в эпимагматический этап.

2. Ортоклаз встречается в породах и пегматитах редко. Он как породообразующий минерал находится в пойкилитовом нефелиновом сиените и в лопаритовом малините. В последнем содержание ортоклаза совместно с альбитом, по данным Н. А. Елисеева и Н. К. Нефедова [63], от 0,7 до 21,1%. Ортоклаз, по Н. А. Елисееву и др. [61], известен в нормальном луярите редко в фойяите, а по Н. К. Нефедову [93], в лопаритовом порфировидном ювите.

В пегматитах ортоклаз известен лишь в пегматитовых выделениях ортоклазового типа с Mn-ильменитом и сфером. В пегматитах других типов он достоверно не был обнаружен. Для ортоклаза, наблюдаемого в пегматитах, характерен парагенезис с Mn-ильменитом, сфером и апатитом. Ортоклаз в пегматитах образовался в эпимагматический этап.

3. Анортоклаз. По данным О. А. Воробьевой [24], анортоклаз находится в пойкилитовом* нефелиновом сиените, амфиболовом луярите, порфировидном луярите, а по Н. А. Елисееву и Н. К. Нефедову [63], и в лопаритовом порфировидном ювите. В указанных породах, за исключением пойкилитового и нефелинового сиенита, анортоклаз обычно наблюдается в незначительных количествах. В пегматитах анортоклаз не встречается.

Изменение K-Na полевых шпатов. Одним из характерных процессов изменения микроклина, микроклин-пертита, а иногда ортоклаза и анортоклаза является замещение их альбитом. Последний встречается в виде каёмок, оторочек вокруг полевых шпатов, иногда и внутри них по направлениям спайности. Замещение K-Na полевых шпатов альбитом происходило под влиянием остаточного магматического раствора, при этом имел место, вероятно, и привнос альбитовой молекулы.

K-Na полевые шпаты иногда замещаются цеолитами (рис. 13). Образование последних обусловлено гидротермальным процессом, широко развитым в массиве, под воздействием которого наибольшее изменение имели нефелин и содалит. Цеолитизация (шпреуштейнизация) нефелина

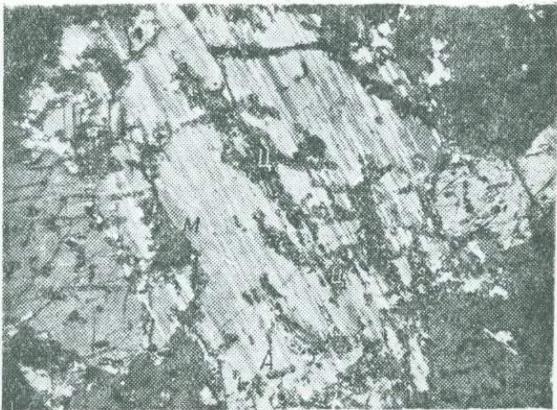


Рис. 13. Альбитизация (A) и цеолитизация (Z) микроклина (M). $\times 30$. Николи +

и содалита наблюдается в породах и пегматитах, часто в значительных размерах.

Для ортоклаза характерно изменение, выражющееся в его каолинизации, нередко развитой в большой степени.

Альбитизация, цеолитизация и пелитизация K-Na полевых шпатов отчетливо наблюдается только микроскопически.

Микроклин и микроклин-пертит иногда замещаются уссингитом. Процесс уссингитизации микроклина и микроклин-пертита, по литературным данным, в других местах, кроме Ловозерского массива, не известен.

Альбит $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$. Триклинная сингония. Уд. в. 2,60—2,62. Тв. 6—6,5.

Альбит макроскопически обычно наблюдается только в пегматитах в виде мелкозернистой массы светлосерого и серого цвета, среди которой имеются мелкие удлиненные пластинки длиною до 1 мм, редко более. Изучение физических свойств альбита из-за малой величины отдельных зерен затруднено.

Перед паяльной трубкой альбит не плавится. Перл буры в окислильном и восстановительном пламени — бесцветный.

Оптические свойства. Альбит наблюдается в пегматитах макроскопически. Под микроскопом видны выделения его длиною от 0,05 до 3 мм, редко более, призматической формы. Этот альбит почти весь находится в виде двойников, главным образом полисинтетических.

Изучение пегматитов и пород под микроскопом показывает, что альбит является широко распространенным минералом. Он наблюдается в виде пертитовых вrostков в K-Na полевых шпатах или образует оторочки вокруг них, а также и вне связи с ними — в форме лейст, занимая промежутки между другими минералами. Альбит пертитовых вrostков является первичным (пертит распада) или вторичным (пертит замещения). Пертитовые вrostки, сложенные первичным альбитом, наблюдаются в виде очень мелких выделений неправильной формы, величиною от 0,01 до 0,8 мм, редко больше. Они представлены простыми, а не полисинтетическими двойниками. Альбит пертитовых вrostков в K-Na полевых шпатах, образующийся в результате замещения последних, представлен пятнами неправильной формы, но большей величины по сравнению с пятнами первичного альбита. Пятна эти нередко сливаются с альбитовыми оторочками, наблюдаемыми иногда вокруг отдельных индивидуумов полевых шпатов. Альбит, образовавшийся в результате замещения K-Na полевых шпата (как пертитовых вrostков, так и оторочек), встречается в виде двойников, обычно полисинтетических, а нередко в виде шахматного альбита.

Сдвойникован альбит чаще по альбитовому закону и реже по карлсбадскому. Альбит оптически положительный.

$Ng = 1,537$, $Nm = 1,529$ и $Np = 1,526$.

Альбит образуется не только по K-Na полевым шпатам, но также, вероятно, и по нефелину.

Распространение. Альбит находится в породах и пегматитах. В породах он наблюдается в большинстве случаев только микроскопически, а в пегматитах и макроскопически. В породах альбит является широко распространенным минералом; нет ни одной породы, в которой он не был бы встречен или в виде первичного (пертит распада) в микроклине, или вторичного по K-Na полевым шпата. Иногда он наблюдается и вне связи с ними в виде самостоятельных образований. Содержание альбита в наиболее распространенных породах массива обычно не превышает нескольких процентов (см. табл. 3). Максимальное содержание альбита, по данным О. А. Воробьевой [24], наблюдается в пойкилитовом сиените с гидросодалитом (45—51%), в некоторых разновидностях порфировидных луявитов (до 20,45%), фойяитов (до 27%) и в урите (до 17,5%).

В пегматитах альбит является главным минералом только пегматитовых выделений альбитового типа. Среди пегматитов других типов альбит наблюдается микроскопически в виде перититовых вростков в К-На полевых шпатах (главным образом в микроклине) или в форме альбитовых оторочек вокруг последних. Редко и в незначительном количестве альбит находится и вне связи с микроклином и ортоклазом.

Альбит, как уже отмечалось выше, является первичным минералом или вторичным, образующимся за счет замещения К-На полевых шпатов и редко нефелина. Первичный альбит слагает пегматиты альбитового типа и находится обычно в незначительном количестве в пегматитах других типов и в породах массива, заполняя промежутки между другими минералами (нефелином, полевыми шпатами др.).

Эгирин-авгит. Эгирин-авгит определяется только микроскопически. От сходного с ним эгирина он отличается по углу погасания с N_p , равным $23-35^\circ$. По данным Н. К. Нефедова [93], эгирин-авгит встречается в малининые в виде крупных призматических зерен величиною $15 \times 1,8 \text{ мм}$ в поперечнике. Плеохроизм по N_p — темнозеленый, по N_m — зеленый и по N_g желто-зеленый. $N_g > N_m > N_p$. Угол погасания с N_p равен 12° . $N_g - N_p = 0,048$. $2V = -62^\circ$.

Следует отметить, что в более ранних своих работах Н. А. Елисеев и др. [61] считали, что главным породообразующим минералом массива из числа цветных минералов является эгирин-авгит, а в более поздних [63 и 64] вместо эгирин-авгита указывают эгирин.

В пегматитах эгирин-авгит известен, но наблюдается редко.

Эгирин $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$. Моноклинной сингонии. Уд. в. 3,50—3,55. Тв. 6—6,5.

Физические свойства. По времени выделения различают эгирин I, II и III генераций. Эгирин I, наиболее ранней генерации, черного и темнозеленого цвета, встречается в игольчатых и тонкопризматических выделениях длиною до $1-2 \text{ см}$, редко более, а иногда и в призматических величиною до $6 \times 0,6 \times 0,4 \text{ см}$ (микроклиновый тип с эвдиалитом и эгирином) или до $3,5 \times 3 \times 2,5 \text{ см}$ (ортоклазовый тип с Мп-ильменитом). Игольчатые и тонкопризматические выделения эгирина бывают иногда настолько мелки, что едва различаются под микроскопом при больших увеличениях. Они обусловливают зеленоватый оттенок или окраску микроклина, нефелина, иногда и содалита (рис. 14).

Эгирин II генерации темнозеленого и зеленого цвета наблюдается в виде игольчатых и тонковолокнистых выделений длиною до $1-2 \text{ см}$ (рис. 15), которые нередко образуют скопления в форме стяжений («эгириновые солнца») диаметром от 1 до 30 см (в пегматитах).

Эгирин III (наиболее поздний по времени выделения) генерации светлозеленого цвета встречается в игольчатых и тонковолокнистых выделениях длиной до $0,5-1 \text{ см}$.

Эгирин в форме кристаллов с хорошо образованными головками встречается единично. Кристаллы обычно сильно вытянуты по вертикальной оси Z ; в горизонтальном сечении они сплюснуты в направлении

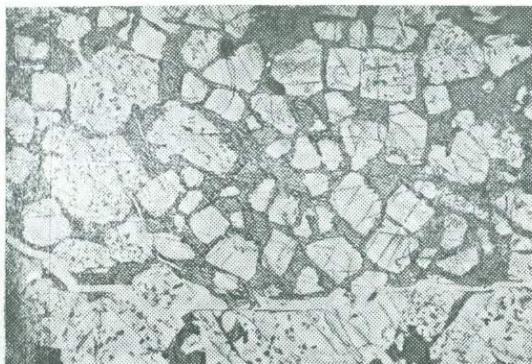


Рис. 14. Эгирин I генерации с пойкилитовыми включениями нефелина. $\times 14$. Без анализатора

оси X и удлинены по оси Y . Облик кристаллов эгирина определяется в основном развитием двух форм — a (100) и m (110).

Цвет эгирина от светлозеленого до черного. Чета бледнозеленая. Блеск стеклянный. Спайность по (110) совершенная. Излом неровный. Эгирин I и II генераций непрозрачен, а III слабо просвечивает. Твердость 6—7. Удельный вес эгирина I генерации 3,385, II генерации 3,452. Перед паяльной трубкой плавится в шарик черного цвета. Перл буры в окислительном и восстановительном пламени бледно-желтовато-зеленый в горячем состоянии и бесцветный в холодном.

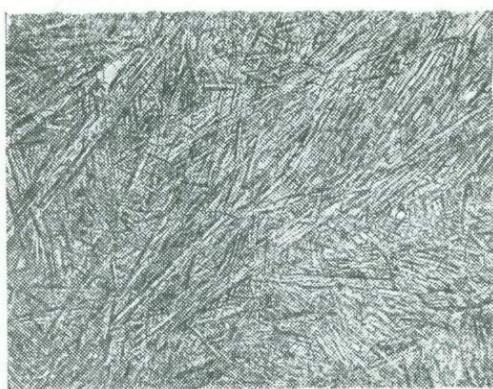


Рис. 15. Эгирин II генерации. $\times 56$.
Без анализатора

отрицательный. Для эгирина I генерации: Ng равно 1,798—1,800, Np 1,745—1,755. $Ng - Np$ 0,045—0,055. Для эгирина II генерации величина показателей преломления та же. Оптическая характеристика породообразующих эгиринов, по данным других авторов, аналогична указанной выше. В табл. 17 даны показатели преломления и величина $2V$ породообразующего эгирина.

Таблица 17
Оптическая характеристика породообразующего эгирина

Название породы	Показатели преломления		$Ng - Np$	$2V$	По данным
	Ng	Np			
Эгириновый луявитр	1,798	1,751—1,750	0,048—0,047	—	О. А. Воробьевой [24]
Лопаритовый луявитр	1,796—1,794	1,747—1,746	0,049—0,047	—	То же
Фойяиты	1,799—1,793	1,758—1,747	0,049—0,040	—	" "
Уртит	1,797	1,752—1,749	0,048—0,044	—	
Лопаритовый луявитр	—	—	0,048—0,050	63—68°	Н. А. Елисеева Н. К. Нефедова [63]
Лопаритовый уртит	—	—	0,044	—	
Лопаритовый порфировидный юврит	—	—	0,055—0,050	64—72°	То же
"Эвдиаллит"	—	—	0,060—0,045	66—80°	Н. А. Елисеева [62]
Эгириновый луявитр ¹	1,798	1,750	0,048	65°	О. А. Воробьевой [24]
Содалитовый сиенит ¹	1,798	1,749	0,049	69°	То же

¹ Для эгирина из этих пород имеются химические анализы (см. табл. 18).

Химические свойства. Эгирин в крепких кислотах HCl , HNO_3 и H_2SO_4 растворяется частично при нагревании. Химические анализы эгирина приведены в табл. 18.

Таблица 18

Химические анализы эгирина

Компоненты	№ 1		№ 2		№ 3		№ 4		№ 5		№ 6	
	Эгирин						Эгирины					
	содержание (%)	молекулярные количества	содержание (%)	молекулярные количества	содержание (%)	молекулярные количества	содержание (%)	молекулярные количества	содержание (%)	молекулярные количества	содержание (%)	молекулярные количества
SiO ₂	51,82	0,063	50,76	0,845	51,96	0,865	52,22	0,869	52,43	0,873	52,48	0,874
ZrO ₂	—	—	—	—	—	—	0,80	0,006	0,47	0,004	—	—
TiO ₂	—	—	2,64	0,033	2,70	0,034	2,32	0,029	3,48	0,044	1,80	0,023
V ₂ O ₅	—	—	0,24	—	—	—	Есть	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,60	0,006	2,19	—	2,17	—	0,95	0,009	0,96	0,009	1,81	0,018
TR ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	0,09	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	21,02	0,132	22,66	0,142	23,07	0,145	25,36	0,159	24,21	0,152	28,58	0,179
FeO	8,14	0,113	3,45	0,048	2,51	0,035	1,31	0,018	2,26	0,031	1,35	0,019
MnO	1,00	0,014	0,59	0,008	0,49	0,007	0,55	0,008	0,79	0,011	1,40	0,019
MgO	1,47	0,036	2,32	0,057	2,13	0,053	2,07	0,051	1,59	0,039	0,67	0,017
CaO	3,01	0,054	4,02	0,071	2,70	0,048	3,60	0,064	1,38	0,025	1,12	0,019
SrO	—	—	—	—	—	—	—	—	Следы	—	—	—
Na ₂ O	11,87	0,191	10,64	0,172	12,00	0,194	—	—	10,57	0,170	9,37	0,151
K ₂ O	0,85	0,009	0,18	0,002	0,06	0,001	10,00	0,161	0,74	0,008	1,13	0,012
H ₂ O	0,50	0,027	0,52	0,029	0,32	0,018	0,14	0,008	0,56	0,031	0,22	0,012
Cl	—	—	Следы	—	—	—	—	—	0,07	—	—	—
Сумма	100,28		100,25		100,23		99,52		99,60		99,93	
Аналитик	A. Форсберг		B. А. Молева			M. Е. Владимирова			O. Неймарк			
Местонахождение	Ловозерские тундры	Гора Пункаруайв, из нормального луявирита	Из содалитового сненита	2-й цирк Раслака, из пегматита	Перевал у оз. Сенгис, из породы	Гора Сенгисчорр						
Литературный ис- точник	W. Ramsey [178]		O. А. Воробьева [24]		В. И. Герасимовский		E. Е. Костылева [92]					

* 0,03% V₂O₅ (по данным П. А. Волкова)

Химические анализы эгирина указывают на значительное отклонение состава от теоретической формулы эгирина — $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$ и, в первую очередь, в отношении группы RO. Согласно пересчетам анализов, наибольшее отклонение от теоретической формулы наблюдается для пордообразующего эгирина I генерации и наименьшее для эгирина из пегматитов II и III генераций. Пересчет анализов по Вашингтону указывает на содержание в эгирине, кроме эгириновой молекулы, молекул геденбергита и диопсида (имеющих ту же структуру, что и эгирин) и других примесей (табл. 19).

Таблица 19

Пересчет анализов эгиринов Ловозерского массива по Вашингтону (%)

Компоненты	№ 1 ¹	№ 2	№ 3	№ 4	№ 5	№ 6
$\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$	60,93	65,57	66,91	74,81	70,11	75,60
$\text{CaO} \cdot \text{FeO} \cdot 2\text{SiO}_2$	13,39	14,01	10,39	6,43	6,18	4,75
$\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$	—	3,35	1,32	8,19	—	—
$\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$	3,62	4,22	4,72	1,31	3,93	1,69

Спектроскопически в эгирине I и II генерации, помимо выявленных химическим путем, установлены: Ga около 3—10%, Sn (средняя линия), Cu (очень слабая) и Be (очень слабая и только в эгирине II генерации).

Местонахождение. Эгирин является одним из наиболее распространенных минералов как пегматитовых выделений, так и пород, слагающих массив.

Во всех породах массива имеется эгирин и обычно в значительном количестве, в особенности в составе меланократовых пород. Наиболее значительное содержание его известно в лопаритовом луявлите (до 50%), эгириновом луявлите (до 24%), эвдиалитовом луявлите (до 32%), порфировидном луявлите (до 54%) и т. д. (см. табл. 3).

Эгирин встречается в пегматитовых выделениях всех типов и наряду с микроклином является в них одним из самых распространенных минералов. Содержание эгирина в пегматитах колеблется от нескольких процентов до 75%. Для эгирина, наблюдаемого в пегматитах, характерен парагенезис с микроклином, нефелином, эвдиалитом, реже с арфведсонитом, содалитом, рамзайтом, лампрофиллитом, мурманитом и др. В пегматитах одинаково часто встречается эгирин как I, так и II генерации, причем эгирин I генерации образовывался в эпимагматический этап, эгирин II в пневматолитический. Эгирин III генерации в пегматитах встречается единично, и его выделение, вероятно, происходило в конце надкритической фазы минералообразования.

Эгирин иногда замещается щелочным амфиболовом. Характеристика последнего из лопаритового малинита, по данным Н. К. Нефедова [93], следующая: плеохроизм в сине-зеленых тонах, угол погасания с N_p равен $15-18^\circ$; $2V = 88^\circ$.

Промышленное использование ловозерского эгирина как сырья на ванадий возможно, хотя необходимо отметить, что количество в нем V_2O_5 незначительно. Содержание V_2O_5 в эгирине I генерации колеблется, по данным П. А. Волкова, от 0,01% (эгирин из пегматита) до 0,04% (эгирин из породы), в эгирине II генерации от 0,01% (из пегматита) до 0,03% (из породы).

Пектолит $\text{HNa}(\text{Ca},\text{Mn})_2(\text{SiO}_3)_3$. Триклинная сингония. Уд. в. 2,74—2,88. Тв. 5.

Пектолит как редкий акцессорный минерал, по данным Н. А. Елисеева и Н. К. Нефедова [63], находится в лопаритовом малините и лопаритовом порфировидном ювите. Они отмечают, что «пектолит наблю-

¹ Номера анализов согласны номерам табл. 18.

дается в образцах, подвергшихся интенсивной альбитизации. Развивается на стыках между другими минералами и имеет неправильную форму, $2V = +62^\circ$ (по одному выходу оси), $Ng - Np = 0,032$, удлинение положительное.

Н. А. Елисеев [62] отмечает нахождение пектолита в эвдиалите как одного из второстепенных минералов.

Шизолит $HNa(Ca,Mn)_2(SiO_3)_3$. Триклинная сингония. Уд. в. 3,0—3,1. Тв. 5—6.

Физические свойства. Шизолит встречается в плохо образованных кристаллах толстопластинчатого, призматического, иногда игольчатого облика, величиною от нескольких миллиметров до $9 \times 2,5 \times 1$ см. Выделения шизолита всегда в той или иной степени разрушены, что мешает их кристаллографическому изучению.

По данным Э. М. Бонштедт [5] (ею измерено 4 кусочка от несовершенных образованных кристаллов шизолита), кристаллы шизолита значительно вытянуты по оси Y и образованы пинакоидами, параллельными оси Y . На них наблюдались следующие формы: a (100) — обычно узкая; c (001) — наиболее широкая грань, b (010) — наблюдавшаяся всего один раз; r (102), n (101) и s (201) — узкие грани, образующие обычно мелкую комбинационную штриховку; e (111) — очень маленькая грань, отмеченная один раз. Кроме того, на одном из кристаллов между формами a и c были обнаружены три новые формы: v (101), w (102) и q (203) в виде очень узких граней, до сих пор не известных для шизолита.

Цвет шизолита темный коричнево-бурый или светлобурый с коричневым оттенком, а у разрушенных разностей темнобурый или черный. Чешуя светлобурая и бурая, у разрушенного темнобурая вплоть до черной. Блеск стеклянный, у разрушенного матовый или полуметаллический, до металлического. Спайность наблюдается по двум направлениям: (по 001) совершенная и по (100) средняя. Излом неровный, в разрушенном минерале землистый.

Твердость 5—5,5 (неразрушенного). Удельный вес 2,955—2,974.

Оптические свойства. Шизолит под микроскопом имеет бледную серовато-коричневую окраску. В шлифах, изготовленных из разрушенного шизолита, вдоль трещин обычно наблюдаются узкие непрозрачные полосы черного цвета (рис. 16), которые тем шире, чем более разрушен шизолит; последний иногда полностью замещается аморфным веществом черного цвета (окислы Mn).

Минерал двуосный, положительный, угол погасания с Ng равен $0—4^\circ$, $2V = 51^\circ$. Дисперсия оптических осей — $v > r$. Величина $2V$ для красного света равна 50° , желтого 51° и зеленого 52° . $Ng = 1,677$, $Nm = 1,641$.

Плоскость оптических осей параллельна [100].

Н. А. Елисеев и Н. К. Нефедов [63] для шизолита приводят следующую оптическую характеристику: «Бесцветный. $2V = +46^\circ$; [010] $Ng = 5$. \perp (001) $Nm = 21,50$; \perp (001) $Np = 20^\circ$. $Nm - Np = 0,0053$ ».

Химические свойства. Химические анализы шизолита из уссингитового месторождения восточного склона горы Малый Пункаруайв при-

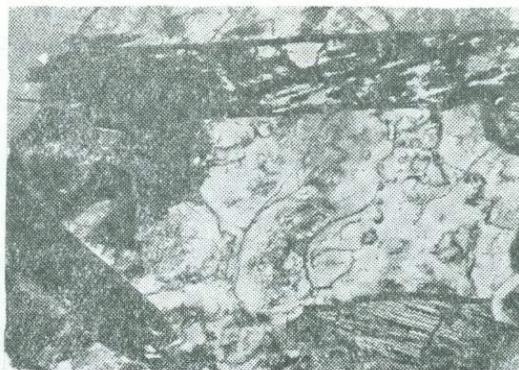


Рис. 16. Кристаллы шизолита в разных степенях изменения. $\times 14$. Без анализатора

водятся в табл. 20. № 1 анализ шизолита, слабо затронутого разрушением; № 2 неполный анализ сильно разрушенного шизолита почти черного цвета.

Таблица 20
Химические анализы шизолита

Компоненты	№ 1	№ 2		№ 3	№ 4
	содержание (%)	эквивалентные количества	содержание (%)	содержание (%)	содержание (%)
SiO ₂	49,40	0,817	14,64	51,05	51,06
TiO ₂	0,02	—	—	0,68	0,62
TR ₂ O ₃	1,00	0,003	—	1,47	1,97
Fe ₂ O ₃	0,88	0,006	—	—	—
FeO	—	—	2,79	—	2,74
MnO ₂	9,35	0,108	60,69	—	—
MnO	15,92	0,224	1,88	17,90	9,84
CaO	12,72	0,225	5,52	19,48	22,89
SrO	0,28	0,003	—	—	—
MgO	0,10	0,002	—	—	—
BaO	Нет	—	—	—	—
Na ₂ O	7,72	0,125	4,28	10,71	9,97
K ₂ O	0,74	0,008	—	—	—
H ₂ O	1,15	0,064	11,30	1,36	0,55
Сумма	98,98	—	—	100,45	99,64
Уд. в.	2,955—2,974	—	2,677	3,089	2,993
Аналитик	М. Е. Владимирова			C. Christensen	
Местонахожде- ние	Гора Пункаруайв Ловозерский массив			Гренландия Titap Agdlerkafia	Kangerdluarsuk
Литературный источник				O. B. Boggild [129]	

Согласно химическим анализам, эмпирическую формулу шизолита можно написать в следующем виде: $2 \text{Na}_2\text{O} \cdot 4\text{MnO} \cdot 4\text{CaO} \cdot 2\text{MnO}_2 \cdot 13\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Сравнение анализов № 1 и 2 показывает, что разрушение шизолита связано с выносом CaO, SiO₂ и Na₂O и увеличением содержания MnO₂ и H₂O.

Спектроскопически в шизолите, помимо выявленных химическим путем, установлены: Al (слабая линия), Mg и Be (очень слабые линии).

Местонахождение. Шизолит, за исключением пегматитовых выделений уссингитового типа, встречается редко и в очень небольшом количестве. В пегматитах уссингитового типа содержание шизолита обычно значительное. Кроме пегматитовых образований уссингитового типа шизолит найден в 10 пегматитовых телах микроклинного типа с эвдиалитом и эгирином (северо-западная и юго-западная стенки цирка Ангвундасчорр, долина р. Тульбьюнуай, в верховье р. Тавайок, верховья р. Уэлькуай, левый исток р. Муруай, низовья долины р. Мотчисуай, гора Пункаруайв и др.), в двух микроклинного типа с лампрофиллитом (верховье р. Куфтуай, долина р. Мотчисуай) и в одном — альбитовом типа (гора Пункаруайв).

На отроге горы Маннепахк, между речками Мотчисуай и Ситуай, среди уртита найдено несколько образований шлировидной формы дли-

ною до 70 см и мощностью до 10 см, сложенных цеолитом с очень значительным содержанием шизолита в пластинчато-призматических выделениях длиною до 3—4 см.

Н. А. Елисеев и Н. К. Нефедов [63] отмечают нахождение редких зерен шизолита, величиною до 0,45 мм, в лопаритовом уртите и лопаритовом малините.

Для шизолита наиболее характерен парагенезис с содалитом, стенструпином, эрикитом, нептунилом, уссингитом и цеолитами. Он образовался, вероятно, в конце пегматитовой фазы.

Шизолит, кроме Ловозерских тундр, известен в южной Гренландии и в Хибинских тундрах (в последних встречается очень редко и в незначительном количестве). Ловозерский шизолит по физическим и оптическим свойствам отличается от гренландского. Причину этого, вероятно, следует искать в химическом составе. В ловозерском шизолите преобладает Mn (15,92% MnO и 9,35% MnO₂) над Ca (12,72% CaO), а в гренландском наоборот (9,84—12,90% MnO и 19,48—22,89% CaO), см. табл. 20.

Нордит. Метасиликат щелочей, Mn, Sr, Ca и TR. Ромбическая сингония. Уд. в. 3,430. Тв. 5—6.

Найден автором в 1935 г. в долине р. Чинглусай, изучен и описан в 1941 г. Первые краткие сведения о нем в печати помещены в 1936 г. в сборнике «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр» [92], в главе «Новые изучаемые и неизвестные минералы», под названием «Минерал № 10», и в 1940 г. в сборнике «Производительные силы Кольского полуострова» [40], под названием «Силикат щелочей, щелочных земель, Mn и TR». Новое название нордит дано в связи с находкой его на севере.

Кристаллографическая характеристика. Нордит наблюдается в виде пластинок длиною до 1 см, шириной до 0,5 см и толщиной до 0,1 см, редко в более крупных выделениях. Пластинчатые выделения нордита иногда располагаются веерообразно. В кристаллах он встречается редко, и то с очень плохо образованными гранями. Для измерения на гoniометре были взяты всего лишь два несовершенно образованных кристаллика нордита. Результаты измерения показали, что его следует считать минералом ромбической сингонии. При измерении были обнаружены формы (100), (010), (110), (120), (212) и (101). Из них главной формой, определяющей внешний облик кристалла, являются грани одного из пинакоидов, принятого за (100). Грани формы (110) развиты очень слабо в виде чрезвычайно узких полос. Общий вид кристалла изображен на рис. 17. В целях большей наглядности грани форм (212) и (010) показаны на рис. 18 более широкими, чем в действительности.

Форма (211) с координатами $\varphi = 69^{\circ}56'$ и $\rho = 37^{\circ}22'$ послужила для вычисления отношения осей $a:b:c = 0,730:1:0,527$. Отношение осей с большей точностью не вычислено ввиду того, что грани измеренных кристаллов плохо образованы и не дают отчетливых сигналов. В табл. 21 приводятся величины углов φ и ρ , полученные при измерении наблюдаемых граней.

Физические свойства. Цвет минерала светлокоричневый, черта белая. Блеск стеклянный. Полупрозрачный. Спайность в одном направлении (по 100) хорошая. Излом от неровного до раковистого. Хрупкий. Твердость 5—6. Удельный вес, определенный в пикнометре, равен 3,430.

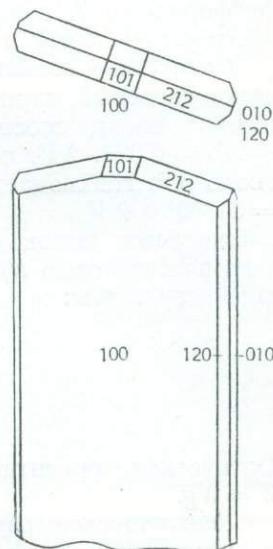


Рис. 17. Кристалл нордита

Таблица 21

Полярные координаты нордита

Ф о р м а	Число измеренных граней	φ	ρ	Ф о р м а	Число измеренных граней	φ	ρ
(100)	4	89°53'	90°06'	(010)	3	0°12'	90°06'
(110)	2	53°58'	90°06'	(212)	8	69°56'	37°32'
(120)	8	34°38'	90°06'	(101)	4	90°28'	35°49'

Перед паяльной трубкой легко сплавляется в стекло голубого цвета. Перл буры в окислительном пламени светлый желтовато-зеленый, при охлаждении бледнорозовый, почти бесцветный; в восстановительном пламени той же окраски, но бледнее, при охлаждении бесцветный. Перл фосфорнокислой соли в окислительном и восстановительном пламени желтовато-зеленый и бесцветный после охлаждения.

Оптические свойства. Окраска нордита в шлифе светлосерая. Оптически двуосный, отрицательный. Показатели преломления, определенные иммерсионным способом, следующие: $Ng = 1,642$; $Np = 1,619$. $Ng - Np = 0,023$. $2V$, полученное при измерении на федоровском столике, около 30° . Наблюдается дисперсия оптических осей: $2V_L = 32^\circ$, $2V_{N_d} = 31^\circ 30'$ и $2V_T = 31^\circ 30'$. В разрезах, параллельных спайности (по 100), наблюдается выход острой биссектрисы. Полюс спайности совпадает с оптической осью Np . Измерение на федоровском столике дает следующие результаты:

$$\begin{array}{l} Ng = 90^\circ \\ P \text{ c} - Nm = 89^\circ \\ \quad \quad \quad Np = 1^\circ \end{array}$$

Оптическая ориентировка эллипсоида следующая: $X = Np$, $Y = Nm$, $Z = Ng$.

Рентгеновское изучение. В целях определения сингонии нордита в кристаллографической лаборатории АН СССР было произведено его рентгеновское изучение по методу Лауз, в разрезах, параллельных (100) и (010). При этом удалось установить, что нордит следует считать ромбическим, а не моноклинным минералом.

Химические свойства. В кислотах HCl , HNO_3 и H_2SO_4 нордит разлагается. Химический анализ его, выполненный Т. А. Буровой, приведен в табл. 22.

Таблица 22

Химический анализ нордита

Компоненты	Содержание (%)	Молекулярные количества	Компоненты	Содержание (%)	Молекулярные количества
SiO_2	45,53	0,758	CaO	4,46	0,080
TiO_2	Нет	—	MgO	2,00	0,050
NbO_5	Нет	—	Na_2O	11,70	0,189
Ta_2O_5	Нет	—	K_2O	0,08	0,001
Fe_2O_3	1,84	0,011	F	Нет	—
Ce_2O_3	8,77	0,027	Cl	Следы	—
$\Sigma (La, Di)_2O_3$	10,48	0,032	П.п.п.	Нет	—
ΣY_2O_3	0,95	0,004			
MnO	6,04	0,084			
SrO	7,40	0,071			
			Сумма	99,27	—

Эмпирическая формула нордита, по данным химического анализа, следующая: $2Na_2O \cdot 3(Sr, Ca, Mn, Mg)O \cdot 0,7TR_2O_3 \cdot 8SiO_2$. По химиче-

скому составу его следует рассматривать как метасиликат, наиболее близкий к минералам группы пектолита и шизолита.

Спектроскопически в нордите, помимо элементов, обнаруженных химическим путем, установлены Ti (средняя линия) и Ga 10^{-4} . Редкие земли, по данным С. А. Боровика, представлены Ce, La (сильные линии), Yb (слабая линия), Nd (0,96% Nd_2O_3) и Pr (0,62% Pr_2O_3).

В целях более точной расшифровки цериевой группы редких земель, входящих в состав нордита, было выполнено его рентгено-химическое изучение И. В. Боровским (Институт геологических наук АН СССР). Оно дало следующие результаты: La_2O_3 — 8,55%, Ce_2O_3 — 8,1%, Pr_2O_3 — 1,6% и Nd_2O_3 — 1,85%; итого 20,1% от общей суммы всего состава минерала.

Местонахождение. Нордит в Ловозерском щелочном массиве обнаружен в верховье долины р. Чинглусуай, на левом ее берегу. Здесь выделения нордита приурочены к пегматитам, находящимся в осыпи совместно с пойкилитовыми содалитовыми сиенитами. Осыпь содалитового сиенита находится на склоне левого берега у подножья отвесной стенки высотою более 100 м. Она имеет длину около 200 м и ширину около 150 м (вниз по склону). Размеры пегматитовых участков, сохранившиеся на некоторых глыбах содалитового сиенита (величиною до 2—3 м в диаметре), очень разнообразны — от нескольких сантиметров до 1 m^2 по площади и редко более (до $2 \times 1,3$ м), при видимой мощности от 1 до 10—20 м. Пегматитовые участки, в которых наблюдается нордит, сложены гакманитом (частично уссингитизированным), со значительным содержанием чинглусита и ломоносовита. Второстепенные минералы: лампрофиллит, эвдиалит, рамзант, микроклин, эгирин, иногда сфалерит, нептуният и др. Единичные выделения нордита найдены в уссингите на восточном склоне горы Пункаруай.

Момент выделения нордита не ясен, можно лишь отметить, что обычно он приурочен к промежуткам между зернами и плохо образованными кристаллами содалита (рис. 18).

Амфиболы

В ловозерских тундрах известны следующие амфиболы: арфведсонит и катафорит. Последний наблюдается только под микроскопом.

Арфведсонит $\text{Na}_3\text{Fe}_4\text{Al}(\text{OH})_2\text{Si}_8\text{O}_{22}$. Моноклинная сингония. Уд. в. 3,44—3,45. Тв. 6.

По данным оптического и химического изучения, рассматриваемая ниже роговая обманка не относится точно к арфведсониту, а является переходной разностью от арфведсонита к катафориту и стоит ближе к первому.

Физические свойства. Арфведсонит встречается в кристаллах призматического облика, обычно с неразвитыми головками величиною до $20 \times 5 \times 1,5$ см. Кристаллы вытянуты в направлении оси Z.

Цвет минерала черный, черта темнозеленая. Блеск стеклянный. Спайность по призме совершенная. Излом неровный. Непрозрачный. Твердость 6. Удельный вес 3,215—3,218. Перед паяльной трубкой легко

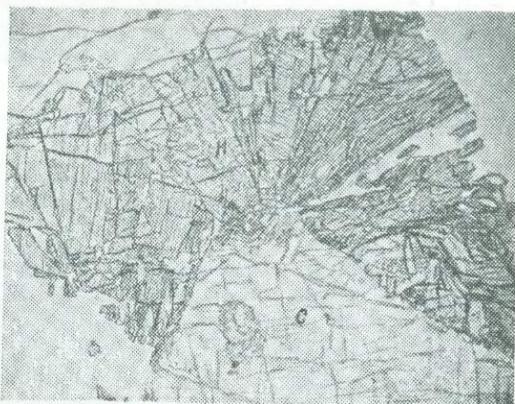


Рис. 18. Взаимоотношение содалита (c) с нордитом (n). $\times 10$. Без анализатора

Таблица 23

Оптическая характеристика породообразующих роговых обманок

	Показатели преломления			$2v$	cNp	Плеохроизм по			По данным
	Ng	Np	$Ng - Np$			Ng	Nm	Np	
Эгириновый луяврит	—	—	—	—	20—24°	Зеленовато-желтый	Зеленоватый с фиолетовым оттенком	Зеленовато-синий	О. А. Воробьевой [24]
Роговообманковый луяврит	—	—	—	—	37°	Желтовато-голубой	Бледнофиолетовый с серым оттенком	Бледный, сине-зеленый	То же
Зональный амфибол	ядро периферия	—	—	—	—	—	—	—	—
		—	—	—	—49°	26°	—	—	—
Роговообманковый луяврит	1,698	1,680	0,018	—	—	—	—	—	—
Уртит	1,663	1,644	0,019	—	—	—	—	—	—
Зональный амфибол	ядро периферия	—	—	—	—48°	30°	Бледный, желтовато-голубой	—	Бледный, голубовато-зеленый
		—	—	—	—55°	18°	Желтовато-голубой	—	Голубовато-зеленый
Фойяйт	—	—	—	44—47°	25—28°	Зеленовато-желтый	Серовато-фиолетовый	Голубовато-зеленый	—
Эвдиалитовый луяврит	—	—	—	50—54°	24—26°	Зеленовато-желтый с голубым оттенком	Зеленоватый с фиолетовым оттенком	Зеленовато-синий	—
Лопаритовый луяврит	—	—	0,011	—60°	12—14°	—	—	—	—
Лопаритовый уртит	—	—	—	—	18—20°	Зеленый	Синий с фиолетовым оттенком	Сине-зеленый	H. А. Елисеева, H. К. Нефелова [63]
Малиньит	—	—	—	—88°	15—18°	Сине-зеленый	Синий с фиолетовым оттенком	Зелено-синий	—
Лопаритовый порфировидный юврит	—	—	0,014	—88°	16—18°	—	—	—	—
„Эвдиалитит“	—	—	0,009	—44°	26°	—	—	—	—
Зональный амфибол	ядро периферия	—	—	—	—69°	33°	Желто-зеленый	Фиолетово-серый	Травяно-зеленый
		—	—	0,007	—63°	50°	—	—	—

Схема абсорбции $Np \gg Nm > Ng$.Дисперсия осей сильная, $r > v$.

сплавляется в темнокоричневый, почти черный, непрозрачный шарик. Перл буры в окислительном и восстановительном пламени в горячем состоянии светлобурый, в холодном бледнозеленый.

Оптические свойства. Двусный. Отрицательный. Плоскость оптических осей || (010). Угол погасания cNp в разрезе || (010) колеблется от 12 до 40°. Плеохроизм выражен отчетливо: || Ng зеленовато-, желтовато- или серовато-бурый, || Nm обычно бурый с зеленоватыми, синеватыми и фиолетовыми оттенками, || Np синевато-, голубовато- и травяно-зеленый. $Ng < Nm < Np$. $Ng = 1,667$ и $Np = 1,650$. Иногда наблюдается и зональная роговая обманка, имеющая разную оптическую характеристику в ядре и с периферии кристаллов. Оптическая характеристика породообразующих роговых обманок, по данным некоторых исследователей, приведена в табл. 23.

Оптические свойства роговой обманки, как видно из приведенных данных, различны. Колебания обусловлены различием в химическом составе. Оптически ловозерская роговая обманка близка к арфведсониту и катафориту, но полностью не совпадает с характеристикой ни того, ни другого. По углу угасания и $2V$ она ближе к арфведсониту или занимает промежуточное положение между последним и катафоритом. Двупреломление ее такое же, как у арфведсонита или катафорита, или имеет промежуточное значение; по величине показателей преломления близка к арфведсониту.

Химические свойства. В HCl , HNO_3 и H_2SO_4 не растворяется. Химические анализы щелочной роговой обманки из Ловозерского массива приведены в табл. 24, за № 1, 2 и 3.

Из сравнения химических анализов ловозерской роговой обманки с анализами щелочных роговых обманок, приведенных в работе Куница [154], можно заключить, что по химическому составу она относится к арфведсонит-катафоритовому ряду, в котором стоит ближе к арфведсониту, чем к катофориту. От последнего ловозерская роговая обманка отличается меньшим содержанием алюминия, кальция и большим содержанием щелочей. По составу она неполностью тождественна арфедсониту, в котором больше железа и меньше магния и щелочей. От хибинской роговой обманки она отличается большим содержанием SiO_2 и меньшим кальция и железа.

Спектроскопически в арфведсоните, помимо выявленных химическим путем, установлены: V (средняя линия), Be (слабая), Cu (очень слабая) и Ga около 3—10%.

Местонахождение. Арфведсонит встречается как в породах, так и в пегматитах. В породах он наблюдается как один из второстепенных или акцессорных минералов, а иногда и породообразующих. При описании пород Ловозерского массива ряд исследователей часто вместо термина арфведсонит употребляет щелочной амфибол. Это обусловлено тем, что его оптические свойства не полностью совпадают с таковыми арфведсонита. Наиболее значительные количества арфведсонита известны в амфиболовом луяврите (9—15%) и эвдиалитовом луяврите (до 17%). Содержание его в породах приведено в табл. 3.

Арфведсонит иногда образуется по эгирину. По данным Н. А. Елисеева и Н. К. Нефедова [63], арфведсонит (по их терминологии щелочной амфибол) в лопаритовом луяврите, лопаритовом уртите и лопаритовом малините образуется путем замещения эгирина.

В пегматитах арфведсонит встречается часто как один из второстепенных минералов. Он известен в пегматитах всех типов за исключением цеолитового. В пегматитах полевошпатового типа с эгирином и эвдиалитом и в лампрофиллito-эвдиалитового с рамзайтом, ломоносовитом и чинглуситом арфведсонит иногда находится в очень значительных количествах.

Таблица 24

Анализы щелочных роговых обманок

Компоненты	# 1		# 2		# 3	
	арфведсонит					
	содержание (%)	молекулярные количества	содержание (%)	молекулярные количества	содержание (%)	молекулярные количества
SiO ₂	53,70	0,894	50,86	0,847	49,66	0,827
TiO ₂	1,68	0,021	1,65	0,020	1,33	0,016
ZrO ₂	0,09	0,002	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	5,80	0,057	3,29	0,032	3,36	0,033
Fe ₂ O ₃	5,01	0,031	8,61	0,054	7,04	0,044
FeO	13,01	0,181	10,85	0,151	13,82	0,192
MnO	0,5	0,011	1,26	0,018	1,65	0,022
MgO	6,98	0,173	9,32	0,231	8,35	0,207
CaO	2,08	0,037	1,40	0,025	1,02	0,018
Na ₂ O	8,28	0,134	8,08	0,131	9,60	0,155
K ₂ O	2,35	0,025	3,08	0,033	1,88	0,020
H ₂ O	(1,07)*	—	1,40	0,078	1,01	0,061
F	(1,91)*	—	0,42	0,022	2,23	0,117
Cl	—*	—	0,08	0,002	0,41	0,011
V ₂ O ₅	(0,03)	—	—	—	—	—
С у м м а	99,73		100,30		101,36	
Аналитик	B. M. Сендерова		B. A. Молева			
Уд. вес	3,215—3,218		—		—	
<i>Ng</i>	1,667		1,698		1,663	
<i>Nm</i>	—		—		—	
<i>Np</i>	1,650		1,680		1,644	
<i>Ng</i> — <i>Np</i>	0,017		0,018		0,019	
<i>2V</i>	—		49°		48—55°	
<i>cNp</i>	12—40°		26—37°		18—30°	
Местонахождение	Пегматит горы Кедыкверпахк		Роговообманковый луяврят горы Куамдеспахк		Уртит горы Нинчурт	
Литературный источник	В. И. Герасимовский		О. А. Воробьева [24]			

* Дополнительные определения.

Для арфведсонита из пегматитов характерен парагенезис с микроклином, нефелином, эвдиалитом, иногда лампрофиллитом, рамзитом и др. В пегматитах он образовался в пегматитовую фазу.

Катафорит микроскопически отмечается в тавите К. К. Хазановичем, в уртите и фойяите О. А. Воробьевой.

Хазанович К. К. [118] пишет, что в «одном шлифе была встречена роговая обманка, несколько отличная от арфведсонита и ближе всего похожая на катафорит со следующими константами: *cNg* 50°, знак отрицательный, угол оптических осей небольшой, двупреломление небольшое, цвет зеленовато-коричневый».

О. А. Воробьева [24] отмечает наличие двух видов щелочной роговой обманки — арфведсонита и катафорита в трахитоидном фойяите и шлифовом фойяите. В уртите ею обнаружен голубой катафорит.

Чкалловит Na₂Be(SiO₃)₂. Ромбическая сингония. Уд. в. 2,662. Тв. 6.

Найден автором летом 1936 г. в юго-восточной части массива (гора Пункаруай). Назван минерал «чкаловитом» в честь великого летчика нашего времени Валерия Павловича Чкалова.

Физические свойства. Чкаловит в кристаллах не встречен. Он наблюдается в виде зерен величиной до $5 \times 4 \times 3$ см; $7 \times 4 \times 3$ см. Цвет минерала белый. Блеск стеклянный. Полупрозрачный. Спайность средняя макроскопически обычно обнаруживается с трудом и видна только в одном направлении. В одном из направлений заметна плохо выраженная отдельность. Излом от неровного до раковистого. Твердость 6. Удельный вес, определенный пикнометром, равен 2,662.

Перед паяльной трубкой легко плавится в прозрачный бесцветный шарик. Перл буры и фосфорнокислой соли в окислительном и восстановительном пламени бесцветный.

Оптические свойства. Чкаловит в шлифе бесцветен. Оптически двуосный, положительный. $2V = 78^\circ$ (измерение производилось на федоровском столике). Показатели преломления, определенные иммерсионным способом: $N_g = 1,549$ и $N_p = 1,544$. Плоскость оптических осей совпадает с плоскостью спайности, наблюданной макроскопически. Последняя в шлифах выражена хорошо. В разрезах, перпендикулярных одной из оптических осей, имеется и плохо выраженная спайность, обычно в одном направлении, редко в двух. При сравнении результатов измерения в разных шлифах плохо выраженной спайности получаются более или менее сходные данные:

$$\begin{array}{l} Ng = 51^\circ \\ P_c - Nm = 54^\circ 30' \\ \quad \quad \quad Np = 60^\circ \end{array}$$

Угол между различными направлениями плохо выраженной спайности обычно колеблется от 68 до 76° , в среднем 72° . В одном из шлифов (в разрезе острой биссектрисы) встречена плохая спайность иной ориентировки, а именно:

$$\begin{array}{l} Ng = 51^\circ \\ P_c - Nm = 89^\circ \\ \quad \quad \quad Np = 39^\circ \end{array}$$

Она образует прямой угол с хорошей спайностью и является спайностью по призме, если минерал считать ромбическим, или по дому — если моноклинным. В шлифах, параллельных отдельности, наблюдается выход одной из оптических осей эллипсоида.

На основании оптического изучения чкаловита можно установить, что он является минералом или ромбическим или моноклинным.

Так как чкаловит в кристаллах не известен, при рентгеновском исследовании его по методу Ляуэ пришлось воспользоваться небольшим зерном, ограниченным с одной стороны хорошо выраженной поверхностью по спайности. Данное зерно при съемке было ориентировано таким образом, что рентгеновские лучи падали перпендикулярно поверхности спайности. Съемка произведена в Рентгеноструктурной лаборатории физического отделения Академии наук СССР. Условия съемки: лучи Fe, серия $K\alpha \approx 1,93\text{\AA}$, напряжение 40 kV, сила тока 12 mA, продолжительность съемки 2 час., расстояние объекта до пленки 15 мм.

На основании полученной лауэграммы в отраженных лучах Н. В. Белов считает чкаловит минералом ромбической сингонии.

Одновременно с лауэграммой в той же лаборатории была получена дебаеграмма. Условия съемки: лучи Fe, серия $K\alpha \approx 1,93\text{\AA}$, камера Ивансона $d = 57,37$ мм, диаметр столбика — 0,75 мм, напряжение 40 kV, сила тока 12 mA, продолжительность съемки 5 час. В табл. 25 даны раз-

меры межплоскостных расстояний для отражающих плоскостей чкаловита.

Таблица 25

Межплоскостные расстояния для чкаловита

$d hkl (\text{\AA})$	Интенсивность линий						
5,21	Средняя	1,40	Сильная	1,79	Сильная	1,15	Слабая
3,97	Очень сильн.	1,38	Сильная	1,75	Слабая	1,12	Средняя
3,27	Сильная	1,33	Средняя	1,71	Средняя	1,11	Сильная
2,74	Сильная	1,31	Средняя	1,69	Средняя	1,09	Очень сильн.
2,46	Очень сильн.	1,30	Очень слаб.	1,66	Средняя	1,08	Слабая
2,41	Очень сильн.	1,28	Слабая	1,60	Средняя	1,06	Средняя
2,30	Средняя	1,27	Слабая	1,56	Средняя	1,033	Средняя
2,20	Средняя	1,22	Очень сильн.	1,51	Средняя	1,026	Средняя
2,02	Средняя	1,17	Средняя	1,48	Сильная	1,014	Средняя
1,99	Средняя	1,16	Средняя				

Химические свойства. Чкаловит в разбавленных и крепких кислотах HCl и HNO₃ легко растворяется без нагревания, с выделением хлопьевидной кремнекислоты. В H₂SO₄ растворяется очень плохо.

Химический анализ чкаловита, выполненный Т. Переверзевой (Институт геологических наук Академии наук СССР), приведен в табл. 26.

Таблица 26

Химические анализы чкаловита, лейкофанита, мелифанаита, эпидидимита и эвдидимита

Компоненты	Чкаловит		Лейко- фанит	Мели- фанаит	Эпиди- димит	Эвдидимит		
	содержание (%)	эквивалентные количества						
SiO ₂	56,81	0,946	—	48,50	43,60	73,74	72,19	73,11
TiO ₂	Нет	—	—	—	—	—	—	—
ZrO ₂	Нет	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	Нет	—	0,75	0,45	4,61	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,30	0,002	—	—	—	—	—	—
FeO	0,12	0,002	—	—	—	—	—	—
BeO	12,67	0,506	11,28	10,03	10,80	10,56	11,15	10,62
BaO	Нет	—	—	—	—	—	—	—
MnO	Нет	—	—	—	—	—	—	—
MgO	Нет	—	—	0,27	0,16	—	—	—
CaO	0,37	0,07	—	22,94	29,56	—	—	—
SrO	Нет	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	28,93	0,450	—	12,42	7,98	12,48	12,66	12,24
K ₂ O	0,13	0,010	—	—	0,23	—	—	—
H ₂ O + 110°	Нет	—	—	1,08	—	3,73	3,84	3,79
H ₂ O - 110°	0,23	0,013	—	—	—	—	—	—
F	Нет	—	—	5,04	5,43	—	—	—
Cl	Нет	—	—	—	—	—	—	—
SO ₃	0,22	—	—	—	—	—	—	—
—O-Cl ₂	99,78	—	—	101,37	101,37	100,92	99,84	99,76
—	—	—	—	2,48	2,29	—	—	—
Сумма.	99,78	—	—	99,15	99,08	100,91	99,84	99,76
Аналитик	т. Переверзева	Ю. С. Нестерова	H. Bäckstrom	G. Flink	A. E. Nordenskjöla			

Литературный источник

В. И. Герасимовский [37]

W. C. Brögger

[136]

В той же таблице в третьем столбце даны и количественные определения Al и Be в чкаловите, выполненные Ю. С. Нестеровой (в том же институте).

Формулу чкаловита, по данным химического анализа, можно написать в следующем виде: $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{BeO} \cdot 2\text{SiO}_2$ или $\text{Na}_2\text{Be}(\text{SiO}_3)_2$. Чкаловит, таким образом, следует рассматривать как метасиликат.

При сравнении его с другими бериллиевыми метасиликатами выясняется, что по химическому составу он наиболее близок к минералам эвдилиму и эпидиолиту (табл. 25), наблюдаемым в малых количествах в нефелиновых сиенитах на острове Аре, Лангезундфьорд (Норвегия) и в Нарсарсуке (Гренландия).

Спектроскопически в чкаловите помимо элементов, обнаруженных химическим путем, найден лишь Mn (очень слабая линия).

Местонахождение и парагенезис. Чкаловит в Ловозерских тундрах найден на восточном склоне горы Малый Пункаруай в двух уссингитовых месторождениях. Одно из них представляет собою два пегматитовых прожилка с раздувами мощностью в 30 и 50 см, при видимой длине 2—3 м. Прожилки приурочены к вертикальным трещинам отдельности среди эвдиолитового шлифа. Последний залегает среди фойяита с содалитом. Пегматитовые прожилки сложены уссингитом со значительным содержанием натролита. Оба эти минерала образовались по содалиту, наблюдаемому в подчиненном количестве. Из второстепенных минералов иногда в больших количествах обнаружены: шизолит, мурманит, сфалерит и в незначительном — стенструпин, нептунист, эрикит и единично галенит. В краевых частях уссингитовых раздувов наблюдаются нефелин, микроклин, эгирин, эвдиолит, иногда рамзант.

Второе месторождение представляет собой выделение неправильной формы в виде шлифа величиною $1 \times 0,6 \times 0,4$ м, расположение среди фойяита с содалитом и сложенное преимущественно уссингитом. Из второстепенных минералов отмечаются: микроклин, содалит, эвдиолит, шизолит, тайниолит, нептунист, цеолиты и единично сфалерит, стенструпин и эрикит.

Чкаловит в этих месторождениях встречается в незначительном количестве, он образовался раньше уссингита, натролита, сфалерита, галенита и нептуниста. Возрастные взаимоотношения его с другими минералами неясны, так как непосредственного контакта чкаловита с ними не наблюдалось.

Среди минералов Ловозерского щелочного массива чкаловит является единственным самостоятельным бериллиевым минералом. В остальных минералах присутствие берилля химическим путем не определялось, а устанавливалось путем спектрального анализа. Последним способом он обнаружен в 21 минерале: микроклине, ортоклазе, нефелине, содалите, уссингите, натролите, эгирине, арфведсоните, шизолите, стенструпине, тайниолите, эвдиолите, катаплите, сфеене, астрофиллите, чинглусите, ловозерите, ловените, нептунисте, флюорите и галените.

При изучении чкаловита возник вопрос, — какие условия благоприятствовали образованию самостоятельного бериллиевого минерала — чкаловита и почему бериллий, входящий в его состав, не был рассеян среди других минералов уссингитовых месторождений, тем более что чкаловит в последних находится в очень незначительном количестве. С этой целью из уссингитовых месторождений, где был найден чкаловит, 8 минералов (содалит, уссингит, натролит, микроклин, тайниолит, шизолит, стенструпин и галенит) были переданы на спектральный анализ для определения в них бериллия. Во всех этих минералах обнаружен бериллий, причем в уссингите, натролите и содалите бериллия обнаружено 0,1—0,01% (по данным С. А. Боровика). При этом необходимо отметить, что спектральный анализ содалита и натролита из других мест Ловозерского массива показывает меньшее содержание в них бериллия. Следова-

тельно, условия, в которых происходило образование уссингитовых месторождений, были, повидимому, более благоприятны для повышенной концентрации бериллия, чем это имело место в других местах Ловозерского щелочного массива. Излишок бериллия над обычной его концентрацией способствовал тому, что часть Be пошла на образование самостоятельного бериллиевого минерала. При этом также возникает вопрос, не замещает ли бериллий алюминий, к которому он столь близок по своим физико-химическим свойствам. В таком случае чкаловит ($\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{BeO} \cdot 2\text{SiO}_2$) можно рассматривать как нефелин ($\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$), в котором алюминий замещен бериллием.

Нефелин ($\text{Na}, \text{K} \text{AlSiO}_4 \cdot n\text{SiO}_2$). Гексагональная сингония. Уд. в. 2,55—1,65. Тв. 5,5—6.

Физические и оптические свойства. Нефелин встречается как в породах, так и в пегматитах. В породах он наблюдается в виде зерен до 1 см величиною, а в пегматитах в зернах и полуидиоморфных выделениях до 5 см величиною и единично в кристаллах до 1 см. Облик кристаллов нефелина определяется двумя формами *c* (1010) и *t* (0001). Цвет минерала от светлосерого до серого с зеленоватым оттенком, нередко светло-зеленый до зеленого или светлой мясисто-красной окраски до красновато-буроватой. Зеленые тона нефелина обусловлены очень мелкими включениями эгирина, а серые и красновато-буроватые цеолитизации нефелина. Чешуя бесцветная. Блеск жирный. Полупрозрачный до просвечивающегося в тонких осколках. Спайность макроскопически незаметна. Излом неровный. Твердость 6.

Перед паяльной трубкой плавится лишь на острых углах. Перл буры в окислительном и восстановительном пламени бесцветный (в горячем и холодном состоянии).

В шлифе нефелин бесцветен. Одноосный. Оптически отрицательный. В сходящемся свете иногда обнаруживает аномальную двуосность.

Показатели преломления нефелина:

	Гора Пункаруайв	<i>Ne</i>	<i>No</i>
1)	светлосерый, прозрачная разность	1,533	1,529
2)	серый, полупрозрачная разность	1,537	1,533
	Долина р. Чинглусуй	1,537	1,533

Микроскопическое изучение нефелина показало, что в нем часто наблюдаются мелкие включения эгирина, иногда в значительном количестве, чем и обуславливается, вероятно, его зеленая окраска.

Химические свойства. В крепких кислотах HCl и HNO_3 нефелин растворяется. Химический состав светлосерой полупрозрачной разности нефелина (по данным В. Смирнова) из пегматита восточного склона горы Малый Пункаруайв приведен в табл. 27.

Таблица 27
Химический состав нефелина

Компоненты	Содержание %	Эквивалентные отношения	Компоненты	Содержание %	Эквивалентные отношения
SiO_2	45,17	0,752	BaO	Нет	—
ZrO_2	0,02	—	Na_2O	15,74	0,254
TiO_2	Следы	—	K_2O	4,99	0,053
$\text{Tr}_{\text{z}}\text{O}_3$	Нет	—	Cl	Нет	—
Al_2O_3	32,29	0,317	SO_3	Нет	—
Fe_2O_3	0,77	0,005	$\text{H}_2\text{O} -110^\circ$	0,13	0,007
FeO	0,14	0,002	П.п.п.	0,33	0,019
MgO	0,05	0,001			
CaO	0,20	0,004			
SrO	Следы	—	Сумма	99,83	—

Спектроскопически в нефелине, помимо выявленных химическим путем элементов, установлены: Be (средняя линия), Mn (очень слабая) и Ga \sim 5,10—3%; по Н. Лизунову, содержание Be и Ga измеряется сотыми долями процента.

Согласно химическому анализу, эмпирическую формулу нефелина можно написать в следующем виде: $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{SiO}_2$.

По химическому составу ловозерский нефелин очень близок хибинскому нефелину. В последнем немного меньше кремнекислоты (43,57% SiO_2 , среднее из 12 анализов) и больше щелочей (21,42% $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), в частности калия (5,89% K_2O против 4,99% в ловозерском).

Местонахождение. Нефелин является очень распространенным минералом как в породах, так и в пегматитах. В породах он обычно находится в очень значительном количестве. Наибольшее содержание нефелина известно в уртите до 87,5%), лопаритовом уртите (до 93%), фойяите (до 62%), эгириновом луявлите (до 38%), эвдиалитовом луявлите (до 34,5%), лопаритовом порфировидном ювите (до 61%) и т. д. Содержание нефелина в породах массива дано в табл. 3.

Содержание нефелина в пегматитах редко превышает 20%, обычно же находится в меньшем количестве, а иногда почти совершенно отсутствует (вместо него появляется содалит).

Для нефелина, наблюдаемого в пегматитах, характерен парагенезис с микроклином, ортоклазом, эгирином, арфведсонитом и цеолитами.

Нефелин как в породах, так и в пегматитах выделяется одним из первых минералов. Время выделения нефелина в пегматитах относится к концу эпимагматической фазы.

Изменение нефелина. Неизмененный нефелин встречается редко, главная масса его в той или иной степени изменена. Изменение нефелина выражается в замещении его цеолитами, содалитом, гидросодалитом, серицитом, очень редко канкринитом и альбитом. Из них наиболее распространенным процессом, вызвавшим изменения нефелина, является цеолитизация. Цеолитизированный нефелин (шпреуштейн) имеет окраску от светлосерой до серовато-буровой, а иногда и красновато-серую. Все стадии изменения нефелина через шпреуштейн до цеолитов (главным образом натролит) очень хорошо видны микроскопически, а иногда даже и макроскопически (рис. 19—21).

Замещение нефелина серицитом наблюдается главным образом в породах, слагающих нижнюю часть массива, причем оно часто выражено в очень значительной степени.

Канкринит $3\text{Na}_3\text{AlSi}_2\text{O}_8 \cdot 2[(\text{Ca}, \text{Na})_2\text{CO}_3 \cdot \text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{CO}_3]n\text{H}_2\text{O}$.

Гексагональная сингония. Уд. в. 2,42—2,5. Тв. 5—6.

Канкринит макроскопически не наблюдается. Микроскопически он известен в породах и пегматитах массива как один из акцессорных минералов вторичного происхождения по нефелину. По Н. А. Елисееву и Н. К. Нефедову [63], он находится в лопаритовом уртите и лопаритовом малините. В последнем, по их данным, количество канкринита иногда достигает 5% (гора Аллуайв лежачий бок лопаритового малинита). О. А. Воробьева [20] отмечает канкринит в следующих породах: эгири-

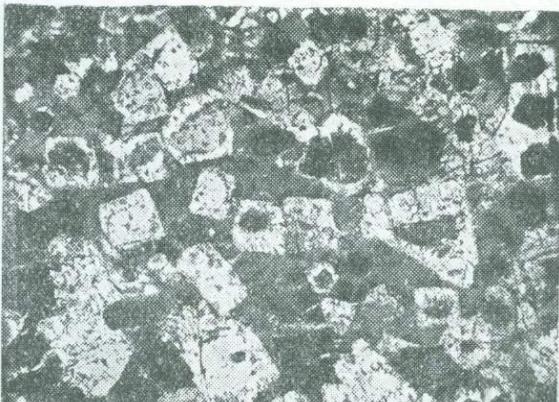


Рис. 19. Лопаритовый уртит. Цеолитизация нефелина. $\times 14$. Николи +

новом луяврите, фойяите, тавите, равномернозернистом и порфировидном нефелиновых сиенитах. В более поздней работе Воробьева [24], при описании пород массива, уже не говорит о канкрините.

Следует указать, что канкринит под микроскопом очень сходен с уссингитом.

Содалит (гакманит) $3\text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{Na}_2(\text{Cl}_2,\text{S})$. Кубическая сингония. Уд. в. 2,14—2,30. Тв. 5,5—6.

Рамзай при описании новой горной породы тавита из Ловозерского щелочного массива обнаружил, что содалит, являющийся главным минералом ее, содержит в своем составе серу. Боргстрём [134], проводивший химический анализ этого содалита, обнаружил в нем около 0,39% серы и дал ему название гакманит.

Физические свойства. Содалит (гакманит) встречается главным образом в зернах величиною от нескольких десятых миллиметра до 3—4 см,

Рис. 20. Шпреуштейн. Николи +

иногда в идиоморфных выделениях кристаллах, в форме додекаэдров, третьего порядка (от 1—2 мм до 1 см в поперечнике и до 3—4 см в длину).

Цвет минерала бледно-желтый иногда с зеленоватым оттенком или серый. Чета бесцветная. Блеск стеклянный до жирного. Спайность неясная до совершенной. Излом раковистый до неровного. Непрозрачен, иногда просвечивает. Твердость 5,5—6. Удельный вес 2,285—2,286 (гора Пункаруйв). По Боргстрёму, удельный вес 3,32—3,33 (вероятно, опечатка в первой цифре. В. Г.).

Перед паяльной трубкой содалит плавится лишь в острых углах. Перл буры в окислительном и восстановительном пламени бесцветный. Для содалита из ряда месторождений очень характерна в свежем изломе яркорозовая или малиновая окраска, которая при дневном освещении быстро исчезает. Она восстанавливается в темноте или под действием ультрафиолетовых лучей.

Рядом исследователей, О. Ли [158], Э. М. Бонштедт [7] и др., установлено, что в ультрафиолетовых лучах содалиты, содержащие в своем составе серу, флюoresцируют яркооранжевым цветом.

По данным Э. М. Бонштедт, «наблюдается определенная зависимость между быстротой возникновения окраски под действием ультрафиолетового света и первоначальной окраской минерала на месторождении. Чем ярче был окрашен минерал первоначально, тем быстрее возбуждается в нем окраска». По ее же данным, «в темноте возбужденная окраска гакманита сохраняется, электрический свет, в отличие от указаний Ли, на нее почти не действует; на дневном свете в пасмурный день она

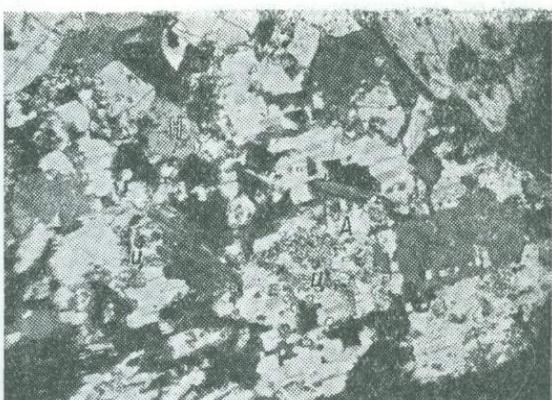


Рис. 21. Замещение нефелина (*н*) содалитом, альбитом (*а*) и цеолитами (*ц*). $\times 14$. Николи +

тоже удерживается довольно долго, тогда как на солнце минерал обесцвечивается в течение 10—40 секунд, в зависимости от интенсивности окраски».

О. А. Воробьева [24] считает, что ловозерский породообразующий содалит является гакманитом, поскольку он: 1) флюoresцирует аналогично гакманиту и 2) при нагревании окрашивается в зеленый и голубой цвет, т. е. приобретает термоокраску, характерную только для гакманита.

Оптические свойства. Содалит (гакманит) в шлифе бесцветен, но разности, подвергшиеся разрушению, приобретают светлосерую или грязносерую окраску, иногда с буроватым оттенком. Изотропен. Показатель преломления равен 1,487—1,488, а по данным Боргстрема, 1,4868, и, по данным О. А. Воробьевой, 1,486—1,488 (породообразующий гакманит).

Химические свойства. В крепкой HCl легко растворяется без нагревания, а в HNO₃ при нагревании. Химические анализы гакманита приведены в табл. 28.

Высокую сумму анализа № 6 (102,61%), вероятно, можно объяснить тем, что при прокаливании вместе с Cl и H₂O улетела и часть щелочей, в связи с чем повысилась цифра потери прокаливания, а следовательно, и общая сумма анализа получилась повышенной. Минерал, взятый для анализа, был частично изменен (цеолитизирован). Этим можно объяснить повышенное содержание в нем SiO₂ и пониженное Al₂O₃ и H₂O.

По предложению О. А. Воробьевой, занимавшейся изучением термоокраски гакманита, В. А. Моловой были выполнены полный анализ гакманита, нагретого до 900°, и частичный анализ нагретого до 1000° (см. табл. 28, анализы № 4 и 5). Было определено более высокое содержание серы (1,10—1,13% S), по сравнению с известными ранее 0,39—0,38% (см. табл. 28 анализы № 1 и 2).

В. А. Моловой был также выполнен неполный анализ гакманита, не нагревавшегося перед анализом (№ 3). Контрольное определение содержания серы в гакманите (ненагретом), выполненное И. Д. Борнеман-Старынкевич, показало наличие в нем 1,10% S.

Спектроскопически в гакманите на материале того же образца, что был взят для химического анализа № 2, помимо обнаруженных химическим путем, установлены элементы: Li, Ga (средние линии), Ti, Ni (слабые линии).

Местонахождение. Содалит (гакманит) встречается и в породах, и в пегматитах. Он известен почти во всех породах как один из второстепенных или акцессорных минералов, а нередко и как основной породообразующий минерал. Наиболее значительное содержание содалита обнаружено в тавите (до 80%), пойкилитовом нефелиновом сиените (до 62%). Содержание содалита в породах приведено в табл. 3.

Содалит в породах в значительной своей части является первичным минералом. В пойкилитовом содалитовом сиените наблюдаются иногда идиоморфные выделения нефелина, которые одновременно соприкасаются с содалитом, сохранив свою форму, и не несут никаких признаков замещения содалитом. Содалит образуется позже, чем нефелин и K-Na полевые шпаты, вероятно, в конце магматической и начале пневматолитовой стадии минералообразования. Начало кристаллизации содалита совпадает с концом кристаллизации нефелина (рис. 22).

Содалит (гакманит) как один из второстепенных минералов наблюдается в пегматитовых выделениях всех типов, за исключением ортоклазового с Mn-ильменитом и сфером и цеолитного. В пегматитовых образованиях лампрофиллito-эвдиалитового типа с ломоносовитом и чинглуситом и уссингитового типа содалит нередко находится в очень значительных количествах, являясь одним из главных минералов. Для содалита, наблюдавшегося в пегматитах, характерен парагенезис с микро-

Таблица 28

Химические анализы гакманита и содалита

Компоненты	# 1			# 2		# 3	# 4	# 5	# 6	# 7	# 8	# 9
	гакманит						содалит					
	содержание (%)	молекулярные количества	содержание (%)	молекулярные количества	содержание (%)		нагретый до	900°	1000°	Содержание (%)		
SiO ₂	36,99	0,616	36,69	0,601	—	37,60	—	43,00	33,50	36,00	37,85	—
TiO ₂	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	—	—	—	0,01
Al ₂ O ₃	31,77	0,311	31,40	0,308	—	31,63	—	29,72	31,53	32,00	31,08	—
Fe ₂ O ₃	0,17	0,001	0,85	0,005	—	0,55	—	Следы	0,19	0,25	0,51	—
FtO	—	—	Нет	—	—	—	—	—	—	—	—	0,34
CaO	0,05	0,001	0,19	0,004	—	0,28	—	Следы	0,25	—	—	0,34
MgO	—	—	0,03	0,001	—	0,12	—	0,26	—	—	—	0,14
MnO	—	—	Следы	—	—	0,02	—	—	—	—	—	0,00
Na ₂ O	25,84	0,417	25,96	0,419	24,08	24,02	24,05	20,86	26,32	25,00	22,27	—
K ₂ O	0,16	0,001	0,23	0,002	0,38	0,46	0,42	0,44	0,18	—	—	0,43
H ₂ O	+110°	—	0,30*	—	—	0,28	—	—	—	—	—	1,03
H ₂ O	-110°	—	0,04	—	—	Нет	—	5,73	—	—	—	0,44
Cl	6,44	0,180	5,64	0,159	5,90	5,56	5,52	2,52	7,30	6,75	—	4,48
F	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	—	—	—	—
S	0,39	0,011	0,38	0,011	1,02	1,10	1,13	0,25	—	—	—	0,02
Нерастворимый остаток	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,28
—O-Cl ₂	101,81 1,64		101,71 1,39			101,62 1,71		102,18 0,57	102,25 1,65	100,00 1,53	100,64 1,01	
Сумма	100,17		100,32			99,51		100,61	100,60	98,47	99,54	
Аналитик	L. H. Borgström		Владимирова М. Е.		Молева В. А.			Владимира М. Е.	E. Keberg	Lorenzen	Нестерова Ю.	
Местонахождение	р. Тавайок			гора Пункаруайв					Гренландия		долина р. Уэлькуай-	
Литературный источник	L. H. Borgström [134]		Герасимовский В. И. [38]	Воробьевая О. А. [24]		Герасимовский В. И. [38]		O. B. Büggild [130]		Герасимовский В. И. [38]		

Примечания: № 1—гакманит из тавита; № 2, 3, 4 и 5—гакманит светлосерого цвета с хорошо выраженной спайностью из содалито-нефелинового шпира; № 6—гакманит светло-серого цвета с желтоватым оттенком из уссингитового месторождения.

* Есть CO₂.

клином, эгирином, лампрофиллитом, мурманитом, эвдиалитом, цеолитами, а иногда и уссингитом. Он образовался, вероятно, в пегматитовую фазу.

Изменение. Под влиянием гидротермальных растворов содалит (гакманит) разрушается и переходит:

- 1) в бергманит, смесь натролита с диаспором или гидрагиллитом, северный перевал р. Тавайок (по А. Н. Лабунцову);
- 2) в анальцим, северный перевал р. Тавайок, северо-запад и юго-запад цирка Ангундасчорра, цирк Сенгисчорра и др.;
- 3) в уссингит, восточный склон горы Малый Пункаруай, долины рр. Чинглусуай, Тулбюнуай, 2-й цирк Раслака и др.;
- 4) в цеолиты.

Замещение содалита цеолитами очень распространенный процесс. Обычно почти во всех шлифах, где находится содалит, наблюдаются и продукты его распада в виде целинов, главным образом натролита (рис. 23).

В породах и пегматитах, кроме описанного выше первичного содалита (гакманита), встречается содалит вторичный по нефелину; он имеет серую и темносерую окраску. Нефелин, замещенный содалитом, наблюдается макроскопически и микроскопически. В шлифах можно наблюдать не только оторочки содалита, толщиной от нескольких сотых миллиметра до 0,5 мм вокруг зерен нефелина, но и зерна нефелина, почти нацело замещенные содалитом, тогда среди содалита можно видеть отдельные сохранившиеся участки нефелина с извилистыми контурами (рис. 24).



Рис. 22. Пойкилитовый содалитовый сиенит. Темные участки — содалит, светлые — микроклин. $\times 10$.
Николи +



Рис. 23. Начало замещения содалита натролитом (h). $\times 7$.
Николи +



Рис. 24. Замещение нефелина (n) содалитом (c). $\times 14$. Николи +

Химический анализ вторичного содалита приведен в табл. 28 за № 9. По данным химического анализа, вторичный содалит, ввиду малого содержания в нем серы (0,02%), гакманитом считать нельзя. В нем, по сравнению с гакманитом, меньше щелочей (Na_2O) и значительно

больше воды (см. табл. 28). При сопоставлении химического анализа вторичного содалита, гакманита и гидросодалита видно, что вторичный содалит по своему составу занимает промежуточное положение между нефелином и гидросодалитом (см. табл. 28). Вероятно, вторичный содалит образовался в конце пневматолитической стадии, а гидросодалит в начале гидротермальной. Очень редко наблюдается образование вторичного содалита по микроклину. Н. А. Елисеев и Н. К. Нефедов [63] весь содалит в Ловозерском массиве считают автометаморфным минералом.

Гидросодалит. В 1934 г. на горе Маннепахк О. А. Воробьевой и В. И. Герасимовским был обнаружен пойкилитовый сиенит, в котором одним из породообразующих минералов является минерал темносерой, иногда почти черной окраски, в зернах величиною до 0,6 см, редко больше. При изучении было установлено, что он представляет собою вторичный минерал по нефелину и по составу близок к содалиту. Первое краткое сообщение о данном минерале автором сделано в 1937 г. в сборнике «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр» [92], в главе «Новые изучаемые и неизвестные минералы», под названием «Минерал № 11». Второе сообщение относится к 1940 г., когда он был описан в сборнике «Производительные силы Кольского полуострова» [40] под названием «Минерал содалитовой группы».

В 1943 г. О. А. Воробьева [24] описывает его под названием гидросодалит.

Физические и оптические свойства. Гидросодалит изотропен, хотя нередко в нем наблюдается много чрезвычайно мелких, слабо преломляющих участков, повидимому, цеолита. В проходящем свете мутный, обычно темнобурой окраски. При рассмотрении гидросодалита под микроскопом видно, что он содержит многочисленные, очень мелкие выделения эгирина, иногда трудно различаемые даже при больших увеличениях. Темная окраска гидросодалита, вероятно, обусловлена включением эгирина. Показатель преломления гидросодалита равен 1,487—1,490.

Химические свойства. В табл. 29 приведены два анализа гидросодалита. Следует указать, что при подготовке породообразующего гидросодалита (из пойкилитового сиенита) для химического анализа отделить его от включений эгирина, а также от сросшегося с ним полевого шпата, оказалось невозможным, поэтому анализ № 1 (см. табл. 29) относится к минералу, загрязненному включениями. За № 1а приведен анализ того же гидросодалита, но пересчитанный на 100% за вычетом нерастворимого остатка. Сравнение анализов гидросодалита (№ 1а и 2) показывает, что они по составу близки. По данным химических анализов, гидросодалит близок к содалиту, от которого отличается меньшим содержанием алюминия, щелочей, почти полным отсутствием хлора, большим количеством SiO_2 , значительным содержанием воды.

Содержание Al_2O_3 и H_2O в гидросодалите такое же, как в натролите. Для сравнения, наряду с гидросодалитом, в табл. 28 приведены анализы содалита (вторичного), натролита и нефелина.

Гидросодалит следует рассматривать как минерал содалитовой группы. Правильнее, может быть, даже считать его разновидностью содалита, в которой частично щелочи и почти весь хлор замещены гидроксильной группой.

Местонахождение и генезис. Гидросодалит является породообразующим минералом пойкилитового нефелинового сиенита с гидросодалитом, встреченного в западной части массива, в долине р. Мотчисуай, Уэлькуай, во 2-м цирке Раслака (гора Аллуайв) и других местах. В других породах и пегматитах массива нахождение его с достоверностью не установлено.

Для гидросодалита характерен парагенезис с нефелином, сфером, а часто и с эвдиалитом.

Таблица 29

Химические анализы гидросодалита, содалита, гакманита, нефелина и натролита

Компоненты	№ 1	№ 1а		№ 2		№ 3	№ 4	№ 5	№ 6
	гидросодалит				содалит (вторичный)	гакманит	нефелин	натролит	
	содержание (%)	молекулярное количество	содержание	молекулярное количество	содержание (%)				
SiO ₂	32,55	39,04	0,650	41,05	0,683	37,85	36,69	45,17	47,45
TiO ₂	Нет	Нет	—	Нет	—	Нет	Нет	Следы	—
ZrO ₂	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—
TR ₂ O ₃	0,05	0,06	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	23,27	27,91	0,274	28,36	0,279	31,08	31,40	32,29	27,40
Fe ₂ O ₃	0,04	0,05	—	0,64	0,004	0,51	0,85	0,77	0,25
FeO	0,54	0,05	0,009	Нет	—	0,34	Нет	0,14	—
MnO	Нет	Нет	—	0,05	—	Нет	Следы	—	—
MgO	0,06	0,07	0,002	0,18	0,005	0,14	0,03	0,05	—
CaO	0,56	0,67	0,012	0,60	0,011	0,34	0,19	0,20	0,07
SrO	Нет	Нет	—	Нет	—	—	—	Следы	—
Na ₂ O	18,39	22,07	0,365	19,02	0,306	22,27	25,96	15,74	15,45
K ₂ O	0,98	1,16	0,013	1,46	0,016	3,43	0,23	4,99	0,42
H ₂ O +110°	5,07	6,09	0,339	5,40	0,300	1,16	0,30	0,33	9,16
H ₂ O -110°	0,49	0,59	0,033	1,25	0,070	0,44	0,04	0,13	—
F	Нет	Нет	—	Нет	—	—	Нет	—	—
Cl	0,11	0,13	0,004	0,16	0,005	4,48	5,64	—	Следы
S	1,26	1,51	0,047	1,38	0,043	0,02	0,38	—	—
Нерастворимый остаток	16,52	—	—	—	—	1,28	—	—	—
Сумма . . .	99,89	100,00	—	99,55	—	100,64	101,71	99,83	100,20
Аналитик	Владимирова М. Е.			Молева В. А.		Нестерова Ю. С.	Владимирова М. Е.	Смирнов В. А.	Владимирова М. Е.
Местонахождение	гора Маннепахк					гора Пункаруайв			гора Маннепахк
Литературный источник	Герасимовский В. И.			Воробьев О. А.		Герасимовский В. И.			

Гидросодалит является вторичным минералом по нефелину. В шлифах нередко можно видеть среди зерен гидросодалита отдельные небольшие участки сохранившегося нефелина с извилистыми контурами (рис. 25). Замещение нефелина гидросодалитом происходило, вероятно, под влиянием постмагматических процессов, когда вода как один из агентов минерализации стала играть при более низкой температуре большую роль.

Уссингит $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16} \cdot 2\text{NaOH}$. Триклинальная сингония.

Уд. в. 2,46. Тв. 6—7.

Уссингит впервые найден на юге Гренландии и описан Беггильдом в 1914 г.

В 1923 г. он был найден в СССР, в россыпи южного цирка Аллуайва (северо-западная часть Луяврута), сотрудниками одного из отрядов Академии наук и кратко описан Э. М. Бонштедт [5]. В коренном залегании уссингит впервые найден в 1932 г. работниками Ленинградского геологического разведочного треста на восточном склоне горы Малый Пункаруайв (юго-восточная часть Луяврута).

Физические свойства. Уссингит, плотный мелкозернистый минерал светлофиолетового цвета с розоватым оттенком. В порошке он белого цвета со слегка сиреневым оттенком. В кристаллах не встречен. Блеск слабый жирный до стеклянного, на плоскости спайности перламутровый. Твердость между 6 и 7. Спайность несовершенная.

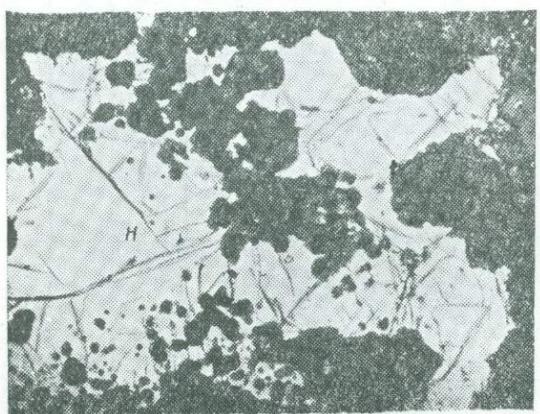


Рис. 25. Замещение нефелина (*н*) гидросодалитом. $\times 14$. Николы +

Излом неровный. Удельный вес, определенный при помощи пикнометра, равен 2,460 (при навеске 1,7241 г) и 2,457 (при навеске 6,1772 г). Перед паяльной трубкой минерал теряет свою окраску и легко плавится в пузыристую массу белого цвета.

Оптические свойства. Уссингит в шлифах бесцветен, но благодаря высокому двупреломлению при скрещенных николях легко отличается от минералов, с которыми он встречается. В разрезах $\perp Ng$ трудно отличим от канкринита.

Показатели преломления уссингита, определенные иммерсионным способом, следующие: $Ng = 1,545$; $Nm = 1,509$ и $Np = 1,504$. $Ng - Np = 0,041$. Угол оптических осей, полученный при измерении на федоровском столике прямым отсчетом, равен $35-36^\circ$. Оптический знак минерала положительный.

Дисперсия оптических осей слабая;

$2V_{Li}$	$2V_{Na}$	$2V_{Ti}$
37°	$36^\circ 30'$	36°
$36^\circ 30'$	36°	36°

О. А. Воробьева [24] для уссингита из пойкилитового содалитового сиенита приводит следующие данные: $Ng = 1,543$, $Np = 1,506$, $Ng - Np = 0,037$. $2V = +38$.

В шлифах уссингита наблюдается спайность по двум направлениям, а иногда и двойники. Результаты их измерений на федоровском столике следующие:

$$\begin{array}{l}
 \text{Pc} \angle Ng = 87^\circ \\
 \text{Pc} \angle Nm = 85^\circ \\
 \text{Np} \angle 6^\circ \\
 B_2 \wedge P_1 = 89 - 90^\circ
 \end{array}
 \quad
 \begin{array}{l}
 \text{P}_1 \text{c} \angle Ng = 36^\circ \\
 \text{P}_1 \text{c} \angle Nm = 54^\circ \\
 \text{Np} \angle 89 - 90^\circ \\
 B_2 \wedge P_2 = 45^\circ
 \end{array}
 \quad
 \begin{array}{l}
 \text{P}_2 \text{c} \angle Ng = 64^\circ \\
 \text{P}_2 \text{c} \angle Nm = 76^\circ \\
 \text{Np} \angle 40^\circ \\
 P_1 \wedge P_2 = 72^\circ
 \end{array}$$

B_2 совпадает с полюсом шва. Спайность P_1 лучше спайности P_2 . Двойниковая плоскость срастания перпендикулярна к направлению лучшей спайности; последнюю Беггильд принимает за С (001), а двойниковую плоскость срастания за (010); мною принята та же установка, так как другие установки не повышают симметрии уссингита.

Углы $P_1 \wedge B_2 = 89 - 90^\circ$ и $P_1 \wedge Np = 89 - 90^\circ$ указывают на принадлежность уссингита к минералам моноклинной сингонии. Однако показатели, полученные для B_2 при измерении большого количества двойников (было сделано около 20 измерений), дают всегда один и тот же результат, который указывает, что минерал все же следует считать триклиническим. Рентгеновское изучение для определения сингонии уссингита ввиду отсутствия кристаллографических форм, к сожалению, не было проведено.

Химические свойства. Уссингит в HCl и HNO₃ растворяется легко, в H₂SO₄ плохо. С кислотами HCl и HNO₃ желатинирует.

В табл. 30 приводятся химические анализы уссингита с горы Пунка-руайв, выполненные автором (анализы № 1 и 2), и для сравнения анализ, выполненный Н. П. Вревской (№ 3) для уссингита из цирка горы Аллуайв, и анализ С. Christensen для уссингита из Гренландии (№ 4). В графе 5 приведен состав уссингита, вычисленный согласно его формуле.

Таблица 30
Химические анализы уссингита

Компоненты	№ 1	№ 2	№ 1 и 2		№ 3		№ 4		№ 5
	содержание (%)	среднее значение	эквивалент количества	содержание (%)	эквивалент количества	содержание (%)	эквивалент количества	содержание (%)	
SiO ₂	59,30	59,15	59,225	0,986	59,17	0,985	58,74	0,978	59,6
Al ₂ O ₃	17,30	17,55	17,225	0,170	17,67	0,174	17,73	0,174	16,9
CaO	0,33	0,28	0,305	0,006	—	—	—	—	—
Na ₂ O	19,09	19,08	19,085	0,308	19,66	0,317	19,91	0,321	20,5
K ₂ O	0,90	0,83	0,865	0,009	—	—	—	—	—
H ₂ O _{+110°}	3,40	0,40	0,189	3,80	0,211	4,19	0,233	3,0	
H ₂ O _{-110°}	0,30	0,30	0,016						
S	0,08	0,09	0,085	—	—	—	—	—	—
Cl	0,05	0,03	0,04	—	—	—	—	—	—
F	Нет			—	—	—	—	—	—
Сумма . .	100,74	100,31	100,53	—	100,30	—	100,57	—	100
—O-S	0,04	0,04	0,04	—	—	—	—	—	—
—O-Cl ₂	0,02	0,02	0,02	—	—	—	—	—	—
Сумма . .	100,68	100,25	100,47	--	100,30	—	100,57	—	100
Аналитик	В. И. Герасимовский			Н. П. Вревская		С. Christensen			
Местонахождение	Ловозерский массив						Гренландия		
Литературный источник	В. И. Герасимовский [34]		Э. М. Бонштедт [5]		О. В. Böggild [132]				

Спектроскопически, помимо установленных химическим путем, найдены элементы: Ga (сильная линия), Ti, Mn, Ni (средние линии), Li, Cu, Fe (слабые линии) и Mg (очень слабая линия).

Эмпирическая формула уссингита, по данным химических анализов, следующая: $2\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, а конституционная, учитывая его образование из содалита $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16} \cdot 2\text{NaOH}$, или, согласно Беггильду, $\text{HNa}_2\text{Al}(\text{SiO}_3)_3$.

Местонахождение. Уссингит в Ловозерских тундрах известен в следующих местах: на горе Пункаруайв, в долинах рр. Чинглусуай и Тулбньюонуай, в цирках 2-го Раслака и Южного Аллуайва.

Гора Пункаруайв является наиболее интересным участком, где уссингит находится как в коренном залегании, так и в осьпи. На горе Пункаруайв известно пять коренных месторождений уссингита. Четыре из них представляют собой выделения шлирообразной формы диаметром до 1,5 м, залегающие среди фойяита с содалитом, а пятое месторождение сложено двумя линзовидными образованиями мощностью в 30 и 50 см, при видимой длине 2—3 м. Все эти пять месторождений в основном имеют одинаковый минералогический состав. Они сложены уссингитом со значительным содержанием натролита, а иногда и содалита. Из второстепенных минералов здесь находятся: мурманит, шизолит, сфалерит, нептунист, стенструпин, эрикит и очень редко тайниолит, чкалловит, галенит и др. В краевых частях уссингитовых месторождений иногда встречаются микроклин, нефелин, эвдиалит, эгирин и др.

В долине р. Чинглусуай уссингит наблюдается как один из второстепенных минералов и обычно в очень незначительном количестве в краевых частях пегматитовых выделений эвдиалито-лампрофиллитового типа с содалитом и другими минералами или же в участках содалитового сиенита, непосредственно примыкающих к пегматитам. Уссингит является вторичным минералом по содалиту.

В долине р. Тулбньюонуай уссингит приурочен к пегматитовым выделениям микроклинового типа с эвдиалитом и эгирином и наблюдается или в зернах неправильной формы совместно с содалитом и цеолитом, или в виде тонких прожилков до 1—2 мм в крупных выделениях микроклина. Прожилки, кроме уссингита, выполнены иногда цеолитами и обычно совпадают с направлениями спайности в микроклине. Уссингит, наблюдаемый в прожилках, вероятно, частично образовался и за счет замещения микроклина.

В 2-м цирке Раслака уссингит обнаружен в одной из пегматитовых жил, сложенной в основном уссингитом и цеолитами.

В южном цирке горы Аллуайв уссингит найден в виде отдельных кусков лишь в осьпи.

Как один из акцессорных минералов он встречается и в породах. По данным О. А. Воробьевой [24], содержание уссингита в фойяитах достигает 0,70%, в полевошпатовом урите 0,65% и в пойкилитовом содалитовом сиените 0,20%.

Для уссингита характерен парагенезис с содалитом и цеолитами, а также с рядом редких минералов, таких, как шизолит, стенструпин, нептунист и др.

Уссингит, вероятно, образовался в конце надkritической и в начале гидротермальной фаз за счет замещения гакманита. На это указывают следующие факты:

1. Среди уссингита обычно находятся отдельные, разобщенные участки содалита неправильной формы, от микроскопических размеров до 10—20 см. Граница между ними и окружающим уссингитом неясная, наблюдаются постепенные переходы от содалитовых участков к уссингиту.

2. В шлифах, приготовленных из этих содалитовых участков, обычно можно видеть замещение содалита уссингитом или натролитом. Имеются

все переходы от содалитовых участков с незначительным содержанием уссингита (в виде мелких и редких точечных образований, различаемых лишь при больших увеличениях) через значительно уссингитизированный содалит к уссингитовым участкам, в которых произошло уже полное замещение содалита или сохранились лишь редкие мелкие отдельные зерна содалита, заметные только под микроскопом (рис. 26).

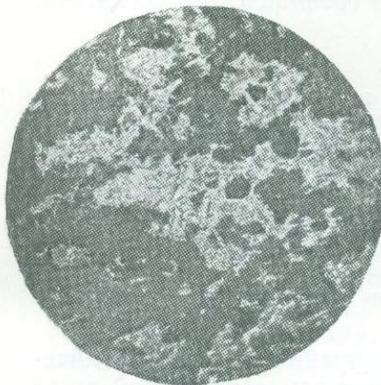


Рис. 26. Замещение содалита уссингитом. $\times 24$. Николи +

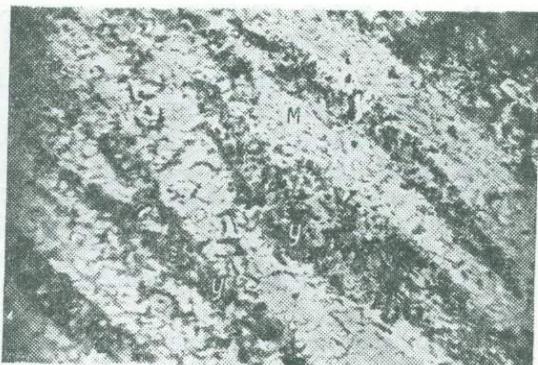


Рис. 27. Замещение микроклина (M) уссингитом (U). $\times 10$. Николи +

3. Если уссингит рассматривать как вторичный минерал по содалиту, то в его составе, вероятно, должны встречаться те же элементы, которые входят в состав содалита. Поскольку последний в Ловозерских тундрах представлен гакманитом, содержащим S и Cl, то при химическом анализе уссингита было специально обращено внимание на определение S и Cl. В незначительном количестве в уссингите найдены S = 0,08—0,09% и Cl = 0,03—0,05%, что указывает на связь уссингита с содалитом. В шлифах можно видеть, что при распаде содалита иногда одновременно шло образование уссингита и натролита, но чаще начавшийся процесс уссингитизации содалита сменяется цеолитизацией.

Необходимо отметить, что часть содалита, послужившего для образования уссингита, возможно, произошла за счет замещения нефелина. На это указывают наблюдавшиеся вокруг зерен нефелина каемки из содалита, отмеченные в одном из уссингитовых месторождений горы Пункаруай.

Уссингит образуется и по микроклину. Замещение микроклина уссингитом известно в пегматитах перемычки горы Пункаруай, долины р. Тулбьюонуай и в пойкилитовом содалитовом сиените долины р. Чинглусуай. Замещение микроклина уссингитом приурочено к направлениям, совпадающим с направлением спайности, или к краям отдельных индивидуумов микроклина (рис. 27, 28). Нередко в микроклине наблюдаются

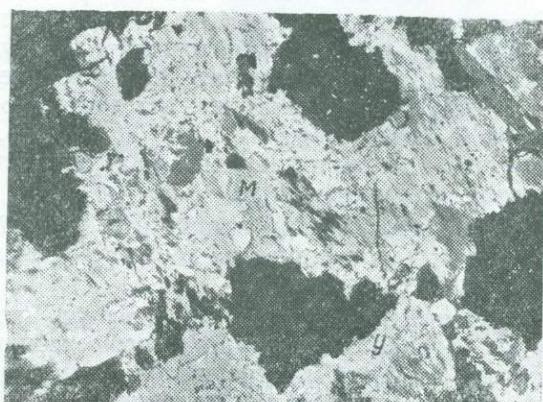


Рис. 28. Замещение микроклина (M) и содалита уссингитом (U). $\times 14$. Николи +

тонкие прожилки до 1—2 мм, сложенные уссингитом, часто совместно с цеолитами. Иногда встречаются выделения уссингита и вне видимой связи с теми минералами, за счет которых он возникает.

Физические свойства и химический состав уссингита из Луяврута почти полностью совпадают с таковыми гренландского уссингита. Условия образования, вероятно, аналогичны, на что указывает: 1) приуроченность уссингита в обоих случаях к породам, содержащим содалит, и 2) очень сходный парагенезис ловозерского и гренландского уссингита.

Циркон $ZrSiO_4$. Тетрагональная сингония.

Уд. в. 4,68—4,90. Тв. 7,5.

Физические и оптические свойства. Циркон встречается в кристаллах, образованных основной бипирамидой (111). Кристаллы иногда хорошо развиты и имеют размер до 1—2 см. Цвет минерала светлобурый и буроватый. Чешуя бесцветная. Блеск алмазный до стеклянного. Полупрозрачный до непрозрачного. Спайность несовершенная. Излом неровный. Твердость 7—8. Окраска в шлифе серовато-бурая. Одноосный. Положительный. $N_e = 2,04$, $N_o = 1,95$.

Местонахождение и парагенезис. Циркон найден в следующих местах:

1. На восточном склоне горы Малый Пункаруай встречен в количестве нескольких кристаллов в пегматите, залегающем в пластовой жиле равномернозернистого эгирино-нефелинового сиенита.

Пегматит, имеющий форму шлира (диаметром до 0,7 м), сложен микроклином, промежутки между которым заполнены цеолитизированным нефелином и эгирином II генерации. Второстепенные минералы: цеолит, Мп-ильменит и редко рамзант.

2. У левого истока долины р. Коклухтиуай, где в отвесной стенке эвдиалитового луяврита наблюдается на площади 6×2 м пегматит мощностью до 1 см в виде намазки. Он сложен биотитом и цеолитами. Второстепенные минералы: циркон, эгирин II генерации и редко сфен.

3. У среднего истока долины р. Коклухтиуай в двух пегматитах. Один пегматит сложен K-Na полевым шпатом и эгирином II генерации со значительным содержанием шпреуштейна. Второстепенные минералы: циркон (в незначительном количестве) и очень редко биотит и апатит. Второй пегматит встречен в россыпи, сохранившаяся часть которой имеет размеры $1,3 \times 0,8 \times 0,03$ м и сложена K-Na полевым шпатом и эгирином II генерации. Второстепенные минералы: нефелин, апатит, эгирин и циркон.

4. На мысе между истоками р. Сулуй в пегматите (величиною $2 \times 0,5$ м), находящемся на контакте сферовидного ийолита и мелкозернистой нефелиновой породы.

Пегматит сложен K-Na полевым шпатом. Второстепенные минералы: эгирин I генерации, арфведсонит, эгирин II генерации, сфен, иногда эвдиалит и шпреуштейн, редко флюорит и единично — апатит, содалит, лампрофиллит и циркон.

5. На восточном склоне горы Вавнбед циркон наблюдается в пегматите, сложенном в основном альбитом (преобладает) и эгирином II генерации с значительным содержанием полевого шпата. Второстепенные минералы циркон (нередко в значительном количестве) и ильменит (вероятно, Мп—ильменит). Пегматит вскрыт канавой на глубину около 1 м, при длине канавы 2,5 м и ширине 2 м. Судить о форме пегматитового тела трудно, так как вскрыта лишь часть его. К одному из участков пегматитового тела примыкает порода неравномернозернистого сложения, в основном состоящая из K-Na полевого шпата и эгирина, иногда нефелина. В остальных участках к пегматиту непосредственно примыкает осьль, состоящая из обломков нефелинсодержащих пород.

6. В северо-западной части Луяврута, согласно К. К. Хазановичу [118], в эвдиалитовом луяврите и порфировидном луяврите в качестве очень редкого акцессорного минерала.

7. Н. А. Елисеев [62] отмечает наличие длинных призмочек циркона в эвдиалитах в верховьях р. Чивруай и р. Куфтуай.

В заключение необходимо отметить, что циркон обычно не встречается совместно с эвдиалитом; для него характерен, в первую очередь, парагенезис с Мпильменитом, сфером и апатитом.

Цеолиты

Из группы цеолитов с достоверностью установлены: анальцим, натролит, гидронефелин и томсонит.

В геологической литературе по Ловозерскому массиву часто употребляют термины «шпреуштейны» и «шпреуштейнизация», понимают пор термином шпреуштейн продукт изменения нефелина, состоящий из смеси натролита и гидронефелина, иногда с гидрагиллитом и диаспором. Термин шпреуштейнизация в более поздних работах заменяется термином цеолитизация.

Анальцим $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Кубическая сингония. Уд. в. 2,22—2,29. Тв. 5—5,5.

Физические и оптические свойства. Анальцим встречается в зернах и плохо образованных кристаллах в форме трапециоэдров величиною до 5—6 см в диаметре. Цвет минерала светлосерый или серый с буроватым оттенком, а иногда серовато-желтый. Черта белая. Блеск стеклянный. Спайность совершенная по кубу. Излом неровный. От просвечивающего до непрозрачного. Твердость 5.

В шлифе анальцим почти бесцветен или имеет бледнобурую окраску. Обнаруживает слабое двупреломление (изотропные участки и полосы в нем наблюдаются редко) и полисинтетическое двойникование (рис. 29). Показатель преломления около 1,488. В крепких кислотах HCl , HNO_3 и H_2SO_4 растворяется.

Местонахождение. Анальцим макроскопически известен только в пегматитах; в коренном залегании встречен в двух местах.

1. В цирке Сенгисчорра и в жиле мощностью от 0,5 до 7 см при видимой длине около 60 м, секущей эвдиалитовый луяврит. Жила сложена K-Na полевым шпатом, иногда со значительным содержанием шпреуштейна и анальцима. Очень редко встречаются лампрофиллит, содалит и мурманит. Здесь анальцим вторичный минерал по содалиту.

2. Второй пегматит с анальцимом найден на западном склоне горы Сенгисчорр между верховьями речки Сенгисиок и правым притоком р. Тавайок. Он представляет собою пластовую жилу видимой длины больше 100 м и мощностью около 1 м. Жила находится в полукоренном залегании. Она подстилается фойяитом и перекрывается луявритом. Пегматит сложен микроклином, эгирином II генерации и эвдиалитом. Второстепенные минералы: нефелин, эгирин I генерации, рамзаит, нептунит, редко лампрофиллит. В пегматите иногда встречаются участки до 10—20 см в диаметре, сложенные цеолитами. Среди последних наблюдается и анальцим серовато-желтого цвета в зернах величиною до 1—2 см.

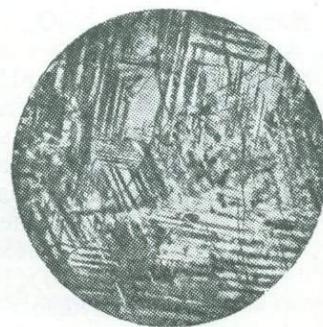
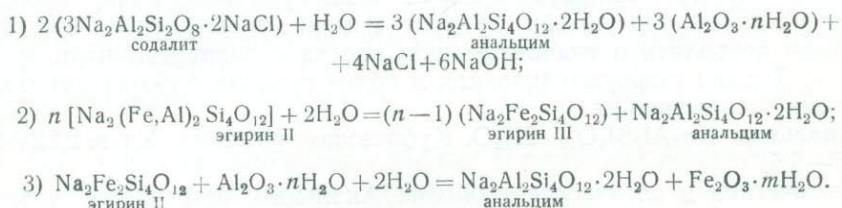


Рис. 29. Двойники анальцима. Николи +

Среди россыпей пегматитов анальцим известен в следующих местах: в верховье долины р. Чинглусуай и, согласно данным А. Н. Лабунцова [90], на северном перевале р. Тавайок, в северо-западном и юго-западном цирках Ангвундасчорра. Его находят совместно с микроклином, нефелином, содалитом, шпреуштейном, эгирином I и II генераций, рамзаитом, эвдиалитом и др.

По данным О. А. Воробьевой [20], анальцим находится в пойкилитовых нефелиновых и содалитовых сиенитах, где он «... образует неправильные зерна, расположенные между таблицами полевого шпата, и является образованием первичным». Возможно, что это не анальцим, а вторичный содалит или гидросодалит.

А. Н. Лабунцов считает ловозерский анальцим вторичным минералом по содалиту и эгирину и предлагает для анальцима Хибинских и Ловозерских тундр следующую схему образования:



Образование анальцима за счет эгирина II генерации мало вероятно. Время выделения анальцима относится, повидимому, к началу гидротермального этапа.

Натролит $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Ромбическая сингония. Уд. в. 2,20—2,25. Тв. 4,5—5,5.

Физические свойства. Натролит встречается в виде зернистых, игольчатых, волокнистых и лучистых агрегатов, иногда в виде кристаллов, обычно плохо образованных. Кристаллы натролита вытянуты по оси Z и имеют тонкопризматический и призматический облик. Величина кристаллов натролита колеблется от нескольких миллиметров до 1 см по длине. Единично встречаются и более крупные выделения плохо образованных кристаллов величиною до $15 \times 10 \times 10$ см. Кристаллы натролита образованы преимущественно двумя формами: (111) и (110). Наиболее

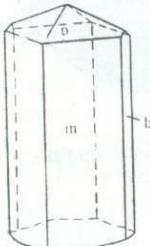


Рис. 30. Кристалл натролита (по А. Н. Лабунцову)

Рис. 30. Кристалл натролита (по А. Н. Лабунцову) [24] приводит для натролита из пойкилитового нефелинового сиенита следующие данные: $Ng = 1,490$, $Np = 1,479$, $2V = 60-66^\circ$.

Химические свойства. В кислотах HCl , HNO_3 и H_2SO_4 растворяется, желатинизирует.

Химический анализ натролита (из пегматита, найденного на склоне отрога горы Манинепахк, обращенного к долине р. Чивруай), выполненный М. Е. Владимировой, приводится в табл. 31.

Согласно химическому анализу, эмпирическая формула натролита $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Таблица 31

Компоненты	Содержание (%)	Эквивалентные количества	Компоненты	Содержание (%)	Эквивалентные количества
SiO_2	47,45	0,790	Na_2O	15,45	0,249
TiO_2	Нет	—	K_2O	0,42	0,004
Al_2O_3	27,40	0,268	S	Нет	—
Fe_2O_3	0,25	0,002	Cl	Следы	—
TR_2O_3	Нет	—	H_2O	9,16*	0,509
MnO	Нет	—			
MgO	Нет	—			
CaO	0,07	0,001	С у м м а	100,20	—

* Прямое определение H_2O .

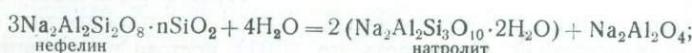
Спектроскопически в натролите, помимо элементов, обнаруженных химическим путем, установлен Ga около 10⁻³ %.

Местонахождение. Натролит встречается как в породах, так и в пегматитах. Цеолиты, главным образом натролит, являются широко распространенными минералами, они встречаются как породообразующие, второстепенные или акцессорные, возникающие за счет замещения нефелина, реже содалита. Нет ни одной породы в Ловозерском щелочном массиве, в которой отсутствовали бы цеолиты. Наиболее значительное содержание цеолита известно в амфиболовом луяврите (до 23 %), фойяите (до 26 %), лопаритовом уртите (до 82 %, а вместе со шпурештейном до 96 %). Содержание цеолитов в породе приведено в табл. 3.

Натролит наблюдается среди пегматитовых выделений всех типов, за исключением цеолитного типа, обычно в незначительном количестве, как один из второстепенных минералов. Для натролита, наблюдавшегося в пегматитах, характерен парагенезис с нефелином, содалитом, нептунием, а иногда и уссингитом.

Образование натролита связано с переработкой гидротермальными растворами нефелина и содалита, а иногда и K-Na полевого шпата. Результаты замещения нефелина и содалита натролитом можно наблюдать нередко как макроскопически, так и микроскопически, а K-Na полевого шпата только микроскопически.

Образование натролита из нефелина и содалита можно представить следующим образом:



Изучение шлифов под микроскопом показывает, что в начальной стадии процесса цеолитизации нефелина и содалита образующийся по нему натролит наблюдается в виде каемок вокруг отдельных индивидуумов нефелина и содалита или тонких извилистых прожилков вдоль трещин. Нередко можно наблюдать и натролит, распространенный по всему зерну нефелина или содалита в форме неправильных пятен. Если процесс цеолитизации был значительным, то отдельные индивидуумы нефелина или содалита обычно нацело замещены натролитом. Среди последнего иногда сохранились отдельные участки неправильной формы нецеолитизированного содалита или нефелина, или участки, частично затронутые процессом цеолитизации.

Томсонит $(\text{Ca}, \text{Na})_2\text{Al}_2\text{SiO}_2\text{O}_8 \cdot 2,5\text{H}_2\text{O}$. Ромбическая сингония. Уд. в. 2,3. Тв. 5—5,5.

Томсонит с достоверностью в Ловозерском щелочном массиве не установлен. Н. А. Елисеев и др. [61] отмечают, что в пойкилитовых нефелиновых и содалитовых сиенитах, «пойкилитовые вrostки нефелина

часто замещены содалитом и цеолитами из группы гидронефелина и томсонита».

Гидронефелин $\text{HNa}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Уд. в. 2,26. Тв. 5.

Гидронефелин макроскопически выделять среди цеолитов и шпреу-штейна (измененного, цеолитизированного нефелина или содалита) трудно, поэтому нахождение его отмечается только микроскопически. Среди цеолитов он выделяется макроскопически главным образом по оптическим свойствам (одноосный). По данным Н. А. Елисеева и др. [61] и Н. К. Нефедова [93], гидронефелин находится в пойкилитовых нефелиновых и содалитовых сиенитах, лопаритовом луяврите, лопаритовом уртите и лопаритовом порфировидном ювите.

Гидронефелин является вторичным минералом по нефелину и микроклину.

Слюды

Серицит в породах устанавливается только микроскопически как вторичный минерал по нефелину. Он имеет чешуйчатое, а нередко и волокнистое строение. Замещение нефелина серицитом наиболее резко выражено в луяврите и уртите (включая и лопаритовый уртит) из нижних горизонтов лопаритоносного комплекса пород.

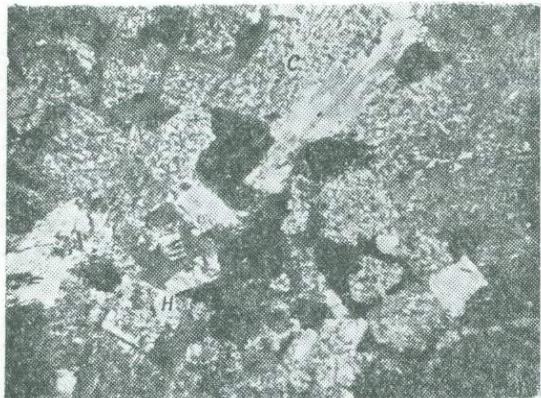


Рис. 31. Замещение нефелина (н) серицитом (с) $\times 14$. Николи +

вым оттенком, иногда почти черный. Блеск на плоскостях спайности сильный перламутровый. Спайность по (001) весьма совершенная. Протекает до непрозрачного. Твердость 3.

В шлифе в разрезах, параллельных спайности, слюда изотропна, имеет желтовато-бурую или коричневато-бурую окраску. Плеохроизм: $\parallel Ng$ — коричневато-красноватый или темный коричневато-бурый, $\parallel Nr$ бледный желтовато-буроватый. Минерал оптически отрицательный. Показатель преломления для обыкновенного луча равен 1,601 (гора Нинчурт) и 1,589—1,692 (долина р. Коклухтиуай). $2V = 25-26^\circ$ (долина р. Коклухтиуай).

Химические свойства. Химический состав биотита из пегматита горы Нинчурт и из роговообманкового сиенита долины р. Коклухтиуай дан в табл. 32. В той же таблице для сравнения приведены анализы лепидомелана.

Спектроскопически в биотите, помимо обнаруженных химическим путем, установлены: Li (средняя линия), Be (слабая) и Ga около 0,005 %.

При сопоставлении химических анализов ловозерских слюд с анализами лепидомеланов (имеющимися в литературе) только лепидомелан из Ильменских гор оказался по составу очень близким к ловозерским слюдам (см. табл. 32). Лепидомеланы других месторождений, включая

Биотит $\text{H}_2\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{Al}, \text{Fe})(\text{SiO}_4)_3$. Моноклинная сингония. Тв. 2,5—3. Уд. в. 2,7—3,1.

Физические свойства. Биотит встречается в виде пластинок и табличек гексагонального облика диаметром до 1 см. Цвет минерала темнокоричневый с бронзовым оттенком.

Химические анализы биотита и лепидомелана (%)

Компоненты	Биотит		Лепидомелан	
	Ловозерский массив		Ильмены	Хибины
SiO ₂	39,84	42,80	38,52	36,53
TiO ₂	1,56	2,80	1,38	6,09
Al ₂ O ₃	10,45	10,36	10,97	8,99
Fe ₂ O ₃	1,73	0,69	4,97	4,41
FeO	11,03	10,55	12,60	19,91
NiO	0,20	—	—	—
MnO	1,10	1,12	0,62	0,75
CaO	0,04	—	0,57	—
MgO	20,31	16,25	17,20	9,03
BaO	—	—	—	0,58
K ₂ O	9,17	8,76	10,12	8,98
Na ₂ O	1,25	2,61	0,70	0,83
H ₂ O _{+110°}	1,96	}	1,72	2,20
H ₂ O _{-110°}	0,39		0,40	0,83
F	—	3,84	2,34	1,25
Cl	Есть	—	—	0,01
CO ₂	—	—	—	0,27
С у м м а	99,02	101,50	100,39	100,63
Аналитик	М. Е. Владимира	—	—	В. А. Егоров
Литературный источник	В. И. Герасимовский	О. А. Воробьева [24]	Д. С. Белянкин [2]	Б. В. Иванов [68]

и хибинские, значительно отличаются от ловозерских слюд, в первую очередь, высоким содержанием в них железа, меньшим магния. По составу ловозерские слюды ближе к биотиту. По оптическим данным ($Nm = 1,589$ — $1,601$) их также следует относить к биотиту. Это подтверждается данными Куница [153], который приводит следующие показатели: для биотита $Np = 1,549$ — $1,548$, для лепидомелана $Np = 1,598$ — $1,605$.

Местонахождение. Биотит известен в породах и пегматитах. Как акцессорный минерал биотит наблюдается в равномернозернистом нефелиновом сиените и пойкилитовом нефелиновом сиените. Содержание биотита в породах редко превышает 1—2 %. В долине р. Коклухтиай найден биотит оранжево-желтого цвета в виде гексагональных табличек в роговообманковом сиените, не содержащем нефелина. Из второстепенных минералов в сиените наблюдаются: апатит, сфен, Ti-ловенит, флюорит и рудные: пирротин, сфалерит и Mn-ильменит.

Биотит в незначительном количестве и редко встречается в пегматитовых выделениях ортоклазового типа с Mn-ильменитом и сфеном. Среди пегматитов других типов он известен всего лишь в одном из месторождений цеолитного типа совместно с апатитом.

Для биотита наиболее характерен парагенезис с Mn-ильменитом, сфеном и апатитом.

Тайниолит $KLiMg_2Si_4O_{10}F_2$. Моноклинная сингония. Уд. в. 2,9. Тв. 2,5—3.

Тайниолит встречается в мелких пластинчатых выделениях светло-золотистого цвета величиной до 0,8 см. В шлифах, параллельных спайности, тайниолит почти изотропен. Оптически отрицательный. Двуосный. $2V$ очень малый. Показатель преломления Nm около 1,662, $Np = 1,632$.

Недостаточное количество материала не позволило произвести полный химический анализ тайниолита. Результаты неполного анализа при-

ведены в табл. 33, для сравнения в той же таблице даются химические анализы тайниолита из других месторождений.

Таблица 33

Химические анализы тайниолита (%)

Компоненты	Ловозерский массив, гора Пункаруайв	Гренландия Narsarsuk	Арканзас Magnet Cove
SiO ₂	53,40	52,2	58,82
TiO ₂	—	—	0,11
Cr ₂ O ₃	Следы	—	—
Al ₂ O ₃		2,7	1,29
Fe ₂ O ₃	3,20	—	0,40
FeO	—	0,6	0,24
MnO	—	—	Нет
MgO	19,26	19,1	19,18
CaO	—	—	Нет
BaO	—	—	Нет
Na ₂ O	2,01	1,8	0,64
K ₂ O	11,07	11,5	10,44
Li ₂ O	3,21	2,8	3,10
Rb ₂ O	—	—	Нет
Cs ₂ O	—	—	Нет
H ₂ O _{+110°}	—	8,7 ¹	0,59
H ₂ O _{-110°}	—	—	0,09
F	—	—	8,56
—O = F ₂	—	100,4	103,46 3,61
Сумма		100,4	99,85
Аналитик	И. М. Шумило	Mauzelius	Stevens
Литературный источник	В. И. Герасимовский	Flink [142]	H. D. Miser and R. L. Stevens [159]

Спектроскопически в тайниолите, помимо обнаруженных химическим путем, установлены: Fe, Al, Ti, Be, Ni и Ga около 0,005 %.

Тайниолит найден только в одном из уссингитовых месторождений восточного склона горы Малый Пункаруайв. Месторождение в основном сложено уссингитом со значительным содержанием содалита. Второстепенные минералы: шизолит, мурманит, нефтуний, тайниолит, микроклин, цеолиты, редко сфалерит, стенструпин и эрикит. На контакте уссингита, который имеет форму шлирообразного выделения, величиною 1 × 0,6 × 0,4 м, с окружающим его фойяитом, уссингит обогащается эгирином, эвдиалитом и др.

Для Ловозерского тайниолита ассоциация минералов, с которыми он совместно встречается, совершенно иная, чем в Гренландии или в Арканзасе. В Гренландии (Narsarsuk) тайниолит находится в пустотах между полевым шпатом и эгирином и сопровождается нарсарсукитом и графитом. В Арканзасе (Magnet Cove) тайниолит ассоциируется с кварцем, дикитом, рутилом и, вероятно, брукитом.

ЦИРКОНО-ТОРО- И ТИТАНОСИЛИКАТЫ

Титано-ловенит. Моноклинная сингония. Уд. в. 3,55. Тв. 6.
(Описание минерала по данным Е. И. Кутуковой.)

¹ Потери при прокаливании.

Найден летом 1936 г. в среднем истоке долины р. Коклухтиуай. По химическому составу отличается от ловенита содержанием титана, в связи с чем и получил свое название.

Физические свойства. Титано-ловенит наблюдается в виде зерен величиною до 0,5 мм. Цвет минерала буровато-красный. Чешуя желтая. Блеск стеклянный. Спайность хорошая. Излом неровный. Прозрачный. Хрупкий. Твердость 6. Удельный вес 3,58. Перед паяльной трубкой легко плавится в светлокоричневое стекло. С бурой в окислительном пламени дает перл фиолетово-розовой окраски, которая сохраняется и при охлаждении. В восстановительном пламени перл буры бледно-зеленовато-желтый, при охлаждении бесцветный.

Оптические свойства. Оптически отрицательный. Плеохроизм выражен отчетливо: по Ng оранжево-желтый, по Nm светлый зеленовато-желтый, по Np бледно-желтый с зеленоватым оттенком. Схема абсорбции $Ng > Nm > Np$. $Ng = 1,760$, $Nm = 1,746$ и $Np = 1,720$. $2V$, полученное при измерении на федоровском столике, равно 73—74°. В шлифах титано-ловенит наблюдается в виде ксеноморфных зерен с хорошо выраженной спайностью в одном направлении. Нередко наблюдаются и двойники. Результаты измерения последних на федоровском столике следующие:

$$\begin{array}{l} Ng = 21^{\circ}30' \\ B_2 \text{ c } - Nm = 84^{\circ}30' \\ \quad \quad \quad Np = 70^{\circ}30' \end{array}$$

B_2 совпадает с полюсом двойникового шва, с полюсом спайности.

Химические свойства. Титано-ловенит в HNO_3 и H_2SO_4 не растворяется, в HCl растворяется частично при нагревании.

Химический анализ титано-ловенита приведен в табл. 34, для сравнения даны анализы ловенита из месторождений Лангезундфьорда (Норвегия).

Таблица 34

Химические анализы ловенита (%)

Компоненты	№ 1	№ 2	№ 3
	Ловозерский массив Долина р. Коклухтиуай	Норвегия Лангезундфьорд	
SiO_2	30,92	29,63	29,17
TiO_2	11,30	2,35	2,00
ZrO_2	16,72	23,79	28,90
$(Nb, Ta)O_5$	3,01	5,20	4,13
Fe_2O_3	0,12	4,73	0,78
FeO	4,89	—	3,02
MnO	10,34	5,49	7,30
CaO	10,92	9,70	6,93
K_2O	Следы	—	—
Na_2O	10,70	10,77	11,23
H_2O	—	2,24	0,65
F	1,55*	—	3,89
$-O = F_2$	100,47 0,65	99,00 —	101,01 0,60
Сумма	99,82	99,00	99,41
Аналитик	Г. А. Бурова	Kleve	
Литературный источник	Е. И. Кутукова [88]	W. Brögger [136]	

* Определен Исааковым из отдельной навески.

Формула титано-ловенита, по данным химического анализа, следующая: $(\text{Na}_2, \text{Ca})_5(\text{Mn}, \text{Fe})_3 \text{Ti}_2\text{Zr}_2\text{Si}_7(\text{O}, \text{F})_{30}$.

Спектроскопически в титано-ловените, помимо обнаруженных химическим путем, установлены элементы: Sn, Al (средние линии), Be, Mg (слабые линии) и Hf.

Местонахождение и парагенезис. Титано-ловенит найден в среднем истоке долины р. Коклухтиуай. Здесь он находится в роговообманковом сиените и в аплитовых прожилках, наблюдавшихся в сиените. Мощность аплитовых прожилков небольшая (от нескольких миллиметров до 5 см), по простиранию они прослеживаются до 10 см. Аплитовые прожилки сложены в основном микроклином (87,4 %) со значительным содержанием ловенита (10,4 %), который неравномерно распределен в прожилках. Из акцессорных минералов наблюдаются сфен, роговая обманка, пирротин, Mn-ильменит и единично сфалерит.

Роговообманковый сиенит по минералогическому составу мало отличается от аплитовых прожилков, в нем наблюдается лишь увеличение содержания рудных минералов за счет уменьшения содержания микроклина и титано-ловенита. Из акцессорных минералов в роговообманковом

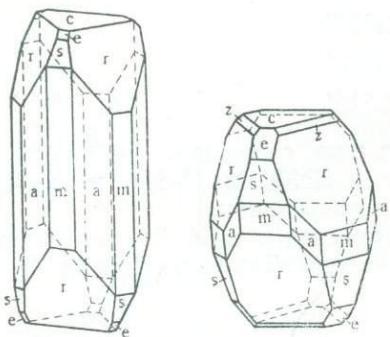


Рис. 32. Кристаллы эвдиалита
(по Е. Е. Костылевой)

11,30 % TiO_2 , во втором 2,00—2,35 % MnO , во втором 5,59—7,30 %).

Эвдиалит (мезодиалит) $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{Fe})_6\text{Zr}(\text{OH}, \text{Cl}) \cdot (\text{SiO}_3)$. Гексагональная сингония. Уд. в. 2,9—3,0. Тв. 5—5,5.

Физические свойства. Эвдиалит встречается в зернах и кристаллах, обычно плохо образованных, величиною от нескольких миллиметров до $8 \times 5 \times 4$ см. По данным Е. Е. Костылевой [92], кристаллы эвдиалита можно разделить на два типа (рис. 32).

Тип I — «удлиненные по вертикальной оси кристаллы, со слабо развитым базопинакоидом c (0001) (иногда отсутствует), с сильно развитыми гранями главного ромбоэдра r (1011) и довольно хорошо развитыми призмами m (1010) и a (1120). Кроме того, присутствуют: z (1014), e (0112) и h (0115). Характерно для данного типа присутствие скalenоэдра t (2131) в виде узких граней. При изменении наблюдаются сильные лучи роста от r (1011) к k (2131) и m (1010)». Отношение $a : c$, вычисленное на трех кристаллах из юго-западного цирка Ангундасчорра, из угла (0001) : (1011) = $67^{\circ}51'20''$ и равно 1 : 2,1230.

Тип II — кристаллы призматического облика «сильно удлиненные по вертикальной оси; базопинакоид c (0001) развит слабо или отсутствует; хорошо развиты призмы m (1010) и a (1120), ромбоэдр r (1011). Кроме того, встречаются формы t (2131), z (1014), e (0112) и s (0221)».

Из угла (0001) : (1011) = $67^{\circ}52'20''$ вычисляется $a:c = 1:2,1292$, на материале из месторождения Сенгисчорра.

Различные типы кристаллов (согласно Е. Е. Костылевой) обусловливаются не химическим составом, а условиями кристаллизации, временем выделения и парагенезисом.

Цвет эвдиалита (и мезодиалита) вишневый, вишнево-бурый, желто-бурый, иногда красновато-розовый. Чешуя бледножелтая, почти бесцветная. Блеск от стеклянного до полужирного. Спайность макроскопически не наблюдается. Излом от неровного до мелкораковистого. Непрозрачен, редко полупрозрачен, в тонких осколках иногда прозрачный. Твердость 5—5,5. Удельный вес эвдиалита 2,855—2,907 (по Е. Е. Костылевой) или 2,918 (по В. И. Герасимовскому, гора Вавнбед), а мезодиалита 2,882—2,917 (по Е. Е. Костылевой). Перед паяльной трубкой легко сплавляется. Перл буры в окислительном и восстановительном пламени желто-зеленоватый (горячий) и бесцветный (холодный).

Оптические свойства. В шлифах эвдиалит бесцветный или слабо окрашен в сероватый или буроватый цвет.

Оптически одноосный, положительный, иногда наблюдается аномальная двуосность в разрезах \perp оптической оси, крест отчетливо, но очень незначительно расходится на гиперболы. У эвдиалита обычно наблюдается зональность, которая выражается в чередовании слоев различной интерференционной окраски (рис. 33). Иногда наблюдается структура песочных часов (рис. 34).

Нередко в одном и том же шлифе наряду с анизотропными зернами и кристаллами наблюдаются изотропные, а иногда и смешанные. Последние имеют или зональное сложение (часть зон изотропна) или же состоят из участков, обычно неправильных очертаний, изотропных и анизотропных, причем граница между ними, а также между зонами в зернах с зональным сложением обычно неясная. Установить четкую границу между анизотропными участками (эвдиалита и мезодиалита) не всегда возможно и под микроскопом ввиду близости их свойств и постепенных переходов между ними. По той же причине макроскопически отличить эвдиалит от мезодиалита трудно.

Плеохроизм у эвдиалита наблюдается редко, но выражен отчетливо: *Ne* — яркорозовый и розовый, а *No* бледнорозовый, бледножелтый или бесцветный. Показатели преломления эвдиалита приведены в табл. 35.

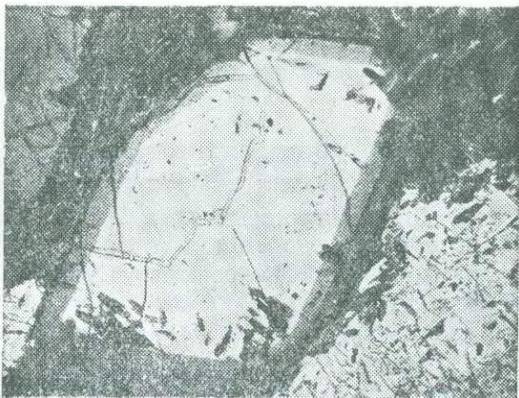


Рис. 33. Зональный эвдиалит. $\times 14$. Николи +

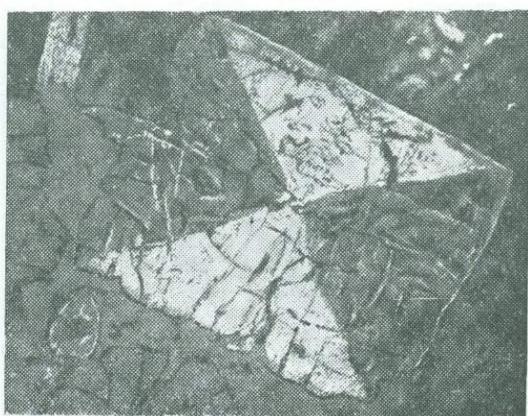


Рис. 34. Эвдиалит со структурой песочных часов. $\times 10$. Николи +

Таблица 35

Оптические свойства эвдиалита

Месторождение	Знак	Показатели преломления		Величина двупреломления	По данным
		<i>Ne</i>	<i>No</i>		
Гора Маннепакх	+	—	1,594	0,0001—0,004	Владавца В. И. [15]
Долина р. Чинглусай	+	1,604	1,602	0,002	Воробьевой О. А. [24]
Гора Нинчурт	+	1,608	1,603	0,005	
Долина р. Чинглусай	+	1,503	1,601	0,002	Герасимовского В. И.
Гора Вавибед	+	1,603	1,601	0,002	
Гора Пункаруйв	+	1,608	1,603	0,005	
Из разных мест массива	+	—	1,592—1,614	0,002—0,008	Костылевой Е. Е. [72]

Спайность у эвдиалита микроскопически наблюдается (по Е. Е. Костылевой) в нескольких направлениях: $\parallel c$ (0001) отчетливая, $\parallel m$ (1010) и a (1120) несовершенная, $\parallel z$ (1014), r (1011), h (0113) неясная.

Химические свойства. В крепкой HCl легко растворяется на холоду, желатинизирует. В крепких HNO₃ и H₂SO₄ легко растворяется при нагревании.

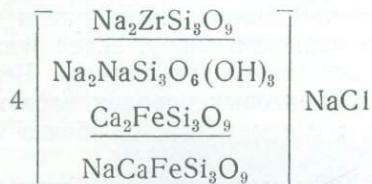
Химические анализы эвдиалита приведены в табл. 36.

Таблица 36

Химические анализы эвдиалита

Компоненты	№ 1	№ 2	№ 3	№ 4	№ 5	№ 6			
	евдиалит (розовый)	евдиалит (малиновый)	евдиалит (светлокоричневый)	евдиалит (вишнево-бурый)	евдиалит (буровато-малиновый)	разрушенный эвдиалит			
	содержание (%)		молекулярные количества	содержание (%)	молекулярные количества	содержание (%)			
SiO ₂	50,55	50,90	50,09	0,334	49,16	0,819	51,23	0,853	21,27
TiO ₂	0,53	0,50	0,39	0,005	0,72	0,009	0,56	0,067	0,96
ZrO ₂	13,15	11,00	12,82	0,104	14,17	0,115	12,98	0,113	30,47
Nb ₂ O ₅	1,05	1,10	0,54	0,002	—	—	—	—	2,40
Ta ₂ O ₅	0,06		0,06	0,0001					2,12
TR ₂ O ₃	1,75	2,30	2,12	0,012	2,29	0,007	1,68	0,005	1,63
Al ₂ O ₃	—	2,10	—	—	—	—	—	—	14,27
Fe O ₃	0,90	2,80	0,60	0,004	0,78	0,005	0,67	0,004	Нет
FeO	2,82	0,70	1,79	0,025	3,57	0,050	3,39	0,047	0,24
MnO	2,24	2,25	2,30	0,033	1,64	0,023	2,50	0,035	0,57
MgO	0,16	0,24	Следы	—	Следы	—	0,27	0,007	0,14
CaO	10,40	10,34	8,96	0,159	7,01	0,125	9,62	0,171	—
SrO	—	—	—	—	1,42	0,014	Следы	—	Следы
Na ₂ O	12,91	11,52	15,55	0,250	15,82	0,255	11,16	0,180	0,21
K ₂ O	3,31	0,74	0,62	0,007	0,43	0,005	0,69	0,007	9,66
H ₂ O +110°	1,56	2,04	3,06	0,170	1,26	0,070	2,88	0,160	16,17
H ₂ O -110°	1,45	1,28	0,74	—	2,19	—	1,26	—	—
Cl	—	—	Следы	—	Нет	—	—	—	—
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—O-Cl ₂	100,18 0,33	99,79 0,29	99,65 0,15	— 0,49	100,40 —	— 0,27	99,98 —	— —	100,11 —
Сумма	99,85	99,50	99,50	—	99,97	—	99,62	—	100,11
Уд. вес		2,855			2,918		2,82		
Аналитик	Молева В. А.		Владавец В. И.		Владимирова М. Е.		Егоров В. Е.		Тумилович Л. Б.
Местонахождение	Долина р. Чинглусай, из пойкилитового содалитового сенита	Гора Нинчурт из луяврита	Гора Ангундас-чорр, из пегматита		Гора Вавибед, из эвдиалитита		Северо-восточный отрог горы Маннепакх		Хибинский массив

Согласно химическим анализам, эмпирическую форму эвдиалита можно написать так: $2R_2O \cdot RO \cdot 4(Si, Zr)O_2$, где $R_2 = Na_2, K_2, H_2$, $R = Ca, Mn$ и Fe . Zacharisen и Kunitz для эвдиалита предлагают такую формулу: $(Na, Ca, Fe)_6ZrSi_6O_{18}(OH, Cl)$. И. Д. Борнеман-Старынкевич считает, что формулу эвдиалита следует писать в таком виде: $4(A_2BSi_3X_9) + NaCl$, где основными компонентами эвдиалита, по ее данным, являются



Спектроскопически в эвдиалите, помимо обнаруженных химическим путем, установлены Ba , Pb , Sn (слабые линии), Cu , Be , Ga (очень слабые линии), редкие земли представлены Y и Yb (средние линии).

Местонахождение. Эвдиалит после полевых шпатов, эгирина и нефелина является самым распространенным минералом Ловозерского щелочного массива. Он находится как в пегматитах, так и в породах. В последних эвдиалит является часто одним из акцессорных или второстепенных минералов, а нередко и породообразующим (эвдиалитовые луявиты). Содержание эвдиалита в породах массива дано в табл. 3. Наиболее значительная концентрация его наблюдается в эвдиалитовых луявитах, где содержание эвдиалита достигает 26%, а иногда и более. Эвдиалитовые луявиты широко распространены, они слагают верхние горизонты массива на высоте 900—1000 м. Минералогический состав эвдиалитовых луявитов: $K-Na$ полевые шпаты, нефелин, эгирина, щелочной амфибол и эвдиалит. Из второстепенных минералов встречаются альбит, содалит, лампрофиллит, мурманит, лопарит, цеолиты и др.

Эвдиалит находится также в жильных выделениях и пегматитах. Концентрация его в жилах и образованиях гнездообразной формы достигает 90%. Размеры эвдиалитовых жил, по В. И. Владавцу [15], обычно небольшие: от 30 до 300 м по длине и от 0,5 до 2 м мощностью. Они в основном сложены эвдиалитом иногда со значительным содержанием $K-Na$ полевого шпата, эгирина и нефелина. Второстепенные минералы: арфведсонит, лампрофиллит, мурманит, натролит и сульфиды.

Минералогический состав эвдиалитовых гнезд, размеры которых колеблются от нескольких сантиметров в диаметре до 2 м, тот же, что и жил.

Количественный минералогический состав жильных образований эвдиалитита, по данным Н. А. Елисеева [62], следующий (в весовых процентах):

Эвдиалит	61,2—75,0	Щелочной амфибол	0—8,3
Нефелин	0—13,2	Рудные минералы	0—6,9
Содалит	0—4,1	Цеолиты	0,1—7,4
Полевой шпат	0—11,5	Лампрофиллит	0—3,7
Эгирин	3,4—17,7	Рамзант	Мало

В пегматитах эвдиалит, после микроклина и эгирина, является самым распространенным минералом. Наиболее значительная его концентрация наблюдается в пегматитах эгирино-эвдиалито-микроклинового типа и лампрофилито-эвдиалитового с чинглуситом и ломоносовитом. В них количество эвдиалита иногда доходит до 70—90%. В пегматитовых выделениях ортоклазового типа с Мп-ильменитом и сфером и цеолитного типа эвдиалит отсутствует.

Для эвдиалита, наблюдавшегося в пегматитах, характерен парагенезис с микроклином, нефелином, эгирином, арфведсонитом, иногда рамзантом

и лампрофиллитом. В пегматитах эвдиалит образовался в эпимагматический этап.

Изменения эвдиалита. В некоторых породах (порфировидные лужавриты и др.) эвдиалит претерпевает сильное изменение, выражющееся в замещении его ловозеритом (см. ловозерит).

По Н. А. Елисееву и Н. К. Нефедову [63], эвдиалит в лопаритовом лужавrite, лопаритовом уртите, лопаритовом малините и лопаритовом порфировидном ювите замещается катаплелитом в виде агрегата зерен, иногда в форме узких каемочек вокруг зерен эвдиалита. Реже катаплелит целиком замещает все зерно эвдиалита. Вероятно, Н. А. Елисеев и Н. К. Нефедов в лопаритовых породах наблюдали замещение эвдиалита не катаплелитом, а ловозеритом, ошибочно принимая последний за катаплелит.

С. Д. Покровский [96] указывает, что в жильных образованиях, сложенных эвдиалитом, «в эвдиалите часто отмечалось по трещинам новообразование циркона и катаплелита».

Эвдиалит, иногда сильно разрушенный, имеет вид желто-буровой землистой массы. Эти продукты разрушения эвдиалита из Хибинского массива изучены Е. Е. Костылевой. Она их считает новым минералом, которому дала название цирфесит. В нем, по сравнению с эвдиалитом, происходит накопление ZrO_2 , Fe_2O_3 , H_2O и вынос SiO_2 , CaO и щелочей (см. табл. 36, анализ № 6). Это изменение эвдиалита происходило, повидимому, в последнюю стадию гидротермального процесса минералообразования.

Промышленное значение. Эвдиалит из Ловозерских тундр, несомненно, будет иметь большое промышленное значение. Пегматиты с эвдиалитом и эвдиалитовые шлиры и жилы, несмотря на высокое содержание в них эвдиалита, не имеют практического интереса ввиду их малых размеров.

Эвдиалитовые лужавриты, занимая большие площади и имея высокое содержание в них эвдиалита, могут оказаться надежной сырьевой базой на цирконий.

В дальнейшей работе по выявлению сырьевой базы эвдиалита внимание должно быть направлено не на пегматиты или эвдиалитовые шлиры и жилы, а на эвдиалитовый лужаврит, особенно на те его участки, в которых содержание эвдиалита наиболее высокое 20—30 %.

Ловозерит. Водный цирконосилкат щелочей Ca и Mp. Гексагональная или тригональная сингония. Уд. в. 2,38. Тв. 5.

Макроскопически установлен автором летом 1935 г. Название дано по местонахождению (Ловозерский щелочной массив).

Физические свойства. Ловозерит в кристаллах не встречен. Он наблюдается в виде зерен величиною до 1—2 см. Цвет черный, но часто имеет темнобурую окраску, которая обусловлена большим количеством мелких включений породообразующих минералов порфировидного лужаврита (нефелина, микроклина, эгирина и др.). Чешта бурая. Блеск смоляной. Непрозрачный. Спайность макроскопически не наблюдается (в шлифах под микроскопом изредка заметна). Излом от неровного до раковистого. Твердость около 5. Удельный вес, определенный пикнометром по навеске в 1,0972 г, равен 2,384.

Перед паяльной трубкой легко сплавляется в непрозрачный шарик белого цвета с розовым оттенком. Перл буры в окислительном и восстановительном пламени бледнофиолетовый. Та же окраска перла сохраняется и в холодном состоянии. Перл фосфорнокислой соли в окислительном и восстановительном пламени бледный, зеленовато-желтый в горячем состоянии и почти бесцветный в холодном.

Оптические свойства. Ловозерит оптически одноосный, отрицательный. Показатели преломления, определенные иммерсионным способом, следующие: $No = 1,561$ и $Ne = 1,549$. Окраска в шлифе бледнорозовая со слабым желтоватым оттенком. Плеохроизм выражен очень плохо, параллельно Ne заметно слабое усиление розоватой окраски. Редко

наблюдается плохо выраженная спайность, которая совпадает с No . В ловозерите часто встречаются двойники, нередко полисинтетические (рис. 35). В двойниках Ne одного индивидуума с Ne другого образует угол $73-74^\circ$. Полюс двойникового шва этих индивидуумов имеет один и тот же угол $36-37^\circ$. Кроме отмеченной выше спайности, в одном из индивидуумов двойника встречена очень плохо выраженная спайность, результаты измерения которой на федоровском столике следующие: $P \wedge Ne = 60^\circ$, полюс той же спайности с полюсом двойникового шва имеет угол около 33° . Ловозерит в крупных выделениях разбит трещинами. Обычно вдоль трещин, а часто и по краям зерен, ловозерит имеет бледнорозовую окраску с буроватым оттенком, бурую или ржаво-бурую. В последнем случае минерал становится часто непрозрачным. По краям зерен иногда заметна зональность, выражающаяся в том, что внешняя кайма зерен имеет бурую окраску и изотропна. Крупные зерна часто содержат большое количество включений других минералов. В одном из крупных зерен ловозерита в разрезе $\perp Ne$ удалось наблюдать зональность по гексагональной призме.

Приведенные выше физические и оптические свойства характерны для ловозерита в крупных зернах. Кроме того, ловозерит встречается и в мелких зернах, величиною обычно от 0,03 до 0,3 мм. Мелкие зерна ловозерита прозрачны, не разрушены, имеют бледнорозовую окраску без бурого оттенка, включений других минералов не содержит.

Двойники в мелких зернах наблюдаются плохо, потому что большая часть их или имеет волнистое угасание или состоит, в свою очередь, из еще более мелких индивидов, гаснущих неодновременно.

На основании приведенной оптической характеристики ловозерита определить точно его сингонию (гексагональная или тригональная) не представляется возможным.

Рентгеновское изучение. В целях определения сингонии ловозерита пришлось прибегнуть к рентгеновскому анализу, который тоже не дал положительных результатов.

Съемка ловозерита была произведена по методу Дебая (лучи Fe) три раза, причем только один раз, при продолжительности съемки около 7 час., удалось получить на пленке всего лишь несколько очень слабых линий, напоминающих дебаевские кольца.

Исследование ловозерита методом Лауз не произведено ввиду того, что он не найден в кристаллах, а также не имеет ясной спайности.

Химические свойства. Ловозерит в кислотах HCl , HNO_3 и H_2SO_4 не растворяется. Химический анализ его приведен в табл. 37.

Эмпирическая формула ловозерита, по данным химического анализа, следующая: $(H, Na, K)_2O \cdot (Ca, Mn, Mg)O \cdot (Zr, Ti)O_2 \cdot 6SiO_2 \cdot 3H_2O$. Ловозерит следует отнести к группе цирконосиликатов; по химическому составу он наиболее близок к эвдиалиту и эльпидиту. Для сравнения их анализы тоже приведены в табл. 37.

Спектроскопически в ловозерите, помимо элементов, обнаруженных химическим путем, установлены Be и Hf (слабые линии).

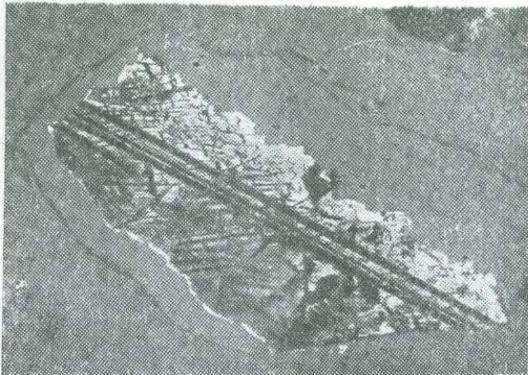


Рис. 35. Двойники ловозерита. $\times 16$.
Николи +

Таблица 37

Химические анализы ловозерита, эвдиалита и эльпидита

Компоненты	Л о в о з е р и т		Э в д и а л и т		Э л ь п и д и т
	содержа- ние (%)	молекулярные количество	содержание (%)		
SiO ₂	52,12	0,858	49,16	51,23	59,44
TiO ₂	1,02	0,013	0,72	0,56	Следы
ZrO ₂	16,54	0,134	14,17	13,98	20,48
Nb ₂ O ₅	—	—	Не определено	Не определено	—
Ta ₂ O ₅	—	—	Не определено	Не определено	—
TR ₂ O ₃	0,56	0,002	2,29	1,68	—
Al ₂ O ₃	0,40	0,004	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,72	0,005	0,78	0,67	—
FeO	—	—	3,57	3,39	0,14
MnO	3,46	0,049	1,64	2,50	—
MgO	0,76	0,019	—	0,27	—
CaO	3,34	0,059	7,01	9,62	0,17
SrO	0,06	0,001	1,42	—	—
Na ₂ O	3,74	0,060	15,82	11,16	10,41
K ₂ O	1,90	0,020	0,43	0,69	—
H ₂ O +110°	8,62	0,479	1,26	2,88	5,72
H ₂ O -110°	6,41	0,356	—	—	3,89
S	—	—	—	—	—
Cl	Нет	—	2,19	1,27	0,15
— O = Cl ₂	99,65	—	100,46 0,49	99,98 0,27	100,53 —
Сумма	99,65	—	99,97	99,61	100,53
Аналитик	Т. А. Бурова	М. Е. Влади- мирова	В. Е. Егоров	Lindström	
Месторождение	Верховье р. Элемарайк	Гора Вавибед	Гора Маннепахк	Гренландия Нарсарсук	
Литературный источник	В. И. Герасимовский	[39]	В. И. Владавец [15]	О. В. Böggild [130]	

Качественный рентгено-химический анализ ловозерита, выполненный И. Б. Боровским (ГИН АН СССР), показал содержание в нем помимо элементов, обнаруженных химическим путем, Hf около 0,1 %.

Материалом для химического, спектрального и рентгено-химического анализа явились крупные зерна ловозерита.

Местонахождение и парагенезис. Ловозерит в Ловозерском щелочном массиве является пордообразующим или одним из второстепенных минералов некоторых разновидностей порфировидного луявита. Последний наиболее широко распространен в северной и западной частях массива. Основная мелковзернистая масса порфировидных луявитов, содержащих ловозерит, состоит из микроклина, нефелина и эгирина. Второстепенные минералы: эвдиалит, ловозерит, лампрофиллит, содалит, альбит, цеолиты и редко нептунит. Из них эвдиалит и ловозерит часто находятся в значительных количествах. Цеолиты и, вероятно, содалит являются вторичными минералами по нефелину, а альбит по микроклину.

Вкрапленники в порфировидных луявратах, содержащих ловозерит, представлены: ловозеритом, мурманитом, лампрофиллитом, щелочным амфиболом и нефелином. Ловозерит и мурманит обычно преобладают.

Содержание ловозерита в порфировидных луявратах иногда достигает 10—20 %. Порфировидный луяврит, значительно обогащенный ловозеритом, О. А. Воробьевым [24] называет ловозеритовым тингуаит-порфиrom.

Присутствие ловозерита как одного из аксессорных минералов известно в эвдиалитовом луявлите и фойяите. Ловозерит имеет, вероятно, как первичное, так и вторичное происхождение.

Ловозерит, наблюдаемый в крупных зернах, повидимому, является первичным минералом, кристаллизующимся совместно с мурманитом (водным ниобо-титано-силикатом) в конце формирования порфировидного луявлита за счет остаточной магмы, значительно обогащенной водой и, может быть, относительно обедненной щелочами. Последние главным образом пошли на образование нефелина, микроклина и эгирина, которые выделились (за исключением эгирина) раньше ловозерита. Характерными особенностями крупных зерен ловозерита являются: 1) присутствие большого количества включений других минералов (микроклина, нефелина, иногда лампрофиллита, эгирина и др.), которых нет в эвдиалите; 2) неровные и нередко извилистые контуры отдельных зерен ловозерита, тогда как у наиболее крупных зерен эвдиалита, замещенных ловозеритом, контуры ровные, и 3) крупные зерна ловозерита при рассмотрении их под микроскопом гаснут одновременно или в соответствии с наблюдаемым в нем двойникением.

Ловозерит, наблюдаемый в мелких зернах, является минералом, вторичным по эвдиалиту. На это указывают следующие факты: 1) в шлифах нередко можно наблюдать замещение эвдиалита ловозеритом (рис. 36); 2) форма и величина мелких зерен ловозерита и находящегося вместе с ним незамещенного эвдиалита одна и та же; 3) мелкие зерна ловозерита нередко состоят из агрегата мельчайших индивидов, гаснущих неодновременно; 4) эвдиалит не имеет включений других минералов, а поэтому и образующийся по нему ловозерит не содержит их. Отсутствие в мелких зернах ловозерита включений других минералов, которые всегда имеются в крупных зернах ловозерита, также должно служить одним из косвенных доказательств вторичного образования ловозерита (в мелких зернах).

Кроме того, необходимо отметить, что постмагматические процессы в порфировидных луявлитах, наряду с замещением эвдиалита ловозеритом, выражаются также в альбитизации микроклина, в образовании содалита и цеолитов по нефелину.

Ловозерит отличается от эвдиалита тем, что содержит меньше щелочей и больше воды. Присутствие большого количества воды показывает, что во время кристаллизации первичного ловозерита условия для сохранения выделившегося ранее эвдиалита были неблагоприятны и последний замещался ловозеритом.

Титано-эльпидит $\text{Na}(\text{Zr}, \text{Ti})\text{Si}_6\text{O}_{15} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Ромбическая сингония. Уд. в. 2,53—2,56. Тв. 6,5.

По данным А. Н. Лабунцова титано-эльпидит имеет розовато-желтую окраску. Он обнаружен в виде кристаллов и сростков на горе Куамдеспах, в пустотах линзовидной жилы, сложенной цеолитами. Последние представлены анальцином и натролитом. Кроме цеолитов в жиле встречается альбит и корочки окислов марганца.

Катаплеит $\text{H}_4(\text{Na}_2, \text{Ca})\text{ZrSi}_3\text{O}_{11}$. Гексагональная сингония. Уд. в. 2,65. Тв. 5,5—6.

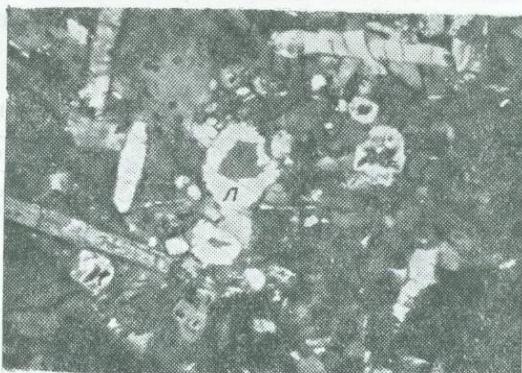


Рис. 36. Замещение эвдиалита ловозеритом (Л). $\times 120$. Николи +

Физические и оптические свойства. Встречается в виде тонких пластинчатых агрегатов. Длина отдельных пластинок достигает 5 см, толщина 1 мм. В кристаллах не встречен. Цвет светлокоричневый с розовым оттенком. Чешуя белая. Блеск от стеклянного до матового. Непрозрачен. Спайность совершенная. Излом неровный. Твердость 5,5—6. Удельный вес 2,65, по данным М. Е. Владимировой.

Перед паяльной трубкой сначала вслушивается, а затем легко сплавляется в белый королек. Перл буры в окислительном и восстановительном пламени бесцветный в горячем и холодном состоянии.

В шлифе бесцветный. Одноосный. Оптически положительный. В разрезах, параллельных спайности, изотропен. Спайность \perp оси Z. $N_e = 1,624$, $N_o = 1,596$.

Химические свойства. В крепких кислотах HCl, HNO₃ и H₂SO₄ растворяется без нагревания. Химический состав катаплеита из осыпи пегматита долины р. Сулуй приведен в табл. 38. В той же таблице для сравнения даны химические анализы катаплеита из Хибинского массива.

Таблица 38

Химические анализы катаплеита

Оксиды	Ловозерский массив		Хибинский массив	
	содержание (%)	молекулярные количества	содержание (%)	
SiO ₂	44,73	0,745	44,77	44,10
ZrO ₂	31,24	0,254	29,85	31,06
TiO ₂	0,16	0,002	0,28	0,43
TR ₂ O ₃	0,24	0,001	—	—
Al ₂ O ₃	0,80	0,008	—	—
Fe ₂ O ₃	0,48	0,003	1,02	0,83
MnO	Следы	—	0,03	—
CaO	2,06	0,037	3,72	3,40
SrO	—	—	—	—
Na ₂ O	9,28	0,149	10,29	10,36
K ₂ O	0,30	0,009	1,02	2,44
H ₂ O				
(прямое определение)	10,28	0,571	9,56	7,35
H ₂ O _{-110°}	0,22	0,012	—	—
Сумма	100,33		100,80	100,00
Аналитик	М. Е. Владимирова		Е. Е. Костылева	

Согласно химическому анализу, эмпирическую формулу ловозерского катаплеита можно написать в следующем виде: (Na₂, H₂, Ca)O · ZrO₂ · 3SiO₂ · 2H₂O.

Спектроскопически в катаплеите, помимо обнаруженных химическим путем установлены элементы: Be (средняя линия) и Nb (слабая).

Местонахождение. Катаплеит в незначительном количестве встречен лишь в верховье р. Сулуй в пяти пегматитовых телах. Два из них находятся в коренном залегании и три в россыпи. Здесь он встречается совместно с K-Na полевым шпатом, шпурштейном (образовавшимся по нефелину), эгирином, иногда с флюоритом, сфером и другими. Катаплеит в пегматитах образовался, вероятно, в надкритическую фазу минералообразования и является вторичным минералом по эвдиалиту.

Некоторые исследователи отмечают присутствие катаплеита как вторичного минерала по эвдиалиту в нормальном луявлите и фойяите [118], лопаритовом уртите, лопаритовом малиньите, лопаритовом порфировидном ювите [63], эвдиалитовом луявлите [61] и эвдиалитите [62]. По их дан-

ным, «катааплит развивается в виде агрегатов пластинок розового цвета со спайностью по (110) и (010)», или «эвдиалит замещается агрегатом зерен катаплита, окрашенного в розовато-красный и буровато-желтый цвет и загрязненный бурыми окислами железа», или возникает за счет эвдиалита «в виде узких каемочек вокруг зерен эвдиалита или реже целиком замещает все зерно эвдиалита». Судя по этому описанию, авторы наблюдали в породах не катаплите, а ловозерит, который является вторичным минералом по эвдиалиту.

Промышленного значения катаплите не имеет, ввиду того что он встречается редко и в незначительном количестве.

Ловозерский катаплите по химическому составу аналогичен катаплите из Хибинского массива. Он так же, как хибинский, является одноосным минералом. Рентгеновское изучение хибинского катаплита показало, что его следует считать минералом гексагональной сингонии. Принадлежностью к одноосной модификации ловозерский катаплите отличается от катаплите Норвегии и Гренландии, которые при обычной температуре обычно двусосные.

Стенструпин (Th-силикат). Водный торосиликат редких земель и Mp. Аморфный. Уд. в. 3,1. Тв. 4—5.

Физические и оптические свойства. Стенструпин наблюдается в зернах и идиоморфных выделениях величиною до 1,5 см. В кристаллах не встречен.

Цвет темнобурый, почти черный. Чешуя коричневато-бурая, у разрушенного бурая с зеленоватым оттенком. Блеск сильный, смоляной. Спайность отсутствует. Излом раковистый. Твердость 4—5. Удельный вес 3,080—3,106.

В шлифе имеет светло-желтую окраску, в разрушенных участках бурую различных оттенков вплоть до черной. Изотропен. Показатель преломления 1,662.

Химические свойства. Стенструпин легко растворяется в крепкой HCl без нагревания, в HNO₃ при нагревании, в крепкой H₂SO₄ плохо растворяется и при нагревании.

В табл. 39 приводится химический анализ стенструпина из усингитового месторождения восточного склона горы Малый Пункаруай. Для сравнения даны анализы стенструпина из Гренландии.

Согласно химическому анализу, эмпирическую формулу стенструпина можно записать в следующем виде:



При спектроскопическом изучении (С. А. Боровик) обнаружено содержание в нем, помимо выявленных химическим путем, следующих элементов: Pb (сильная линия), Sn и Be (слабые линии).

Рентгеновское изучение стенструпина (ЛИГЕМ АН СССР) показало аморфное строение минерала. Вероятно, что он находится в метамиктном состоянии.

Местонахождение. Стенструпин известен только среди пегматитовых месторождений горы Карнасурт, горы Пункаруай и 2-го цирка Раслака.

На горе Карнасурт в мощной пегматитовой жиле, содержащей стенструпин, по данным А. А. Чумакова, наблюдаются следующие минералы: K-Na полевой шпат, альбит, нефелин, арфведсонит, эгирин, шизолит, стенструпин, мурманит, эвдиалит, гакманит, усингит, натролит, халцедон, опал и водные окислы Mp.

На горе Пункаруай стенструпин наблюдается как в коренном залегании (восточный склон горы Малый Пункаруай), так и в россыпи (перемычка горы Пункаруай), в пегматитовых выделениях, сложенных в основном усингитом. Стенструпин находится среди усингита или усингитизированного содалита и обычно в незначительных количествах.

Химические анализы стенструпина

Компоненты	№ 1		№ 2	№ 3
	содержание (%)	эквивалентные количества	содержание (%)	
SiO ₂	32,10	0,518	20,61	26,72
TiO ₂	—	—	—	—
Nb ₂ O ₅	2,13	—	1,28	4,37
Ta ₂ O ₅	—	—	—	—
P ₂ O ₅	3,74	0,026	4,53	8,19
ThO ₂	10,23	0,039	3,84	2,13
CeO ₂	—	—	17,85	—
Ce ₂ O ₃	10,45	0,033	—	—
La ₂ O ₃	—	—	15,52	29,60
Dl ₂ O ₃	—	—	—	—
Σ Ce ₂ O ₃	13,56	0,041	—	—
Σ Y ₂ O ₃	0,77	0,003	2,19	0,36
Fe ₂ O ₃	1,81	0,001	5,18	2,67
Al ₂ O ₃	0,34	0,003	0,40	—
Mn ₂ O ₃	—	—	5,79	—
MnO	9,06	0,188	—	6,60
BeO	—	—	1,22	—
CaO	1,85	—	4,22	2,33
PbO	—	—	1,02	—
MgO	0,05	—	—	8,3
Na ₂ O	2,09	—	2,53	11,20
H ₂ O	12,75	—	12,73	3,45
F	—	—	—	1,24
С у м м а	100,92	—	98,91	99,20
— O=F ₂	—	—	—	0,52
С у м м а	100,92	—	98,91	98,68
Удельный вес	3,080—3,106	—	3,1901	3,5122
Аналитик	И. Д. Борнеман-Старынкевич	Blomstrand	Christensen	
Местонахождение	Ловозерский массив, гора Пункаруайв	Гренландия Kangerdluarsuk		
Литературный источник	В. И. Герасимовский [92]	Böggild [130]		

Во 2-м цирке Раслака стенструпин наблюдается в виде редких зерен в одной из жил, сложенной главным образом уссингитом и цеолитами.

Для стенструпина характерен парагенезис с содалитом, шизолитом, эрикитом, сфалеритом, уссингитом и цеолитами. Он образовался, вероятно, в конце пегматитовой фазы.

Стенструпин кроме Ловозерского массива известен и в южной Гренландии, откуда он впервые и был описан. Физические и оптические свойства гренландского и ловозерского стенструпина полностью не совпадают, что обусловлено различием их химического состава (табл. 39). Ловозерский стенструпин заметно отличается от анализированных разностей стенструпина из Гренландии более высоким содержанием ThO₂, MnO, SiO₂ и меньшим Σ Ce₂O₃, P₂O₅ и др.

Титаносиликаты

Титанит (сфен) CaTiSiO₅. Моноклинная сингония. Уд. в. 3,50. Тв. 5—5,5.

Физические свойства. Сфен представлен четырьмя разновидностями: 1) желто-бурой в зернах и плохо образованных кристаллах призмати-

ческого облика величиною до 1—2 см; 2) светлобурой и бурой в тонко-призматических и призматических выделениях длиной до 1 см; 3) желтой в игольчатых и волокнистых выделениях длиною до 1 см, обычно расположенных звездчато, и 4) желтой в игольчатых и тонкопризматических выделениях, настолько мелких, что отдельные индивиды длиною до 1—2 мм макроскопически обычно не различимы среди отдельных участков скопления этой разновидности сфена.

Черта белая. Блеск стеклянный. Спайность макроскопически не наблюдается. Излом от неровного до раковистого. Полупрозрачный до непрозрачного. Твердость 5—5,5. Удельный вес желтой тонкопризматической разности 3,50. Перед паяльной трубкой сплавляется лишь по краям. Перл буры в окислительном пламени светлый, желтовато-зеленый в горячем состоянии и бесцветный в холодном, а в восстановительном пламени бледный, зеленовато-желтый в горячем состоянии и бледно-желтый в холодном.

Оптические свойства. Сфен в шлифе окрашен. Плеохроизм выражен отчетливо: $\parallel Ng$ коричневый и буровато-коричневый, иногда с оранжевым оттенком, $\parallel Nm$ светлокоричневый, коричневый, $\parallel Np$ светлый серовато-коричневый, светлокоричневый. $Ng > Nm > Np$. Дисперсия иногда выражена очень отчетливо, $r > v$. $2V_{Li} = 25^\circ$, а $2V_{Na} = 23^\circ$. $Ng \wedge C = 52^\circ$. Оптически положительный, двусочный. $2V = 22\text{--}25^\circ$. $Ng > 2,05$, но $< 2,11$; $Np \sim 1,92$.

Химические свойства. В крепкой H_2SO_4 растворяется полностью при кипячении, в HCl растворяется частично только при кипячении.

Химический анализ желто-бурового призматического сфена из верховьев долины р. Сулуай, выполненный В. М. Сендеровой, приводится в табл. 40.

Таблица 40
Химический анализ сфена (%)

Компоненты	№ 1	№ 2	Компоненты	№ 1	№ 2
SiO_2	29,26	—	K_2O	0,25	—
ZrO_2	0,52	—	П.п.п.	0,35	—
TiO_2	35,45	40,50	$H_2O - 110^\circ$	0,10	—
Al_2O_3	6,37	0,64	Cl	0,26	—
Fe_2O_3	1,68	1,77			
FeO	0,42	—			
MnO	0,09	—	$-O=Cl_2$	100,78	—
MgO	0,00	—		0,06	—
CaO	25,10	—			
Na_2O	0,87	—	Сумма	100,67	—

В данном анализе вызвало сомнение очень высокое (для сфена) содержание Al_2O_3 и пониженное TiO_2 . Оксись алюминия в количестве 6,37 % определена по разности, поэтому было произведено дополнительное определение TiO_2 и Al_2O_3 . Полученные результаты (по данным Шумило) приведены в табл. 40 за № 2.

Спектроскопически в сфене, помимо обнаруженных химическим путем, установлены: Sn (средняя линия), Mg, Ge, V (слабые линии), P, Be (очень слабые) и $Ga < 10^{-4}$. Рентгенохимический анализ (И. Б. Боровский) показал содержание в сфене около 1,5% Nb_2O_5 .

Местонахождение. Сфен находится как в пегматитах, так и в породах.

По данным различных авторов, он известен в следующих породах: нормальном лужаврите, лопаритовом лужаврите, эвдиалитовом лужаврите, порфировидном лужаврите, фойяите, равномерно-зернистом и порфировидном нефелиновом сиените, пойкилитовом нефелиновом сиените, тавите, уртите, ювите и сферовом ийолите. В породах сфен находится в очень

незначительных количествах как один из акцессорных или второстепенных минералов. Исключение составляет сфеновый ийолит, содержание сфена в котором колеблется от нескольких процентов до 20%, тогда как в прочих породах он содержится от единичных зерен до 1—2%. Сфен в сфеновом ийолите представлен светлокоричневой и коричневой призматической разностью, в остальных породах желто-буровой.

В пегматитах сфен встречается редко и обычно в очень незначительных количествах. Он известен в пегматитах ортоклазового типа с Мп-ильменитом и сфеном и полевошпатового с эвдиалитом и сфеном. В первых он представлен сфеном желто-буровой окраски (1-я разновидность) и единично желтым волокнистым сфеном (3-я разновидность); во вторых игольчатым, волокнистым и тонкопризматическим сфеном (3-я и 4-я разновидности).

Для сфена 1-й разновидности как в пегматитах, так и в породах характерен парагенезис с Мп-ильменитом и апатитом, а для 3-й и 4-й с эвдиалитом, иногда с апатитом.

В пегматитах сфен 1-й и 2-й разновидности образовался в пегматитовую фазу, а 3-й и 4-й, вероятно, на пневматолитическом этапе.

Сфен, несмотря на высокое содержание в нем TiO_2 , не может быть использован в качестве руды на титан, так как он встречается в незначительном количестве и в пегматитах, и в породах, за исключением сфернового ийолита. В последнем содержание сфена также не настолько высоко, чтобы его можно было использовать как сырье на титан.

Энгматит $6FeSiO_3 \cdot Na_2TiO_3$. Триклинная сингония. Уд. в. 3,73. Тв. 5,5—6.

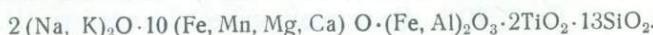
Физические и оптические свойства. Энгматит встречается в зернах величиною до 3—4 см, иногда в кристаллах (обычно плохо образованных) величиною до 1 см редко до 2—3 см. Цвет минерала черный. Чешуя темнобурая с красноватым оттенком. Блеск от жирного до полуметаллического. Непрозрачен. Спайность средняя. Излом неровный. Твердость 5,5—6. Удельный вес 3,73. Перед паяльной трубкой сплавляется в непрозрачный королек темнокоричневого, почти черного цвета. Перл буры в восстановительном пламени (в горячем и холодном состоянии) желтовато-зеленой окраски, в окислительном желтовато-буровой окраски в горячем состоянии и желтой при охлаждении.

Минерал в шлифе слабо прозрачный, что затрудняет его оптическое изучение. Плеохроизм выражен очень резко: по Ng черный, по Nm темный красновато-коричневый, светлый красновато-коричневый и красновато-коричневый. Схема абсорбции: $Ng > Nm > Nr$. Спайность выражена ясно. $Ng \wedge C = 40—44^\circ$. Двусный. Положительный. $Ng = 1,89$, $Nr = 1,79—1,80$.

Химические свойства. В крепких кислотах частично растворяется. Раствор в HCl имеет бледножелтую окраску, в HNO_3 слабую фиолетово-розовую и в H_2SO_4 бледнокоричневатую.

Химический состав энгматита из пегматита восточного склона горы Малый Пункаруай, по данным М. Е. Владимировой, приведен в табл. 41.

Согласно химическому анализу, эмпирическую формулу можно написать в следующем виде:



Для хибинского энгматита, который по составу аналогичен ловозерскому, И. Д. Борнеман-Старынкевич предлагает формулу $6FeSiO_3 \cdot Na_2TiO_3$.

Спектроскопически в энгматите, помимо обнаруженных химическим путем, установлены: V (слабая линия), Cu (очень слабая) и Ga около 3—10%:

Таблица 41

Химический анализ энгматита

Компоненты	Содержание (%)	Эквивалентные количества	Компоненты	Содержание (%)	Эквивалентные количества
SiO ₂	40,86	0,680	Na ₂ O	0,58	0,106
TiO ₂	8,16	0,102	K ₂ O	0,62	0,007
Al ₂ O ₃	1,87	0,018	S	0,14	—
TR ₂ O ₃	Нет	—	Cl	Следы	—
Fe ₂ O ₃	6,28	0,039	H ₂ O +110°	0,21	0,012
FeO	31,50	0,438	H ₂ O -110°	0,04	0,002
MnO	2,42	0,034			
MgO	1,31	0,032			
CaO	0,48	0,009			
			Сумма	100,47	—

Местонахождение. Энгматит встречен:

1. На восточном склоне горы Малый Пункаруай в трех пегматитовых телах эгирино-эвдиалито-микроклинового состава, залегающих в фойяите.

2. В верховье р. Паргуай в пегматитовой жиле (20 м видимой длины и мощностью ~ 45 см) эгирино-эвдиалито-микроклинового состава среди фойяита.

3. На юго-западном склоне горы Паргуай, в четырех пегматитовых телах (три находятся в россыпи) эгирино-эвдиалито-микроклинового состава. Для энгматита характерен парагенезис с микроклином, нефелином, эвдиалитом и эгирином III генерации.

Энгматит образовался в пегматитовую фазу. В одном из пегматитовых тел горы Пункаруай энгматит частично замещен астрофиллитом.

Лампрофиллит. Фтористый титаносиликат Na и Sr. Моноклинная сингония. Уд. в. 3,44—3,45. Тв. 2—3.

Впервые был отмечен в 1890 г. Рамзаем [164] при описании пород Ловозерского массива. Гакман, описывая этот же минерал из хибинита соседнего Хибинского массива, дает ему название лампрофиллит. Подробное изучение лампрофиллита было выполнено Э. М. Бонштедт [6]. До 1938 г. нахождение лампрофиллита было известно только в Хибинском и Ловозерском щелочных массивах. В 1939 г. появилась статья [Tilley, 172], в которой сообщалось, что моленграфит, наблюдаемый в нефелиновых сиенитах Пирансберга (Южная Африка), необходимо считать лампрофиллитом, поскольку тождественны не только их физические свойства, но и химический состав (раньше моленграфит ошибочно считали кальциевым минералом).

Физические свойства. Лампрофиллит обычно встречается в виде пластинчатых по (100) и удлиненных по оси Z кристаллов величиною до 8 × 1 × 0,1 см. Кристаллы с конечными гранями встречаются редко. Иногда лампрофиллит встречается в виде игольчатых выделений длиною до 1 см, причем последние, а также довольно часто и пластинчато-призматические выделения, собраны в звездчатые скопления величиною до 1—2 см, иногда до 10 см.

Кристаллографическое изучение лампрофиллита было выполнено Э. М. Бонштедт [6], которая установила, что его следует считать минералом моноклинной сингонии. В результате измерения на гониометре ею выведено отношение осей $a : b : c = 0,9231 : 1 : 0,6052$, $\beta = 102^{\circ}43'$; установлено 11 форм: a (100), r (230), n (530), m (110), p (130), h (304), e (101), g (301), t (551), s (111) и v (851). По новым данным лампрофиллит ромбической сингонии, отношение осей $a : b : c = 2,702 : 1 : 0,759$.

Общий тип кристаллов представлен на рис. 37.

Цвет лампрофиллита от золотисто-бурового до темнобурого, иногда с красновато-бурым оттенком. Мелкие звездчатые выделения лампрофиллита имеют более светлую буровато-желтую и золотисто-желтую окраску. Чешуя бледно-желтая, иногда с оранжевым оттенком. Блеск на плоскостях спайности полиметаллический. Спайность по [100] весьма совершенная, минерал легко разделяется на тонкие листочки. Излом неровный, в тонких листочках полуупрозрачен. Хрупкий. Твердость 2—3. Удельный вес 3,444—3,448 (долина р. Чинглусуай), по данным Рамзая 3,45. Перед паяльной трубкой легко сплавляется в темную серовато-бурую массу. Перл буры в окислительном пламени светлой красноватой окраски с фиолетовым оттенком, которая сохраняется и при охлаждении, в восстановительном светлый желтовато-зеленоватый (в горячем состоянии) и бесцветный (при охлаждении).

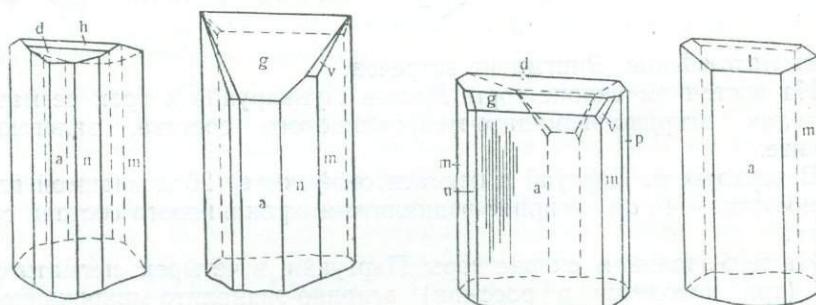


Рис. 37. Кристаллы лампрофиллита (по Э. М. Бонштедт)

Оптические свойства. Оптически положительный. Величина $2V$ колебается значительно от 21 до 41° . По данным автора, $2V$ от 35 до 40° , по данным Э. М. Бонштедт [6] $2V$ от 21 до 27° , Н. А. Елисеева [62] $2V$ от 25 до 33° и О. А. Воробьевой [24] $2V$ от 21 до 41° . Дисперсия осей сильная, $r > v$. Разница между $2V_{Na}$ и $2V_{Ti}$ составляет $1—2^\circ$.

Плоскость оптических осей перпендикулярна (010). $Np = b$. Удлинение положительное. $Ng \wedge C = 4—8^\circ$. Плеохроизм сильный: по Ng оранжево-желтый или желтый с оранжевым оттенком, по Nm бледно-желтый и соломенно-желтый, по Np бледно-желтый и желтый, иногда с оранжевым оттенком. $Ng > Np > Nm$. $Ng = 1,778$; $Np = 1,745$. $Ng - Np = 0,033$, по данным Н. А. Елисеева [62], $Ng - Np = 0,034—0,039$. В разрезах параллельно первому пинакоиду в шлифах часто наблюдаются двойники, нередко полисинтетические.

Химические характеристики. В крепких кислотах HCl и HNO_3 растворяется легко, в H_2SO_4 очень плохо. Химические анализы лампрофиллита приведены в табл. 42.

Согласно химическому анализу, эмпирическую формулу лампрофиллита можно написать в следующем виде: $2Na_2O \cdot 3(Sr, Fe, Mn, Ca, Mg) \cdot 3 - 4TiO_2 \cdot 5SiO_2$.

И. Д. Борнеман-Старынкевич [9] предлагает формулу: $3(A_2B_2Si_2X_9)$, считая, что основными компонентами лампрофиллита являются $Sr_2Fe_2''Si_2O_7F_2$ и $2Na_2Ti_2Si_2O_9$, причем железо изоморфно замещается Mn , Mg и Ca . Спектроскопически, помимо обнаруженных химическим путем, установлены: Pb (слабая линия) и Al (очень слабая линия).

Местонахождение. Лампрофиллит наблюдается как в породах, так и в пегматитах. В породах он встречается в виде второстепенного или акцессорного минерала. Лампрофиллит присутствует в большинстве пород массива: в эгириновом луяврите, фойяите, эвдиалитовом луяврите, порфировидном луяврите, лопаритовом уртите, иногда пойкилитовом содалитовом сиените и тавите. В значительных количествах лампрофил-

Таблица 42

Химические анализы лампрофиллита из Ловозерского массива

Компоненты	Цирк Сенгисчорр		Долина р. Чинглусуай	
	содержание (%)	молекулярные количества	содержание (%)	молекулярные количества
SiO ₂	30,08	0,501	31,75	0,528
TiO ₂	31,26	0,391	25,26	0,316
ZrO ₂	0,05	0,0004	—	—
Al ₂ O ₃	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,87	0,002	0,29	0,002
FeO	3,16	0,044	5,21	0,073
MnO	3,21	0,045	5,29	0,046
CaO	1,20	0,021	1,72	0,081
SrO	14,49	0,139	16,76	0,161
BaO	1,09	0,007	0,56	0,004
MgO	0,53	0,013	0,26	0,026
Na ₂ O	12,70	0,205	10,83	0,175
K ₂ O	—	—	1,50	0,016
П.п.п.	0,39	0,022	0,36	0,020
F	1,65	—	1,83	—
Cl	0,27	—	0,62	—
— O = Cl ₂ , F ₂	101,41 0,76	—	99,33 0,91	—
Сумма	100,41	—	99,33	—
Аналитик	Н. И. Владавец		И. Д. Борнеман-Старынкевич	
Литературный источник	Э. М. Бонштедт [6]			

лит находится в некоторых разновидностях фойяита и эвдиалитового луявлита. Наибольшее содержание лампрофиллита имеется в разновидности эвдиалитового луявлита — лампрофиллитовом луявлите (от 2—3 до 10%).

В пегматитах лампрофиллит встречается часто как один из второстепенных или акцессорных минералов. Он известен в пегматитах всех типов за исключением уссингитового и цеолитного. Наибольшая концентрация характерна для микроклинового типа с лампрофиллитом, лампрофиллito-эвдиалитового с ломоносовитом и чинглусуитом, в которых он иногда является одним из главных минералов, и редко для микроклинового с эвдиалитом и эгирином. В пегматитах полевошпатового типа с эвдиалитом и сференом и ортоклазового с ильменитом и сференом он наблюдается редко и в очень малых количествах. Для лампрофиллита типичен парагенезис с микроклином, содалитом, эвдиалитом, эгирином, арфведсонитом, иногда мурманитом и др.

Лампрофиллит в пегматитах образовался, повидимому, в пегматоидной фазе.

Ловозерский лампрофиллит по физическим свойствам и химическому составу идентичен лампрофиллиту из Хибинского массива, а по данным Tilley [172] и Ресога [163] и лампрофиллиту месторождения Пилансберга (Южная Африка) и Монтана (США).

Астрофиллит (K, Na)₄(Fe, Mn)₄Ti(SiO₄)₄. Моноклинная сингония. Уд. в. 3,3—3,4. Тв. 3.

Физические и оптические свойства. Астрофиллит встречается в пластинчатых выделениях величиною до 3,5 × 8 см. Цвет темнозолотисто-бурый. Чешуя буровато-желтая. В тонких листочках прозрачный. Блеск на спайности очень сильный, перламутровый. Спайность слюдоподобная, но листочки не эластичные, а хрупкие. Излом неровный. Твердость около 3. Перед паяльной трубкой легко сплавляется в черный

королек. Перл буры в окислительном пламени розовато-фиолетовой окраски, которая сохраняется и при охлаждении; в восстановительном бледный желтовато-зеленый в горячем состоянии и бесцветный в холодном.

Астрофиллит в шлифе окрашен в желтый цвет. Плеохроизм в плоскости спайности выражен слабо, по Ng бледножелтый, по Nm желтый. $Nm > Ng$. Удлинение по Ng . Угол угасания по отношению к удлинению колеблется от $3-4^\circ$ до $7-8^\circ$. Минерал двусочный, положительный. $Ng = 1,738$, $Nm = 1,707$.

Химические свойства. В HCl растворяется хорошо, в HNO_3 плохо, в H_2SO_4 очень плохо.

Спектроскопически в астрофиллите установлены элементы: Mn (очень сильная линия), Ti, Si (сильные линии), Al, Mg, Nb (средние линии), Fe, Ca, K (слабые), Be, Cu (очень слабые) и Ga $\sim 4^{-10}\%$.

Местонахождение. Астрофиллит встречен лишь на восточном склоне горы Малый Пункаруай в двух пегматитовых телах эгирино-эвдиалито-микроклинового состава, залегающих среди фойяита. В них астрофиллит находится в парагенезисе с эвдиалитом, микроклином, нефелином, эгирином, содалитом, рамзаитом, энигматитом и др. Астрофиллит является вторичным минералом по энigmatиту и образовался, вероятно, в пневматолитический этап.

Как акцессорный минерал отмечает К. К. Хазанович [118] астрофиллит в северо-западной части массива в эвдиалитовом луяврите и в порфировидном луяврите, а И. В. Зеленков [67] в южной части массива, в одном из горизонтов лопаритового уртита с апатитом. Возможно, однако, что за астрофиллит ими был ошибочно принят лампрофиллит.

Чинглусуит. Водный титаносиликат щелочей и Mn. Аморфный (?). Уд. в. 2,151. Тв. 2—3.

Найден автором летом 1935 г. в долине р. Чинглусуай. По физическим и химическим свойствам отличается от других известных минералов; назван по месту находления.

Физические свойства. Чинглусуит наблюдается в виде зерен величиною до 0,5 см. В кристаллах не встречен. Цвет минерала черный. Черта коричневато-бурая. Блеск смоляной. Спайность отсутствует. Излом неровный. Непрозначен. Твердость 2—3. Удельный вес 2,151. Перед паяльной трубкой всучивается и легко сплавляется в стекло темнокоричневого, почти черного цвета. С бурой в окислительном пламени дает перл бледной фиолетово-розовой окраски (в горячем и холодном состоянии), который в восстановительном пламени обесцвечивается. Перл фосфорнокислой соли в окислительном и восстановительном пламени имеет бледную желтовато-зеленую окраску, исчезающую при охлаждении.

Оптические свойства. В шлифе имеет бледножелтую окраску, а в разрушенных участках желтовато-бурую до черной. Последняя наблюдается вдоль трещин, которыми нередко разбиты отдельные зерна чинглусуита. Изотропен. Показатель преломления 1,582.

Химические свойства. Чинглусуит в крепкой HCl растворяется легко без нагревания. В крепкой HNO_3 растворяется, но при нагревании. В крепкой H_2SO_4 растворяется очень плохо даже при нагревании. Зерна чинглусуита, помещенные в крепкие кислоты, обесцвечиваются в HCl полностью, в HNO_3 и H_2SO_4 частично.

Химический анализ чинглусуита приведен в табл. 43. В той же таблице (во втором столбце) дан состав чинглусуита, пересчитанный на 100%, за вычетом 13,92% H_2O .

Эмпирическая формула чинглусуита, согласно приведенным данным: $2(Na, K)_2O \cdot 5(Mn, Ca)O \cdot 3(Ti, Zr)O_2 \cdot 14SiO_2 \cdot 9H_2O$.

Чинглусуит по химическому составу следует отнести к группе титаносиликатов. Среди последних нет ни одного минерала, состав которого

Таблица 43

Химические анализы чинглусита, нептунита и астрофиллита

Компоненты	Чинглусит		Нептунит р. Тулбныонуай	Астрофиллит Хибины
	Ловозерский массив р. Чинглусуй	содержание (%)		
	эквивалентное количество	содержание (%)		
SiO ₂	39,50	45,69	0,760	53,57
TiO ₂	9,62	11,14	0,139	15,07
ZrO ₂	3,02	3,49	0,033	—
TR ₂ O ₃	1,18	1,37	0,004	—
ThO ₂	0,06	0,07	0,001	—
Al ₂ O ₃	—	—	—	2,33
Fe ₂ O ₃	2,84	3,22	0,020	1,70
FeO	—	—	—	2,68
CaO	1,75	2,03	0,036	0,40
SrO	Нет	Нет	—	0,04
MnO	14,53	16,31	0,237	12,94
MgO	Нет	Нет	—	Нет
Na ₂ O	5,52	6,39	0,103	3,78
K ₂ O	0,41	0,48	0,005	3,36
H ₂ O _{+110°}	7,93	9,17	0,509	0,04
H ₂ O _{-110°}	13,92	—	—	0,08
Cl	0,12	0,14	0,004	Нет
F	Нет	Нет	—	—
P	Следы	Следы	—	—
— O = Cl ₂ , F ₂	100,39 0,02	100,00	—	100,63 0,56
Сумма	100,37	100,00	—	100,63
Аналитик	Т. А. Бурова		Н. С. Нестерова	Егоров
Литературный источник	В. И. Герасимовский [36]		В. И. Герасимовский	Э. М. Бонштедт [92]

совпадал бы с составом чинглусита. Из титаносиликатов по химическому составу к чинглуситу наиболее близок нептунит и меньше астрофиллит. Их анализы приведены в табл. 43.

Спектроскопически в чинглусите, помимо обнаруженных химическим путем, установлены: Al, Ba (средние линии), Sr (очень слабая линия) и Sn около 0,01 %.

Согласно спектроскопическому изучению, редкие земли представлены Yb и Y (средние линии) и Ho (слабая линия).

Рентгеновское изучение чинглусита (Институт геологических наук АН СССР) показало аморфное строение минерала. Последний, вероятно, является метамиктным минералом.

Местонахождение и парагенезис. Чинглусит в Ловозерских тундрах встречен всего лишь в одном месте, в долине р. Чинглусуй. Здесь он находится в пегматитах среди осыпи пойкилитового содалитового сиенита. Длина осыпи 200 м и ширина 150 м (вниз по склону). Размеры пегматитовых участков, сохранившихся на отдельных глыбах, очень разнообразны: от несколько сантиметров до 1 м в диаметре по площади и редко более (2 × 1,3 м), при видимой мощности от 1 до 10—20 см. Пегматитовые участки, в которых наблюдается чинглусит, сложены гакманитом с очень значительным содержанием чинглусита и ломоносовита. Второстепенными минералами являются: лампрофиллит, эвдиаллит, рамзант, микроклин, эгирин, иногда нордит, нептунит, сфалерит, молибденит, уссингит и шизолит.

Из 22 просмотренных пегматитов, находящихся в осыпи, чинглусуит встречен в десяти, причем в некоторых из них его довольно много.

Чинглусуит образовался, вероятно, в конце пегматитовой фазы (С). На это указывает форма его выделения; он наблюдается исключительно в виде зерен, занимающих промежутки между другими минералами, главным образом содалитом и микроклином (рис. 38).

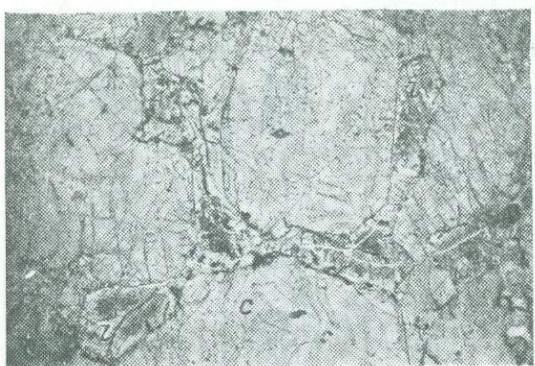


Рис. 38. Взаимоотношение чинглусуита (*n*) с содалитом (*c*). $\times 14$. Без анализатора

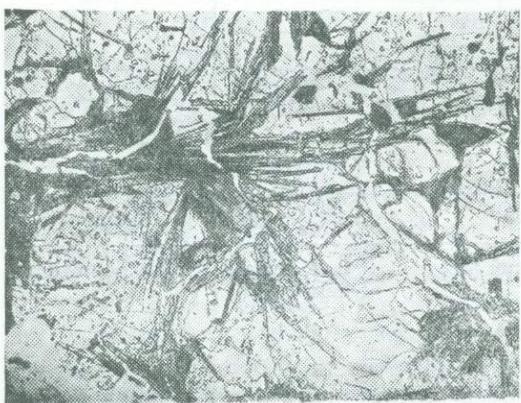


Рис. 39. Полевошпатовый уртит с ринколитом (в тонкопризматических выделениях). $\times 10$. Без анализатора

или в форме волокнистых агрегатов светложелтой окраски (рис. 39).

В шлифе светлокоричневая разность ринколита имеет бледнобурую окраску, а светложелтая светлую желтоватую с зеленоватым оттенком. Плеохроизм не наблюдается. Двуосный. Положительный. $2V = 54^\circ$. Угасание относительно удлинения минерала (по длине *Pr*) почти прямое. Интерференционная окраска серая и темносерая, отдельные участки нередко изотропны. Величина двупреломления обычно 0,002—0,003. *Nm* для ринколита из лопаритового малиньита (гора Вавибед) равно 1,628—1,635, т. е. значительно ниже, чем для ринколита из Хибинского массива, для которого *Nm* определяется от 1,654 до 1,667.

Химический анализ ринколита не выполнен, поскольку не удалось выделить необходимого количества совершенно чистого ринколита.

Спектроскопически в ринколите установлены элементы: Sr, Ti, Nb, TR (сильные линии), Fe, Mn, Ca, Na (средние линии), Ta, Mg (слабые), Be, Ga, Pb (следы).

По данным рентгеноспектрального анализа (И. Б. Боровский), обнаружены следующие элементы из группы редких земель: $\text{Nd}_2\text{O}_3 = 4,1 \pm 108$

Ринколит. Фторсодержащий титаносиликат редких земель, Ca, Sr и Na. Моноклинная сингония. Уд. в. 3,2—3,4. Тв. 5.

Встречается в виде пластинчато-призматических выделений длиною до 3—5 см, нередко в виде волокнистых агрегатов до 1 см. Цвет минерала светлокоричневатый или светложелтый. Окраска в шлифе бледнобурая (для светлокоричневой разности) или светложелтая с зеленоватым оттенком. Плеохроизм не наблюдается. Угасание почти прямое. Минерал двуосный. Положительный. $2V = 54^\circ$. В разрезе, перпендикулярном острой биссектрисе, двупреломление очень мало. Интерференционная окраска серая и темносерая. Местами ринколит изотропен.

Ринколит встречается:
1) в пегматитах в виде пластинчато-призматических выделений длиною до 3—5 см светлокоричневой окраски и
2) в породах в виде пластинчато-призматических образований длиною до 1 см

$\pm 0,6\%$, $\text{Ce}_2\text{O}_3 = 8,9 \pm 1,4\%$, $\text{La}_2\text{O}_3 = 4,8 \pm 0,7\%$ и $\text{Pr}_2\text{O}_3 = 1,3 \pm 0,3\%$. Всего $18,6 \pm 3\%$.

Содержание TR_2O_3 в ринколите из Хибинского массива (по И. Д. Борнеман-Старынкевич) равно $15,51\text{--}19,10\%$. Согласно И. Д. Борнеман-Старынкевич [9], ринколит имеет следующую формулу: $10 (\text{Ca}, \text{Sr}, \text{Na}_2, \text{Mg}, \text{Mn}) \text{SiO}_3 \cdot \text{Ce}(\text{TiO}_3)_3 \cdot 3\text{CaF}_2$.

Ринколит в породах Ловозерского массива встречается как один из акцессорных минералов. Он известен в нормальном луявлите, обычно из нижних горизонтов лопаритоносного комплекса пород в западной и южной части массива, в лопаритовом уртите с апатитом и в лопаритовом малиныте. Для ринколита в породах характерен парагенезис с лопаритом и апатитом.

В пегматитах ринколит встречается очень редко. Он обнаружен всего лишь в нескольких пегматитовых телах долины р. Сулуй как один из второстепенных минералов. Встречен совместно с апатитом, сfenом и др.

Кроме Ловозерского массива ринколит известен в Хибинском массиве. В начале был изучен и описан Э. М. Бонштедт [92] Хибинский ринколит.

Нарсарсукит $\text{Na}_2(\text{Ti}, \text{Fe})\text{Si}_4\text{O}_{11}$. Тетрагональная сингония. Уд. в. 2,75. Тв. 5,5 или 7—7,5.

Физические и химические свойства. Нарсарсукит всегда содержит включения альбита. Они очень мелки и видны обычно только под микроскопом. Количество их достигает 40—50% и более от объема отдельных индивидов нарсарсукита. Альбит, образующий пойкилитовые включения в нарсарсуките, ориентирован различно (гаснет при вращении шлифа на столике микроскопа неодновременно). Обилие включений альбита сильно затрудняет изучение нарсарсукита.

Нарсарсукит наблюдается в таблитчатых выделениях величиною до 0,8 см. В кристаллах, пригодных для измерения, не встречен. Цвет минерала желтый, разрушенных разностей охристо-желтый или желтовато-бурый. Спайность, блеск, излом, твердость, удельный вес и другие физические свойства нарсарсукита определить точно нельзя из-за большого количества включений альбита.

Нарсарсукит оптически одноосный положительный. $N_e = 1,623$ и $N_o = 1,607$. Плеохроизм выражен слабо: по N_e бледно-желтый, иногда со слабым зеленоватым оттенком и по N_o бесцветный. Спайность выражена отчетливо. В разрезах, параллельных N_o , наблюдаются две перекрещивающиеся под прямым углом спайности. В шлифах нарсарсукита вдоль трещин наблюдаются узкие непрозрачные полосы черного цвета, которые увеличиваются по мере разрушения минерала (рис. 40).

Химические свойства. Материалом для анализа послужил нарсарсукит, содержащий альбит, так как последний не удалось отделить от нарсарсукита (табл. 44, анализ № 1). Под № 2 приведен тот же анализ нарсарсукита, но пересчитанный на 100%, за вычетом из него соответствующих количеств тех окислов, которые приходятся на альбит, исходя

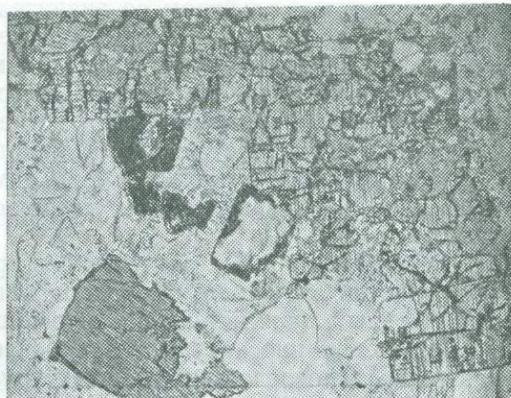


Рис. 40. Нарсарсукит (н). $\times 10$. Без анализа затора

Таблица 44

Химические анализы нарсарсукита (%)

Компоненты	№ 1	№ 2	№ 3	№ 4
	Ловозерский массив		Гренландия	Монтана
SiO ₂	62,51	52,59	61,63	62,30
TiO ₂	7,19	19,25	14,00	16,80
Al ₂ O ₃	12,12	—	0,28	0,32
Fe ₂ O ₃	3,61	9,67	6,30	3,46
FeO	0,13	0,35	—	—
MgO	0,37	0,99	0,24	0,46
MnO	0,04	0,10	0,47	—
CaO	0,34	0,91	—	0,18
Na ₂ O	11,83	11,91	16,12	15,31
K ₂ O	0,37	0,99	—	0,41
H ₂ O +110°	0,47	1,26	—	—
H ₂ O -110°	0,74	1,98	0,29	Не определено
Cl	Нет	—	—	—
F	Нет	—	0,71	—
С у м м а	99,72	100	100,04	99,24
Аналитик	Ю. С. Нестерова	Christensen	Ellestad	
Литературный источник	В. И. Герасимовский	Flink [142]	Graham [149]	

из предположения, что весь Al₂O₃ входит в состав альбита. Сравнивая полученные цифры с анализами нарсарсукита из Гренландии и Монтаны, можно считать данный минерал тоже нарсарсукитом.

Местонахождение и парагенезис. Нарсарсукит в значительном количестве обнаружен в альбитовой жиле на северном склоне горы Флора. Жила залегает среди ксенолита вмещающих пород, которые она сечет, непосредственно контактируя с кварцитом. Простирание ее близко к широтному, мощность около 25 м, видимая длина 150 м. Жила сложена мелкозернистым альбитом со значительным содержанием эгирина II генерации, нередко в виде стяжений величиной до 5 см. Второстепенные минералы: рамзант в кристаллах размером до 1—3 мм, иногда до 2—4 см, эвдиалит в зернах до 2—3 см, реже эгирин I генерации и нептуниит. Эвдиалит и рамзант часто встречаются в больших количествах.

В некоторых участках жилы находится много микроклина и значительное количество эвдиалита. Совместно с ним имеется рамзант, арфведсонит, иногда нефелин, лампрофиллит, эгирин I генерации и нептуниит.

Из второстепенных минералов, встречающихся в жиле, следует отметить пластинчато-таблитчатый минерал светлобурой окраски, значительно разрушенный, напоминающий мурманит.

Выделения нарсарсукита приурочены к зальбандам жилы. Альбитовая жила непосредственно контактирует с кварцитом, с южной стороны она значительно обогащена нарсарсукитом в прослое мощностью 30—40 см, который при макроскопическом рассмотрении его кажется нацело состоящим из нарсарсукита.

У северного контакта наибольшая концентрация нарсарсукита в альбитовой жиле приурочена к прослою мощностью около 2 м. Содержание в нем нарсарсукита иногда выше 50 %. Совместно с нарсарсукитом обычно наблюдается щелочной амфибол, плеохроирующий в зеленых и голубых тонах.

Кроме горы Флора нарсарсукит был обнаружен на северном склоне горы Бавнбед и на юго-западном склоне горы Страшемпахк. На горе

Вавнбед нарсарсукит найден в осыпи, среди альбитита и на контакте его с пегматитом, сложенным кварцем и полевым шпатом. На горе Страшемпахк редкие выделения нарсарсукита обнаружены в ряде мест на контакте щелочных пород Ловозерского массива с вмещающими породами.

Кроме Ловозерских тундр нарсарсукит известен в южной Гренландии (Narsarsuk) и в США (Montana).

Ловозерский нарсарсукит по оптическим свойствам и парагенезису ближе к нарсарсукиту из Гренландии, чем из Монтаны.

Гренландский нарсарсукит имеет $Ne = 1,625 - 1,636$, $No = 1,604 - 1,509$, $Ne - No = 0,021 - 0,029$ и находится в парагенезисе с кварцем, микроклином, альбитом, эгирином, графитом, эльпидитом, эпидидимитом, тайниолитом и нептунитом. Нарсарсукит из Монтаны характеризуется: $Ne = 1,653 - 1,655$, $No = 1,608 - 1,612$, $Ne - No = 0,041 - 0,046$, он встречается в кварцевых жилах. В одной из жил для нарсарсукита указана следующая ассоциация совместно встречающихся с ним минералов: полевой шпат, апатит, клиноцизит, эпидот, алунит и галенит.

Нептунит ($(Na, K)_2(Mn, Fe)TiSiO_{12}$). Моноклинная сингония. Уд. в. 3,188. Тв. 5—6.

Физические свойства. Нептунит встречается в зернах и плохо обра- зованных кристаллах величиною до 0,8 см, редко до 5 см. Кристаллы призматического габитуса, несколько вытянутые по оси Z. Согласно данным Г. Т. Кравченко [80], облик кристаллов двух типов (рис. 41). При измерении кристаллов нептунита им обнаружены следующие 10 форм: c (001), a (100), b (010), m (110), s (111), o (111), p (311), i (112), r (221) и k (321).

Цвет минерала темнокрасный. Черта красно-оранжевая. Блеск стеклянный. Спайность совершенная по призме (110). Излом неправильный. Минерал непрозрачный, в тонких осколках просвечивает. Хрупкий. Твердость. 5—6. Удельный вес 3,188.

Перед паяльной трубкой легко сплавляется в непрозрачное стекло темнокоричневого почти черного цвета. Перл буры в окислительном пламени розово-фиолетовой окраски, которая сохраняется и при охлаждении, а в восстановительном светлый желтовато-зеленый (в горячем состоянии) и бесцветный (в холодном).

Оптические свойства. Двухосный, положительный. $2V = 31 - 34^\circ$. Дисперсия осей очень сильная, $v > r$. Плоскость оптических осей параллельна (010). Плеохроизм сильный: по Ng яркожелтый, по Nm оранжевый, желтовато-оранжевый и по Np светложелтый, лимонно-желтый. $Ng > Nm > Np$. $Ng = 1,713$, $Nm = 1,696$, $Np = 1,694$. $Ng - Np = 0,024$ (долина р. Тулбнююнуй). Показатели преломления, по Г. Т. Кравченко [80], следующие: $Ng = 1,717 - 1,719$, $Nm = 1,691 - 1,692$, $Np = 1,689 - 1,691$, $Ng - Np = 0,028$.

Химические свойства. В кислотах HCl , HNO_3 и H_2SO_4 не растворяется. Химический анализ нептунита из пегматита долины р. Тулбнююнуй, выполненный Ю. Нестеровой, приводится в табл. 45.

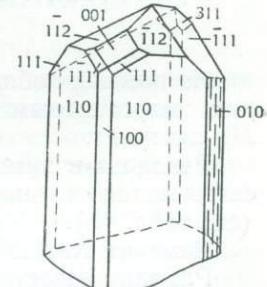


Рис. 41. Кристалл нептунита
(по Г. Т. Кравченко)

Таблица 45

Химический состав нептунита (%)

SiO_2	53,58	MgO	Нет	$H_2O_{-110^\circ}$	0,08
TiO_2	15,07	CaO	0,40	Cl	Нет
Fe_2O_3	1,70	Na_2O	8,78		
FeO	2,68	K_2O	5,36		
MnO	12,94	$H_2O_{+110^\circ}$	0,04	Сумма	100,630%

Спектроскопически в нептуните, помимо выявленных химическим путем, обнаружены элементы: Al (слабая линия), Mg, V, Be (очень слабые).

Местонахождение. Нептунит находится в породах и пегматитах.

В породах он встречается очень редко как один из акцессорных минералов.

В пегматитах встречается часто, но обычно в очень незначительных количествах. Он известен в пегматитовых выделениях всех типов за исключением полевошпатового, с эвдиалитом и сфеном. Для нептунита, наблюдавшегося в пегматитах, характерен парагенезис с уссингитом и цеолитами. Нептунит обычно находится в тех участках пегматитов, где встречаются и цеолиты. Нептунит образуется, вероятно, на границе пневматолитического и гидротермального этапов.

При сравнении анализа Ловозерского нептунита с анализами нептунита других месторождений (Хибинских тундр, Гренландии и Калифорнии) видно, что содержание Fe и Mn в них непостоянно (табл. 46).

Таблица 46
Сравнение некоторых свойств нептунита различных месторождений

	Калифорния	Гренландия	Хибинские тунды	Ловозерские тунды
Fe ₂ O ₃	—	—	—	1,70
FeO	11,69	11,23	10,91	2,68
MnO	0,85	1,78	4,97	12,94
Ng	—	—	1,736	1,718
Nm	—	—	1,700	1,696
Np	1,700	—	1,690	1,694
Ng—Np	—	—	0,049	0,029
2V	48°	—	49°	34°

Примечание. Содержание Fe₂O₃, FeO и MnO в нептуните дано в процентах.

Из данных табл. 46 видно, что ловозерский нептунит является крайним марганцевым членом этого ряда, а отсюда и его название Mn-нептунит.

Различие в химическом составе нептунита различных месторождений сказывается и на оптических свойствах, которые не идентичны (см. табл. 45).

Рамзант Na₂TiSi₂O₉. Ромбическая сингония. Уд. в. 3,437. Тв. 6.

Рамзант известен пока только в Хибинском и Ловозерском массивах Кольского полуострова, где он был впервые найден в 1921—1922 гг. работниками экспедиции Академии наук СССР. Первое описание рамзанта было выполнено Е. Е. Костылевой [70].

Кристаллографические свойства. Рамзант обычно встречается в кристаллах преимущественно двуконечно развитых, реже одноконечных, а иногда и в виде ксеноморфных выделений (зерен). Величина кристаллов колеблется от 1 мм до 1—2 см, иногда до 6 × 5 × 3,5 см. Кристаллы (ромбической сингонии) вытянуты в направлении оси Z и слабее развиты по оси X. Внешний облик кристаллов обычно определяется формами (111), (210), (100), иногда формой (211).

Кристаллографическим изучением рамзанта из Ловозерских тундр занимались Е. Е. Костылева и О. М. Римская-Корсакова.

По данным Е. Е. Костылевой, при измерении кристаллов рамзанта обнаружены следующие формы: *a* (100), *t* (110), *n* (320), *m* (210), *j* (410), *d* (011), *s* (111), *t* (211), *u* (311), *v* (411), *i* (126), *e* (221), *z* (421) и *z* (131). Общий вид наиболее типичных кристаллов рамзанта изображен на рис. 42, 43.

За основную форму при вычислении отношений осей принята форма (111) с координатами $\varphi = 31^{\circ}11'$ и $\rho = 35^{\circ}19'$; $a:b:c = 1,64983 : 1 : 0,605227$.

О. М. Римская-Корсакова [98] производила измерения кристаллов рамзита величиною от 0,7 до 1,9 мм в направлении оси Z и от 0,4 до 1,3 мм по оси Y и от 0,2 до 0,5 мм по оси X . Кристаллы для измерения были взяты из альбитовых тел восточного склона горы Малый Пунка-руайв. При измерении кристаллов рамзита были обнаружены 52 формы. Главными формами, определяющими внешний облик кристалла, являются: (111), (211), (210) и (100). Кристаллы имеют таблитчатое (вытянуты в направлении оси Z и сплюснуты в направлении оси Y) или же столбчатое развитие. За основную форму при вычислении отношения осей принята форма (111) с координатами $\varphi = 34^{\circ}00'12''$ и $\rho = 34^{\circ}57'48''$, $a:b:c = 1,6641 : 1 : 0,5994$.

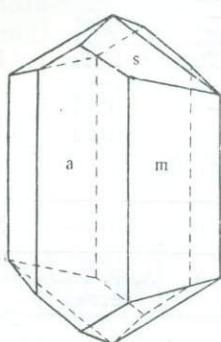


Рис. 42. Кристалл рамзита (по Е. Е. Костылевой)

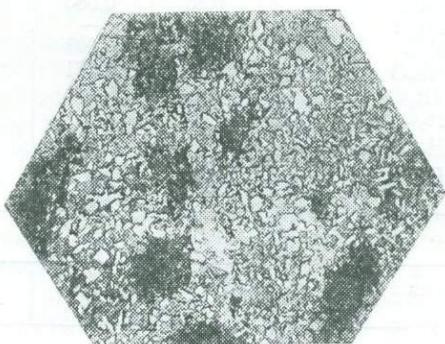


Рис. 43. Кристалл рамзита, переполненный включениями альбита и эгиринга. $\times 7$. Без анализатора

Физические свойства. Цвет рамзита от светло- до темнокоричневого. Черта светлая буровато-желтая. Блеск на плоскостях спайности и на гранях кристаллов от стеклянного до полуметаллического, в изломе жирный. Темные разности непрозрачны, более светлые полупрозрачны, иногда прозрачны. Спайность по (100) весьма совершенная, по (210) средняя. Излом неровный. Твердость 6. Удельный вес = 3,437 (по данным Е. Е. Костылевой). Перед паяльной трубкой сплавляется в темнобурое стекло. Перл буры в окислительном и восстановительном пламени светлый желтовато-зеленый в горячем состоянии, бесцветный в холодном.

Оптические свойства. В шлифе рамзант прозрачный. Плеохроизм выражен слабо: по Ng светлокоричневый и светлый желтовато-бурый, по Nm и Np от светлокоричневой окраски до буроватой или буроватокоричневой, иногда с оранжевым оттенком. Ориентировка эллипсоида: $Np = a$, $Nm = b$, $Ng = c$. Оптически отрицательный. $2V = 37-40^\circ$. Дисперсия сильная, $r > v$, $2V_{Li} = 39^\circ$, $2V_{Na} = 37^\circ$ и $2V_{Ti} = 35^\circ$. $Ng = 2,06$, $Np = 1,93$.

Химические свойства. В крепких кислотах (HNO_3 и H_2SO_4) не растворяется. Химические анализы рамзита приведены в табл. 47.

Согласно химическому анализу, формулу рамзита можно написать в следующем виде: $Na_2O \cdot 2TiO_2 \cdot 2SiO_2$ или $Na_2Ti_2Si_2O_9$.

В рамзите из цирка Сенгисчорра Т. А. Буровой определено 1,63% $Nb_2O_5 + Ta_2O_5$. Рентгенохимическим путем в рамзите из долины р. Тулбуньюнай И. В. Боровским (ЛИГЕМ) определен Nb_2O_5 в количестве 2,8%.

Таблица 47

Химические анализы рамзанита и лоренценита

Компоненты	Рамзант				Лоренценит	
	содержание (%)	молекулярные количества	содержание (%)	молекулярные количества	содержание (%)	
SiO ₂	34,06	0,565	34,07	0,568	35,11	34,25
ZrO ₂	—	—	—	—	0,09	11,92
TiO ₂	46,26	0,577	47,00	0,573	44,21	34,15
Nb ₂ O ₅	—	—	—	—	0,59	—
Ta ₂ O ₅	—	—	—	—	0,09	—
Al ₂ O ₃	0,90	0,009	—	—	0,24	—
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	0,44	—
FeO	1,03	0,013	1,71	0,024	0,40	—
MnO	0,02	—	—	—	0,02	—
CaO	0,35	0,005	0,09	0,002	0,05	—
MgO	Следы	—	—	—	0,06	—
K ₂ O	0,28	0,003	0,12	0,002	0,58	0,37
Na ₂ O	16,20	0,261	16,88	0,272	17,29	17,12
TR ₂ O ₃	0,22	—	—	—	—	—
H ₂ O +110°	—	—	—	—	0,66	—
H ₂ O -110°	—	—	—	—	0,20	—
П.п.п.	0,33	—	—	—	—	0,77
Сумма	99,75		99,87		100,03	99,59
Аналитик	К. Ф. Белоглазов	С. Н. Курбатов	А. Ф. Фиолетова		Mauzelius	
Местонахождение	Ловозерский массив				Гренландия	
	перевал Тавайок из пегматита	цирк Ангвундасчорр из пегматита	р. Тулбньюнуй из пегматита			
Литературный источник	Е. Е. Костылева [72]				В. И. Герасимовский	Flink [142]

Спектроскопически в рамзаните помимо элементов, выявленных химическим путем, найден Sn (слабая линия).

Местонахождение. Рамзант встречается как в породах, так и в пегматитах. В породах он наблюдается редко как один из акцессорных минералов. Рамзант обнаружен в лейкократовых разновидностях нормального луявира, фойяите, пойкилитовом содалитовом сиените и лопаритовом уртите. В пегматитах рамзант встречается довольно часто как второстепенный минерал. Он известен в пегматитах всех типов за исключением полевошпатового с эвдиалитом и сфеном и цеолитового. Наиболее значительная концентрация рамзанта наблюдается в выделениях микроклинового типа с эвдиалитом и эгирином, лампрофиллито-эвдиалитового типа с ломоносовитом и чинглуситом и альбитового типа. В пегматитах ортоклазового типа с Mn-ильменитом и сфеном и содалито-уссингитового рамзант встречается в незначительных количествах и очень редко.

Наиболее значительные количества рамзанта сосредоточены в альбитовой жиле северного склона горы Флоры. Эта жила мощностью около 25 м при видимой длине 200 м залегает среди ксенолита эффузивно-осадочной толщи девонского возраста. Содержание рамзанта в жиле нередко достигает нескольких процентов. Рамзант наблюдается в кристаллах величиною 1—3 мм, реже до 3—4 см. Совместно с рамзантом в альбитовой жиле находятся значительные количества эгирина II генерации, часто эвдиалита, иногда полевого шпата.

Для рамзайта, наблюдаемого в пегматитах, характерен парагенезис с микроклином, нефелином, эгирином, арфведсонитом, эвдиалитом, иногда лампрофиллитом, мурманитом и др. Он образовался в пегматитовую fazу.

Большое сходство с рамзайтом имеет лоренценит, описанный Флинком [142] из нефелиновых сиенитов южной Гренландии (Нарсарсук). Оптические свойства обоих минералов, по данным Барта и Бермана [125], почти тождественны. По химическому составу лоренценит отличается от рамзайта содержанием ZrO_2 (см. табл. 47).

Ломоносовит $Na_2Ti_2Si_2O_9 \cdot Na_3PO_4$. Моноклинная или триклинная сингония. Уд. в. 3,13. Тв. 3—4.

Описываемый минерал найден автором в 1936 г. в долине р. Чинглусай. Минералу дано название ломоносовит в честь великого русского ученого М. В. Ломоносова.

Физические и химические свойства. Ломоносовит встречается в пластинчато-таблитчатых выделениях размером до $7 \times 5 \times 0,6$ см. В кристаллах не найден. Окраска минерала от темнокоричневой до черной. Наряду с темнокоричневыми разновидностями наблюдаются выделения розово-фиолетовой окраски, внешне не отличимые от мурманита. Между ними имеются постепенные взаимные переходы, которые можно видеть почти в каждом образце. Чешуя ломоносовита бледная розово-коричневая. Блеск на плоскости спайности стеклянный до алмазного, на изломе стеклянный до жирного. Спайность весьма совершенная в одном направлении. Излом неровный. Минерал хрупкий. Твердость 3—4. Удельный вес 3,13. Перед паяльной трубкой легко плавится в стекло светлобурой окраски. Перл буры в окислительном пламени бледнофиолетовый, а в восстановительном светлый желтовато-зеленый в горячем состоянии и бесцветный после охлаждения.

Ломоносовит оптически отрицательный, двусочный, $2V = 56^\circ$, $Ng = 1,778$, $Nm = 1,750$ и $Np = 1,670$. Угасание по отношению к совершенной спайности косое. При замере спайности на федоровском столике получаются колебания, обусловленные большой дисперсией минерала:

$$\begin{aligned} Ng &= 41, 40, 38, 37^\circ \\ P(\text{полюс спайности}) \text{ c} - Nm &= 61, 61, 39, 65^\circ \\ Np &= 65, 63, 61, 66^\circ \end{aligned}$$

В разрезах, параллельных совершенной спайности, наблюдается косой выход одной из оптических осей и плеохроизм от бледнокоричневого с розовым оттенком до желтовато-коричневого или коричневого с розовым оттенком. В разрезах, перпендикулярных спайности, плеохроизм ($\parallel Np$) желто-коричневый или коричневый с желтым оттенком ($\parallel Ng$). В разрезах, параллельных совершенной спайности, иногда наблюдаются тонкие полисинтетические двойники. Минерал моноклинной или триклинной сингонии.

Т. А. Бурова впервые установила в ломоносовите значительное количество фосфора (табл. 48, анализ № 1). В ломоносовите коричневой окраски, по анализу М. Е. Казаковой, оказалось меньше фосфора и щелочей, но больше окислов титана и воды (анализ № 2).

Специальным химическим исследованием переходных разновидностей от ломоносовита к минералу, внешне не отличимому от мурманита, И. Д. Борнеман-Старынкевич установила существование группы минералов, в которой ломоносовит и мурманит являются крайними членами. Название мурманит следует оставить за водным титаносиликатом щелочей, не имеющим в своем составе фосфора, а ломоносовит — за безводным титаносиликатом, богатым фосфором (12—13% P_2O_5). Химический состав минералов этой группы И. Д. Борнеман-Старынкевич выражает формулой $nA_2B_2Si_2O_9 + (n-x)Na_3PO_4 + xH_2O$. При $x = n$ имеем мур-

Таблица 48

Химические анализы ломоносовита, мурманита и переходных разностей между ними (%)

Компоненты	Ломоносовит	Переходные разности от ломоносовита к мурманиту					Мурманит
	темнокоричневый	коричневая	розовато-фиолетовая		бледно-желтая	—	розовато-фиолетовый
			№ 1	№ 2			
			№ 3	№ 4	№ 5	№ 6	№ 7
P ₂ O ₅	12,84	11,95	8,20	6,94	4,36	0,60	—
Nb ₂ O ₅	3,00	1,72	5,66	6,82	3,96	5,74	7,71
Ta ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	0,50
TiO ₂	24,43	25,33	26,79	25,32	29,77	29,44	29,51
ZrO ₂	2,10	2,50	0,91	1,31	1,98	2,31	1,40
SiO ₂	24,07	24,20	26,17	30,85	29,88	32,11	30,93
Al ₂ O ₃	—	0,38	—	—	—	0,10	—
Fe ₂ O ₃	2,39	2,40	2,78	2,78	2,88	2,85	3,34
Mn ₂ O ₃	—	—	0,31	0,35	—	0,91	—
MnO	3,17	3,80	1,20	1,00	1,70	1,45	2,42
MgO	0,58	0,65	0,60	0,60	0,60	0,35	0,27
CaO	0,80	1,08	1,60	1,94	1,69	2,80	2,74
K ₂ O	—	—	—	Следы	Следы	0,83	0,56
Na ₂ O	26,09	23,78	20,31	15,72	15,25	10,28	7,44
H ₂ O +110°	0,26	2,20	2,24	2,52	2,53	4,17	6,46
H ₂ O -110°	—	—	3,96	5,28	5,68	6,03	6,06
F	—	—	—	—	—	—	0,19
Cl	Следы	0,10	—	—	—	—	—
S	—	0,16	—	—	—	—	—
С у м м а	99,73	100,45	100,22	100,47	100,28	99,96	99,53
Уд. вес	3,13	—	2,957	2,946	2,906	2,883	2,766
Аналитик	Т. А. Бурова	М. Е. Казакова	И. Д. Борнеман-Старынкевич			Т. А. Бурова	
Местонахождение	Долина р. Чинглусуай					Гора Пункаруй	

манит $\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Si}_2\text{O}_9 \cdot \text{H}_2\text{O}$, при $x = 0$ — ломоносовит $\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Si}_2\text{O}_9 \cdot \text{Na}_3\text{PO}_4$.

И. Д. Борнеман-Старынкевич установила, что фосфат натрия легко выщелачивается из ломоносовита и промежуточных разновидностей дистиллированной водой не только при нагревании, но и на холоду. Водная вытяжка из ломоносовита имеет щелочную реакцию, и молекулярные соотношения в ней между Na_2O и P_2O_5 равны 3 : 1. Способность фосфата выщелачиваться водой указывает, по мнению И. Д. Борнеман-Старынкевич, на отсутствие химической связи между фосфатом и титаносиликатом. Она предполагает, что частицы фосфата натрия коллоидально малых размеров разместились в относительно больших полостях чужой решетки ($\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Si}_2\text{O}_9$) и потому не могли соединиться между собой для образования индивидуализированного фосфатного кристалла. Такое сочетание двух химических соединений ею рассматривается как твердый коллоидальный раствор.

Опыт по выщелачиванию фосфата натрия из ломоносовита, растергого в порошок, был повторен нами. Водный раствор фильтровался через плотный фильтр. После испарения фильтрата при комнатной температуре на дне фарфоровой чашки, в которой находился фильтрат, выпал фосфат натрия в виде зернистых и скелетных образований, отчасти в виде мелких кристаллов величиною до 4 мм. Показатели преломления этого фосфата ($Ng = 1,472$ и $Np = 1,460$) соответствуют кристаллогидрату $\text{Na}_3\text{PO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, для которого Ингерсон и Морей установили следующие показатели: $Ng = 1,478$ и $Np = 1,462$.

На кривой нагревания, полученной в Институте геологических наук АН СССР Г. В. Шмаковой, виден резко выраженный эндотермический эффект при температуре около 900° , который, вероятно, обусловлен плавлением фосфата натрия, имеющегося в ломоносовите.

Местонахождение и генезис. Ломоносовит впервые обнаружен в пегматитах, встречающихся в большой осыпи содалитового сиенита в долине р. Чинглусуй. Участки пегматита, в которых наблюдается ломоносовит, сложены гауманитом (частично замещенным уссингитом) нередко со значительным содержанием ломоносовита, лампрофиллита, эвдиалита, арфведсонита, иногда микроклина и рамзита. Второстепенные минералы: эгирин, иногда чинглусит, нордит, нептуният, сфалерит, молибденит и др. (рис. 44).

Данные бурения, проводившегося Союзредметразведкой в 1947—1949 гг. в северо-западной части Ловозерского массива, указывают на то, что ломоносовит и переходные разновидности от него к мурманиту имеют широкое распространение в породах Ловозерского массива, залегающих ниже малиньита. В них ломоносовит и его разновидности в виде одного из второстепенных или акцессорных минералов встречаются обычно совместно с виллиомитом.

Ввиду того что фосфат натрия легко выщелачивается из ломоносовита, для образования минерала в природных условиях и для сохранения его необходимо наличие специфических условий. Характерно совместное нахождение его с виллиомитом (NaF), который хорошо растворяется в воде и является одним из второстепенных минералов содалитового сиенита. Оба минерала могли образоваться лишь из расплава, по той или иной причине бедного водой. Виллиомит может служить поисковым признаком для нахождения ломоносовита, и наоборот. Сохраняться ломоносовит мог только в породах, не подвергавшихся воздействию гидротермальных процессов; под влиянием последних ломоносовит претерпел бы изменения, которые должны были выразиться в потере фосфата натрия.

При изучении ломоносовита возник вопрос о его взаимоотношениях с мурманитом. Образование мурманита, если его считать первичным минералом, происходило из остаточного расплава, обогащенного водой, из которого ломоносовит, как указано выше, формироваться не мог. Возможно, мурманит является вторичным минералом по ломоносовиту.

Мурманит. Водный ниобо-титаносиликат. Моноклинная сингония. Уд. в. 2,7—2,8. Тв. 2—3.

Впервые мурманит найден В. Рамзаем [164] в Ловозерских тундрах и описан им в 1890 г. как неизвестный минерал № 3. Небольшое количество этого минерала было обнаружено в 1923 г. экспедицией А. Е. Ферсмана, в отчете о работе экспедиции он назван виолофиллитом. В 1930 г. этот минерал был изучен и описан Н. Н. Гутковой [56] под названием мурманит. Название дано по местности.

Физические свойства. Мурманит встречается в тонкопластинчатых выделениях размером до 6×5 мм и толщиною от нескольких десятков миллиметра до 1—3 мм. В кристаллах, годных для измерения, обычно

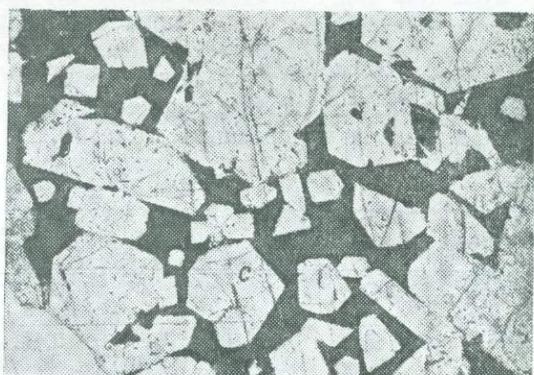


Рис. 44. Взаимоотношение ломоносовита с содалитом (с). $\times 7$. Без анализатора

не наблюдается. В. Рамзай отметил, что на кристаллах мурманита иногда можно различать две грани под углом в 40° . Одну из них, широкую, пластиначатую, он принял за передний пинакоид (100), другую, узкую, за базопинакоид (001). Н. Н. Гуткова нашла один кристалл (рис. 45), который ей удалось измерить при помощи прикладного гoniометра, при этом был обнаружен ряд форм, которым приданы следующие индексы (величины углов она не приводит): (100) — широкая, очень хорошая грань; (001) — узкая грань, (101), (201), (144) и (342). Цвет мурманита розовато-фиолетовый. При выветривании мурманит теряет свою окраску, становится светлофиолетовым, чаще бурым с фиолетовым оттенком, при значительном изменении — бурым. Черта светлофиолетовая и бледнорозовая, у разрушенных разностей — светлобурая или бурая. Блеск на плоскости спайности металлический, перпендикулярно спайности стеклянный до жирного. Непрозрачен. Твердость 2—3. Спайность по одному направлению, принятому за (100), совершенная, по другим выражена плохо. Излом неровный. Хрупкий. Результаты определений удельного веса приведены в табл. 49.

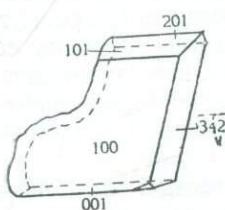


Рис. 45. Кристалл мурманита (по Н. Н. Гутковой)

гoniометра, при этом был обнаружен ряд форм, которым приданы следующие индексы (величины углов она не приводит): (100) — широкая, очень хорошая грань; (001) — узкая грань, (101), (201), (144) и (342). Цвет мурманита розовато-фиолетовый. При выветривании мурманит теряет свою окраску, становится светлофиолетовым, чаще бурым с фиолетовым оттенком, при значительном изменении — бурым. Черта светлофиолетовая и бледнорозовая, у разрушенных разностей — светлобурая или бурая. Блеск на плоскости спайности металлический, перпендикулярно спайности стеклянный до жирного. Непрозрачен. Твердость 2—3. Спайность

по одному направлению, принятому за (100), совершенная, по другим выражена плохо. Излом неровный. Хрупкий. Результаты определений удельного веса приведены в табл. 49.

Таблица 49

Удельные веса мурманита

Местонахождение	Свежий мурманит	Разрушенный мурманит	По данным
Долина р. Чинглусуай	2,84	2,64	И. Д. Борнеман-Старынкевич
Гора Пункаруайв	2,763—2,769	2,474—2,475	В. И. Герасимовского

Перед паяльной трубкой легко сплавляется в стекло темнокоричневого, почти черного цвета.

Перл буры в окислительном пламени светлый буровато-фиолетовый и фиолетово-розовый при охлаждении, в восстановительном пламени бледный желтовато-зеленый (горячий) и бесцветный (холодный).

Оптические свойства. Показатели преломления и величина $2V$ мурманита приведены в табл. 50.

Таблица 50

Оптические константы мурманита

Местонахождение	Ng	Nm	Np	$Ng-Np$	Знак минерала	$2V$	По данным
Долина р. Чинглусуай	1,839	1,765	1,735*	0,104	Минус	64°	Н. Н. Гутковой [56]
Цирк Ангвундасчорр	—	1,765	—	—	—	64°	
Цирк Раслака	—	1,765	—	—	—	—	
Гора Пункаруайв (неразрушенный мурманит, из пегматита)	1,807	1,770	1,682	0,125	—	$60-62^\circ$	В. И. Герасимовского
Гора Пункаруайв (разрушенный мурманит из пегматита)	1,745	1,712	—	—	Минус	$58-61^\circ$	
Породообразующий мурманит	—	—	—	—	Минус	$57-64^\circ$	

* Вычислен при помощи формулы, связывающей углы оптических осей с показателями преломления.

Мурманит обладает отчетливой дисперсией, $r > v$, $2V_{Li} = 61^\circ$, $2V_{Na} = 59^\circ$ и $2V_{Ti} = 57,5^\circ$. Плеохроизм выражен ясно: $\parallel Ng$ темнобурый, бурый с фиолетовым или розовым оттенком, иногда розовый, $\parallel Nm$ бурый, светлобурый, иногда с фиолетовым или розовым оттенком, и розовый, $\parallel Np$ — светлобурый, розовый и бледнорозовый. В шлифах, изготовленных в направлении совершенной спайности (100), наблюдается незначительно смещенный выход острой биссектрисы. Плоскость оптических осей параллельна (001). В шлифах, изготовленных в плоскости (001), по данным Н. Н. Гутковой, наблюдается спайность, плохо поддающаяся определению:

$$\begin{array}{c} \angle Ng = 90^\circ \\ P_c - Nm = 80 - 82^\circ \\ \angle Np = 8 - 10^\circ \end{array}$$

Химические свойства. Мурманит в крепкой HCl растворяется хорошо и без нагревания, а в HNO₃ и H₂SO₄ растворяется плохо и при нагревании. Химические анализы мурманита приведены в табл. 51.

Таблица 51

Химические анализы мурманита

Компоненты	№ 1		№ 2	№ 3	№ 4		№ 5			
	неразрушенный				разрушенный					
	содержание (%)	молекулярные количества			содержание (%)	молекулярные количества	содержание (%)	молекулярные количества		
SiO ₂	30,93	0,515	28,86	24,52	31,24	0,520	30,06	0,500		
ZrO ₂	1,40	0,011	1,50	1,18	1,62	0,013	2,08	0,017		
TiO ₂	29,51	0,369	29,42	31,36	30,40	0,380	38,24			
Nb ₂ O ₅	7,71	0,083	8,32	10,00	6,56	0,070				
Ta ₂ O ₅	0,50	0,003			0,56	0,56	0,003			
Al ₂ O ₃	—		—	0,24	—	—	—	—		
Fe ₂ O ₃	3,34	0,021	3,08	3,04	2,95	0,019	2,33	0,014		
FeO	—	—	—	—	—	—	0,30	0,004		
MnO	2,42	0,031	2,84	2,26	2,38	0,034	2,30	0,032		
MgO	0,27	0,007	0,21	0,38	0,64	0,016	0,35	0,009		
CaO	2,74	0,049	3,44	3,76	3,16	0,056	2,56	0,046		
SrO	Следы		Следы	Следы	Следы	—	—	—		
Na ₂ O	7,44	0,120	3,04	2,34	8,64	0,139	10,38	0,168		
K ₂ O	0,56	0,006	0,78	0,70	0,62	0,006	0,83	0,009		
H ₂ O +110°	6,46	0,361	9,30	9,35	5,37	0,298	4,17	0,232		
H ₂ O -110°	6,06	0,336	9,52	10,69	6,13	0,340	6,03	0,335		
F	0,19	—	—	—	—	—	—	—		
С у м м а	99,53		100,31	100,38	100,28	—	99,63	—		
Уд. вес	2,763—2,769		2,472—2,475				2,84			
Местонахождение	Гора Пункаруайв			Гора Сенгисчорр		р. Чинглусуай				
Аналитик	Т. А. Бурова					И. Д. Борнеман-Старынкевич				

Для мурманита И. Д. Борнеман-Старынкевич предлагает формулу: $nA_2B_2Si_2O_9 \cdot xH_2O$. Главным компонентом мурманита она считает $Na_2Ti_2Si_2O_9 \cdot H_2O$.

Сравнивая анализы разрушенного и неразрушенного мурманита (см. табл. 51), можно заметить, что разрушение мурманита связано с выносом SiO₂, Na₂O и привносом H₂O и, вероятно, происходило в гипертензивных условиях.

Местонахождение. Мурманит находится и в породах, и в пегматитах. В породах он встречается обычно в очень незначительных количествах в качестве второстепенного или акцессорного минерала. Мурманит известен в большинстве пород массива: нормальном луявлите, эвдиалиловом луявлите, порфировидном луявлите, фойяите, уртите, лопаритовом порфировидном ювите, пойкилитовом содалитовом сиените, тавите и др. Наиболее значительная концентрация мурманита, обычно не выше нескольких процентов, известна в мурманитовом луявлите (гора Пунка-руайв и др.), в некоторых разновидностях порфировидного луявлита, лопаритовом уртите, полевошпатовом уртите, залегающем над малиньитом, и иногда в фойяите.

Для мурманита, наблюдаемого в породах, наиболее характерна ассоциация с эвдиалитом и лампрофиллитом. В породах мурманит встречается в пластинчатых выделениях, нередко

пойкилитически включающих нефелин, K-Na полевой шпат, эвдиалит и другие минералы (рис. 46). Мурманит в породах формируется одним из последних. Более поздняя кристаллизация мурманита обуславливает и особенности его химического состава (высокое содержание воды).

В пегматитах мурманит не имеет значительной концентрации. В них он известен как один из второстепенных или акцессорных минералов. В пегматитах ортоклазового типа с Mn-ильменитом и сфеоном, полевошпа-

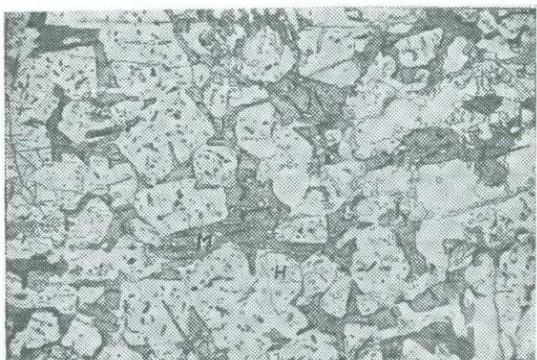


Рис. 46. Уртит. Взаимоотношение нефелина (n) с мурманитом (m). $\times 14$. Николи +

тowego с эвдиалитом и сфеоном и цеолитного присутствие мурманита не известно. Для мурманита пегматитов характерен парагенезис с микроклином, эгирином, содалитом, рамзайтом, иногда лампрофиллитом. В пегматитах он образуется, вероятно, в пегматоидную fazу.

Изменения. Неразрушенный мурманит обычно розовато-фиолетовой окраски, при разрушении приобретает буроватые тона. Значительно измененный мурманит имеет бурую окраску. В каком направлении идет изменение мурманита, можно видеть из сравнения анализов мурманита за № 1, 2 и 3 (см. табл. 51). Мурманиты для этих анализов были взяты из одного месторождения (из пегматита уссингитового типа горы Пунка-руайв), причем мурманит для анализа № 3 имел более бурую окраску, чем для анализа № 2. Изменение мурманита обусловлено водными, вероятно холодными, растворами и связано со значительным увеличением содержания в его составе H_2O и уменьшением SiO_2 и Na_2O .

Сравнение. По физическим свойствам и химическому составу мурманит очень близок к ломоносовиту.

Промышленное значение. В составе мурманита около 7—8% Nb_2O_5 , поэтому мурманит наряду с лопаритом представляет большой промышленный интерес как возможный источник сырья на ниобий. Перед лопаритом мурманит имеет то преимущество, что легко растворяется в HCl. Однако содержание мурманита в породах массива, как уже отмечалось, обычно не превышает нескольких процентов, поэтому самостоятельная добыча его вряд ли экономически выгодна. Мурманит может быть получен как побочный продукт при извлечении лопарита из лопаритового малиньита или из лопаритового уртита.

Белянкинит $2CaO \cdot 12TiO_2 \cdot 0,5Nb_2O_5 \cdot ZrO_2 \cdot SiO \cdot 28H_2O$. Ромбическая или моноклинная сингония. Уд. вес 2,32—2,40. Тв. 2—3.

Описываемый минерал найден автором в 1936 г. Название дано минералу в честь акад. Д. С. Белянкина.

Физические свойства. Белянкинит встречается в пластинчатых и пластинчато-таблитчатых выделениях, иногда удлиненных, величиною до $20 \times 12 \times 0,5$ см. В кристаллах он не обнаружен. Окраска минерала светлая желтовато-коричневая, у разрушенных разностей бледножелтая. Чешуя белая. Блеск на плоскостях спайности перламутровый, в изломе — стеклянный до жирного. Спайность совершенная по одному направлению (параллельно пластинчатости). Излом неровный. Хрупкий. Непрозрачный. Твердость 2—3. Удельный вес колеблется от 2,32 до 2,40. Перед паяльной трубкой не плавится. Перл буры в окислительном и восстановительном пламени бесцветный.

Оптические свойства. Минерал оптически отрицательный. Удлинение положительное. $2V$, измеренное на федоровском столике, колеблется от 21 до 25° . $N_p \sim 1,740$, $N_m = 1,775$ — $1,780$ (чаще 1,777), $N_g - N_m = 0,002$ — $0,003$. Плеохроизм выражен отчетливо: по N_p от коричневого до темнокоричневого, по N_m светлобурый, иногда желтовато-бурый, по N_g светлокоричневый или светлый буровато-коричневый. Угасание по отношению к спайности прямое. В разрезах, параллельных спайности, наблюдается выход острой биссектрисы. При оптическом изучении минерала установлена ромбическая или моноклинная сингония. Белянкинит обычно в той или иной степени изменен, иногда значительно. Изменения наблюдаются вдоль трещин различных направлений, причем измененные участки минерала в шлифе имеют темносерую или бурую окраску и непрозрачны.

Была произведена съемка белянкинита по методу Дебая (Fe- и Си-излучение), но явлений интерференции обнаружить не удалось. В противоположность этому лауэграмма показала, что минерал имеет кристаллическое строение, на что указывают и оптические исследования.

Химические свойства. Химический анализ минерала впервые выполнен Т. А. Буровой, затем М. Е. Казаковой (табл. 52).

По химическому составу белянкинит резко отличается от всех известных минералов. Эмпирическая формула его, по данным анализа, следующая: $2\text{CaO} \cdot 12\text{TiO}_2 \cdot 0,5\text{Nb}_2\text{O}_5 \cdot \text{ZrO}_2 \cdot \text{SiO}_2 \cdot 28\text{H}_2\text{O}$.

Спектроскопическое изучение, выполненное в лаборатории ВИМС, показало помимо элементов, установленных химическим путем, присутствие Hf (мало), Pb (мало) и Cu (следы). По данным спектрального анализа, Nb значительно преобладает над Ta.

Минерал хорошо растворяется при нагревании в HCl , HNO_3 и H_2SO_4 . Ниже кратко излагается ход анализа, по данным М. Е. Казаковой.

Навеска минерала в 0,5 г обрабатывалась при нагревании 5—10 мл крепкой соляной кислоты до полного разложения минерала с последующим выпариванием раствора для обезвоживания кремнекислоты. Солянокислый фильтрат от кремнекислоты нагревается до кипения, и в горячем состоянии Al, Fe, Ti, Zr и Nb осаждались аммиаком. Прокаленные окислы сплавлялись с пиросульфатом калия, сплав растворялся в 10%-ной винной кислоте, после чего железо осаждалось из раствора сернистым аммонием. Фильтрат от сернистого железа подкислялся серной кислотой так, чтобы содержание кислоты было около 10%; раствор нагревался до удаления сероводорода, а ниобий, tantal, титан и цирконий осаждались 6%-ным раствором купферона. Осадок после прокаливания сплавлялся с пиросульфатом калия, сплав растворялся в 10%-ной серной кислоте.

Для окисления титана прибавлялась перекись водорода, и цирконий осаждался в виде фосфорнокислой соли. В фильтрате от фосфорнокислого циркония ниобий, tantal и титан осаждались 6%-ным раствором купферона. Осадок прокаливался до постоянного веса. Полученная смесь окислов ниobia и титана сплавлялась с пиросульфатом. Сплав обрабаты-

Таблица 52

Химический анализ белянкинита

Компоненты	№ 1		№ 2	
	Содержание (%)	Молекулярные количества	Содержание (%)	Молекулярные количества
SiO ₂	3,96	0,066	2,80	0,046
ZrO ₂	6,64	0,054	6,56	0,053
TiO ₂	48,76	0,612	48,19	0,607
Nb ₂ O ₅	7,16	0,027	7,51	0,028
Ta ₂ O ₅	—	—	—	—
TR ₂ O ₃	Нет	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,46	0,005	0,24	0,002
Fe ₂ O ₃	—	—	1,85	0,012
FeO	—	—	—	—
MnO	Нет	—	0,4	—
MgO	Нет	—	0,14	0,004
CaO	6,72	0,119	6,40	0,114
SrO	Нет	—	—	—
Na ₂ O	0,55	0,009	0,23	0,004
K ₂ O	Следы	—	0,20	0,002
H ₂ O +110°	8,35	0,464	7,20	0,400
H ₂ O -110°	17,21	0,956	18,50	1,026
CO ₂	—	—	Нет	—
Cl	—	—	Нет	—
F	—	—	Нет	—
С у м м а	99,81	—	99,86	—
Аналитик	Т. А. Бурова		М. Е. Казакова	

вался при кипячении 1%-ным раствором танина в 10%-ной соляной кислоте (метод В. С. Быковой). Выпавший осадок таниново-ниобиевого комплекса отфильтровывался, промывался тем же реагентом, прокаливался и взвешивался. При наличии больших количеств титана в минерале прокаленный осадок подвергался повторной пиросульфатотаниновой обработке. Получившийся в результате вторичной обработки ниобий был почти свободен от титана. Вода выше 110° определялась в трубке Пенфильда. Марганец определялся из отдельной навески колориметрически.

Местонахождение. Белянкинит найден в одном из пегматитов массива, на левом берегу р. Тулбьюнуай. Пегматит залегает среди фойяита и имеет очень причудливые очертания — в виде неправильной линзы с раздувами и апофизами. Нижняя граница пегматита не видна, находится под осыпью. Размеры пегматита около 20 м длины, при видимой мощности до 8 м в раздуве. Сложен он в основном микроклином, эгирином, нефелином и белянкинитом. Микроклин светлосерой окраски наблюдается в крупных индивидах, размер которых достигает 20 × 10 × 6 см. Эгирин тонкоигольчатый и волокнистый, образует очень плотные стяжения до 15 см в диаметре. Окраска эгирина зеленая. Нефелин образует зерна величиною до 4 см и обычно в той или иной степени замещен цеолитами, иногда нацело. Белянкинит находится в эгирине, иногда в микроклине. Образовался он одновременно с полевым шпатом, но раньше эгирина.

В краевых частях пегматит обогащен эвдиалитом, иногда значительно. Совместно с эвдиалитом встречаются призматические выделения эгирина черной окраски, рамзита, нередко в большом количестве, иногда лампрофиллита и других минералов.

В микроклине, нефелине, эгирине и эвдиалите наблюдаются пустоты размером в несколько миллиметров, которые расположены таким обра-

зом, что напоминают рисунок сот или елочек, длина таких участков до 10 см. Эти пустотки, вероятно, возникли при разрушении виллиомита гидротермальными растворами. Последние обусловили и цеолитизацию нефелина.

В пегматите имеются участки до 20 см в диаметре, нацело сложенные цеолитами, среди которых встречаются стяжения водных окислов марганца до 7 см в диаметре. Фойяйт на контакте с пегматитом, как и последний, обычно значительно обогащен эвдиалитом.

Генезис белянкинита неясен. Возможно, он является вторичным минералом, образовавшимся в гидротермальную фазу по одному из минералов группы мурманит — ломоносовит.

НИОБОТИТАНАТЫ

Лопарит. Ниоботитанат редких земель, Ca и Na. Кубическая сингония. Уд. в. 4,77. Тв. 5,5—6.

Физические свойства. Лопарит кристаллизуется в кубической сингонии. Структура его, по Гертнеру [144], первовскитового типа, ребро псевдо-кубического куба $a = 3,54 \pm 0,018$ Å. Координаты Ti(Nb) — 1/2 1/2 1/2; Ca(Ce, Na) — .000; O — 1/2 1/2 0; 1/2 0 1/2; 0 1/2 1/2.

Лопарит встречается в кристаллах, реже в ксеноморфных выделениях, величиною до 0,5 см, а обычно 1—2 мм в поперечнике. Кристаллы почти всегда представляют двойники прорастания по флюоритовому закону [И. Г. Кузнецов, 82 и Е. Ф. Чирва, 121]. Лопарит ловозерских тундр по своему габитусу ничем не отличается от хибинского. Внешний облик последнего определяется гранями куба c (100) и октаэдра ρ (111), к которым в отдельных случаях (по Е. Ф. Чирва) присоединяются грани форм α (190), β (180), τ (170), c (180), f (140), g (250), e (120), h (350), b (230), i (340), d (110), k (141), m (131), q (121), t (343) и др. Кристаллы лопарита не в двойниках, а в форме куба и октаэдра были встречены лишь на вершине горы Кедыкверкпахк (рис. 47, 48). Цвет минерала черный, черта коричневато-бурая. Блеск металлический. Спайность отсутствует. Излом неровный, раковистый. Непрозначен. Твердость 5,5—6. Удельный вес 4,769. Перед паяльной трубкой не плавится. Перл буры в окислительном и восстановительном пламени желто-зеленый в горячем состоянии и бесцветный при охлаждении.

Оптические свойства. В шлифе в проходящем свете лопарит имеет черную окраску, в тонких шлифах иногда буро-красную. Цвет лопарита в отраженном свете белый или светлосерый. Изотропный. Обычными реактивами не травится.

Показатель преломления минерала 2,30—2,36 (ближе к 2,30), по данным О. А. Воробьевой [24], 2,35—2,38.

Химические свойства. Лопарит разлагается фтористоводородной кислотой и с трудом H_2SO_4 .

В ловозерских тундрах лопарит находится в различных породах, причем одни и те же лопаритсодержащие породы, например лопаритовый луяврит и лопаритовый уртит, слагают несколько пластов (горизонтов), располагающихся на различных высотах в одном и том же стратиграфическом разрезе лопаритоносного комплекса пород. В связи с этим для химического изучения лопарита автором был взят лопарит из всех лопаритсодержащих пород, причем для одной и той же породы — из различных горизонтов (пластов) или из одного рудного пласта, но с различных участков. Дополнительный материал для химического изучения лопарита был подготовлен И. В. Зеленковым. Химические анализы лопарита, приведенные в табл. 53, выполнены В. С. Быковой [13]. В таблице также приведены химические анализы, выполненные Т. А. Буровой, И. Д. Борнеман-Старынкевич и Ю. Н. Книпович.

Таблица 53

Химические ана-

лизы лопарита

Компоненты	Двойники									Кубы					Октаэдры		Двойники				
	№ 1	№ 2	№ 3	№ 4	№ 5	№ 6	№ 7	№ 8	№ 9	№ 10	№ 11	№ 12	№ 13	№ 14	№ 15	№ 16	№ 17	№ 18			
SiO ₂	0,38	—	—	0,44	0,46	0,30	0,72	—	0,40	—	—	—	—	0,40	0,41	0,27	1,85	2,99			
TiO ₂	39,65	—	—	39,88	—	40,20	40,13	—	40,70	—	40,62	—	—	38,31	38,50	39,24	38,62	37,82			
ZrO ₂	Нет	—	—	Нет	—	Нет	Нет	—	Нет	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
Nb ₂ O ₅	9,74	0,45	10,08	10,06	9,38	10,10	10,28	8,87	9,52	8,84	9,51	9,46	8,04	8,66	—	—	—	—			
Ta ₂ O ₅	0,75	10,56	—	—	0,72	10,10	—	0,65	9,53	0,67	9,51	—	0,08	—	—	—	—	—			
ThO ₂	0,76	—	—	—	0,74	—	—	0,64	—	0,62	—	—	0,62	—	—	—	—	—			
CeO ₃	16,04	31,56	—	—	16,26	31,92	32,34	16,37	32,21	17,50	31,82	—	17,50	34,12	—	—	—	—	—		
Σ Ce ₂ O ₃	14,76	—	—	—	14,92	31,93	—	15,20	32,21	16,00	31,82	—	16,00	34,12	—	—	—	—	—		
Σ Y ₂ O ₃	Нет	—	—	—	Нет	—	—	Нет	—	Нет	—	—	Нет	—	—	—	—	—	—		
Al ₂ O ₃	0,20	—	—	—	0,14	—	—	0,20	—	0,14	—	—	0,20	—	—	—	—	—	—		
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	0,36	—	—	0,72	—	—	0,56	—	—	—	—	—	—	—	—		
FeO	0,36	—	—	—	0,40	—	—	0,36	—	0,72	—	—	0,56	—	—	—	—	—	—		
MnO	Нет	—	—	—	Нет	—	—	Нет	—	Нет	—	—	Нет	—	—	—	—	—	—		
CaO	5,00	4,92	—	—	5,08	5,0	5,30	5,46	—	4,86	—	—	—	—	—	0,02	0,13	—	—		
SrO	3,42	3,20	—	—	3,30	—	3,20	3,14	—	3,06	—	—	2,10	—	—	5,26	5,60	6,21	—		
MgO	Нет	—	—	—	Нет	—	—	Нет	—	Нет	—	—	Нет	—	—	0,62	0,70	0,85	—		
K ₂ O	0,13	—	—	—	0,17	—	—	0,28	—	0,16	—	—	0,20	—	—	0,29	0,44	—	—		
Na ₂ O	8,32	—	—	—	8,50	—	—	8,10	—	8,38	—	—	8,20	—	—	8,78	8,71	9,06	7,77	7,85	
F	—	—	—	—	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	0,03	—	—		
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,06	0,10	—	—		
П.п.п.	0,57	—	—	—	0,20	—	—	0,64	0,20	—	—	—	0,48	—	—	—	—	0,20	0,40		
SnO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	0,01		
Сумма	100,08	—	—	100,15	—	100,25	100,30	—	—	100,56	—	—	—	—	—	100,06	99,88	99,71	99,36	33,34	
Уд. вес**	—	4,77	—	4,79	4,87	4,77	—	—	—	4,60	—	4,82	2,82	4,69	—	4,74	4,64	4,77	—	—	
Аналитик	В. С. Быкова									И. Д. Борнеман-Старынкевич					Т. А. Бурова		Ю. А. Книпович				
Место-нахождение	Из лопаритового луявирита	Из лопаритового уртита верхних горизонтов	Из лопаритового малиньита	Из лопаритового уртита горизонта	Из лопаритового уртита горизонта	Из лопаритового малиньита	Из лопаритового малиньита	Из лопаритового малиньита	Из лопаритового малиньита	Из лопаритового малиньита	Из пегматита	Из лоп. малиньита	Из лоп. уртита	Из пегматита	Из лоп. малиньита	Из лоп. уртита					
Материал для анализа	В. И. Герасимовского									И. В. Зе	ленкова	В. И. Герасимовского					Сотрудников Союзредметразведки			—	—

* В это количество входит церий в виде CeO₂.

** Уд. вес лопарита анализов № 2, 5, 6, 9, 10, 11 и 12 определены Яковлевой Е. А. Старынкевич.

Анализы лопарита № 17 и 18 из лопаритового малинита и лопаритового уртита, выполненные Ю. Н. Книпович, показывают при сравнении с анализами этих же пород, выполненных В. С. Быковой, повышенное содержание в них ниobia и тантала и меньшее — титана. Это, вероятно, обусловлено тем, что часть титана определена как ниобий и тантал. Материал, имевшийся в распоряжении Ю. Н. Книпович, был, видимо, недостаточно чистым, потому что в составе лопарита определено повышенное количество SiO_2 . Содержание SrO в анализах № 16, 17 и 18, возможно, является заниженным. В ряде ловозерских минералов SrO вначале определялось в меньшем количестве и лишь контроль со стороны рентгено-спектрального анализа (И. Б. Боровский) позволили это выявить. Сопоставляя данные химических анализов лопарита, можно видеть, что он имеет неодинаковый состав: наблюдаются колебания в содержании титана, ниobia, редких земель и стронция.

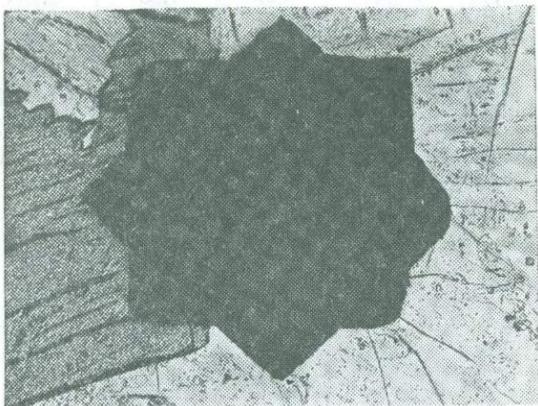


Рис. 47. Кристалл лопарита (двойник).
× 100. Без анализатора

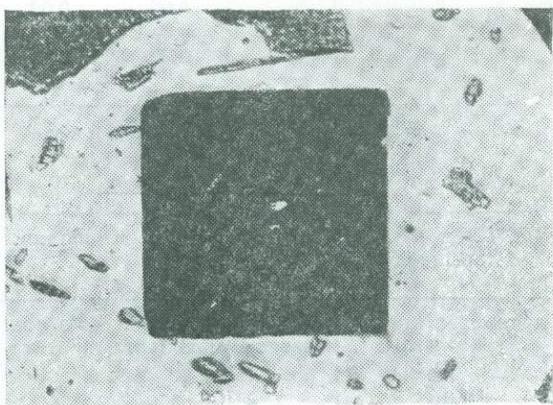


Рис. 48. Кристалл лопарита. × 100. Без анализатора

титовых луявитров, расположенных выше лопаритоносного комплекса пород.

Сравнение химических анализов лопарита показывает, что чем ниже расположена та или иная порода, тем меньше ниobia содержит находящийся в ней лопарит. Намечается также определенная зависимость в лопарите между содержанием ниobia и титана, ниobia и редких земель, редких земель и стронция. Уменьшение количества Nb_2O_5 приводит к увеличению содержания TiO_2 и одновременно редких земель. Чем больше в лопарите редких земель, тем меньше в нем стронция.

Редкие земли в лопарите, по данным рентгено-химического анализа, выполненного И. Б. Боровским (ГИН АН СССР), представлены в основном цериевой группой (табл. 54).

Среднее соотношение (из пяти анализов) между элементами цериевой группы в лопарите, по данным И. Б. Боровского, следующее: $\text{La} : \text{Ce} : \text{Pr} : \text{Nd} = 0,55 : 1 : 0,18 : 0,34$.

Для лопарита характерна форма двойников. Простые кристаллы в виде куба и октаэдра были найдены автором на вершине горы Кеды-126

Таблица 5

Состав редких земель (в % от общей суммы состава лопарита, принятой за 100%)

	La_2O_3	Ce_2O_3	Pr_2O_3	Nd_2O_3	Sm_2O_3	Eu_2O_3	Gd_2O_3	Tb_2O_3	Dy_2O_3	Ho_2O_3	Er_2O_3	Tu_2O_3	Yb_2O_3	Y_2O_3
Лопаритовый уртит (гора Нинчурт)	9,0	25,0	3,0	5,0	0,7	0,05	0,5	0,04	0,3	0,02	0,02	0,02	0,03	0,05
Лопаритовый малиньит (гора Ал- луайв)	10,5	16,5	3,0	5,5	0,5	—	0,3	—	—	—	—	—	—	0,01
Лопаритовый луяврит (гора Вавнбед)	9,0	15,0	3,0	5,5	0,5	—	—	0,4	—	—	—	—	—	0,01

кверкпахк среди луяврита, приуроченного к комплексу эвдиалитовых луявритов.

Химическое изучение лопарита, имеющего форму куба и октаэдра, выполнено И. Д. Борнеман-Старынкевич. В лопарите кубического и октаэдрического габитуса обнаружено повышенное содержание Nb и пониженное TiO_2 . Установить, обусловливается ли внешняя форма лопарита (кубы и октаэдры) повышенным содержанием в нем ниобия, нельзя без проведения гониометрического измерения лопарита разных генетических типов, тем более что не известен состав лопарита в двойниках, находящихся в породах комплекса эвдиалитовых луявритов, среди которых залегает и луяврит, содержащий лопарит в виде куба и октаэдра.

Гертнер [144] на основании рентгено-спектроскопического изучения дает такую формулу лопарита: $(\text{Ti}, \text{Nb})_2 (\text{Na}, \text{Ce}, \text{Ca})_2\text{O}_6$.

И. Д. Борнеман-Старынкевич для лопарита предлагает следующую формулу: $\text{A}_2\text{B}_2\text{O}_6$, где $\text{A} = \text{Na}, \text{Ce}, \text{Ca}$; $\text{B} = \text{Ti}, \text{Nb}, (\text{Th}), (\text{Fe})$. Лопарит она считает изоморфным соединением компонентов: $\text{NaCeTi}_2\text{O}_6$, Na_2NbO_6 и $\text{Ca}_2\text{Ti}_2\text{O}_6$.

По химическому составу лопарит наиболее близок к дизаналиту (из группы первовскита).

Местонахождение. Лопарит встречается в породах и в пегматитах.

В большинстве пород массива лопарит присутствует как один из акцессорных или второстепенных минералов, но иногда играет роль и породообразующего минерала. Наиболее значительная концентрация лопарита известна в лопаритовом луявrite (1—3%), лопаритовом уртите (3,5—16%), лопаритовом малиньите (10—23%) и лопаритовом порфировидном ювите (1—13%), см. также данные табл. 3.

В пегматитах лопарит встречается редко и в незначительных количествах. Из 350 просмотренных пегматитовых образований, находящихся как в коренном залегании, так и в россыпи, лопарит был встречен в 29 пегматитах микроклинового типа с эвдиалитом и эгирином, в двух ортоклазового с Мп-ильменитом и сフェном и в одном альбитового типа. Для лопарита, наблюдаемого в пегматитах, характерен парагенезис с микроклином, нефелином, эгирином и эвдиалитом.

Изменение. Лопарит иногда замещается металолопаритом. Это замещение, вероятно, происходит под влиянием водных растворов в начале гидротермального этапа.

Промышленное значение. Присутствие в лопарите больших количеств ниобия [8,5—10,5% $(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_5$], редких земель (31—34% TR_2O_3), титана (39—40% TiO_2) и тория (0,64—0,67% ThO_2) делает его ценным сырьем на перечисленные элементы. Запасы лопарита в породах, слагающих щелочной массив, громадны; наиболее реальной сырьевой базой в настоящее время являются лопаритовый малиньит и лопаритовый уртит.

Металопарит. Водный ниоботитанат TR и Ca; сингония (?), уд. в. 4,41. Тв. (?).

Найден автором летом 1939 г. в Ловозерском щелочном массиве. Установлено, что он является вторичным минералом по лопариту, к которому очень близок по химическому составу, отсюда и его название.

Физические свойства. Металопарит представляет собой псевдоморфозы по лопариту, а поэтому форма и размеры его выделений те же, что и у лопарита. Последний обычно наблюдается в кристаллах (двойники прорастания по флюоритовому закону) и реже в зернах. Размеры отдельных выделений металопарита достигают 1 мм. Цвет минерала коричневато-желтый. Чешуя бледная зеленовато-желтая. Блеск алмазный. Спайность отсутствует. Излом неровный. Хрупкий. Непрозрачный. Твердость из-за малой величины отдельных индивидов металопарита (до 11 мм) определяется с трудом и равна приблизительно 5. Удельный вес, по данным И. Д. Борнеман-Старынкевич, определенный пикнометрически, 4,41.

Перед паяльной трубкой не плавится, но меняет окраску: вместо коричневато-желтого становится темнокоричневым, почти черным. Перл буры в окислительном и восстановительном пламени светлый желтовато-зеленый, при охлаждении — бесцветный. С фосфорнокислой солью в окислительном пламени дает перл желтовато-зеленой окраски, обесцвечивающейся при охлаждении.

Оптические свойства. В шлифе металопарит темнобурой, почти черной окраски с зеленоватым оттенком, реже грязной желтовато-зеленой. При рассмотрении выделений металопарита грязной желтовато-зеленой окраски (наблюдаемых макроскопически в форме хорошо образованных кристаллов) под микроскопом видно, что они состоят из большого количества мельчайших индивидов. Последние часто почти не различимы даже при больших увеличениях, имеют двупреломление и располагаются в том или ином виде металопарита без какой-либо закономерности. Металопарит в шлифе при введении линзы Лазо имеет табачно-зеленую окраску различных оттенков, при этом более отчетливо обнаруживается, что отдельные выделения металопарита, наблюдаемые в форме кристаллов, представляют собою агрегат мельчайших индивидов. Оптическое изучение отдельных индивидов из-за малых размеров невозможно. Показатель преломления металопарита высокий. Определение его было выполнено с помощью сплавов и равно $2,24 \pm 0,03$.

Оптическое изучение металопарита подтверждает, что он является вторичным минералом по лопариту. В шлифах можно наблюдать выделения лопарита, замещенные металопаритом частично, а иногда полностью. В последнем случае от лопарита сохраняется лишь его внешняя форма, или же он наблюдается среди металопарита в виде отдельных, неправильной формы небольших пятен, часто очень причудливых очертаний.

Химические свойства. Химический анализ металопарита, выполненный И. Д. Борнеман-Старынкевич, приведен в табл. 55. В ее распоряжении, из-за очень трудной отборки материала, имелось всего лишь около 3 г металопарита. По данным И. Д. Борнеман-Старынкевич, металопарит, как и лопарит, разлагается H_2SO_4 .

В табл. 55 для сравнения с металопаритом приведен и химический анализ лопарита из лопаритового малиньита горы Вавибед (Ловозерский щелочный массив). Из сопоставления химических анализов видно, что оба минерала близки по своему составу. Металопарит отличается от лопарита тем, что имеет в своем составе воду и почти не содержит щелочей. Процесс изменения лопарита и образования по нему вторичного минерала — металопарита связан с удалением щелочей и привносом воды. Следует заметить, что при замещении, например, 8,10% Na_2O , находящейся в лопарите, эквивалентным количеством воды, последней необходимо всего лишь 2,36%. Отсюда понятно и небольшое повышение

Таблица 55

Химические анализы металопарита и лопарита (%)

Компоненты	М е т а л о п а р и т	Л о п а р и т
SiO_2	1,27	0,30
TiO_2	44,01	40,20
Nb_2O_5	10,78	8,87
Ta_2O_5	0,66	0,65
ThO_5		0,64
Ce_2O_3		16,37
$(\text{La}, \text{Dl})_2\text{O}_3$	34,20	15,20
Y_2O_3		Нет
Al_2O_3	Не опред.	0,20
$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$	Не опред.	0,36
CaO		5,30
SrO	5,35	3,14
K_2O		0,28
Na_2O	0,23	8,10
H_2O (прямое определение)	3,49	—
П.п.п.	—	0,64
С у м м а	100,16	100,25
Аналитик	И. Д. Борнеман-Старынкевич	В. С. Быкова

содержания в металопарите (по сравнению с лопаритом) титана, ниобия и редких земель.

Спектроскопически в металопарите, помимо элементов, обнаруженных химическим путем, установлены Fe, Mn, Al (слабые линии) и Be (очень слабые линии).

Местонахождение и парагенезис. Металопарит в Ловозерском щелочном массиве встречен на восточном склоне горы Вавибед, на северном склоне горы Нинчурт, на южном склоне горы Страшемпахк и юго-западном склоне горы Куфтынюон. Выделения его в первых трех пунктах приурочены к лопаритовому уртиту, залегающему над четвертичным горизонтом лопаритового луявирита. Металопарит в лопаритовом уртите обычно наблюдается у нижнего контакта, а иногда в переходном слое от лопаритового уртита к нижележащему луявириту. Наиболее значительные количества минерала наблюдаются в тех участках уртита или переходного слоя, которые наиболее сильно изменены вторичными процессами. При рассмотрении породы из этих участков под микроскопом видно, что нефелин в большинстве случаев нацело замещен серицитом и цеолитами. На горе Куфтынюон металопарит наблюдается в апатитолопаритовом уртите, залегающем ниже лопаритового малиньита. Образование металопарита по лопариту обусловлено, вероятно, теми же процессами, которые вызвали и замещение нефелина серицитом и цеолитами. На это указывают следующие факты: 1) в тех участках уртита, в которых наиболее сильно изменен нефелин (серийцитизирован или цеолитизирован), наблюдается и наиболее резко выраженный процесс образования металопарита по лопариту; 2) на горе Вавибед, в одном из участков лопаритового уртита, наблюдаются тонкие прожилки цеолита мощностью до 1—2 мм, сложенные цеолитами, вблизи которых лопарит нацело изменен в металопарит.

Наиболее значительные количества металопарита известны на горе Вавибед. Для металопарита характерен парагенезис в первую очередь с лопаритом, за счет которого он и образуется, а также с цеолитами

и серицитом (минералами, вторичными по нефелину). Все это подчеркивает большую роль постмагматических процессов в минералообразовании Ловозерского щелочного массива.

ФОСФАТЫ

Апатит $\text{Ca}_5(\text{F}, \text{Cl})_3(\text{PO}_4)_3$. Гексагональная сингония. Уд. в. 3,276. Тв. 5.

Физические свойства. Апатит встречается в зернах величиною от нескольких десятых миллиметра до 0,7 см и в плохо образованных кристаллах игольчатого, тонкопризматического и призматического облика длиною до 1 см.

Цвет минерала светлозеленый. Чешуя белая. Блеск стеклянный. Излом от неровного до раковистого. Полупрозрачный до непрозрачного. Твердость 5. Удельный вес 3,276.

Перед паяльной трубкой не плавится, но меняет окраску: из светло-зеленого становится почти бесцветным. Перл буры в окислительном пламени светлый, желтовато-зеленоватый в горячем состоянии и бесцветный в холодном, в восстановительном пламени бесцветный.

Оптические свойства. В шлифе бесцветный. Одноосный, отрицательный. $N_{\text{o}}=1633$ и $N_{\text{e}}=1620$. Величина двупреломления 0,003.

Химические свойства. В крепких кислотах HCl , HNO_3 и H_2SO_4 растворяется.

Химический состав апатита из пегматита среднего истока долины р. Коклуухтиуай, выполненный М. Л. Ященко, приведен в табл. 56.

Таблица 56

Химический анализ апатита

Компоненты	Содержание (%)	Молекулярные количества	Компоненты	Содержание (%)	Молекулярные количества
SiO_2	Следы	—	Na_2O	0,69	0,011
TiO_2	Следы	—	K_2O	—	—
Al_2O_3	0,70 (по разности)	0,007	H_2O	Нет	—
Fe_2O_3	0,15	0,001	P_2O_5	39,80	0,280
TR_2O_3	3,20	0,009	S	Следы	—
MnO	Следы	—	Cl	0,04	—
MgO	0,30	0,007	F	2,14	0,113
CaO	48,80	0,870		101,32	—
SrO	5,50	0,053		—	—
			$-\text{O}-\text{F}_2$	0,90	—
			Сумма	100,42	—

Согласно химическому анализу, эмпирическую формулу апатита можно написать в следующем виде: $3(\text{Ca}, \text{Sr})\text{O} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot \text{CaF}_2$. По химическому составу ловозерский апатит относится к фторапатиту, богатому Sr и содержащему редкие земли. Апатиты аналогичного химического состава известны и в соседнем Хибинском массиве. По данным М. И. Волковой и Б. Н. Мелентьева, содержание SrO в хибинском апатите достигает 11,42%, а TR_2O_3 4,90%.

Спектроскопически в апатите, помимо выявленных химическим путем, установлены: V (средняя линия), Zr, Pb (слабые линии), редкие земли Ce, La (слабые линии) и Yb (очень слабая линия).

Местонахождение. Апатит встречается как в породах, так и в пегматитах. Он наблюдается в большинстве пород массива как один из второстепенных или акцессорных минералов (см. табл. 3). Наиболее значительна концентрация апатита в уртитах, особенно в одном из прослоев

(самом верхнем) лопаритовых уртитов, залегающих ниже лопаритового малинита. Содержание апатита в этом прослое (апатито-лопаритового уртита) достигает 30 %.

В пегматитах апатит встречается редко и в очень незначительном количестве. Он приурочен лишь к пегматитовым выделениям ортоклазового типа с Mn-ильменитом и сфеном, но и в них апатит встречается в малых количествах и не всегда. Исключение составляют две пегматитовые жилы среднего истока долины р. Коклухтиуай, в которых апатит, наряду с Mn-ильменитом и K-Na полевым шпатом, является одним из главных минералов, слагающих эти пегматиты. Апатит, кроме того, в очень незначительном количестве встречен: 1) в двух пегматитах полевошпатового типа с эвдиалитом и сфеном в долине р. Сулуйай; 2) в одном из пегматитов р. Коклухтиуай, сложенном эгирином и K-Na полевым шпатом со значительным содержанием циркона, и 3) в цеолитных прожилках северо-восточного склона горы Нинчурт.

В промышленном отношении заслуживает интереса апатит, находящийся в прослое апатито-лопаритового уртита. Последний может одновременно служить источником сырья на лопарит и апатит.

Эрикит. Водный фосфат редких земель. Ромбическая сингония. Уд. в. 3,77—3,79. Тв. 2—3.

Эрикит впервые найден Уссингом в 1900 г. в районе Julianehaab (Южная Гренландия). Изучен и описан в 1903 г. Беггильдом [128]. Julianehaab считался единственным его месторождением до 1933 г.

Летом 1933 г. при изучении уссингитовых месторождений горы Пункаруай (юго-восточная часть Ловозерских тундр) среди уссингита автором был встречен минерал, близкий к эрикиту. Описание этого минерала приводится ниже.

Кристаллографические свойства. Эрикит (гора Пункаруай) встречается в кристаллах, обычно плохо образованных, иногда в зернах величиною 0,2—0,7 см, редко до 1,5 см. Кристаллы призматического облика, нередко двухконечные, обычно имеют одинаковое развитие по всем трем осям, хотя иногда наблюдаются кристаллы, сплюснутые в направлении одной оси, принятой за ось Z. Хорошо образованные кристаллы, годные для измерения на гoniометре, наблюдаются очень редко. Ввиду хрупкости их обычно не удается извлечь из уссингита, в котором они находятся. Границы кристаллов обычно матовые и не дают хороших сигналов. Было отобрано шесть обломочных кристаллов, которые и измерялись на теодолитном гoniометре Гольдшмидта.

При измерении обнаружены следующие формы (установка кристалла принята по Беггильду): a (100), b (010), c (001), m (110), o (130), g (021), r (101), s (201), t (111), v (132), w (211), x (221) и y (212). Из них главные формы, определяющие внешний облик кристалла, следующие: (100), (010), (001), (110), (021), (111), (101). Общий вид наиболее типичного кристалла изображен на рис. 49. Границы (201), (211), и (221) на чертеже для ясности изображены значительно шире, чем они есть в действительности. Нередко кроме указанных на чертеже форм наблюдаются узкие грани (130).

Физические свойства. Цвет минерала светлый желтовато-зеленоватый. Черта той же окраски, но светлее, чем цвет минерала. Блеск на гранях кристалла слабый перламутровый. Макроскопически непрозрачен. Твердость больше 2, но меньше 3, хотя иногда встречаются отдельные индивиды, твердость которых равна 3 и даже несколько выше (увеличение твердости, вероятно, обусловлено повышенным содержанием SiO_2). Спайность отсутствует. Излом неровный, землистый. Удельный вес, определен-

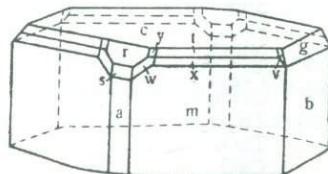


Рис. 49. Кристалл эрикита

ленный пикнометром, равен 3,774 и 3,793. Перед паяльной трубкой не плавится. С фосфорнокислой солью и бурой в окислительном пламени дает бледно-желтый с зеленым оттенком перл, при охлаждении обесцвечивающийся. При нагревании в закрытой трубке выделяет воду.

Оптические свойства. При рассмотрении отдельных зерен и кристаллов эрикита под микроскопом видно, что они состоят из мельчайших индивидов величиною от 0,1 до 0,01 мм и менее, расположенных без какой-либо закономерности. Оптическое изучение мельчайших индивидов эрикита затруднено еще и тем, что они часто имеют волнистое угасание, а поэтому и полученные оптические данные не вполне достоверны. Однако мы приводим их, так как в литературе сведения о них почти отсутствуют (рис. 50).

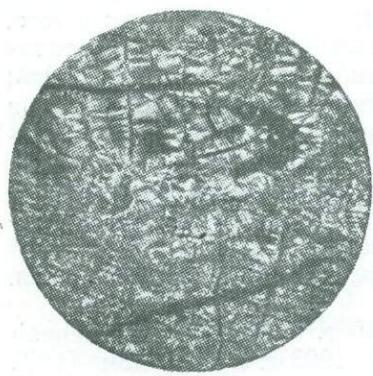


Рис. 50. Эрикит. $\times 56$.
Никили +

Ловозерский эрикит, повидимому, односторонний, положительный. Наибольший показатель преломления, определенный иммерсионным способом, около 1,730, наименьший около 1,700. Двупреломление 0,02—0,03. Окраска в шлифе светлая, серовато-бурая и серовато-бурая с желтоватым оттенком.

Химические свойства. В крепких кислотах HCl и HNO_3 эрикит легко растворяется без нагревания, в H_2SO_4 растворяется плохо. В разбавленных HNO_3 и H_2SO_4 растворяется легко, без нагревания, в HCl плохо и только при нагревании — хорошо. Химический состав эрикита приведен в табл. 57 (анализ № 1); для сравнения в той же таблице приведен анализ гренландского эрикита (анализ № 2).

Таблица 57

Химические анализы эрикита (%)

Компоненты	№ 1	№ 2	№ 3*
	Ловозерский массив, гора Пункаруайб	Гренландия Julianehaab	Гренландия
SiO_2	3,42	15,12	5,68
P_2O_5	24,31	17,78	24,10
Nb_2O_5	0,90		
Fe_2O_3	0,30		
Al_2O_3	0,23	9,28	0,00
TR_2O_3	55,96	40,51	54,92
ThO_2	0,32	3,26	4,40
CaO	1,57	1,81	2,45
SrO	0,90		
MnO	0,12		
MgO	0,98		
Na_2O	1,05	5,63	2,45
CO_2	0,16		
H_2O	7,39	6,28	6,00
Сумма	98,61	99,67	100
Удельный вес	3,774—3,793	3,493	
Аналитик	И. Д. Борнеман-Старынкевич	C. Christensen	
Литературный источник	В. И. Герасимовский [35]	O. B. Böggild [128]	

* Исправленный химический анализ № 2.

На табл. 57 видно, что сумма анализа ловозерского минерала не равна 100%. Это, повидимому, можно объяснить тем, что эрикит неоднороден по своему химическому составу, на что указывают данные, полученные при определении SiO_2 , и суммы редких земель из разных навесок. Для SiO_2 получены следующие цифры (%): 3,42; 2,84 и 5,53, соответственно для редких земель: 55,96; 55,56 и 54,22. Материал, использованный для химического анализа № 1, представлял отдельные зерна эрикита, которые перед анализом не были превращены в порошок.

Эмпирическая формула эрикита по данным химического анализа следующая: $6\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 6\text{z}(\text{Ce}, \text{Y})_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot \text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 15\text{H}_2\text{O}$.

По сравнению с ловозерским минералом, гренландский эрикит отличается повышенным содержанием SiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O . В связи с загрязненностью гренландского эрикита гидронефелином в анализ № 2 внесена поправка на основе предположения, что весь Al_2O_3 входит в состав гидронефелина ($2\text{Na}_2\text{O} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$). Вычитая из химического анализа № 2 ту часть окислов, которая приходится на гидронефелин, и пересчитывая полученный остаток на 100%, получим цифры (анализ № 3), близкие к цифрам анализа № 1.

Спектроскопически в эриките, помимо обнаруженных химическим путем, установлены: Pb (сильная линия) и Ti (слабая). Редкие земли, по данным спектрального анализа, представлены: La (очень сильная линия), Ce , Pr (сильные линии) и Nd (слабая).

Местонахождение. Эрикит в Ловозерских тундрах известен на горе Пункаруай и в долине р. Тулбьюнуай. На горе Пункаруай он наблюдается в двух участках (восточный склон горы Малый Пункаруай). В одном из них наблюдается два пегматитовых прожилка в виде раздувов мощностью 30 и 50 см, при видимой длине 2–3 м, приуроченных к вертикальной трещине отдельности среди эвдиалитового шлира, который залегает среди фойяита с содалитом. Пегматитовые прожилки сложены уссингитом, среди которого в значительном количестве находятся выделения содалита, шизолита, мурманита, сфалерита, натролита; в незначительном количестве — стенструпина, нептуниита и эрикита и единично — галенита.

На втором участке эрикит наблюдается в пегматите шлирообразной формы величиной $1 \times 0,6 \times 0,4$ м, залегающем среди фойяита с содалитом и сложенном в основной своей массе уссингитом. Из второстепенных минералов в нем находятся выделения микроклина, содалита, шизолита, тайниолита, нептуниита, цеолитов и единично сфалерита, стенструпина и эрикита.

В долине р. Тулбьюнуай эрикит найден в одном из участков пегматита микроклинового типа с эгирином и эвдиалитом среди шпреуштейна, совместно с шизолитом, уссингитом, нептунилом, сфалеритом и молибденитом.

Генезис эрикита. Бегтильд, изучая гренландский эрикит, отметил, что последний состоит из агрегата двупреломляющих мелких индивидов, но не считал его псевдоморфозой, так как кристаллографическая форма эрикита не соответствовала форме какого-либо из известных нам минералов. Псевдоморфозоподобную структуру эрикита он объяснял тем, что последний изменен, и в доказательство ссылался на пример со стенструпином, который при изменении превращается в изотропное вещество.

Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал по ловозерскому эрикиту не позволяет пока решить вопрос, считать ли эрикит псевдоморфозой (а может быть, параметрфозой) по неизвестному минералу ромбической сингонии или же первичным минералом, но сильно измененным. То и другое одинаково возможно.

Физические (удельный вес, твердость и др.) и химические свойства ловозерского и гренландского эрикитов полностью не совпадают, тем не менее для обеих разностей следует принять один и тот же термин —

эрикит. Последний можно рассматривать как водный редкоземельный фосфат, причем ловозерский слабо загрязненный натровым алюмосиликатом, а гренландский значительно. Различное количественное содержание в эриките натрового алюмосиликата и обусловило несовпадение как некоторых физических свойств, так и химического состава этих разностей.

Неизвестные минералы

В Ловозерском щелочном массиве имеются минералы, которые за отсутствием материала в достаточном количестве не могли быть детально изучены. Они по своим свойствам не отвечают известным минералам. Имеется также ряд минералов, наблюдавшихся только микроскопически, причем оптическая характеристика этих минералов такова, что не позволяет с достоверностью отождествлять их с тем или иным из известных минералов.

Таблица 58

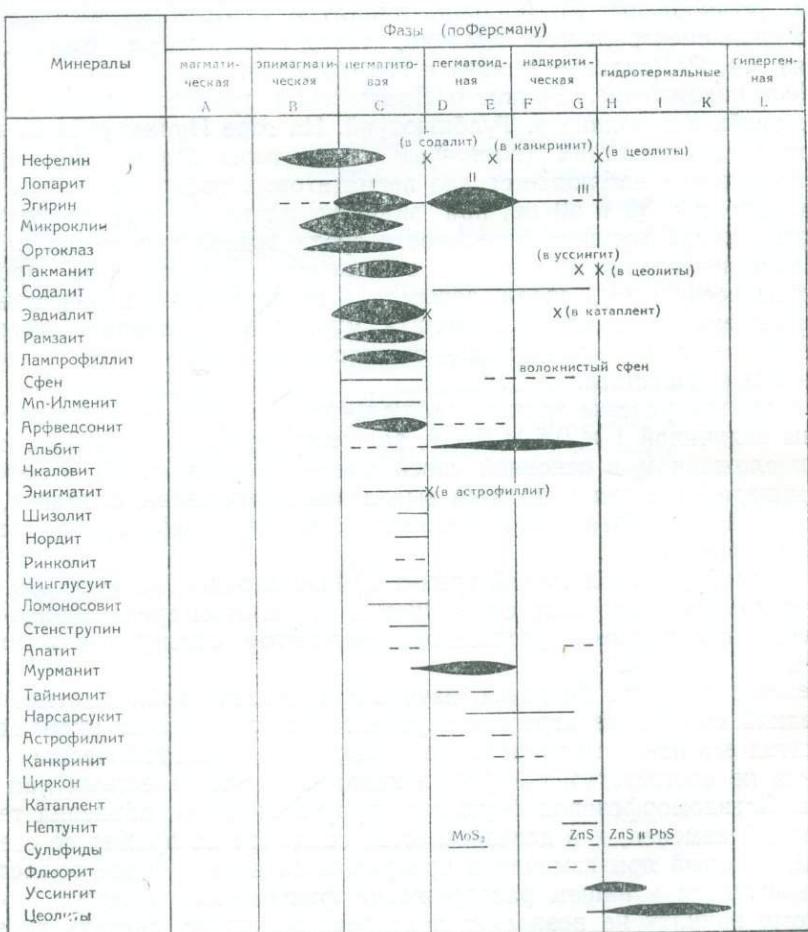


Схема последовательности выделения минералов в пегматитах Ловозерского массива дана на табл. 58.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВА

Минералы Ловозерского щелочного массива содержат в своем составе значительные количества ниobia, тантала, редких земель, титана, циркония и алюминия. Поэтому многие минералы представляют большой интерес в промышленном отношении, а именно: лопарит (содержит Nb, Ta, TR и Ti), мурманит (Nb и Ti), эвдиалит (Zr, немного Nb и TR), нефелин (Al и щелочи), ловозерит (Zr), эгирин (V), апатит (P и TR) и алюмосиликаты — нефелин, содалит и др. Особенно ценными являются лопарит, эвдиалит и нефелин.

Запасы их в Ловозерском массиве громадны и практически неограничены.

Промышленное использование редких металлов за последние годы сильно возросло. Это в первую очередь относится к ниобию.

Ниобий находит себе широкое применение в следующих отраслях промышленности.

1) в качественной металлургии при производстве особо устойчивых против коррозии сталей и специальных сплавов: тугоплавких, кислотоупорных и твердых;

2) в электротехнике и радиопромышленности при изготовлении выпрямителей переменного тока, электродов для электроанализа, постоянных магнитов, искровых разрядников, радиоламп и т. п.;

3) в производстве режущих и хирургических инструментов, измерительных эталонов;

4) в химической промышленности при изготовлении фильтров (для работы с кислотами), змеевиков и т. д.

Редкие земли применяются в пирофорных сплавах, в углях для дуговых ламп прожекторов, в изготовлении специальных сортов стекла и при обработке тканей с целью придания им непромокаемости и устойчивости против действия кислот. Известен ряд сплавов редких земель (церия) с алюминием, магнием и др. Так, алюминий при содержании церия дает хорошее литье, увеличивает электропроводность. Редкие земли используются в фотографии, медицине и других областях.

Цирконий в виде окиси находит большое применение при изготовлении огнеупорного кирпича и цемента, эмали и красок. Хорошие раскальпительные и легирующие свойства циркония обусловливают использование его в металлургии стали и в частности в производстве специальных сортов стали для орудий и брони.

Титан. Главные области его применения — металлургия и красочное дело. Титан является прекрасным раскальпителем, а поэтому идет для изготовления высокосортных специальных сталей. В красочной промышленности он является основной составной частью высококачественных титановых белил. Титан используется и в других отраслях: в изготовлении тугоплавких стекол, огнеупорных материалов, в качестве проправы в текстильной промышленности и в кожевенном производстве. В военном деле четыреххлористый титан применяется в качестве средства для создания дымовых завес.

Алюминий. Из ловозерских минералов, содержащих алюминий, наибольший интерес представляет нефелин. Последний может служить исходным материалом не только для получения окиси алюминия, но одновременно и щелочей, а также квасцов и цемента. Возможно и непосредственное использование нефелина в качестве удобрения, в стекольном производстве и керамике. Нефелин легко растворяется на холода в минеральных и органических кислотах. Получающиеся растворы могут быть использованы в производстве водоупорных тканей, для дубления кож, очистки вод и в бумажном производстве.

ЛОПАРИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Лопарит является очень ценным сырьем для промышленности, так как имеет в своем составе значительные количества ниобия (8,22—13,20 % $\text{Nb}_2\text{O}_5 + \text{Ta}_2\text{O}_5$), редких земель (31,32—35,06 % TR_2O_3) и титана (38,31—40,70 % TiO_2). Запасы лопарита в Ловозерском массиве настолько громадны, что они позволяют считать данный массив не только самым крупным в мире месторождением ниобия, но и редких земель. Лопаритовые месторождения являются также и одним из крупнейших месторождений титана.

Лопарит в Ловозерском массиве впервые обнаружен Рамзаем и Гакманом, которые в своих работах описывали его вначале под названием минерал № 1, а позднее — перовскит.

Летом 1921 г. И. Г. Кузнецов [82] нашел этот минерал в Хибинском щелочном массиве, на горе Маннепахк, подробно его изучил и описал в 1925 г. под названием лопарит. Это название было дано минералу по имени народности, населяющей Кольский полуостров, которая теперь называется саами.

Более поздними работами экспедиций Академии наук СССР в Хибинском массиве лопарит был обнаружен во многих местах, но в незначительном количестве. Первое химическое изучение хибинского лопарита было выполнено в 1925 г. Ю. Н. Книпович [69]. Она установила в нем наличие большого количества редких земель и титана. За последний ошибочно был принят и ниобий.

В 1933 г. химиками Кольской базы Академии наук СССР в составе лопарита были определены количественно ниобий и tantal.

В том же году сотрудники Академии наук О. А. Воробьева и В. И. Герасимовский, занимавшиеся изучением Ловозерского массива, обнаружили лопарит в лужеврите, фойяитах и других породах массива как один из акцессорных минералов. В следующем, 1934 году в Ловозерском массиве на горе Нинчурт ими впервые были найдены месторождения лопарита, представленные прослоями нормального лужеврита, обогащенного лопаритом, и получившие название лопаритового лужеврита.

В связи с открытием лопаритовых месторождений в Ловозерском массиве, начиная с 1935 и по 1938 г. включительно Союзредметразведка вела систематическое изучение и разведку лопаритовых месторождений. В результате проведенной работы было открыто несколько новых лопаритовых месторождений, иных типов, чем лопаритовые лужевриты, найденные в 1934 г. В 1935 г. И. В. Зеленков обнаружил на горе Аллуайв новый тип лопаритового оруденения — лопаритовые уртиты, более богатые лопаритом, чем лопаритовые лужевриты. В следующем году Н. К. Нефедов нашел на горе Аллуайв еще более интересный в промышленном отношении тип оруденения — лопаритовые малиньиты. В конце того же года Н. К. Нефедов обнаружил на горе Аллуайв еще один тип лопаритового оруденения — лопаритовые порфириовидные лужевриты. В 1939 г. в Ловозерском массиве на горе Аллуайв началось строительство опытной обогатительной фабрики для получения лопаритового концентрата. Летом 1940 г. последняя была уже сдана в эксплуатацию.

Изучение Ловозерского щелочного массива сотрудниками Академии наук (И. В. Зеленковым и В. И. Герасимовским) продолжалось в течение 1939 и 1940 гг. В результате этих работ обнаружено, что лопаритовое оруденение приурочено не только к верхней части массива, но также и к нижней. В последней лопаритовое оруденение представлено лопаритовыми уртитами в количестве шести прослоев (горизонтов), из которых самый верхний заслуживает внимания промышленности.

Наибольшая концентрация лопарита наблюдается в лопаритовом малините, лопаритовых уртитах, лопаритовых луявритах и лопаритовом порфировидном ювите.

Лопаритовые луявриты, лопаритовые уртиты и лопаритовые малиниты приурочены к лопаритоносному комплексу пород, сложенному в основном луявритами, фойяитами и уртитами, с которыми они находятся в послойном чередовании. Такое чередование пород различного состава в лопаритоносном комплексе наблюдается повсеместно и напоминает собой переслаивание осадочных пород, причем разрезы, наблюдаемые в одной части массива, почти полностью совпадают с разрезами других частей массива.

С взаимоотношении лопаритсодержащих пород с вмещающими породами лопаритоносного комплекса можно получить представление при обзоре стратиграфического разреза данного комплекса западного склона Ловозерского массива (см. табл. 2).

Лопаритовый порфировидный ювит приурочен к комплексу эвдиалитовых и порфировидных луявритов, слагающих верхнюю часть массива.

Характеристика лопаритовых месторождений дается по личным наблюдениям автора, но с учетом данных, приведенных в работе Н. А. Елисеева и Н. К. Нефедова «Лопаритовые месторождения Луяврита». Последние обобщили в своей работе богатый фактический материал, полученный работниками Северо-Западного отделения Союзредметразведки при геологической съемке Ловозерского щелочного массива и поисково-разведочных работах на лопарит.

1. Лопаритовый малинит представляет наибольший практический интерес из лопаритовых пород в связи с высоким содержанием лопарита. Малинит залегает в виде прослоя мощностью от 10 до 20 см, согласно с вмещающими породами. Угол падения его от 5 до 25°. Лопаритовый малинит в геологическом разрезе лопаритоносного комплекса луявритов-фойяитов-уртилов находится ниже трех верхних горизонтов амфиболовых луявритов, хорошо прослеживающихся по всему массиву. Он приурочен к фойяиту, залегающему непосредственно ниже третьего горизонта амфиболовых луявритов (считая горизонты сверху вниз). Лопаритовый малинит в нижнем контакте постепенно переходит в породу, по минералогическому составу и структуре вначале близкую к полевошпатовому уртиту, а затем к фойяиту. Мощность переходной зоны до 0,4 м. В ней, кроме лопарита, наблюдаются эвдиалит, мурманит, лампрофиллит и редко ринколит. Ниже залегает фойяит. Иногда лопаритовый малинит в лежачем боку сменяется непосредственно фойяитом, незначительно обогащенным нефелином у контакта с малинитом. В большинстве случаев точно установить нижнюю границу лопаритового малинита трудно, ее выделяют условно.

Граница висячего бока лопаритового малинита еще менее отчетлива. Висячий бок лопаритового малинита имеет постепенные переходы в уртит на расстоянии до 0,5 м. Мощность последнего колеблется от 1 до 3 м. Выше на расстоянии до 0,5—1 м уртит постепенно переходит в фойяит. В переходном слое от малинита к уртиту и в нижней части уртита обычно встречается мурманит, иногда в значительном количестве. Совместно с мурманитом часто находится содалитизированный нефелин темносерой окраски, вследствие чего переходный слой и нижняя часть содалитизированного уртита также приобретают темную окраску. В содалитизированном уртите иногда встречаются молибденит и сфалерит как редкие акцессорные минералы.

На юго-западном отроге горы Маннепахк (между реками Куфтуай и Киткуай) наблюдается второй прослой лопаритового малинита, расположенный выше первого от 1 до 1,5 м. Он прослеживается на 450 м и затем выклинивается. Между прослойями лопаритового малинита находится фойяит, не содержащий лопарита.

Лопаритовый малинит макроскопически представляет собою среднезернистую меланократовую трахитоидную, реже массивную породу. Структура породы пойкилитовая или гипидиоморфнозернистая. В основном она сложена нефелином, эгирином и лопаритом. Второстепенные минералы K-Na полевой шпат, альбит, содалит, цеолиты, редко мурманит, эвдиалит, апатит, сфен, щелочной амфибол, иногда ринколит и др.

Количественный минералогический состав лопаритового малинита приведен в табл. 3, химический — в табл. 4.

Лопарит в лопаритовом малините обычно наблюдается в хорошо образованных кристаллах-двойниках, реже в виде неправильных зерен величиною от 0,2 до 0,8 мм. Большая часть выделений лопарита располагается внутри крупных индивидов эгирина (рис. 51), меньшая часть

занимает промежутки между зернами нефелина или нефелина и K-Na полевого шпата, или же находится внутри зерен эвдиалита, альбита, содалита и цеолитов. Лопарит образовался позже нефелина и K-N полевого шпата, но раньше остальных минералов, совместно с которыми он встречается. В лопарите иногда наблюдаются мелкие включения нефелина, эгирина и других минералов.

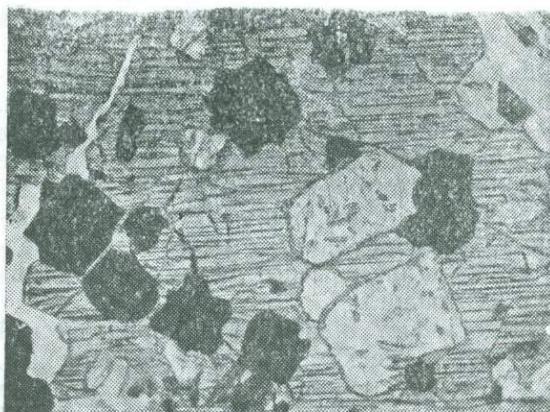


Рис. 51. Лопаритовый малинит. Пойкилитовые включения лопарита и нефелина в эгирине. $\times 22$. Без анализатора

концентрация (15—20%) приурочена к лежачему боку малинита. По направлению к висячemu боку содержание лопарита в малините постепенно уменьшается. По существу, при наличии постепенных переходов лопаритовый малинит правильнее было бы считать фациальным изменением уртита, который в контакте значительно обогащен эгирином, лопаритом и частично полевым шпатом.

Вниз от прослоя лопаритового малинита (условной мощности 10—20 см) лопарит еще встречается на расстоянии 10—20 см, а вверх на 30—60 см. Содержание лопарита в переходных зонах неравномерное, наблюдается постепенное уменьшение его вверх и вниз от прослоя лопаритового малинита. Переходную зону от последнего к вышележащему уртиту некоторые исследователи называют лопаритовым ювитом.

Лопаритовый малинит в настоящее время прослежен на значительной площади массива. В виде определенного прослоя (горизонта) он наблюдается на северо-западе (гора Карнасурт и гора Аллуайв), западе (горы Ангвундасчорр, Сенгисчорр, Паргуайв), юго-западе (отроги горы Маннепахк — Куфтуай и Киткуай), юге (горы Страшемпахк и Энгпор), юго-востоке (гора Нинчурт) массива (рис. 52). Лопаритовый малинит известен и в северо-западной части массива (гора Вавнбед). Абсолютная высота залегания лопаритового малинита в различных участках массива разная. Так, на горе Аллуайв она равна 690—800 м, на горе Ангвундасчорр 700—750 м, на горе Паргуайв 600—680 м, на юге массива 550—600 м, на юго-восточном склоне горы Нинчурт около 380 м и на горе Вавнбед 300—340 м.

2. **Лопаритовые уртиты** можно подразделить на две группы. Первая группа лопаритовых уртитов залегает выше лопаритового малинита. Это

обогащенные лопаритом нижние части уртитовых слоев (горизонтов), располагающихся над луявитами, с которыми находятся в согласном залегании. Таких прослоев лопаритовых уртитов три. Из них наибольший интерес в промышленном отношении представляет нижний, залегающий над четвертым горизонтом лопаритового луяврита (ведя счет горизонтам сверху вниз). Мощность данного прослоя 30—50 см. В распределении

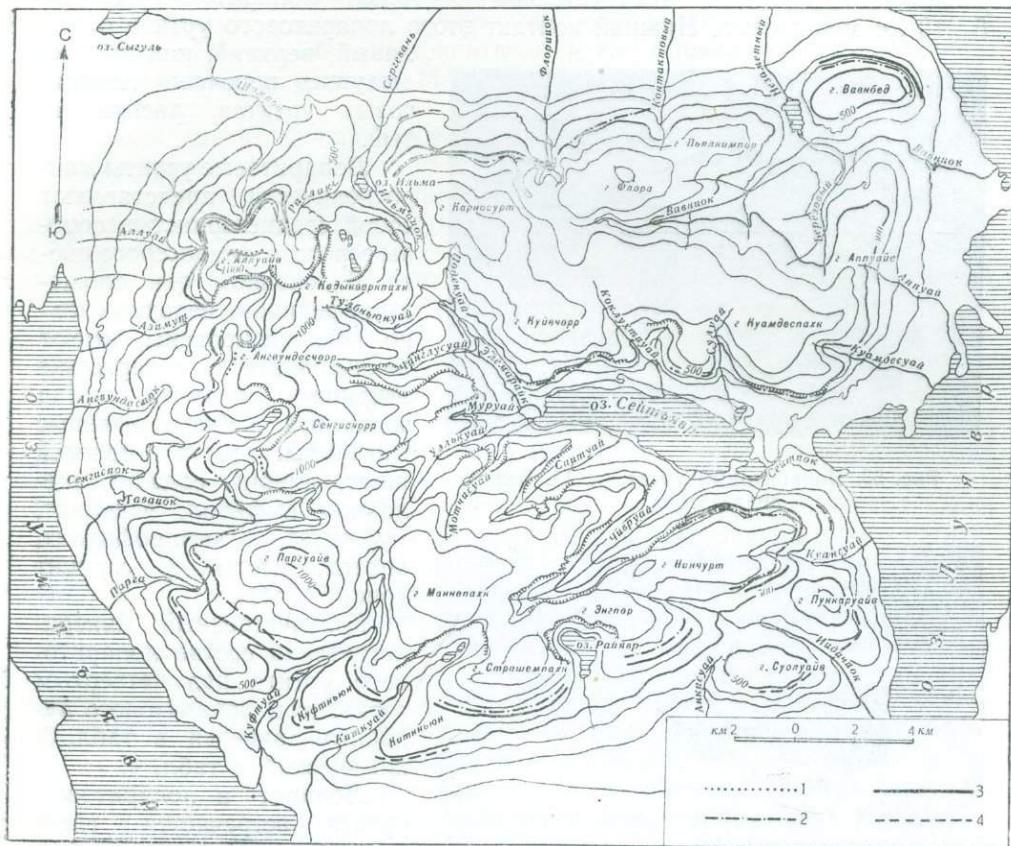


Рис. 52. Схематическое расположение лопаритовых горизонтов Ловозерского массива
 1—лопаритовый порфировидный ювит; 2—лопаритовые луявриты и уртиты; 3—лопаритовый малинит;
 4—лопаритовые уртиты нижних горизонтов

лопарита наблюдается закономерность, выражющаяся в том, что наибольшая концентрация его (до 30%) приурочена к лежачему боку, от которого по направлению вверх содержание лопарита постепенно уменьшается. Нижний контакт лопаритового уртита в большинстве случаев отчетливый. Уртит в висячем боку обогащается полевым шпатом и переходит в полевошпатовый уртит, а последний в фойяит. Ниже лопаритового уртита залегает луяврит. Последний у верхнего контакта в прослое мощностью 10—20 см обогащен лопаритом. Иногда непосредственно у самого контакта луяврит в прослое в несколько сантиметров (до 5—10 см) состоит в основном из нефелина и эгирина со значительным количеством лопарита и редких выделений К-Na полевого шпата.

Лопаритовый уртит, залегающий непосредственно над 3 горизонтом лопаритового луяврита, имеет небольшую мощность (около 10—25 см) и обогащен лопаритом, но менее значительно, чем прослой над четвертым горизонтом лопаритового луяврита. Лопаритовый уртит контактирует непосредственно с нижележащим третьим горизонтом лопаритового

луврита. Контакт между ними хотя и заметный, но выражен неотчетливо. В лопаритовом луврите по мере приближения к контакту наблюдается увеличение содержания нефелина в породе, которая непосредственно у самого контакта иногда состоит только из нефелина и эгирина, со значительным содержанием лопарита. Мощность этой переходной зоны достигает 0,5 м.

Уртит, залегающий над первым горизонтом лопаритового луврита, у нижнего контакта незначительно обогащен лопаритом в слое до 5—10 см мощностью. Нижний контакт этого лопаритового уртита отчетливый, верхний, как и предыдущих прослоев лопаритовых уртитов, расплывчатый.

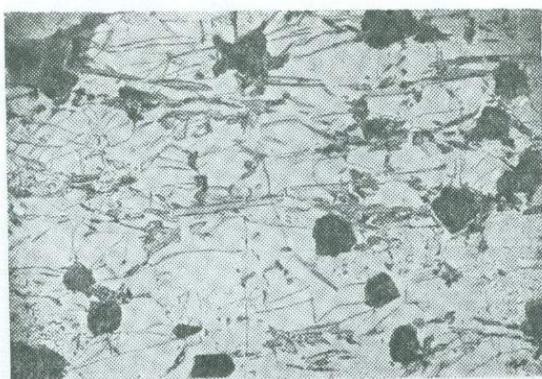


Рис. 53. Лопаритовый уртит. $\times 14$. Без анализатора

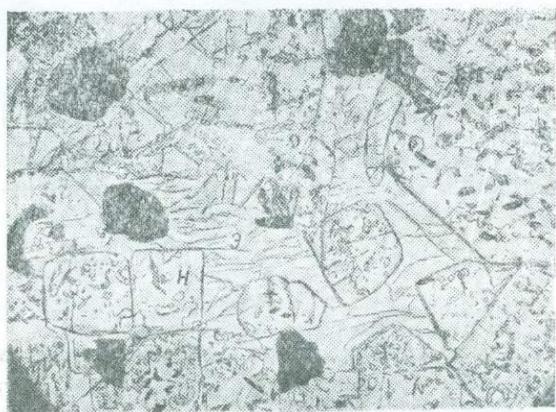


Рис. 54. Лопаритовый уртит. Взаимоотношения эудиалита (э) с лопаритом и нефелином (н). $\times 30$. Без анализатора

прожилков секут кристаллы лопарита, отдельные части которого при этом нередко перемещаются относительно друг друга. Лопарит обычно наблюдается в промежутках между зернами нефелина, образуется он после нефелина, вероятно, одновременно с K-Na полевым шпатом, но раньше остальных минералов, которые встречаются совместно с ним.

Вторая группа лопаритовых уртитов залегает ниже лопаритового малинита, в самой нижней части массива, которая обычно плохо обнажена. Последнее обстоятельство затрудняет нахождение их в поле. Следует отметить, что самый верхний горизонт лопаритового уртита из этой группы имеет выход на горе Пункаруай на абсолютной высоте 390 м, всего лишь около 160 м выше уровня озера Луяэр.

Лопаритовые уртиты данной группы представлены шестью слоями (горизонтами). Все они полностью или частично обнаружены на горах

Лопаритовые уртиты макроскопически представляют собой среднезернистые породы серого и темносерого цвета. В основном они сложены нефелином, нередко сильно цеолитизированы, имеют значительное содержание эгирина и лопарита, иногда эвдиалита. Второстепенные минералы: K-Na полевой шпат, альбит, содалит, щелочной амфибол, эвдиалит, мурманит, лампрофиллит, апатит, цеолит и серцицит (рис. 53, 54).

Количественный минералогический состав лопаритового уртита над четвертым горизонтом лопаритового луврита приведен в табл. 3, химический в табл. 4.

Лопарит в лопаритовом уртите встречается главным образом в кристаллах (двойниках) и реже в форме неправильных зерен величиной от 0,2 до 0,6 мм. В лопарите наблюдаются редкие включения нефелина и более частые цеолиты. Последние иногда в виде тончайших

Карнасурт, Аллуайв, Паргуайв, на отрогах Куфтньюон и Киткньюон, по всему южному склону Ловозерского массива, на горе Пункаруайв и Нинчурт. Лучше всего они наблюдаются на отрогах горы Паргуайв.

Из нижних горизонтов лопаритовых уртитов заслуживает внимания в промышленном отношении в первую очередь самый верхний (первый) горизонт, так как он имеет наибольшую мощность и значительное содержание лопарита. Этот лопаритовый горизонт согласно залегает (как и остальные горизонты лопаритовых уртитов) с вмещающими породами лопаритового комплекса луявритов-фойяитов-уртитов. Лопаритовый уртит значительно обогащен апатитом и его правильнее называть апатито-лопаритовым уртитом. Мощность его непостоянна, колеблется от 0,6 до 2 м.

Среди апатито-лопаритового уртита наблюдаются прослои породы типа луяврита (мощностью от 2—3 до 45 см на горе Пункаруайв). Они состоят из нефелина (преобладает), микроклина и эгирина. Второстепенные минералы: лопарит, апатит, щелочной амфибол, цеолиты, альбит (по микроклину) и единично ринколит.

Апатито-лопаритовый уртит макроскопически представляет собой серую, среднезернистую породу, в основном сложенную нефелином со значительным содержанием лопарита, апатита, а иногда и эгирина. Второстепенные минералы: K-Na полевой шпат, щелочной амфибол, ринколит, эвдиалит, альбит, содалит, цеолиты и редко металопарит. По направлению к висячему и лежачему бокам в уртите обычно наблюдается уменьшение содержания нефелина и апатита и одновременно увеличение полевого шпата и частично эгирина.

Распределение лопарита в уртите неравномерное. Наибольшая концентрация его приурочена к лежачему боку апатито-лопаритового уртита, где он находится совместно с апатитом, причем если количество последнего достигает 30 %, то содержание лопарита в этих участках уменьшается. Лопарит в незначительном количестве также находится и в переходных зонах от уртита к вышележащему фойяиту и к нижележащему нормальному луявриту. Мощность переходной зоны от апатито-лопаритового уртита к вышележащему фойяиту достигает 1 м и представляет собою полевошпатовый уртит, в нижней части обогащенный нефелином, в верхней — полевым шпатом.

В полевошпатовом уртите, а также в висячем боку апатито-лопаритового уртита нефелин нередко замещен содалитом, а иногда серицитом и цеолитами. Ниже апатито-лопаритового уртита залегает нормальный луяврит, в котором нефелин нередко значительно изменен, замещен серицитом и цеолитами. Луяврит имеет постепенный переход к вышележащим апатито-лопаритовым уртитам в виде прослоя мощностью до 0,6 м. В этой переходной зоне находится лопарит, который наблюдается и ниже в нормальном луявrite, в виде редких выделений, совместно с лопаритом, иногда встречается ринколит.

Лопарит в апатито-лопаритовом уртите наблюдается в кристаллах, реже в зернах величиною от 0,05 до 0,5 мм. Он содержит редкие включения нефелина и апатита. Лопарит занимает промежутки между зернами нефелина и находится совместно с апатитом (рис. 55) ниже лопаритового малинита. Кроме описанного лопаритового уртита с апатитом (первый горизонт) наблюдаются другие прослои лопаритового уртита — второй, третий, четвертый, пятый, шестой (считая сверху вниз). Мощность второго прослоя лопаритового уртита около 0,25 м, третьего — 1 м, четвертого — 0,1 м, пятого — 0,25 м и шестого — 0,6 м. Следует отметить, что над вторым прослойем лопаритового уртита лопарит находится в переходной зоне от лопаритового уртита к вышележачему фойяиту, мощность зоны около 1 м.

Все эти прослои лопаритовых уртитов, за исключением первого горизонта апатито-лопаритового уртита, в основном сложены нефелином со

значительным содержанием эгирина и лопарита. Из второстепенных минералов обычно встречаются эвдиалит и мурманит (иногда в значительных количествах), реже микроклин, пирротин и цеолиты, единично рамзайт, лампрофиллит, сфалерит и др. Расстояние по вертикали между первым и вторым нижними горизонтами лопаритовых уртитов около 120 м, между вторым и третьим—60—70 м, третьим и четвертым—40 м, четвертым и пятым—4 м, пятым и шестым—8 м (гора Паргуй).

Лопаритовые уртиты нижних горизонтов залегают согласно с вмещающими породами и представляют собою пластообразные, полого падающие внутрь гор, слои. Угол падения их колеблется от 10 до 20°; условия залегания такие же, как у описанных выше лопаритовых уртитов верхних горизонтов. Они подстилаются нормальными луявритами,

которые непосредственно на контакте, в прослое до 10 см, обычно принимают более лейкократовый облик и содержат редкие выделения лопарита. Нижний контакт лопаритовых уртитов отчетливый. Лопаритовые уртиты в висячем боку имеют постепенные переходы в полевошпатовые уртиты, которые выше сменяются фойяитами. Содержание лопарита в лопаритовых уртитах неравномерное. Наибольшая концентрация его приурочена к лежачему боку.

3. Лопаритовые луявриты

находятся в верхней части лопаритоносного комплекса, пород и залегают в виде слоев (горизонтов), переслаивающихся согласно с фойяитами и уртитами. Наибольший интерес в отношении оруденения имеют четыре самых верхних горизонта луяврита, которые прослеживаются по всему массиву. Первые два горизонта (счет идет сверху вниз) прослоями уртита и фойяита не разделяются. Мощность горизонтов от 1 до 2—3 иногда до 10 м. Содержание лопарита в лопаритовых луявритах небольшое, обычно от 1 до 3%.

Лопаритовые луявриты первого и четвертого горизонтов в висячем боку постепенно переходят в нормальные луявриты с редкими выделениями лопарита, выше которых залегают лопаритовые уртиты. Над лопаритовым луявритом второго горизонта находится нормальный луяврит. Последний выше сменяется сначала лейкократовым луявритом, а затем лопаритовым луявритом первого горизонта. Непосредственно над лопаритовым луявритом третьего горизонта залегает лопаритовый уртит.

В лежачем боку лопаритовые луявриты переходят в нормальные луявриты с редкими выделениями лопарита, который иногда отсутствует. Лопаритовые луявриты макроскопически представляют собою крупнозернистую породу меланократового облика с хорошо выраженной слоистостью (травертинностью). Они в основном сложены K-Na полевым шпатом, нефелином и эгирином. Второстепенные минералы: альбит, щелочной амфибол, эвдиалит, лопарит и цеолиты, иногда содалит, мурманит, лампрофиллит, сfen, апатит и др.

Количественный минералогический состав лопаритовых луявритов приведен в табл. 3, химический — в табл. 4.

Лопарит встречается в виде зерен иногда очень неправильной формы и кристаллов-двойников величиною от 0,5 до 1 мм. Нередко содержит включения нефелина, цеолитов и эгирина. Выделения лопарита обычно

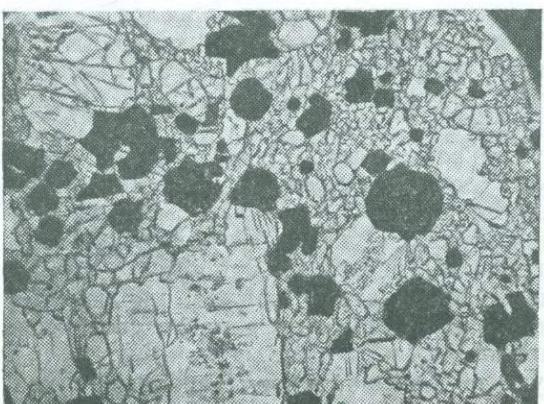


Рис. 55. Апатито-лопаритовый уртит. $\times 20$.
Без анализатора

располагаются между зернами нефелина и полевого шпата или среди эгирина. Лопарит образовался позже нефелина и микроклина, но раньше или одновременно с эгирином. Лопарит в лопаритовых луявритех, в отличие от ранее описанных типов лопаритового оруденения, распределяется в породе более или менее равномерно.

4. Лопаритовый порфировидный ювит генетически связан с группой пород порфировидных луявритов, являющихся производными комплекса эвдиалитовых луявритов. Порфировидные луявриты с лопаритовым порфировидным ювигом слагают пластовые залежи, находящиеся на контакте лопаритоносного комплекса пород (снизу) и эвдиалитовых луявритов (сверху). Лопаритовые порфировидные ювиги обычно перекрываются и подстилаются лейкократовыми порфировидными луявритами, с которыми имеют постепенные переходы, иногда резкую границу. Выходы лопаритовых порфировидных ювиг известны на горах Сенгисчорр, Ангвундасчорр и Аллуайв. Гипсометрически они залегают выше чем лопаритовые породы лопаритоносного комплекса луявритов-фойяитов-урититов. На горе Аллуайв лопаритовые порфировидные ювиги находятся на высоте 980—1000 м. Пластовые залежи лопаритового порфировидного ювига, в отличие от лопаритовых пород лопаритоносного комплекса, имеют непостоянную мощность как по падению ($\angle 10$ — 20°), так и по простиранию, быстро выклиниваясь, образуя линзовидные тела. Лопаритовый порфировидный ювиг прослежен на горе Аллуайв на 450 м по простиранию (мощность залежи 0,5—3 м), во втором цирке Раслака на 350 м по падению (мощность 1—6 м), на горе Сенгисчорр на 800 м по падению и 100 м по простиранию (мощность 1,2—6 м).

Лопарит в порфировидном лопаритовом ювиге распределяется неравномерно. Наибольшее содержание его приурочено обычно к центральной части рудного слоя и постепенно падает в стороны от висячего и лежачего бока. Иногда наибольшая концентрация лопарита приурочивается к лежачему или висячему боку рудного слоя. Количество лопарита в слое по простиранию и падению непостоянное. Содержание лопарита в порфировидном лопаритовом ювиге на горе Аллуайв колеблется от 1,8 до 12,92 %, в среднем 5,5 %, на горе Ангвундасчорр от 1,46 до 13,12 %.

Лопаритовый порфировидный ювиг макроскопически плотная, серая или темносерая порода, с вкрапленниками нефелина, полевого шпата и содалита, с массивной или неясно трахитоидной текстурой. Они в основном сложены нефелином со значительным содержанием эгирина, K-Na полевого шпата и эвдиалита. Второстепенные минералы: содалит (по нефелину), лопарит, щелочной амфибол, альбит, цеолиты, редко мурманит, лампрофиллит и др. (рис. 56).

Количественный минералогический состав лопаритового ювига приведен в табл. 3, химический — в табл. 4.

Лопарит в порфировидном лопаритовом ювиге встречен в плохо обра- зованных кристаллах и зернах величиной обычно от 0,1 до 0,2 мм. Очень характерно для лопарита в данной породе взаимоотношение с эвдиали- том, который образовался раньше лопарита или одновременно с ним.

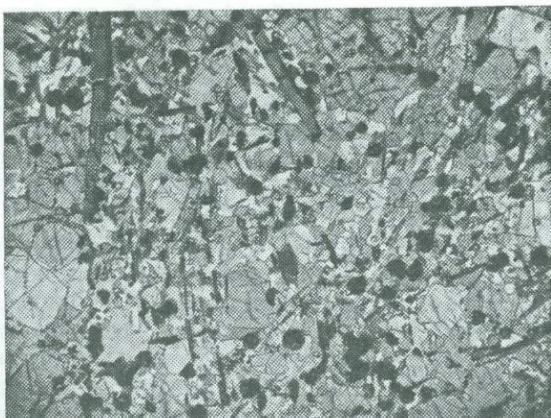


Рис. 56. Лопаритовый порфировидный ювиг. $\times 14$.
Без анализатора

В других типах лопаритового оруднения эвдиалит обычно является более поздним минералом по времени выделения, чем лопарит.

Генезис лопаритовых месторождений Ловозерского щелочного массива исследователи объясняют различно.

О. А. Воробьева [22 и 24] считает лопаритовые уртиты магматическими месторождениями, а лопарит в лопаритовых луявритах — минералом пневматолитового происхождения. Лопарит в уртитах, по ее мнению, выделялся «почти одновременно или, может быть, немного позднее нефелина», концентрировался он «в нижней части уртитового пласта, подчиняясь естественному закону гравитации в силу своего высокого удельного веса».

Образование лопарита в луявритах, по мнению Воробьевой, «обязано концентрации летучих компонентов, которые насыщали щелочной расплав, содержащий ниобий, титан и редкие земли. В местах наибольшего скопления летучие компоненты понижали вязкость раствора и способствовали возникновению конвекционных токов, которые благоприятствовали выносу и концентрации соединений ниobia» в луявритах с последующим образованием в них лопарита. В луявритах «лопарит тяготеет к верхним частям пластообразных залежей, несмотря на свой удельный вес (4,75—4,78), значительно превышающий удельный вес породы (3,5), что является наиболее убедительным доказательством его пневматолитового характера». Повидимому, источником пневматолитового обогащения лопаритовых луявритов летучими составными частями явились фойяиты. Таковы основные положения О. А. Воробьевой о генезисе лопарита.

Н. А. Елисеев и Н. К. Нефедов [63] считают лопаритовый малинит, лопаритовые луявриты и порфировидный лопаритовый ювит автопневматолитическими (автометасоматическими), а лопаритовые уртиты — контактово-пневматолитическими.

Н. А. Елисеев и Н. К. Нефедов при выяснении генезиса лопаритовых месторождений исходили из того, что лопаритовые породы залегают в верхних частях разреза лопаритового комплекса пород. «Если бы лопарит представлял собою ранний продукт кристаллизации магмы, то в силу большого удельного веса (4,7) этот минерал располагался бы в нижних, а не в верхних частях разреза лопаритоносного комплекса».

Они полагают, что «имело место обогащение минерализаторами верхней части лопаритоносного комплекса вследствие газового переноса, который сопутствовал процессам первичного расслаивания плутона. В результате газового переноса происходило обогащение Nb, Ta, Th, Zr, Ti и другими элементами нескольких зон, параллельных первичной полосчатости в верхней части лопаритоносного комплекса».

Далее авторы отмечают, что «кристаллизация лопарита происходила в условиях накопления большого количества летучих. Повышенное содержание летучих в отдельных горизонтах первично расслоенного плутона служило причиной несколько более позднего застывания этих обогащенных лопаритом горизонтов пород».... «Так как лопарит кристаллизуется в последние стадии формирования минералов в лопаритовых породах, то этим и объясняется, что лопарит скапливается не в нижних, а в верхних частях разреза». «Принимая во внимание геологические и геохимические особенности наших лопаритовых месторождений, правильнее рассматривать большую часть наших месторождений в качестве автопневматолитовых (автометасоматических)».

Нахождение горизонтов лопаритовых уртитов ниже лопаритового малинита указывает на неправильность взглядов Елисеева и Нефедова. По мнению автора, лопаритовые месторождения необходимо рассматривать как магматические месторождения, в которых лопарит образовался из того же расплава, что и вмещающая его порода. На магматическое

происхождение лопаритовых месторождений указывают следующие факты.

1) Лопаритом обогащаются определенные горизонты пород, которые прослеживаются почти по всей территории массива. Таких горизонтов лопаритовых пород, залегающих почти горизонтально или под небольшими углами падения, от нескольких градусов до 25° , насчитывается свыше десяти. Они расположены в массиве на различных высотах.

2) Характер оруденения в лопаритовых луявратах, лопаритом малиньите и лопаритовых уртитах выдержан как по простиранию, так и по падению пород. В лопаритовом луяврите имеется равномерное распределение лопарита с постепенным уменьшением содержания его в сторону лежачего и висячего бока рудного горизонта. В лопаритовых уртитах и лопаритом малиньите наибольшая концентрация лопарита приурочена к лежачему боку.

Мощность отдельных горизонтов лопаритовых пород (лопаритовых луявритов, лопаритового малиньита и лопаритовых уртитов) обычно выдерживается по всему массиву. Наибольшие колебания в мощности оруденения наблюдаются для некоторых горизонтов лопаритовых луявритов.

3) Лопаритовые породы (лопаритовые уртиты, в количестве шести горизонтов) находятся и в нижней части массива.

4) Взаимоотношение лопарита с окружающими его минералами. Лопарит в породах встречается главным образом в кристаллах и формируется в породах после нефелина и K-Na полевых шпатов, но раньше эгирина, а иногда и одновременно с ним. Никаких замещений лопаритом других минералов при изучении шлифов лопаритовых пород под микроскопом не установлено.

5) Отсутствие лопарита в большинстве пегматитовых образований массива.

6) Тавиты и пойкилитовые содалитовые сиениты, в образовании которых летучие компоненты имеют большое значение, не обогащены лопаритом. Если последний считать пневматолитовым минералом, то в указанных породах должна была бы наблюдаваться значительная концентрация лопарита.

7) Главнейшие пордообразующие минералы лопаритовых луявритов и лопаритовых уртитов (нефелин, K-Na полевой шпат, эгирин) изменины в такой же степени, как и в аналогичных породах, не содержащих лопарита, и не имеют следов повышенного воздействия пневматолитовых агентов.

При выяснении генезиса лопаритовых месторождений возникает вопрос, почему лопарит концентрируется в породах, а не в пегматитах, тем более что в его составе имеются такие элементы, как редкие земли, ниобий и тантал, которые, по В. М. Гольдшмидту [52] и А. Е. Ферсману [111], характерны для образований остаточного магматического расплава. Согласно В. М. Гольдшмидту, при формировании горных пород некоторые элементы не могут входить в состав пордообразующих минералов, так как они не образуют изоморфных соединений с обычными элементами ввиду того, что они отличаются или слишком малыми размерами радиусов ионов (Be, В и др.), или же, наоборот, слишком большими (TR, Nb, Ta, Th и др.); эти элементы концентрируются в остаточном расплаве (пегматиты, рудные жилы и т. п.).

Г. Гевеши, Е. Александр и К. Вюретлин [26] установили, что ниобий и тантал сопутствуют титану при геохимическом обособлении элементов. Общность геохимического поведения ниobia и тантала с титаном подтверждена при изучении ловозерских и хибинских минералов Т. А. Буровой [12]. Это объясняется тем, что ионные радиусы титана

$(Ti^4 = 0,64 \text{ \AA})$ близки к радиусам ниобия ($Nb^5 = 0,69 \text{ \AA}$) и тантала ($Ta^5 = 0,69 \text{ \AA}$).

Поскольку геохимическое поведение титана близко к ниобию и tantalу, в горных массивах, обогащенных титаном, нахождение самостоятельных ниобиевых и tantalовых минералов мало вероятно, что и подтверждается на примере Ловозерского массива, породы которого значительно обогащены титаном. Среднее содержание титана в породах Ловозерского массива ($1,29\% TiO_2$) значительно выше, чем в других щелочных массивах.

В процессах формирования Ловозерского массива ниобий и tantal концентрировались в минералах, содержащих значительные количества титана, в лопарите ($38\text{--}41\% TiO_2$) и мурманите ($30\% TiO_2$). Главная масса этих минералов сосредоточена не в пегматитах, а в породах; это вполне объяснимо, если титан, согласно Гольдшмидту [52], Гевеши [27] и Ферсману [115], считать в основном элементом ранней кристаллизации. Титан, по сравнению с такими элементами Ловозерского массива, как Si, Al, K и Na, находится в меньшем количестве, а поэтому он совместно с ниобием и tantalом оставался в расплаве магмы до тех пор, пока их концентрация не становилась значительной для образования самостоятельных минералов ниобия, tantalа и титана, выпадающих в конце магматического этапа минералообразования, после основных пордообразующих минералов — нефелина и K-Na полевых шпатов.

Нхождение в лопарите большого количества редких земель, повидимому, можно объяснить их изоморфизмом с кальцием, так как ионные радиусы этих элементов близки или совпадают ($Ca^2 = 1,06 \text{ \AA}$, $Y^3 = 1,06 \text{ \AA}$ и $Ce^3 = 1,18 \text{ \AA}$).

Из лопаритовых пород в промышленном отношении наибольший интерес представляют лопаритовый малиньит и некоторые горизонты лопаритового уртита, а именно: лопаритовый уртит, залегающий над четвертым горизонтом лопаритового луяврита, и апатито-лопаритовый уртит из нижних горизонтов лопаритовых уртилов. В лопаритовых породах массива сконцентрированы огромные количества лопарита. Можно утверждать, что по размерам запасов Ловозерский массив является не только самым крупным в мире месторождением ниобия и редких земель, но одновременно и одним из крупнейших месторождений титана.

При решении вопроса об использовании лопаритового уртита, обогащенного апатитом, нельзя не учитывать того, что он находится ниже лопаритового малиньита примерно на $170\text{--}190 \text{ м}$. Абсолютная высота этого горизонта 321 м (гора Пункаруай) и 450 м (гора Киткныон). На горе Каинасурт выход данного горизонта находится на одной высоте с обогатительной фабрикой горы Аллуай.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЭВДИАЛИТА

Эвдиалит содержит в своем составе цирконий ($13\text{--}14\% ZrO_2$), редкие земли ($1,68\text{--}2,29\% TR_2O_3$), ниобий и tantal ($0,6\text{--}0,7\% (Nb, Ta)_2O_5$). Как уже было отмечено при описании эвдиалита, он является очень распространенным минералом в Ловозерском массиве. Встречается почти во всех породах, но наибольшая концентрация его наблюдается в луявритах, слагающих верхнюю часть массива и названных потому эвдиалитовыми. Известен эвдиалит и в большинстве пегматитов.

К месторождениям эвдиалита, представляющим интерес в промышленном отношении, следует отнести некоторые разновидности эвдиалитовых луявритов с концентрацией в них эвдиалита до $20\text{--}25\%$, а также отдельные участки линзообразной и гнездообразной формы среди эвдиалитов.

литовых луявитов, с содержанием эвдиалита от 40 до 90% («эвдиалиты», по Н. А. Елисееву [62]).

Пегматитовые тела ввиду их небольших размеров не могут служить источником сырья для добычи из них эвдиалита.

Эвдиалитовые луявины, наиболее обогащенные эвдиалитом, находятся, по данным С. Д. Покровского [96], в северо-западной части массива. Здесь, на горе Аллуайв, располагается «пластообразное тело крупнозернистых эвдиалитовых луявитов, которое имеет пологое падение внутрь массива ЮВ 145—155°, \angle 14—15°. Мощность не постоянна и колеблется от 0,5 до 64 м, по падению оно выклинивается... Содержание эвдиалита более или менее равномерное и колеблется в небольших пределах. Среднее содержание эвдиалита в месторождении равно 18%». Разведанные запасы очень большие.

Жильные образования эвдиалита («эвдиалиты»). К наиболее значительным месторождениям данного типа относятся Чивруйское, Куфтуайское и Вавнбедское.

1. Чивруйское месторождение расположено в верховье р. Чивруай, в обрывах и на плато гор Страшемпахк и Маннепахк, на высоте 650—850 м. Это месторождение было обнаружено в 1933 г. В. Н. Влодавец. По его описанию [15], скопления эвдиалита сконцентрированы здесь в жилах или шлирах и в эвдиалитовых луявратах. Жилы и шлиры приурочены к плоскостям кристаллизационной слоистости эвдиалитовых луявитов и падают полого под углом от 5 до 25°. Длина жил от 30 до 300 м, мощность от 0,5 до 2 м. Они сложены эвдиалитом и эгирином; второстепенные минералы: полевой шпат, нефелин, натролит, арфведсонит, лампрофиллит, иногда мурманит. Содержание эвдиалита в них от 40 до 80%.

В 1934 г. трестом «Апатит» здесь были организованы поиски и разведка эвдиалитовых месторождений, которые велись Л. Б. Антоновым и В. И. Котельниковым [1]. По их данным, длина эвдиалитовых жил от 50 до 300 м, мощность 1,25—4 м, глубина 15—100 м, среднее содержание эвдиалита 27—56%. По трем жилам ими был произведен подсчет запасов.

В 1936 г. на горе Страшемпахк Северо-западным отделением Союзредметразведки, под руководством С. М. Глебова, проводились работы, в результате которых установлено, что скопление эвдиалита находится здесь в виде гнездообразных и линзообразных тел, залегающих согласно с вмещающими их эвдиалитовыми луявритами, падающими под углом 5—150°. На плато горы Страшемпахк было найдено 16 линзообразных и гнездообразных образований эвдиалита неправильной формы, размером от 15 до 30 м², мощностью от 0,2 до 1,8 м. Границы «эвдиалитита» с вмещающими породами (эвдиалитовыми луявритами), по описанию Н. А. Елисеева [62], резкие, иногда наблюдаются и постепенные переходы.

2. Куфтуайское месторождение расположено в верховье р. Куфтуай на высоте 800—840 м. Это месторождение было разведано в 1933 г. С. Д. Покровским. По данным последнего, оно находится на контакте эвдиалитового луяврита с порфировидным луявритом и представлено жилой меридионального простирания, падающей под углом 25—28° и линзовидно выклинивающейся к югу и к северу. Длина жилы по простиранию 75,5 м, средняя мощность 1,72 м. Состав жилы: эвдиалит (53—87%), полевой шпат (12—13%), нефелин (2—8%), эгирин (5—25%), сульфиды — пирротин, марказит, редко молибденит (0—2%).

В 1936 г. месторождение было изучено, по заданию Союзредметразведки, В. Т. Туровым. Он установил, что здесь, на площади 0,5 км², имеется несколько десятков гнезд и образований линзовидной формы «эвдиалитита», размерами от нескольких сантиметров до 3—4 м в по-перечнике, неравномерно распределенных среди эвдиалитового луяврита.

Границы гнездообразных и линзообразных залежей «эвдиалитита» с вмещающими породами резкие, иногда наблюдаются постепенные переходы.

З. Вавнбедское месторождение расположено на горе Вавнбед и представляет собой неправильные гнезда, пространственно приуроченные к различным участкам горы на высоте 500—600 м. Они залегают среди эвдиалитовых луявитов. Месторождение было открыто в 1934 г. С. Д. Покровским; в 1935 и 1937 гг. оно разведывалось с попутной добычей эвдиалитита экспедицией Союзредметразведки под руководством В. И. Альтекова. На горе Вавнбед, в западной ее части, по данным Н. А. Елисеева [62], находятся три месторождения. Два из них представляют систему неправильных гнезд и линз «эвдиалититов». Одно из них расположено на участке в несколько сотен квадратных метров, другое на площади около 200 м² и на расстоянии 300 м друг от друга.

Основным источником сырья для получения эвдиалита необходимо считать бедные руды — эвдиалитовые луявриты. Жильные выделения эвдиалита («эвдиалититы») сырьевой базой на эвдиалит служить не могут, потому что имеют небольшие размеры и встречаются редко. Жильные образования эвдиалита могут быть использованы лишь попутно, при добыче эвдиалитовых луявритов, поскольку они обычно приурочены к последним.

Запасы эвдиалита в Ловозерском массиве огромны. Только на одном из участков горы Аллуайв разведанные запасы эвдиалита настолько велики, что этот участок является самым крупным в мире месторождением циркония.

При добыче эвдиалита из эвдиалитовых луявритов необходимо учитывать и то обстоятельство, что в них (например, на горе Аллуайв) находится лопарит в количестве до 1—2%. Попутное извлечение лопарита из эвдиалитовых луявритов удешевит и добываемый эвдиалит.

Генезис эвдиалита рассмотрен Н. А. Елисеевым [62]. «Породы, состоящие на 60—90% из эвдиалита и залегающие в виде гнездообразных участков в различных местах комплекса эвдиалитовых луявритов», Елисеев называет эвдиалитами и полагает, что они образовались за счет эвдиалитовых луявритов путем пневматолитового эвтометасоматоза. Он считает, что «эвдиалит — типичный пневматолитовый эпимагматический минерал» и одновременно отмечает, что положение цирконосиликатов в диаграмме последовательности выделения минералов у П. Нигли (в графе «пегматиты») и эвдиалита у Е. А. Костылевой (фазы В и С — по А. Е. Ферсману) неправильное и предлагает переместить их вправо. Критика этих данных Н. А. Елисеева автором опубликована в специальной статье, напечатанной в 1946 г. в № 10 журнала Советская геология, где доказывается, что эвдиалит в эвдиалитовых луявритах является магматическим пордообразующим минералом, выделяющимся непосредственно из расплава в процессе формирования этих пород. В них эвдиалит образуется в основном позже нефелина и K-Na полевого шпата, но несколько раньше эгирина или одновременно с ним. Эвдиалит в эвдиалитовых луявритах частично образуется одновременно с нефелином, но в конце фазы его образования. На это указывает то, что эвдиалит наблюдается обычно лишь в краевых частях отдельных индивидуумов нефелина. Выделения эвдиалита в K-Na полевом шпате наблюдаются чаще, чем в нефелине, но все же главная масса эвдиалита, судя по их взаимоотношениям с микроклином, образовалась позже его. Эгирин в незначительном количестве, вероятно, образовался раньше эвдиалита (на это указывает нахождение его внутри отдельных зерен нефелина и полевого шпата), но главная масса его образуется одновременно с эвдиалитом и позже. Образование эвдиалита в эвдиалитовых луявритах происходило из расплава, вероятно, значительно обогащенного

летучими компонентами. На это указывает присутствие хлора (от 0,74 до 2,19 %) в составе эвдиалита (рис. 57, 58).

«Эвдиалититы» Н. А. Елисеева необходимо рассматривать как производные эвдиалитовых луявитов. Они представляют собою отдельные участки эвдиалитовых луявитов, значительно обогащенные эвдиалитом. В конечной стадии формирования эвдиалитовых луявитов, в некоторых их участках, происходило скопление остаточного магматического расплава, наиболее обогащенного цирконием и летучими. Последние обусловили более позднее застывание этого остаточного расплава, а иногда и небольшие передвижки его среди эвдиалитовых луявитов. В результате застывания остаточного расплава и произошло образование эвдиалититов. Оно происходило почти одновременно с образованием вмещающих их пород или несколько позже. «Эвдиалититы», как правило, встречаются в тех участках и разновидностях эвдиалитовых луявитов, которые более значительно обогащены эвдиалитом. При этом между «эвдиалититами» и эвдиалитовыми луявитами обычно наблюдаются постепенные переходы (границы между ними расплывчатые). Встречаются «эвдиалититы», имеющие отчетливые, иногда и резкие границы с вмещающими их эвдиалитовыми луявитами. По внешней форме они представляют собой гнездообразные и шлирообразные тела. Остаточный расплав, из которого сформировались эти тела, вероятно, прежде чем затвердеть, имел небольшую передвижку среди формирующегося эвдиалитового луявита и этим обусловил отчетливую с ним границу гнездообразных и шлирообразных тел «эвдиалитита».

Пегматиты Ловозерского щелочного массива, обогащенные эвдиалитом, необходимо рассматривать как образования, возникшие из остаточного магматического расплава.

Контакт пегматитов с вмещающими породами довольно часто расплывчатый. Наряду с ними наблюдаются эвдиалитовые пегматиты, имеющие отчетливые контакты с вмещающими породами. Образование их, как и пегматитов с расплывчатыми контактами, происходило из остаточного магматического расплава, но позже формирования тех пород, среди которых они наблюдаются.

Эвдиалит является как породообразующим, магматическим минералом, так и характерным минералом пегматитов.

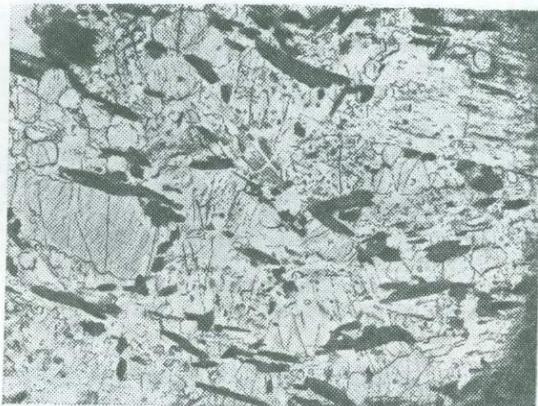


Рис. 57. Эвдиалитовый луяврт. $\times 14$. Без анализатора

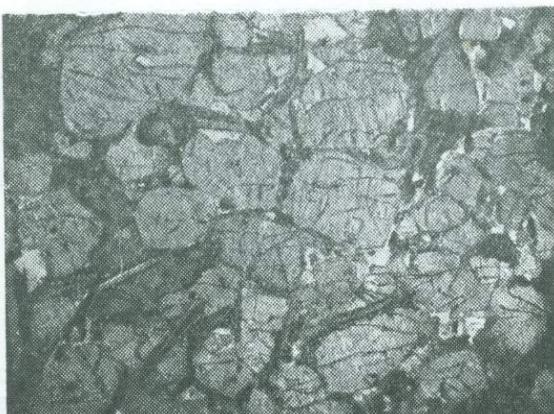


Рис. 58. Эвдиалитит. $\times 20$. Николи +

Эвдиалит в породах встречается в форме идиоморфных выделений (эвдиалитовые луярбиты), а также и ксеноморфных в породах лопаритоносного комплекса (рис. 59, 60). В пегматитах эвдиалит наблюдается чаще в виде ксеноморфных выделений в промежутках между нефелином и К-На полевым шпатом. Эвдиалит обычно образуется после нефелина и К-На полевого шпата, реже одновременно с ними, несколько раньше эгирина или одновременно с ним.

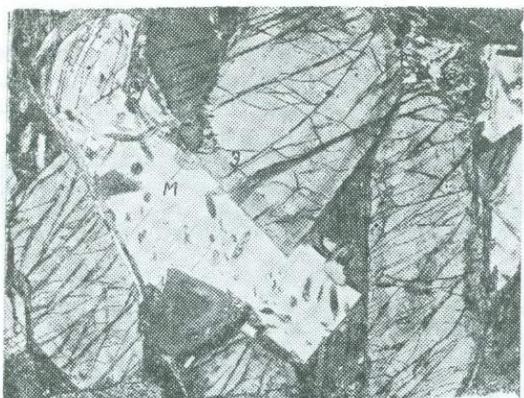


Рис. 59. Взаимоотношение эвдиалита (e) с микроклином (m). $\times 10$. Николи +



Рис. 60. Взаимоотношение нефелина (n) с эвдиалитом (e). $\times 30$. Без анализатора

стилается нормальным луярбитом, с которым обычно контакт и перекрывается фойяитом. С последним контакт уртита расплывчатый.

Нефелин в уртитах, как и в остальных горных породах массива, выделялся первым. В уртитах он нередко значительно изменен (цеолитирован).

Запасы нефелина в уртитах громадны. Уртиты Ловозерского массива, несомненно, являются ценным сырьем и в первую очередь для получения окиси алюминия. Некоторые горизонты уртита можно разрабатывать одновременно на нефелин и лопарит.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МУРМАНИТА, ЛОВОЗЕРИТА, ЭГИРИНА И АПАТИТА

Еще неизвестно имеют ли месторождения этих минералов промышленное значение, и вопрос об их практическом использовании требует дополнительных работ.

Неясен вопрос и о галлии, запасы которого в алюмосиликатах (нефелине, содалите и др.) Ловозерского массива, вероятно, очень большие.

ОБЗОР ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВА

В образовании минералов, слагающих Ловозерский щелочной массив, принимают участие 44 элемента из 78, считая все редкоземельные элементы (за исключением итрия) за один. На табл. 59 по клеткам периодической системы Менделеева нанесены химические элементы, входящие в состав минералов массива. Можно наметить следующие группы элементов:

Таблица 59

18	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	H ●																	H He
He ○	Li ○	Be ○	B ○	C ○	N ●	O ○												F Ne
Ne ●	Na ●	Mg ●	Al ●	Si ●	P ○	S ○												Cl Ar
Ar ●	K ●	Ca ●	Sc ○	Ti ○	V ○	Cr ●	Mn ●	Fe ●	Co ○	Ni ○	Cu ○	Zn ●	Ga ○	Ge ○	As ○	Se ○	Br ○	Kr
Kr ○	Rb ●	Sr ●	Y ○	Zr ●	Nb ●	Mo ○	Tc ○	Ru ○	Rh ○	Pd ○	Ag ○	Cd ○	In ○	Sn ○	Sb ○	Te ○	J ○	Xe
Xe ○	Cs ○	Ba ○	TR ●	Hf ○	Ta ○	W ○	Re ○	Os ○	Ir ○	Pt ○	Au ○	Hg ○	Tl ○	Pb ○	Bi ○	Po ○	At ○	Rn
Rn ○	Fr ○	Ra ○	Ac ○	Th ○	Pa ○	U ○												

● Ведущие и главные элементы

○ Элементы среднего значения

○ Аксессорные элементы

○ Элементы в следах или требующие дополнительной проверки

1) главные элементы: H, O, Na, Mg, Al, Si, Cl, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Sr, Zr, Nb и TR, из них: Na, Cl, Ti, Mn, Sr, Zr, Nb и TR являются теми ведущими характерными элементами, которые определяют большое разнообразие минералов Ловозерского массива;

2) элементы среднего значения: F, P, S, Y, Ta, Th и Ga;

3) элементы аксессорные: He, Li, Be, C, V, Cu, Zn, Mo, Ba, Hf, Pb, U;

4) элементы, обнаруженные в следах или требующие проверки: Cr, Co, Ni, Ge, Rb, Sn, W, Bi, Ra.

Ниже приводится краткая характеристика элементов, установленных в минералах Ловозерского массива.

Водород (H) в виде гидроксильной группы и воды играет большую роль в минералообразовании Ловозерского массива. (OH) и H₂O входят в состав многих первичных (более поздних по времени выделения) и почти всех вторичных минералов, образующихся в результате замещения первичных (табл. 60).

Гелий (He). Определение гелия было произведено только в одном минерале — лопарите, в составе которого имеется 0,46—0,76% ThO₂. По данным Э. К. Герлинг и др. [49], содержание гелия в грамме лопарита из пегматитовой жилы горы Аллуайв равно 0,0564 мг, а в лопаритовом концентрате из лопаритового малиньита Аллуайвского рудника 0,0274 мг. В лопаритовом концентрате количество лопарита было около 45%, остальную часть составлял эгирин.

Попутно следует отметить, что торий, кроме лопарита, известен в стенструпине.

Литий (Li) имеется в тайниолите (3,21% LiO₂), очень редком минерале пегматитовых тел. Литий, кроме того, спектроскопически обнаружен еще в двух минералах пегматитов — гакманите и уссингите.

Бериллий (Be) в значительном количестве находится только в чкаловите (12,67% BeO). Последний найден в небольшом количестве в одном из пегматитовых выделений на горе Пункаруайв. Присутствие

Таблица 60

Наиболее характерные элементы в минералах Ловозерского массива

Название минералов	Содержание (%)									
	ZrO ₃	TiO ₂	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	TR ₂ O ₈	MnO	SrO	Na ₂ O	Cl	H ₂ O
Лопарит	—	38–41	8,04–12,81	0,62–0,77	31–35	—	2,00–3,42	8,10–9,06	—	—
Лампрофиллит	—	25–31	0,2	—	—	3,21–3,33	14,49–16,76	10,83–12,70	0,27–0,62	—
Мурманит	1,40–2,08	29–30	6,56–7,71	0,50–0,56	—	2,30–2,42	—	7,44–10,38	—	10,20–15,52
Ломоносовит	2,10	26,09	3,00	—	—	3,11	—	26,09	—	—
Рамзант	—	44,47	2,4	0,32	—	—	—	11,88–17,29	—	—
Сфен	0,52	40,50	1,5	—	—	—	—	—	0,26	—
Нептунит	—	15,07	—	—	1,18	12,94	—	8,76	—	—
Чинглусуит	3,02	9,62	—	—	—	14,53	—	5,52	0,12	21,84
Энigmatит	—	8,16	—	—	—	2,42	—	6,58	—	—
Ринколит	—	(8–11)	(2,57)	(15–19)	—	—	(3,00)	(6,50)	—	—
Нарсарсукит	—	(14–16)	—	—	—	—	—	(15–16)	—	—
Металолапарит	—	44,01	10,75	0,66	—	—	—	—	—	—
Ti-ловенит	16,72	11,30	3,01	—	—	—	—	10,73	—	—
Мп-ильменит	—	51,35	0,5	—	—	14,73–16,14	—	—	—	—
Эвдиалит	11–14	0,39–0,72	0,60–0,10	—	—	1,64–2,50	1,42	11,16–15,82	0,74–2,19	—
Ловозерит	16,54	1,02	—	—	1,75–2,30	3,46	—	3,74	—	15,03
Катаплеит	31,24	—	—	—	0,56	—	—	9,28	—	10,50
Циркон	(65–66)	—	—	—	0,24	—	—	—	—	—
Нордит	—	—	—	—	—	6,04	7,40	11,70	—	—
Стенструшин	—	—	—	0,20	20,20	9,05	—	2,09	—	12,74
Эрикит	—	—	—	—	24,78	—	0,90	1,05	—	7,39
Апатит	—	—	—	—	55,96	—	5,50	—	0,04	—
Шизолит	—	—	—	—	3,20	9,35–15,92	0,28	7,72	—	—
Эгирин	0–0,80	1,80–3,48	—	—	1,00	0,49–1,40	—	9,37–12,00	—	—
Арфведсонит	—	1,33–1,68	—	—	—	0,75–1,65	—	8,08–9,06	0,08–0,41	—
Гакманит	—	—	—	—	—	—	—	25,84–25,96	5,67–6,44	—
Содалит	—	—	—	—	—	—	—	22,27	4,88	—
Гидросадолит	—	—	—	—	—	—	—	19,22	0,08–0,41	6,70
Микроклин	—	—	—	—	—	—	—	1,3–3,56	—	—
Нефелин	0,12	—	—	—	—	—	—	15,74	—	—
Уссингит	—	—	—	—	—	—	—	19,09	0,04	3,70
Натролит	—	—	—	—	—	—	—	15,45	—	9,16
Чкаловит	—	—	—	—	—	—	—	28,93	—	—
Виллиомит	—	—	—	—	—	—	—	53,83	—	—
Опал	—	—	—	—	—	—	—	7,95	—	14,56

Примечание: 1. Главнейшие пордообразующие минералы массива набраны жирным шрифтом.
 2. В скобках даны цифры, относящиеся к минералам из других массивов.

бериллия устанавливается спектроскопически в других минералах мас-сива в нефелине, ортоклазе, микроклине, гакманите, гидросодалите, уссингите, натролите, анальциме, эгирине, арфведсоните, шизолите, эвдиалите, ловозерите, катаплите, сфене, ловените, ринколите, непту-ните, чинглусите, ломоносовите, нарсарсуките, металопарите и др.

Наиболее яркие линии бериллия в спектре обычно получались от минералов, имеющих в своем составе значительное количество алюминия.

Углерод (С) известен в четырех минералах: канкрините, анкилите, церуссите и эриките, которые встречаются очень редко и в малом коли-честве.

Кислород (О). Отмечается некоторый недостаток свободного кислорода. В составе минералов железо встречается в окисной и закис-ной формах. В эгирине, который является одним из главных породообра-зующих минералов, находится 22,66—28,58% Fe_2O_3 и 3,45—1,31% FeO . В большинстве других железосодержащих минералов преобладает закис-ная форма железа. В арфведсоните имеется 5,01—8,61% Fe_2O_3 и 10,85—13,82% FeO , в лампрофиллите 0,29—0,87% Fe_2O_3 и 3,16—5,21% FeO , нептуните 1,70% Fe_2O_3 и 2,68% FeO , энigmatите соответственно 6,28 и 31,50%, сфене 0,42 и 1,77%, биотите 0,69—1,73% и 10,55—10,03%, Мп-ильмените 4,67 и 28,46%.

Фтор (F) входит в состав многих минералов Ловозерского массива. Он известен в арфведсоните (0,42—2,23% F), лампрофиллите (1,63—1,83%), мурманите (0,19%), апатите (2,14%), титаноловените (1,55%), биотите (3,84%), опале, содержащем щелочи (1,25%), виллиомите (48,28%), а также флюорите, астрофиллите и ринколите. Анализы последних трех минералов не производились, но в хибинских астрофил-литах обнаружено 0,36—1,22% F, а в ринколите около 6%. Фтор входит в состав минералов, образующихся в эпимагматический и пневматоли-товые этапы минералообразования.

Натрий (Na) очень характерный элемент массива. Он известен в большинстве минералов, причемнередко в значительном количестве (см. табл. 56). Это обусловлено тем, что при формировании большинства пород Ловозерского массива имелся избыток щелочей над алюми-нием. Недостаток последнего компенсировался Fe, Ti, Zr и др., а поэтому наряду с обычными алюмосиликатами натрия (нефелином, содалитом, альбитом и цеолитами) образовались щелочной пироксен (эгирин) и щелочной амфибол (арфведсонит), а также цирконо- и титаносиликаты с высоким содержанием натрия.

Минералы с высоким содержанием натрия образовывались в течение всего процесса минералообразования, начиная с самого высокотемпера-турного магматического минерала нефелина и кончая цеолитами гидро-термальных фаз. Натрий в образовании минералов Ловозерского мас-сива играет несравненно большую роль, чем в минералообразовании кислых и основных пород. Среднее содержание Na_2O в породах Лово-зерского массива равно 10,12%, тогда как в гранитах 3,48%, габбро 2,55% и в базальте 3,11%.

Магний (Mg) встречается во всех минералах, но обычно в незна-чительном количестве. Содержание MgO выше 1% известно в эгирине (0,67—2,32% MgO), арфведсоните (6,98—8,35%), биотите (16,25—20,31%), тайниолите (19,26%), энigmatите (1,31%), нордите (2,00%). Из них широко распространены эгирин и арфведсонит. Тайниолит, энigmatит и нордит встречаются в очень малых количествах и только в пег-матитах.

Алюминий (Al) имел большое значение при формировании мас-сива, породы которого в основном сложены алюмосиликатами. Микро-клинов (18,58—19,75% Al_2O_3), ортоклаз (20,08%), анортоклаз (19,71%), альбит, нефелин (32,29%), гакманит (31,40—31,77%) и гидросодалит (27,91—28,36%) — главные породообразующие минералы массива.

Значительное содержание Al_2O_3 имеется также во вторичном содалите (31,08%), уссингните (17,23%), натролите (17,40%), анальциме, биотите (10,36—10,45%) и др. Минералы, имеющие в своем составе алюминий, являются первичными (нефелин, K-Na полевые шпаты, гакманит, альбит и слюды) или вторичными (содалит, гидросодалит, уссингит, цеолиты и серицит), образовавшимися за счет изменения первичных. Первичные алюмосиликаты (за исключением альбита и слюд) при формировании пород в главной своей массе выпадают из расплава первыми.

В массиве имеется значительный избыток щелочей относительно Al_2O_3 , а поэтому в нем наряду с алюмосиликатами натрия и калия происходило образование минералов с высоким содержанием щелочей, но без алюминия, а именно: эгирина, арфведсонита, цирконо- и титаносиликатов. Минералы, не имеющие в своем составе алюминия, но богатые щелочами, выпадают из расплава в основном после алюмосиликатов.

Кремний (Si). Большинство минералов, слагающих породы и пегматиты массива, содержат значительные количества SiO_2 : нефелин (45,17%), микроклин (63,87—65,00%), гакманит (36,69—36,99%), эгирин (50,70—52,48%), арфведсонит (49,66—53,70%), эвдиалит (49,16—51,23%), лампрофиллит (30,08—31,75%), рамзант (34,06—35,11%), мурманит (30,06—31,24%), натролит (47,45%) и т. д.

При формировании пород массива имел место недостаток кремнезема, который при одновременном недостатке глинозема приводит к образованию арфведсонита и эгирина. В них одним и тем же количеством щелочей связывается меньшее количество SiO_2 , чем в K-Na полевых шпатах или альбите. Роль эгирина в массиве очень значительна. Эгирин наряду с нефелином и микроклином является одним из главных пордообразующих минералов. Содержание его в породах достигает иногда 50%.

Фосфор (P) известен в четырех минералах: апатите (39,80% P_2O_5), ломоносовите (12,84% P_2O_5), стенструпине (3,74% P_2O_5) и эриките (24,31% P_2O_5). Последние два минерала наблюдаются только в пегматитах и то редко. Наибольший интерес представляет ломоносовит, поскольку это единственный минерал из группы титаносиликатов, имеющий в своем составе фосфор.

Главная масса фосфора связана с апатитом, который в качестве одного из второстепенных или акцессорных минералов наблюдается в большинстве пород. Наибольшая концентрация апатита наблюдается в уртитах. В одном из прослоев лопаритового уртита содержание апатита доходит до 30%. Общие запасы апатита в этом прослое очень большие.

Сера (S) имеется в гакманите (1,02%), содалите (0,02%), уссингните (0,09%), чкаловите (0,32%), энigmatите (0,14%), гидросодалите, канкрините и сульфидах (сфалерите, галените, молибдените, халькопирите, ковеллине, пирите, марказите и пирротине). Все они, за исключением гакманита и гидросодалита, встречаются редко и в малых количествах. Большинство минералов, содержащих серу (содалит, гидросодалит, канкринит, уссингит и сульфиды), образовались в пневматолитовый и гидротермальный этапы.

Хлор (Cl) характерный элемент массива. Он входит в состав многих пордообразующих минералов: гакманита (5,64—6,44%), содалита (4,88%), гидросодалита (0,13—0,16%), эгирина (следы — 0,07%), арфведсонита (0,08—0,41%), эвдиалита (0,74—2,19%), лампрофиллита (0,27—0,62%), сфена (0,26%) и апатита (0,04%) (см. табл. 56). Присутствие хлора известно также в чинглусите (0,12%), уссингните (0,04%), следы Cl в нордите, рамзайте, энigmatите и опале.

Выделение минералов, содержащих хлор, кроме гакманита, происходило в эпигматический и пневматолитовый этапы. Гакманит в пойкилитовых содалитовых сиенитах образовался раньше микроклина.

Калий (K) входит в состав почти всех минералов, в которых имеется натрий. Из них только в K-Na полевых шпатах (микроклине, ортоклазе и аортоклазе), слюдах (биотите, тайниолите и сериците) и астрофиллите калий находится в большем количестве, чем натрий. K-Na полевые шпаты — главные порообразующие минералы большинства пород массива. Они же слагают в основном и пегматиты. Слюды и астрофиллит имеют очень малое распространение.

Наиболее высокое содержание K_2O известно в микроклине (11,08—15,20%), ортоклазе (8,43%), аортоклазе (9,80%), биотите (8,76—9,17%), тайниолите (11,07%), астрофиллите, арфведсоните (1,88—3,08%), нефелине (4,99%), гидросодалите (1,16—1,46%), ловозерите (1,90%) и нептуните (5,36%).

В остальных минералах содержание K_2O меньше 1%. Цирконо-титаносиликаты с высоким содержанием калия (за исключением астрофиллита и нептуна) не встречаются.

Основная масса калия сконцентрирована в K-Na полевых шпатах и нефелине, которые образуются одними из первых.

Кальций (Ca) входит в состав почти всех минералов. Наиболее высокое содержание CaO известно в апатите (48,80%), эвдиалите (7,01—9,62%), ловозерите (3,34%), титаноловените (10,92%), сфеене (25,10%), ринколите, чинглусуните (1,75%), стенструпине (1,85%), лампрофиллите (1,20—1,72%), мурманите (2,56—3,16%), конкрините, эгирине (1,12—4,02), шизолите (12,72%), арфведсоните (1,02—2,08%), нордите (4,46%), лопарите (3,18—5,46%), флюорите и др.

Кальций в минералах совместно с калием обычно не встречается. В алюмосиликатах он отсутствует. Наиболее значительная концентрация кальция характерна для апатита, некоторых цирконо- и титаносиликатов (евдиалита, сфена и др.), а также эгирина, арфведсонита и лопарита. В последних трех минералах содержание CaO хотя и невысокое, но они являются порообразующими, широко распространенными минералами, особенно эгирин.

Титан (Ti) один из наиболее характерных элементов. В значительном количестве находится в титаносиликатах (см. табл. 60), лопарите, Мп-ильмените. Малые количества титана, от следов до 2—3%, находятся почти во всех остальных минералах.

Некоторые минералы с высоким содержанием титана (лопарит, лампрофиллит и мурманит) являются порообразующими минералами и часто наблюдаются в значительных количествах.

При формировании пород массива минералы, содержащие титан, выпадали из расплава, в основном после нефелина и полевых шпатов, а нередко и позже эгирина. Кристаллизация этих минералов, вероятно, начиналась с лопарита и заканчивалась мурманитом, главным образом в эпигматический и частично пневматолитовый этапы. В зависимости от условий происходило образование или Мп-ильменита и сфена, или титаносиликатов, содержащих натрий. Мп-ильменит и сfen характерны для пород, в которых нет избытка щелочей над глиноземом. Титаносиликаты (рамзант, лампрофиллит, мурманит, нептунит и др.) и лопарит, наоборот, появлялись в породах, имеющих избыток щелочей над глиноземом (в агпайтовых породах). В последних возникновение того или иного титанового минерала определялось соотношением в расплаве ниобия, редких земель, стронция и (ОН). При значительной концентрации ниobia первым выделялся лопарит, а последним — мурманит. Присутствие Sr, F и Cl приводило к образованию лампрофиллита и других минералов.

Ванадий (V) в незначительном количестве (от 0,01 до 0,04% V_2O_3) находится в эгирине; спектроскопически обнаружен в арфведсоните, энigmatите, сфене, апатите и галените.

Марганец (Mn) — один из наиболее характерных элементов массива. Содержание марганца в породах Ловозерского массива равно 0,36% MnO, тогда как в гранитах его 0,12%, в габбро 0,13%, базальтах 0,31% и диабазах 0,20%. Ловозерский массив является марганцевой провинцией.

В значительных количествах (свыше 2%) марганец известен в 14 минералах (см. табл. 60). Нахождение марганца в малых количествах (от следов до 1—2%) известно почти во всех других минералах массива: в биотите (1,10—1,12% MnO), арфведсоните (0,75—1,65%), эгирине (0,49—1,40%) и др.

Марганец в процессах минералообразования Ловозерского массива играл большую роль, чем при формировании других щелочных массивов. На это указывают следующие факты:

1. В ряде минералов Ловозерского массива марганец находится в более значительных количествах, чем в тех же минералах из других мест. В Ловозерских минералах известно следующее содержание марганца: в ильмените 14,73—16,14% MnO (в хибинском ильмените 0,08—0,25%), нептуниде 12,94% (в гренландском 4,79—5,32%), стенструпине 9,05% (в гренландском 4,20—6,60%), титаноловените 10,34% (в норвежском 5,59—7,30%), шизолите 9,35—15,92% (в гренландском 9,84—12,90%).

2. Нахождение минералов с высоким содержанием марганца, не известных в других местах, а именно чинглусита (14,53% MnO), нордита (6,04%), ловозерита (3,46%) и ломоносовита (3,11%).

3. Марганец в небольших количествах, от следов до 1—2%, известен почти во всех остальных минералах Ловозерского массива.

Железо (Fe). Среднее содержание железа в породах массива равно 6,4% Fe_2O_3 и 1,53% FeO. Поскольку в породах массива имелся избыток щелочей над глиноземом, то недостаток последнего при формировании пород частично компенсировался железом. Происходило образование щелочного пироксена — эгирина (эгирин I генерации имеет 22,66—25,36% Fe_2O_3 и 3,45—1,31% FeO) и щелочного амфиболя — арфведсонита (5,01—8,64% Fe_2O_3 и 10,85—13,82% FeO). Эгирин и арфведсонит породообразующие минералы. Первый в породах массива содержится обычно в значительном количестве (в лопаритовых луявритах до 46%). Кроме эгирина и арфведсонита высокое содержание железа имеется в Mn-ильмените (4,67% Fe_2O_3 и 28,46% FeO), биотите (соответственно 0,69—1,73% и 10,55—11,03%), энigmatите (6,28 и 31,50%), астрофиллите и сульфидах. В малых количествах железо находится почти во всех остальных минералах: эвдиалите (0,60—2,80% Fe_2O_3 и 3,52—0,70% FeO), лампрофиллите (0,29—0,87% Fe_2O_3 и 5,21—3,16% FeO), мурманите (2,33—3,34% Fe_2O_3) и др.

Минералы, имеющие в своем составе много железа, за исключением сульфидов, в основном выделились на эпимагматическом этапе.

Никель (Ni) обнаружен только спектроскопически в эгирине, биотите, нарсарсуките, содалите, уссингите и опале.

Медь (Cu) имеется в халькопирите, ковеллине и куприте, минералах наблюдаемых очень редко и в незначительном количестве. Спектроскопически медь обнаружена в микроклине, нефелине, гакманите, уссингите, натролите, эгирине, энigmatите, астрофиллите, ломоносовите, Mn-ильмените и сульфидах (молибдените, сфалерите и галените).

Цинк (Zn) входит в состав только одного мало распространенного минерала — сфалерита. Время выделения последнего, вероятно, конец пневматолитового этапа и начало гидротермального. Цинк спектроскопически установлен в стенструпине.

Галлий (Ga) наблюдается только в рассеянном состоянии. При спектральном анализе обнаружен во многих минералах: нефелине (0,01—0,005 %), ортоклазе (~0,001 %), микроклине (0,001 %), гакманите, уссингите (0,01 %), анальциме, натролите, биотите (0,005 %), эгирине, арфведсоните, эвдиалите, энгматите, астрофиллите, стенаструктурине, ринколите, нарсарсуките (0,01 %) и нордите ($10^{-4}\%$).

Галлий встречается в самых разнообразных минералах, но концентрация его в алюмосиликатах выше, чем в минералах других групп.

Германий (Ge) найден только спектроскопически в бурой разности сфена.

Рубидий (Rb) установлен спектроскопически в ортоклазе (<0,001 %), микроклине, эгирине и нептуните.

Стронций (Sr) характерный элемент массива, в наиболее значительном количестве находится в лампрофиллите (14,49—16,76 % SrO), нордите (7,40 %), апатите (5,50 %), лопарите (2,00—3,42 %) и эвдиалите (1,42 %). Все они, за исключением нордита, широко распространены как породообразующие минералы. Стронций известен также в микроклине (0,01—0,08 % SrO), шизолите (0,28 %), ловозерите (0,06 %), ринколите и эриките (0,90 %). Спектроскопически стронций установлен в нефелине, гакманите, гидросодалите, эгирине, рамзайте, чинглусите, стенаструктурине, ломоносовите, ловозерите, металопарите и флюорите.

Для стронция характерен парагенезис с кальцием: в минералах, содержащих много стронция, имеется кальций.

Минералы с большим количеством стронция образовывались в эпимагматический этап.

Иттрий (Y) (см. редкие земли).

Цирконий (Zr) — очень характерный элемент. Главная масса его сосредоточена в цирконосиликатах — эвдиалите (11,00—14,17 % ZrO₂) и ловозерите (16,50 % ZrO₂). Эвдиалит один из главнейших породообразующих минералов массива. Цирконий, кроме эвдиалита и ловозерита, находится еще в руде ряда минералов (см. табл. 60). Спектроскопически цирконий определен в микроклине, ортоклазе, гекманите, гидросодалите, уссингите, натролите, эгирине, сфене, титаноловените, чинглусите, энгматите, нарсарсуките, рамзайте, лампрофиллите, мурманите, апатите и галените.

Ниобий (Nb) и **тантал (Ta)** обычно встречаются в одних и тех же минералах, причем тантал находится только в тех минералах, в которых есть ниобий.

Ниобий и тантал известны в 12 минералах (см. табл. 56). Спектроскопически ниобий обнаружен в нефелине, эгирине, астрофиллите, катаплите и опале. В минералах Ловозерского массива ниobia значительно больше, чем tantalа. Ниобий и тантал самостоятельных минералов не образуют, а концентрируются, как правило, в минералах, богатых титаном. Отсутствие самостоятельных ниобиевых и tantalовых минералов, вероятно, можно объяснить тем, что Ловозерский щелочной массив обогащен титаном, который в количественном отношении значительно преобладает над ниобием и tantalом. Поскольку радиусы ниобия (Nb⁵ — 0,69 Å) и tantalа (Ta⁵ — 0,69 Å) близки к радиусу титана (Ti⁴ — 0,64 Å), естественно, что в процессе формирования этого массива Nb и Ta не образовали самостоятельных соединений, а концентрировались в минералах, содержащих титан, изоморфно замещая последний.

Главная масса ниобия и tantalа сконцентрирована в минералах, образование которых происходит в эпимагматический и пневматолитовый этапы.

Молибден (Mo) входит в состав молибденита. Последний встречается редко и в незначительном количестве. Спектроскопически молибден обнаружен в гакманите и гидросодалите.

О л о в о (Sn). По данным Ю. Н. Книпович, олово определено в лопарите (0,01—0,02% SnO_2). Спектроскопически оно установлено в эгирине, эвдиалите, рамзайте, ломоносовите, сфене, стенструпине, титаноловените, гакманите и гидросодалите.

Б а р и й (Ba) известен в микроклине (0,05 BaO), лампрофиллите (0,56—1,00). Спектроскопически обнаружен в эвдиалите, ломоносовите и стенструпине.

Р е д к и е з е м л и (TR) находятся в ряде минералов в значительном количестве (см. табл. 64).

Из минералов, содержащих редкие земли, наибольший интерес представляют лопарит, апатит и эвдиалит, которые являются породообразующими минералами и имеют широкое распространение в породах массива.

Состав группы редких земель в минералах массива установлен И. Б. Боровским [11] путем рентгенохимического анализа. Ниже приводятся его данные о количественных соотношениях отдельных элементов из группы редких земель.

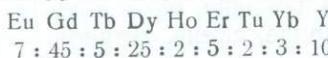
В лопарите из уртита состав редких земель следующий: La_2O_3 9%, Ce_2O_3 15%, Pr_2O_3 3%, Nd_2O_3 5%, Sm_2O_3 0,7%, Eu_2O_3 0,05%, Gd_2O_3 0,5%, Tb_2O_3 0,03%, Dy_2O_3 0,3%, Ho_2O_3 0,02%, Er_2O_3 0,05%, Tu_2O_3 0,07%, Yb_2O_3 0,03%, Y_2O_3 0,05%.

Количественные соотношения элементов в группе редких земель из лопарита таковы:

Подгруппа цериевых элементов

	Ce	La	Nd	Pr
Лопарит из уртита	горы Вавнбед	1:0,60:0,30:0,20		
" "	" Энгпор	1:0,60:0,40:0,20		
" "	" Нинчурт	1:0,41:0,32:0,12		
" малиньита	горы Аллуайв	1:0,52:0,34:0,17		
" луяврита	" Вавнбед	1:0,60:0,36:0,20		

Подгруппа иттровых элементов



В ринколите отношение $\text{Ce:La:Nd:Pr} = 1:0,52:0,45:0,18$
 В нордите отношение $\text{Ce:La:Nd:Pr} = 1:0,5:0,29:0,20$
 В ловозерских минералах $\text{Ce} > \text{La} > \text{Nd} > \text{Pr}$

В. И. Гольдшмидт [52], занимавшийся изучением редких земель, дает иные соотношения их в среднем составе минералов, а именно, $\text{Ce} > > \text{Nd} > \text{La} > \text{Pr}$ (31 : 18 : 7 : 5).

Приведенные выше данные указывают, что среди группы редких земель в минералах Ловозерского массива цериевый тип редких земель резко преобладает над иттровым.

Для редких земель в минералах характерна ассоциация с кальцием. В минералах с большим содержанием редких земель почти всегда находится кальций и нередко в значительном количестве.

Минералы, имеющие в своем составе редкие земли, выделились, в основном, в эпимагматический этап.

Г а ф н и й (Hf) находится только в цирконсодержащих минералах в виде изоморфной примеси к цирконию. В эвдиалите и ловозерите гафний имеется в количестве около 0,1%. Присутствие гафния спектроскопически установлено в цирконе.

Тантал (Ta) (см. ниобий).

В ольфрам (W) обнаружен только в лопарите при рентгенохимическом анализе.

Свинец (Pb) входит в состав галенита (минерала, наблюдавшегося редко и в незначительном количестве) и церуссита. Последний является вторичным минералом по галениту. Свинец, кроме того, спектроскопи-

чески обнаружен в ортоклазе, микроклине, эгирине, эвдиалите, сфене, лампрофиллите, ломоносовите, ринколите, стенструпине, апатите, эриките и уссингите.

В некоторых минералах (стенструпине, ринколите, эриките) свинец, вероятно, возник за счет распада тория.

Висмут (Bi) спектроскопически установлен в галените.

Радий (Ra) (см. уран).

Торий (Th) имеется в стенструпине ($10,23\% \text{ ThO}_2$), лопарите ($0,46\text{--}0,76\%$), эриките ($0,32\%$), чинглусите ($0,06\%$) и нептунице ($47 \times 10^{-4}\%$). Эти минералы, за исключением нептуниита, имеют в своем составе и редкие земли.

Уран (U) и радий (Ra) обнаружены в нептуниите и лопарите. В нептуниите, по данным Л. В. Комлева, урана содержится $> 0,2 \times 10^{-4}$ и Ra $23,4 \times 10^{-4}\%$.

Содержание урана в грамме лопарита из пегматитовой жилы горы Аллуайв, по Э. К. Герлинг и др. [49], равно $2,4 \times 10^{-4}\%$. Уран рентгенохимическим анализом установлен И. Б. Боровским в ловозерите в количестве $0,2\%$.

Приведенный краткий обзор химических элементов позволяет судить о роли наиболее характерных элементов в минералообразовании Ловозерского щелочного массива, в особенности если учесть и средний химический состав горных пород Ловозерского массива (см. табл. 3).

Для геохимии Ловозерского массива характерны следующие особенности взаимоотношений различных элементов:

1. Значительный избыток щелочей над Al_2O_3 . Коэффициент агпантности для большинства пород массива выше единицы, а для некоторых достигает 2,56. Средний коэффициент агпантности в целом для массива равен 1,24, тогда как для нефелиновых сиенитов он равен (по Дэли) 0,98.

2. Большое превышение натрия ($10,12\% \text{ Na}_2\text{O}$) над калием ($4,82\% \text{ K}_2\text{O}$). Для нефелиновых сиенитов (по Дэли) оно значительно меньше ($8,26\% \text{ Na}_2\text{O}$ и $5,46\% \text{ K}_2\text{O}$).

3. Высокое содержание Ti ($1,29\% \text{ TiO}_2$). Среднее содержание TiO_2 в нефелиновых сиенитах (по Дэли) равно 0,86%.

4. Преобладание титана над цирконием. В среднем составе пород массива находится $1,29\% \text{ TiO}_2$ и $0,46\% \text{ ZrO}_2$.

5. Большое количество железа ($6,41\% \text{ Fe}_2\text{O}_3$ и $1,53\% \text{ FeO}$). В нефелиновых сиенитах (по Дэли) железа значительно меньше ($3,37\% \text{ Fe}_2\text{O}_3$ и $2,20\% \text{ FeO}$).

6. Повышенное содержание кислорода, которое видно из соотношений между Fe_2O_3 и FeO . Для Ловозерского массива $\frac{6,41\% \text{ Fe}_2\text{O}_3}{1,53\% \text{ FeO}}$, тогда как для нефелиновых сиенитов (по Дэли) $\frac{3,37\% \text{ Fe}_2\text{O}_3}{2,20\% \text{ FeO}}$.

7. Цериевая группа редких земель резко преобладает над иттервой. Внутри цериевой группы соотношение между отдельными элементами ($\text{Ce} > \text{La} > \text{Nd} > \text{Pr}$), иное, чем по литературным данным (Гольдшмидт $\text{Ce} > \text{Nd} > \text{La} > \text{Pr}$). Редкие земли изоморфно замещают кальций в лопарите, апатите и других минералах.

8. Ниobia значительно больше, чем tantal. Nb и Ta изоморфно замещают титан в титансодержащих минералах.

9. Th больше, чем U.

10. Mn и Sr играют большую роль в процессе минералообразования (образование Mn-ильменита, повышенное содержание Mn в титаносиликатах и др.).

11. Много Cl и F. Cl > F. Содалитовые породы в массиве имеют широкое распространение. Фтор входит в состав апатита, титаносиликатов и виллиомита (NaF).

12. Фосфор, кроме апатита, в котором сконцентрирована его основная масса, обнаружен в ломоносовите — минерале из группы титаносиликатов. Нахождение фосфора в этой группе минералов до сих пор не было известно.

13. Недостаток кремния ($52,34\% \text{ SiO}_2$) и алюминия ($17,61\% \text{ Al}_2\text{O}_3$) по сравнению со средним составом нефелиновых сиенитов (по Дэли $54,63\% \text{ SiO}_2$ и $19,89\% \text{ Al}_2\text{O}_3$) компенсировался Zr, Ti, Nb, Fe, приводя к образованию эгирина и многочисленных цирконо- и титаносиликатов, нередко содержащих Nb и TR.

14. Очень большую роль в минералообразовании имеет H_2O .

Породы Ловозерского массива занимают промежуточное положение между кислыми и основными породами. С кислыми (гранитами) их сближает количественное содержание элементов: He, Li, Be, F, Na, Mg, P, K, Ca, Ga, Rb, Y, Zr, Nb, Mo, Ba, Th, Hf, Ta, Pb, Ra, U, а с основными — Al, Si, S, Cl, Ti, V, Mn, Fe.

Для более отчетливого представления о геохимических особенностях Ловозерского массива, сложенного нефелиновыми сиенитами, приводятся сводные геохимические таблицы (табл. 61 и 62) элементов пегматитов гранитных и габброидных магм (заимствованные у А. Е. Ферсмана [115]).

Таблица 61

Геохимическая таблица элементов гранитных пегматитов

	I	II	III	IV	V	VI	VII	O	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
1	H	—	—	—	—	—	—	He	Li	Be	B	C		O	F	
3	Na (Mg)	Al	Si	P	(S)	(Cl)		K	Ca	Sc	Ti			Mn	Fe	4
5	(Cu) (Zn)	(Ga) (Ge)						Rb		Y	Zr	Nd	Mo			6
7			Sn (Sb)					Cs		TR	Hf	Ta	(W) (Re)			8
9	(Au)		Tl (Pb)	Bi	(Po)	?		?	Ra	Ac	Th	Pa	U	—	—	10

Наиболее характерные элементы набраны жирным шрифтом, малохарактерные заключены в скобки.

Таблица 62

Геохимическая таблица элементов пегматитов габброидных магм

	I	II	III	IV	V	VI	VII	O	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
1	H	—	—	—	—	—	—				C		O			2
3	Na	Mg	Al	Si	P	S	Cl		K	Ca	—	Ti	V	Cr	Mn	Fe, Ni
5	Cu								Sr						Ru, Pd	6
7	Ag								Ba						Os, Ir, Pt	8
9						?		?					—	—	—	10

Наиболее характерные элементы набраны жирным шрифтом.

Сравнение таблиц 61 и 62 с 59-й показывает, что химический состав Ловозерского массива и его пегматитов ближе к гранитным породам и пегматитам. Основные черты геохимии гранитных и нефелино-сиенитовых пегматитов следующие:

В гранитных пегматитах (плюмазитах),
по А. Е. Ферсману [115]
Ca (мало), (Sr), Ba (нет)
P, (Zr), Hf
 $\text{FeO} > \text{Fe}_2\text{O}_3$
Ta > Nb
Y-группа
 $\text{F} > \text{B} \gg \text{Cl}$
 $\text{F} > \text{Cl}$
 $\text{K} > \text{Na}$
Li > Cs, Rb, Be
Почти нет V
Ti много, Mo
Fe мало
О нехватает, S мало
W, Mo
Si > Al
U > Th

В пегматитах Ловозерского массива,
по данным автора
 $\text{Ca} > \text{Sr} \gg \text{Ba}$
Zr (очень много), (Hf), P
 $\text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{FeO}$
Nb > Ta
Ce-группа
 $\text{Cl}, \text{F}, \text{S}$ (CO_2 очень мало)
 $\text{Cl} > \text{F}$ (В нет)
Na > K
Li (очень мало), Be
V (мало)
Ti очень много
Fe много
О больше (выше степени окисления)
(W нет), (Mo мало)
 $\text{Si} > \text{Al}$
 $\text{Th} \gg \text{U}$

ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ЛОВОЗЕРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

Как уже неоднократно отмечалось выше, Ловозерский щелочной массив в основном сложен агпайтовыми породами. Для них характерны минералы, относящиеся к цирконо- и титаносиликатам (эвдиалит, лампрофиллит, мурманит и др.) и ниоботитанатам (лопарит). В массиве наряду с агпайтовыми находятся породы, в которых наблюдается иная ассоциация минералов, а именно: биотит, сфен, Mn-ильменит, апатит, флюорит, что типично для пород миаскитового типа. Последние в массиве имеют небольшое распространение.

Различие в минералогическом составе этих двух групп пород определяется, в первую очередь, тем, что их химический состав не тождественен. Возраст агпайтовых и миаскитовых пород разный. Вначале образовались миаскитовые породы, позже агпайтовые.

Химический состав пород и минералов Ловозерского массива показывает, что процессы минералообразования, имевшие место при формировании агпайтовых пород, в основном были обусловлены теми особенностями магматического расплава, которые охарактеризованы выше.

Высокое содержание в расплаве щелочей и избыток их над Al_2O_3 привели к тому, что при формировании пород Ловозерского массива происходило образование только натриевокалиевых алюмосиликатов (K-Na полевые шпаты, альбита, нефелина и содалита). Плагиоклазы представлены альбитом. Среди алюмосиликатов большее значение имеют алюмосиликаты натрия (нефелин, содалит и альбит), чем калия (K-Na полевые шпаты). Нефелин образует почти мономинеральную породу — уртит. Кроме того, он в значительном количестве входит в состав и других основных пород массива — эгиринового лужаврита (около 26 %), фойяита (15—37 %), эвдиалитового лужаврита (23—29 %). Содалит является главным породообразующим минералом тавита и пойкилитового содалитового сиенита.

Несмотря на высокое содержание алюминия в среднем составе агпайтовых пород массива, все же имеется значительный избыток щелочей над Al_2O_3 . Недостаток глинозема по отношению к щелочам в процессе минералообразования компенсировался, в первую очередь, окисью железа. Большое количество Fe_2O_3 в расплаве, при избытке щелочей над Al_2O_3 , обусловило наряду с алюмосиликатами образование эгирина — щелочного пироксена, богатого Fe_2O_3 , а также арфведсонита — щелочной роговой обманки, содержащей Fe_2O_3 . Количество эгирина в большинстве агпайтовых пород массива значительное, особенно в составе эгиринового лужаврита (12—24 %) и лопаритового лужаврита (28—46 %).

Породы Ловозерского массива в основном сложены минералами, имеющими в своем составе много щелочей, нефелин, K-Na полевые

шпаты (обычно микроклин), эгирин, арфведсонит, альбит и содалит. В зависимости от количественного соотношения между нефелином, микроклином и эгирином породы массива делятся на три основные группы: уртиты, сложенные главным образом нефелином, фойяиты — нефелином и микроклином с эгирином и луявриты — нефелином, микроклином и эгирином.

В породах Ловозерского массива, кроме основных породообразующих минералов: нефелина, K-Na полевых шпатов, альбита, содалита, эгирина и арфведсонита, находятся минералы, богатые Zr (эвдиалит) и Ti (лампрофиллит, мурманит, лопарит и др.), редко наблюдаемые в нефелиновых сиенитах других массивов. В породах Ловозерского массива они часто встречаются в больших количествах и позволяют, в свою очередь, выделять среди главных пород массива (уртитов, фойяитов и луявритов) ряд разновидностей — лопаритовый уртит, лопаритовый луяврит, эвдиалитовый луяврит и др.

При формировании пород Ловозерского массива первыми в магматическую стадию минералообразования выпадали из расплава нефелин и содалит, затем K-Na полевой шпат. Избыток щелочей по отношению к Al_2O_3 привел к тому, что в минералах, образующихся в первую фазу минералообразования (алюмосиликатах), катионами являются исключительно K и Na. После выпадения алюмосиликатов происходит кристаллизация темноцветных минералов, более разнообразных по химическому составу; среди них наряду с эгирином и арфведсонитом, происходит выпадение из расплава лопарита и минералов из группы цериевых и титановых силикатов (евдиалита, лампрофиллита, мурманита и др.).

В составе темноцветных и окрашенных минералов роль основания наряду с Na выполняют Ca, Sr, Mg, Mn, Fe и др. Калий в них, как правило, отсутствует. Темноцветные минералы являются производными ферри-титано-, цирконо- и ниобокремневых кислот.

В агпайтовых породах характерны следующие ассоциации первичных минералов:

1) нефелин, микроклин, эгирин (эгириновый луяврит), нередко с арфведсонитом (амфиболовый луяврит), лопаритом (лопаритовый луяврит), эвдиалитом (евдиалитовый луяврит), или эвдиалитом, лампрофиллитом и мурманитом (разновидности эвдиалитового луяврита и фойяит);

2) нефелин с лопаритом, эвдиалитом и мурманитом (лопаритовый уртит) или с апатитом (уртит);

3) микроклин, содалит, эгирин, иногда с эвдиалитом, лопаритом, лампрофиллитом и мурманитом (пойкилитовый содалитовый сиенит и тавит).

Первичные минералы агпайтовых пород, образовавшиеся в пневматолитовый и гидротермальные этапы, немногочисленны. Они представлены альбитом, виллиомитом и сульфидами. Из них широкое распространение имеет только альбит.

Агпайтовые породы в пневматолитовый и гидротермальный этапы в большинстве случаев претерпели существенные изменения, выражавшиеся в замещении ранее образовавшихся (магматических) минералов новыми (вторичными) минералами. Некоторые из вторичных минералов в других массивах пока не известны.

С агпайтовыми породами генетически тесно связан ряд пегматитов. Формирование их происходило в конце эпимагматического этапа (в основном в пегматитовую fazу). Минералы пегматитов в пневматолитовый и гидротермальные этапы обычно претерпевали те же изменения, что и минералы агпайтовых пород. Минералогический состав пегматитов и пород, с которыми они генетически связаны, в большинстве случаев один и тот же, но минералы пегматитов часто более разнообразны, чем минералы вмещающих пород. В пегматитах нередко

встречаются минералы (иногда в больших количествах), мало распространенные в породах или неизвестные в них (уссингит, шизолит, стенструпин, чинглусит, эрикит, нордит, чкаловит, тайниолит и др.).

Пегматиты образовались в основном за счет остаточного расплава магмы, обогащенного редкими и рассеянными элементами (концентрация их в пегматитовом расплаве бывает выше, чем в расплаве, из которого возникают магматические породы). Это особенно наглядно проявляется в Ловозерском массиве на примере бериллия и лития. В породах массива литиевые и бериллиевые минералы не известны, а в пегматитах имеются: чкаловит $\text{NaBe}(\text{SiO}_3)_2$ и тайниолит — слюда, содержащая литий.

В пегматитах агпайтовых пород порядок последовательности выделения минералов тот же, что и в породах. Вначале происходит образование бесцветных минералов, затем цветных. Последние в пегматитах обычно находятся в больших количествах, чем в породах; кроме того, в пегматитах они более разнообразны. Это согласуется и с определением А. Е. Ферсмана, который считает пегматит жильным телом с «повышенным содержанием некоторых определенных летучих и подвижных компонентов, а также накоплением рассеянных элементов остаточного расплава», и с агпайтовым порядком кристаллизации.

Наиболее характерные типы пегматитов Ловозерского массива приведены в табл. 6.

Миаскитовая группа пород Ловозерского массива по минералогическому составу резко отличается от агпайтовой. Это в первую очередь обусловлено химическим составом миаскитовых пород. Они бедны не только щелочами, но также Zr, Ti, Nb, TR и другими характерными элементами агпайтовых пород.

В миаскитовых породах, так же как и в агпайтовых, вначале образуются бесцветные минералы — нефелин и K-Na полевые шпаты, причем нефелин образуется первым. На это наглядно указывают пойкилировочные вrostки нефелина в K-Na полевом шпата. Второстепенные минералы: эгирин, арфведсонит, биотит, сфен, Mn-ильменит образуются в основном после нефелина и K-Na полевых шпатов.

Пегматиты, генетически связанные с миаскитовыми породами, представлены только одним типом (ортоклазовым с Mn-ильменитом и сфеном). Минералогический состав пегматитов аналогичен составу вмещающих миаскитовых пород.

Второстепенные процессы минералообразования в миаскитовых породах и пегматитах проявляются в каолинизации K-Na полевого шпата, иногда в его альбитизации, в цеолитизации нефелина и образовании гидросодалита по нефелину.

При сравнении минералогического состава агпайтовых и миаскитовых пород Ловозерского массива резко заметно различие по минералам, содержащим в своем составе Zr и Ti (табл. 63).

Таблица 63
Минералы Ловозерского массива, содержащие Zr и Ti

	Агпайтовые породы	Миаскитовые породы		Агпайтовые породы	Миаскитовые породы
Минералы Zr	Эвдиалит Ловозерит Катаплеит	Циркон		Ринколит Рамзант Нептуният Ломоносовит	Сфен Ильменит
Минералы Ti	Энигматит Лампрофиллит Астрофиллит Чинглусит		Минералы Ti	Мурманит Лопарит Металопарит	

Два резко различных типа ассоциаций минералов, наблюдавшихся в щелочных породах (один, приуроченный к агпайтовым породам, второй — к миаскитовым), объяснить только избытком щелочей по сравнению с глиноземом, как это иногда отмечалось ранее, нельзя. Процессы минералообразования обусловливаются количественными соотношениями всех главнейших компонентов расплава и в первую очередь щелочей, глинозема и SiO_2 . Это наглядно можно продемонстрировать на примере Мариупольского щелочного массива. Последний в основном сложен породами, имеющими коэффициент агпайтности выше единицы. В гнейсовидном мариуполите с цирконом коэффициент агпайтности равен 1,23. В мариупольских породах ассоциация минералов должна бы быть аналогичной агпайтовым породам Ловозерского и Хибинского массивов. В действительности в мариупольском массиве наблюдаются минералы, характерные для миаскитовых пород. В агпайтовых породах Мариупольского массива находится много циркона, цирконосиликаты отсутствуют.

Агпайтовые породы Ловозерского и Хибинского массивов, по сравнению с агпайтовыми породами Мариупольского массива, являются менее кислыми по содержанию SiO_2 . Коэффициент кислотности (α) для первых равен 1,86, для мариупольских пород — 2,07.

При формировании агпайтовых пород Ловозерского массива, так же как и Хибинского, цирконий совместно с кремнием образовывал комплексный анион, входящий в состав цирконосиликатов (эвдиалита, эвколита и др.). В Мариупольском массиве, более кислом, соотношение между кислотной частью и основанием другое; в этих условиях цирконий является катионом и входит в состав циркона.

На основании изложенного можно считать, что цирконий (амфотерный элемент) при образовании нефелиновых сиенитов выполняет различные функции. В более кислой среде (по содержанию SiO_2) он и при избытке щелочей над Al_2O_3 является катионом, образуя циркон (ZrSiO_4), а в менее кислой среде цирконий совместно с кремнием выполняет роль комплексного аниона, входя в состав эвдиалита и других цирконосиликатов.

Титан в агпайтовых породах Ловозерского массива в основном сосредоточен в лопарите и титаносиликатах, имеющих в своем составе щелочи (рамзант, мурманит), наряду с которыми в некоторых минералах находится Fe (энигматит), Sr (лампрофиллит), Ca и TR (ринколит), Fe и Mn (нептуниит).

В миаскитовых породах как Ловозерского массива, так и других из титаносиликатов обычно известен только сfen, который имеет в своем составе не щелочи (Na и K), а кальций.

Разнообразие титаносиликатов в агпайтовых породах Ловозерского массива (рамзант, мурманит, ломоносовит, чинглусуит, лампрофиллит, ринколит, нарсарсукит, нептуниит, энигматит и др.) определяется тем, что они кристаллизуются после нефелина и K-Na полевого шпата, когда расплав уже значительно обогащен второстепенными элементами, характерными для агпайтовых пород Ловозерского массива, а именно Sr, Mn, TR, Nb, Ce и др. Время образования титаносиликатов обычно совпадает с кристаллизацией эгирина, и поэтому, когда в расплаве имеется больше щелочей, чем необходимо для того, чтобы ими связать весь Fe_2O_3 в виде эгирина, то одновременно с последним происходит формирование и титаносиликатов, содержащих натрий.

Разнообразие титаносиликатов определяется также средой, в которой происходило их формирование. Так, на горе Флора, на контакте жилы альбитита с кварцитом из ксенолита, наблюдаются значительные количества нарсарсукита с самым высоким содержанием SiO_2 (около 62%) среди минералов из группы титаносиликатов. Для каждого минерала из группы титаносиликатов характерен парагенезис минералов, указывающий на особенности, имевшие место при его формировании. Так, ринко-

лит, имеющий в своем составе кальций, редкие земли и фтор, находится в парагенезисе с апатитом (Ca, TR, F) и лопаритом (Ca, TR); лампрофиллит (Sr, Mn, Cl) с эвдиалитом (Mn, Cl); нарсарсукит (Na) с альбитом; рамзайт (Na) с ломоносовитом и мурманитом, минералами, не содержащими в качестве основания значительных количеств других элементов, кроме натрия.

В миаскитовых породах избытка щелочей по отношению к Al_2O_3 нет; поэтому в них из титаносиликатов встречается сфен (титаносиликат кальция) и наряду с ним ильменит (FeTiO_3). Эти минералы для агпайтовых пород не характерны, поскольку при формировании последних имеющийся в расплаве избыток щелочей связывается железом с образованием эгирина и титаном с образованием титаносиликатов, содержащих натрий. Избыток железа при кристаллизации миаскитовых пород нередко выпадает в виде магнетита, титаномагнетита и ильменита.

Для агпайтовых пород Ловозерского массива характерно высокое содержание ниобия. Геохимическое поведение последнего, как видно из описания минералов, тесно связано с титаном. Минералы из группы ниобатов и танталатов в породах и пегматитах массива не найдены. Главная масса ниobia сконцентрирована в минералах, богатых титаном — лопарите и мурманите.

Поскольку геохимическое поведение титана такое же, как у ниobia и тантала, то в щелочных массивах, обогащенных титаном, мало вероятно нахождение самостоятельных ниобиевых и танталовых минералов. Это находит себе подтверждение не только на примере Ловозерского массива, но и Хибинского, также значительно обогащенного титаном. Среднее содержание титана в породах Ловозерского (1,29% TiO_2) и Хибинского (1,20%) массивов значительно выше, чем других щелочных массивов. В Хибинском массиве ниобий, как и в Ловозерском, сконцентрирован в минералах, содержащих титан.

Наряду с ниобием большое значение в минералообразовании имели редкие земли, сконцентрированные главным образом в лопарите, ринколите, апатите и эвдиалите, т. е. в минералах, содержащих кальций. Для редких земель в ловозерских минералах характерна связь с кальцием. Эта связь полностью подтверждает положение, высказанное В. М. Гольдшмидтом [52], который писал: «Зная, что ионы с одинаковыми радиусами могут замещать друг друга, несмотря на различную валентность, можно предсказать, что, например, в кальциевых и стронциевых минералах часто должны будут присутствовать элементы редких земель».

Совместное нахождение в ловозерских минералах Ca и TR можно объяснить тем, что редкие земли изоморфно замещают кальций, так как их ионные радиусы близки или совпадают ($\text{Ca}^2 = 1,05$, $\text{Y}^3 = 1,06$ и $\text{Ce}^3 = 1,18$). В минералах Ловозерского массива, содержащих Ca и TR, обычно находится и Sr (табл. 64).

Таблица 64

Минералы Ловозерского массива, содержащие редкие земли и кальций

Название минералов	Содержание (%)		
	TR_2O_3	CaO	SrO
Лопарит	31—35	3,18—5,46	2,00—3,42
Эвдиалит	1,68—2,30	7,01—9,62	1,42
Апатит	3,20	48,80	5,50
Нордит	19,25	4,46	7,40
Ринколит*	(18—19)	(24—26)	(1,62—3,30)

* Приведенные в скобках цифры относятся к Хибинскому ринколиту. Химического анализа ловозерского ринколита нет.

В. М. Гольдшмидт [52] считает, что редкие земли, так же как и ниобий, «несомненно следует причислить к подгруппе, характерной для остаточной кристаллизации силикатного расплава. Это основано на отсутствии или слабом проявлении изоморфизма с более обычными трехвалентными элементами силикатной магмы (как алюминий и элементы типа железа), что заставляет редкие земли оставаться в расплаве, пока обогащение не станет настолько значительным, что редкие земли смогут выделяться в собственной кристаллической фазе». Редкие земли аналогичны ниобию, хотя и характерны для остаточной кристаллизации силикатного расплава, однако они входят в состав минералов, которые выделяются в основном в конце магматического процесса минералообразования как породообразующие, а не как минералы пегматитовых образований. Минералы, в которых сосредоточена главная масса редких земель (лопарит, апатит, ринколит), в пегматитах встречаются редко и в незначительных количествах.

В образовании первичных минералов, кроме перечисленных выше элементов, большое значение имеет хлор. Наиболее высокая концентрация хлора среди минералов Ловозерского массива известна в гакманите (5,64—6,44 % Cl), который является главным породообразующим минералом пойкилитового содалитового сиенита и тавита. В последнем количество содалита нередко бывает очень значительным (свыше 50 % состава породы). Пойкилитовый содалитовый сиенит и тавит генетически связаны с эвдиалитовыми луявритами, являясь их жильными дериватами.

Расплав, за счет которого возникли эвдиалитовые луявриты, был, вероятно, обогащен хлором. На это указывает нахождение хлора (0,74—2,19 % Cl) в эвдиалите. В эвдиалитовом луяврите совместно с эвдиалитом нередко наблюдается лампрофиллит, также имеющий в своем составе хлор (0,27—0,62 % Cl). Пойкилитовый содалитовый сиенит и тавит образовались позже эвдиалитовых луявритов за счет того расплава, который остался после формирования последних. Из этого остаточного расплава, обогащенного летучими компонентами и в первую очередь хлором, образовывались породы, в которых вместо нефелина ($\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot n\text{SiO}_2$) появился содалит ($\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot n\text{NaCl}$).

Для формирования содалита вместо нефелина необходим не только хлор, но также и более значительный избыток щелочей по отношению к алюминию, так как в содалите хлор связан с натрием.

Некоторые второстепенные минералы содалитовых пород также указывают на большую роль щелочей при возникновении содалита. Так, в пойкилитовом содалитовом сиените долины р. Чинглусуй наблюдается фторид натрия — виллиомит (NaF). В пегматитах этой же породы встречается ломоносовит ($\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Si}_2\text{O}_9 \cdot \text{Na}_3\text{PO}_4$). В нем фосфор также связан с натрием.

Для Ловозерского и других щелочных массивов характерна связь фосфора с кальцием и фтором с образованием фторапатита. В расплаве, за счет которого образовался пойкилитовый содалитовый сиенит Ловозерского массива, имелись все компоненты, необходимые для формирования апатита, но вместо него возникли другие минералы. Кальций вошел в состав эвдиалита, фтор — виллиомита и фосфор — ломоносовита. Отсюда напрашивается предположение, что значительный избыток щелочей над алюминием в расплаве, из которого образовался пойкилитовый содалитовый сиенит, мало благоприятен как для образования флюорита (CaF_2), так и апатита. Флюорит в агпайтовых породах не встречается, он характерен для миаскитовых пород, в которых обычно находится и апатит.

Месторождения апатита в Хибинском массиве, сложенном в основном агпайтовыми породами, образовались из расплава, в котором не было избытка щелочей по отношению к алюминию. На это указывает

минералогический и химический состав апатито-нефелиновых пород Хибинского массива. Кроме апатита и нефелина в апатито-нефелиновых породах находятся биотит, сфен и магнетит — минералы, характерные для миаскитовых пород. Апатито-нефелиновые и сферовидные породы Хибинского массива имеют, по данным Б. М. Куплетского [86], коэффициент агпантности 0,84 (среднее из 9 анализов). В Ловозерском массиве апатит приурочен к уртитам, коэффициент агпантности которых также невысокий (1,04).

В Ловозерском массиве отмечается очень своеобразное геохимическое поведение F и P. Избыток щелочей при формировании пород массива привел к тому, что вместо обычных минералов фосфора и фтора — апатита и флюорита нередко происходило образование ломоносовита ($\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Si}_2\text{O}_9 \cdot \text{Na}_3\text{PO}_4$) и виллиомита — минералов, широко распространенных (по данным, полученным при проходке скважин Союзредметразведкой) в породах массива: фойяитах, луявритах, уртитах и др.

ВТОРИЧНЫЕ ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

В Ловозерском массиве наряду с первичными процессами минералообразования широкое развитие имели и вторичные процессы. Последние в основном протекали в пневматолитовый и гидротермальные этапы и были обусловлены остаточным расплавом магмы, обогащенным летучими соединениями, среди которых большую роль играла H_2O (табл. 65).

Таблица 65

Название минералов		Геофазы по А.Е. Ферсману								
первичных	вторичных	пегматитовые С	пегматондные D	надкристаллические E	F	G	гидротермальные H	I	K	гипергенная L
Нефелин	Содалит Канкринит Альбит Гидросодалит Натролит Гидронефелин Серицит									
	Уссингит Аналцит Натролит									
	Альбит Уссингит Цеолиты									
	Ортоклаз									
	Каолин									
	Лавозерит Катаплеит									
Эвдиалит										
Лопарит	Металопарит									
Сульфиды	Марказит Ковеллин Куприт Лимонит									

Из вторичных процессов минералообразования необходимо охарактеризовать следующие.

Альбитизация K-Na полевых шпатов и изредка нефелина. K-Na полевые шпаты как в породах, так и в пегматитах почти всегда в той или иной степени замещены альбитом. Наиболее часто это замещение при-

урочено к краям отдельных индивидов К-На полевых шпатов (в виде каемки или оторочки) или к направлениям, совпадающим со спайностью минерала. Иногда процесс альбитизации выражен очень сильно и отдельные индивиды полевого шпата почти нацело замещены альбитом. Альбитизация К-На полевых шпатов обусловлена привносом натрия, возможно, в виде Na_2SiO_3 .

Альбитизация нефелина обычно незначительная и наблюдается редко. Это обусловлено отсутствием благоприятных условий для образования альбита по нефелину. Нахождение значительных количеств нефелина в породах массива указывает на то, что в расплаве, из которого происходило формирование минералов Ловозерского массива, был недостаток SiO_2 , следовательно и в остаточном расплаве маловероятно нахождение избыточного количества SiO_2 , необходимого для преобразования нефелина в альбит. В остаточном расплаве кремнезем по всей вероятности связан с натрием в форме Na_2SiO_3 . Под влиянием последнего К-На полевые шпаты замещаются альбитом, а нефелин — цеолитами.

Содалитизация нефелина. Развитие содалита по нефелину имеет широкое распространение в Ловозерском массиве. Это особенно отчетливо устанавливается при микроскопическом изучении как пород, так и пегматитов. Изменение нефелина в содалит начинается с краев зерен по трещинам и нередко происходит нацело. Поэтому среди вторичного содалита не всегда можно наблюдать сохранившиеся реликты нефелина. Замещение нефелина содалитом нередко хорошо выражено в прослое уртита, залегающего над лопаритовым малиньитом.

Наряду с вторичным содалитом в массиве встречается и первичный содалит, который в некоторых породах (тавите, пойкилитовом содалитовом сиените и др.) является главным породообразующим минералом. На первичное происхождение содалита в этих породах указывает отсутствие в последнем реликтов нефелина, а также и форма его выделений. Так, в пойкилитовом содалитовом сиените в крупных индивидах микроклина (величиной до 10—20 см) находятся многочисленные включения содалита, внешняя форма которых не позволяет считать их псевдоморфозами по нефелину.

Чем объяснить, что в массиве имеется содалит разного генезиса (первичный и вторичный). При формировании эвдиалитовых лужавритов в остаточном расплаве магмы происходит концентрация летучих компонентов, в том числе и хлора. При затвердевании остаточного расплава образовались содалитовые породы — тавит и пойкилитовый нефелиновый сиенит, в которых первичный содалит является главным породообразующим минералом. При их формировании могли возникнуть условия, благоприятствующие удалению части летучих компонентов, включая и хлор. Они, воздействуя на ранее образовавшиеся породы — уртиты, фойяиты и другие, обусловили изменение нефелина с образованием по нему вторичного содалита. Наряду с последним в фойяитах, вероятно, имеется и первичный содалит.

Образование гидросодалита по нефелину. Гидросодалит несомненно представляет собою вторичный минерал по нефелину. Это отчетливо устанавливается не только микроскопически, но и макроскопически в полевых условиях. Гидросодалит является породообразующим минералом некоторых разновидностей пойкилитового сиенита. Иногда наблюдаются отдельные тела пойкилитового нефелинового сиенита (верховье р. Уэлькуай, 2-й цирк Раслака и в других местах), краевые части которых сложены пойкилитовым сиенитом с гидросодалитом. С удалением от контакта в пойкилитовом нефелиновом сиените наблюдается уменьшение количества гидросодалита и соответственно увеличение содержания нефелина.

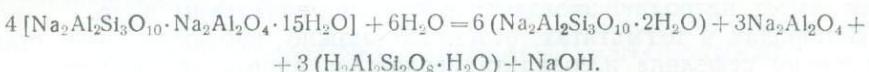
Пойкилитовый нефелиновый сиенит возник в первую интрузивную фазу формирования Ловозерского массива, он слагает отдельные участки небольших размеров в виде ксенолитов, в основном среди пород второй интрузивной фазы (лювритов — фойяитов — уртитов). Поэтому при образовании пород второй интрузивной фазы некоторые участки его претерпели изменение, выразившееся в замещении нефелина гидросodalитом. Этот процесс, вероятно, происходил при более низких температурах, чем, например, образование вторичного содалита по нефелину, а именно в тот момент, когда вода, как один из минерализаторов, стала играть большую роль.

Уссингитизация содалита и (редко) микроклина. Уссингит является вторичным минералом по содалиту, а иногда и микроклину.

Широкое развитие уссингита по содалиту, наблюдаемое в ряде пегматитов, позволило выделить в самостоятельный содалито-уссингитовый тип. В незначительном количестве уссингит как один из акцессорных минералов встречается в некоторых содалитсодержащих породах (пойкилитовый содалитовый сиенит и др.), в которых он также развивается по содалиту.

Парагенезис уссингита с натролитом и сульфидами, его состав (3,4% H₂O) и образование по содалиту раньше натролита позволяют отнести время формирования уссингита к концу пневматолитического и началу гидротермального этапов.

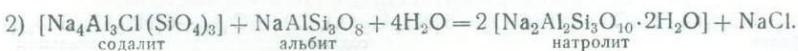
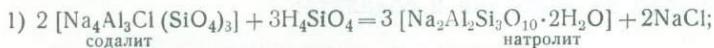
Образование уссингита по содалиту было, вероятно, вызвано горячими водными щелочными растворами, содержащими кремнезем. На возможность распада содалита под влиянием воды указывают исследования Тугутта [171]. Последний, обрабатывая содалит дистиллированной водой при нагревании до 206°, наблюдал распад содалита на натролит, алюминат натрия и NaCl (главные продукты) и в подчиненном количестве — накритовидный силикат, при одновременном отщеплении NaOH. Этот процесс он считает аналогичным процессу распада натронефелинового гидрата под влиянием дистиллированной воды, который выражает следующим уравнением:



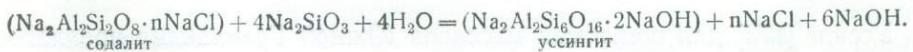
Распад же содалита, имеющий место в условиях щелочного массива южной Норвегии, по Бреггеру [136], представляется следующим образом:



По Уссингу [171] — для щелочного массива южной Гренландии:



Образование уссингита по содалиту в Ловозерском массиве, учитывая вышеупомянутые данные, можно изобразить следующим образом:



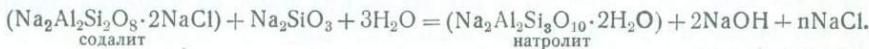
На щелочность среды при образовании уссингита указывает парагенезис его с ZnS и PbS.

В уссингитовых месторождениях кроме уссингита, развитого по содалиту, наблюдается замещение содалита натролитом. Процесс цеолитизации накладывается на более высокотемпературный процесс, обусловивший возникновение уссингита по содалиту.

Развитие по содалиту в одном и том же месторождении двух минералов — сначала уссингита, затем натролита — вызвано изменением состава растворов, которые действовали на содалит.

Растворы, обусловившие образование уссингита по содалиту, были более высокотемпературными и, вероятно, более щелочными, чем те, под воздействием которых содалит замещался натролитом.

Образование же натролита в уссингитовых месторождениях можно представить себе следующим образом:



В некоторых пегматитах микроклинового типа с эгирином и эвдиалитом в микроклине наблюдаются тонкие прожилки до 1—2 мм, сложенные уссингитом и приуроченные к направлениям, совпадающим со спайностью в минерале. Микроскопическое изучение уссингита из этих прожилков показало, что уссингит в них является вторичным минералом по микроклину. Следует, впрочем, отметить нахождение в этих пегматитах и редких выделений содалита, частично замещенных уссингитом.

Замещение микроклина уссингитом происходило, по всей вероятности, под воздействием щелочных растворов, содержащих кремнезем, но более богатых щелочами, чем те, которые обусловили альбитизацию микроклина. На это указывает и состав уссингита, в котором, по сравнению с микроклином и альбитом, имеется больше щелочей.

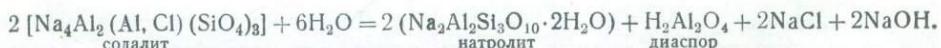
Цеолитизация нефелина и содалита в Ловозерском массиве имеет очень широкое распространение, не меньшее, чем альбитизация K-Na полевых шпатов. Нельзя встретить ни одной породы или пегматитового тела, не затронутых в той или иной степени цеолитизацией. В породах массива данный процесс наиболее резко выражен среди уртитов. В последних нефелин иногда нацело замещается цеолитами.

Цеолиты образуются по нефелину, содалиту, а иногда в незначительном количестве и по микроклину. Среди цеолитов наибольшее развитие имеет натролит, иногда гидронефелин, анальцим и др.

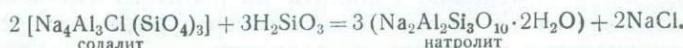
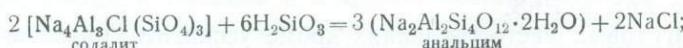
В породах и пегматитах отчетливо можно наблюдать все стадии замещения нефелина и содалита цеолитами, вплоть до полных псевдоморф цеолита по нефелину или содалиту. Нередко в одном и том же шлифе можно видеть наряду с отдельными зернами нефелина или содалита, слабо затронутого цеолитизацией по их периферии или вдоль трещин, зерна этих же минералов, нацело замещенных цеолитами.

Формирование цеолитов в щелочных массивах, сложенных нефелиновыми сиенитами, трактуется различно.

Брэггер [136] для Южной Норвегии дает следующие схемы образования цеолитов из нефелина и содалита:



Уссинг [173] для щелочных массивов Южной Гренландии предлагает следующие схемы образования анальцима и натролита из содалита:



Применить полностью схемы Бреггера и Уссинга для объяснения процесса цеолитизации в Ловозерском массиве вряд ли возможно.

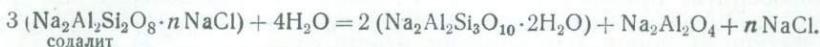
Из приведенных выше схем видно, что для образования цеолита требуется присутствие свободной кремнекислоты. Нахождение ее сомнительно, поскольку для Ловозерского массива характерен значительный избыток щелочей над глиноземом и одновременно некоторый недостаток кремнекислоты. Повидимому, процессы цеолитизации в Ловозерском массиве шли несколько иначе. Цеолиты в нем образовались в гидротермальные фазы за счет замещения нефелина, содалита и микроклина (редко и в незначительном количестве) под воздействием растворов, содержащих Na_2SiO_3 .

Процессы образования цеолитов в Ловозерском массиве из содалита и нефелина схематически можно представить следующим образом:

- 1) $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot n\text{NaCl} + 2\text{Na}_2\text{SiO}_3 + 4\text{H}_2\text{O} = \text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O} + 4\text{NaOH} + n\text{NaCl}$;
содалит альбумин
- 2) $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot n\text{NaCl} + 2\text{Na}_2\text{SiO}_3 + 3\text{H}_2\text{O} = \text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{NaOH} + \text{NaCl}$;
содалит натролит
- 3) $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot n\text{SiO}_2 + \text{Na}_2\text{SiO}_3 + 3\text{H}_2\text{O} = \text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{NaOH} + n\text{SiO}_2$;
нефелин натролит

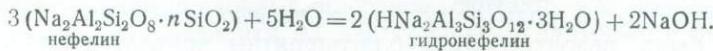
(SiO_2 взаимодействуя с NaOH дает Na_2SiO_3).

Менее вероятно образование цеолитов (за исключением гидронефелина) по содалиту и нефелину под воздействием горячих водных растворов, не содержащих Na_2SiO_3 , а именно:



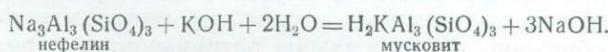
Алюминат натрия в данных условиях должен был бы явиться источником формирования водных окислов алюминия, которые среди минералов Ловозерского массива имеют малое распространение.

Образование гидронефелина по нефелину под влиянием горячих водных растворов можно представить в следующем виде:



Замещение нефелина серицитом. В некоторых горизонтах луяврита и уртита, приуроченных к нижней части массива, нефелин иногда значительно замещается слюдистым минералом типа серицита.

Превращение нефелина в слюды известно для многих щелочных массивов. Бреггер [136] для Норвегии указывает на замещение нефелина калиевой слюдой и приводит реакцию, согласно которой оно происходит:

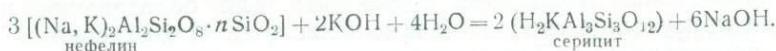


Для щелочных массивов Гренландии отмечается гизекит-псевдоморфоза калиевой слюды по нефелину и т. д.

В Ловозерском массиве серицит по нефелину возникает, по всей вероятности, в конце гидротермального процесса, после цеолитизации. Для образования серицита по нефелину необходим калий, который имеется в составе самого нефелина (4,99 % K_2O), но частично он был принесен в виде KOH . Последняя в массиве могла появиться или при альбитизации микроклина, или при цеолитизации нефелина (если учесть, что в составе нефелина имеется около 5 % K_2O).

Гидротермальные растворы, более холодные, чем те, которые обусловили цеолитизацию нефелина, но обогащенные KOH , воздействуя на

нефелин, приводили к появлению серицита. Схематически этот процесс можно изобразить следующим образом:



Замещение нефелина канкринитом. Этот процесс в Ловозерском массиве выражен очень слабо. Для образования канкринита по нефелину среди летучих компонентов необходимо присутствие углекислоты, не характерной для Ловозерского массива. Летучие компоненты в Ловозерском массиве обогащены в первую очередь Cl и H₂O, которые обуславливают возникновение по нефелину или содалита и гидросодалита, или цеолитов. Кроме CO₂ для образования канкринита необходим принос кальция. В Ловозерском массиве нахождение кальция в остаточных растворах, под влиянием которых происходят процессы замещения минералов, мало вероятно, если учесть, что для массива характерен избыток щелочей над алюминием. Остаточные растворы, обогащенные щелочами натрия, не благоприятствуют образованию канкринита по нефелину.

Образование ловозерита по эвдиалиту. Ловозерит является как породообразующим, так и одним из второстепенных минералов некоторых разновидностей порфировидного лужаврита и имеет широкое распространение в Ловозерском массиве. Генезис ловозерита различный, наряду с первичным ловозеритом наблюдается и вторичный, образующийся за счет замещения эвдиалита. Факты, указывающие на разный генезис ловозерита, приводятся при его описании. Ловозерит по своему составу значительно отличается от эвдиалита, и в первую очередь, меньшим количеством кальция, щелочей и значительно большим — воды (15,03% H₂O). Содержание щелочей низкое (3,74% Na₂O и 1,90% K₂O), хлор отсутствует.

Состав ловозерита и его взаимоотношения с окружающими минералами указывают на то, что он возник последним из первичных породообразующих минералов, за счет остаточного расплава, значительно обогащенного водой и, может быть, относительно обедненного щелочами. Эти условия, когда роль воды при минералообразовании стала существенной, были, вероятно, мало благоприятны не только для образования эвдиалита, но и для его сохранения, а поэтому вместо эвдиалита происходило формирование ловозерита и одновременно замещение ранее выделившегося эвдиалита.

Вторичный ловозерит по эвдиалиту по времени выделения относится к концу пневматолитовой фазы минералообразования.

Замещение эвдиалита катаплеитом. Катаплеит в Ловозерском массиве встречается очень редко и в незначительном количестве. Для него характерен парагенезис с цеолитизированным нефелином. Катаплеит в Ловозерском массиве является вторичным минералом по эвдиалиту. В одном из образцов среди сильно разрушенного зерна эвдиалита в пустотках были обнаружены небольшие пластинки катаплеита.

Редкие выделения катаплеита, наблюдавшиеся в Ловозерском массиве, не позволяют с достоверностью установить тех условий, в которых происходило его выделение.

Катаплеит, повидимому, формировался в начале гидротермального процесса.

Образование металопарита. Металопарит является вторичным минералом по лопариту. Он образовался во время гидротермального процесса. На это указывают условия нахождения металопарита. Он обычно встречается в тех участках лопаритового уртита, в которых наиболее сильно изменен нефелин (цеолитизирован или серицитизирован). На горе Вавнбед, в одном из участков лопаритового уртита, наблюдались

тонкие прожилки до 1—2 мм, сложенные цеолитами. Вблизи них лопарит был нацело замещен металопаритом.

На гидротермальное образование металопарита указывает и его химический состав. Металопарит отличается от лопарита содержанием воды и щелочей. В составе металопарита имеется 3,49% H_2O и 0,23% $K_2O + Na_2O$, тогда как в лопарите 0,20—0,64% H_2O и около 8% Na_2O . Следует отметить, что при замещении, например, 8,10% Na_2O , находящихся в лопарите, эквивалентным количеством воды последней необходимо всего лишь 2,36%.

Учитывая химический состав металопарита (отсутствие щелочей) и его образование как вторичного минерала по лопариту, содержащему щелочи, можно предположить, что гипотермальные растворы, под влиянием которых лопарит замещался металопаритом, были, по всей вероятности, слабо щелочными.

Металопарит формировался в гидротермальный этап одновременно с цеолитами, может быть, несколько позже них, но раньше серицита. Для металопарита характерен парагенезис с лопаритом, цеолитами и серицитом.

Каолинизация ортоклаза. В миаскитовых породах K-Na полевой шпат (ортоклаз) обычно в той или иной степени каолинизирован. Однако не встречено ни одного индивида ортоклаза, который был бы нацело замещен каолином. Изменение K-Na полевого шпата (ортоклаза) выражается в помутнении, в появлении пылевидных, землистых частичек, которые очень затрудняют его оптическое изучение.

В агпайтовых породах K-Na полевой шпат представлен микроклином. Каолиновых частиц в нем не наблюдается. Это говорит о том, что каолинизация K-Na полевого шпата миаскитовых пород (наиболее древних) вызвана не выветриванием, а метаморфизацией полевых шпатов под влиянием горячих водных растворов. Если бы каолинизация K-Na полевого шпата в миаскитовых породах была обусловлена выветриванием, то было бы непонятно, почему этот процесс не затронул микроклина в агпайтовых породах.

Многие исследователи (Ферсман, Уссинг, Гольдшмидт и др.), занимавшиеся изучением щелочных массивов, считают, что породы, слагающие их, можно подразделить на две группы: агпайтовые с отношением $\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$ больше единицы и миаскитовые, в которых это отношение равно или меньше единицы.

Агпайтовые породы характеризуются следующими особенностями.

1. Избытком щелочей над алюминием.
2. Высоким содержанием щелочей, причем Na_2O значительно преобладает над K_2O .

3. Большим количеством железа: $Fe_2O_3 > FeO$.
4. Широким развитием минералов, имеющих в своем составе Zr и Ti (цирконо- и титаносиликаты).

5. Значительной ролью F, Cl и H_2O . $Cl > F$.

В миаскитовых породах по сравнению с агпайтовыми.

1. Нет избытка щелочей над алюминием.
2. Меньше щелочей, причем нет значительного превышения Na_2O над K_2O .

3. Не имеется преобладания Fe_2O_3 над FeO , нередко $FeO > Fe_2O_3$.
4. Малое развитие минералов, имеющих в своем составе Zr, Ti, Nb и TR (цирконо- и титаносиликаты, за исключением сфена, отсутствуют).

5. Фтор и хлор имеют меньшее значение. Обычно $F > Cl$.
6. Большая роль Ca, CO_2 и P.

Отмеченные выше особенности агпайтовых и миаскитовых пород находят свое отражение и в составе типоморфных минералов, наблюдавшихся в этих породах (табл. 66).

Типоморфные минералы агпайтовых и миаскитовых пород

	Агпайтовые породы	Миаскитовые породы
Zr	Цирконосиликаты (эвдиалит и др.)	Циркон
Ti	Титаносиликаты (обычно содержащие натрий) и лопарит	Сфен, ильменит и титано-магнетит
Nb	Титаносиликаты и лопарит	Пирохлор
TR	Лопарит, титаносиликаты (ринкит, ринколит, ловчоррит и др.) и эвдиалит	Апатит и пирохлор
Ca	Цирконо- и титаносиликаты (эвдиалит, ринкит, ловчоррит и др.)	Пироксены и амфиболы, сfen, апатит, флюорит и кальцит
Sr	Титаносиликаты (лампрофиллит, ринкит, ловчоррит и др.) и лопарит	Апатит
Mg	Арфведсонит	Амфиболы (исключая арфведсонит) и слюды
Be	Силикаты бериллия, содержащие Na (эвидимит, эпидидимит, чкаловит и др.)	—
Fe	Эгирин, арфведсонит и титано-силикаты	Пироксены и амфиболы (исключая эгирин и арфведсонит), слюды
Al	Фельдшпатоиды, полевые шпаты и цеолиты	Фельдшпатоиды, полевые шпаты, цеолиты и слюды
Na	Алюмосиликаты (полевые шпаты, фельдшпатоиды и цеолиты), титаносиликаты, эгирин и арфведсонит	Алюмосиликаты (полевые шпаты, фельдшпатоиды и цеолиты)
K	K-полевые шпаты и титаносиликаты	K-полевые шпаты и слюды
Li	Li-содержащие слюды (тайниолит и полилитионит)	—
Cl	Содалит, эвдиалит и лампрофиллит	Содалит (?)
F	Виллиомит, титаносиликаты (астрофиллит, лампрофиллит, ринкит, ловчоррит и др.) и арфведсонит	Флюорит, апатит, амфиболы и слюды
P	Ломоносовит и фосфаты редких земель (эрекит и др.)	Апатит
C	Карбонаты редких земель (?)	Канкринит и кальцит

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Большое разнообразие минералов, слагающих Ловозерский щелочной массив, ставит его в один ряд с такими крупными нефелино-сиенитовыми массивами, как Хибины (Кольский полуостров), Лангезундфьорд (Южная Норвегия), Кангердуарзук и Нарсарсук (Гренландия).

Среди известных 70 минералов Ловозерского массива можно выделить следующие группы: сульфиды и сульфосоли — 8, галоиды — 2, окислы — 8, карбонаты — 2, силикаты и алюмосиликаты — 27, цирконо- и титаносиликаты — 18, ниоботитанаты — 2, фосфаты — 3.

Самое большое распространение имеют две группы — силикаты и алюмосиликаты (K-Na полевые шпаты, альбит, нефелин, содалит, эгирин, арфведсонит и цеолиты), обычно наблюдаемые в большинстве щелочных массивов, и цирконо- и титаносиликаты, которые нередко содержат ниобий и редкие земли (евдиалит, ловозерит, лампрофиллит, рамзант, мурманит, ломоносовит и др.). В образовании Ловозерского массива цирконо- и титаносиликаты играют огромную роль.

В Ловозерском массиве находится много минералов, которые или неизвестны в других местах или встречаются редко. К первым относятся: чкаловит, нордит, ловозерит, чинглусуит, металопарит, ломоносовит, белянкинит и гидросодалит; ко вторым: лопарит, мурманит, рамзант, ринкит, тигано-эльпидит, нарсарсукит, тайниолит, шизолит, стенструпин, эрикит, уссингит, анкилит, мангано-ильменит, виллиомит и др.

Из ловозерских минералов, редко наблюдавшихся в других районах, лопарит, мурманит, рамзант и ринкит известны только в Хибинском

массиве; эрикит и стенструпин — в Гренландии; виллиомит на островах Лос (Западная Африка) и в Хибинах; титано-эльпидит, шизолит и уссингит в Хибинах и Гренландии; тайниолит в Арканзасе, Гренландии и Хибинах; нарсарсукит в Гренландии и Монтане; анкилит в Хибинах, Гренландии и Норвегии и мангансо-ильменит в Бельгии.

В Ловозерском массиве многие минералы, неизвестные или редко встречающиеся в других местах, имеют широкое распространение, а именно: ловозерит, гидросодалит, лопарит, мурманит, рамзант, ломоносовит, ринколит и др. Из них первые четыре минерала (ловозерит, гидросодалит, лопарит и мурманит) являются породообразующими и часто концентрируются в породах массива в значительных количествах.

2. Детальное изучение минералогии Ловозерского массива позволяет по-новому осветить роль и значение некоторых элементов в процессах минералообразования при формировании нефелиновых сиенитов. Это в первую очередь относится к фосфору, фтору, ниобию, кальцию, редким землям, стронцию и др.

Обнаружение виллиомита (NaF) и ломоносовита ($\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{SiO}_9 \cdot \text{Na}_3\text{PO}_4$) в пойкилитовом содалитовом сиените с коэффициентом агпайтности 1,23 и других породах массива показывает, что при их формировании не было благоприятных условий для образования типоморфных кальциевых минералов миаскитовых пород, имеющих в своем составе фтор (флюорит) и фосфор (апатит).

В нефелиновых сиенитах, богатых щелочами, вместо флюорита встречаются виллиомит или другие фторсодержащие минералы, всегда имеющие в своем составе натрий. Следовательно, для агпайтовых пород характерна генетическая связь фтора и фосфора с натрием, а не с кальцием.

Ниобий, несмотря на большое абсолютное количество его в агпайтовых породах массива, не образует самостоятельных минералов, а концентрируется в минералах, богатых титаном: лопарите и титаносиликатах, изоморфно замещая в них титан. Для ниobia характерна общность геохимического поведения с титаном.

Кальций в агпайтовых породах приурочен к минералам, имеющим в своем составе натрий, главным образом к цирконо- и титаносиликатам. Сфен, апатит, флюорит, кальцит и другие кальцийсодержащие минералы, типичные для миаскитовых пород, в агпайтовых породах отсутствуют.

Редкие земли в нефелиновых сиенитах Ловозерского массива в основном концентрируются в лопарите, эвдиалите, апатите и ринколите совместно с кальцием. Последний обычно замещается редкими землями. Их геохимическое поведение является общим, так же как ниobia и титана.

Для стронция в Ловозерском массиве характерна генетическая связь с кальцием и редкими землями. В большинстве минералов, содержащих редкие земли, совместно с кальцием находится и стронций (лопарит, эвдиалит, ринколит, апатит и др.).

3. Особенности минералообразования в Ловозерском массиве обусловлены следующими элементами: Ti, Mn, Fe, Nb, Zr, TR, Sr, Na, Cl, F и H_2O . Минералы, содержащие эти элементы, очень разнообразны и нередко являются породообразующими. К числу последних относятся: эвдиалит ($\text{Zr}, \text{Nb}, \text{TR}, \text{Sr}$), ловозерит ($\text{Ti}, \text{Nb}, \text{H}_2\text{O}$), лампрофиллит (Ti, Zr), лопарит ($\text{Ti}, \text{Nb}, \text{TR}, \text{Sr}$), содалит (Cl) виллиомит (F). Все они имеют в своем составе много натрия, который является одним из главнейших элементов основных породообразующих минералов (нефелина, полевых шпатов, эгирина, арфведсонита).

Ловозерский массив является не только щелочной, но одновременно и $\text{Zr}, \text{Ti}, \text{Nb}, \text{TR}, \text{Sr}, \text{Mn}$ ¹ провинцией.

¹ В 14 минералах марганец находится в количестве свыше 2%.

4. Разнообразие химических элементов, принимавших участие в формировании минералов Ловозерского массива, привело к образованию ряда месторождений полезных ископаемых, неизвестных или мало известных до сих пор. К ним, в первую очередь, относятся месторождения лопарита, эвдиалита, нефелина, возможно, апатита, ловозерита, мурманита. Особенno ценен лопарит, который представляет собою комплексное сырье на ниобий, tantal, редкие земли, торий и титан. Эвдиалит может быть использован как сырье на цирконий, возможно, ниобий и редкие земли; нефелин для получения окиси алюминия и щелочей и алюмосиликаты (нефелин, содалит и др.) для извлечения из них галия.

Запасы лопарита, эвдиалита и нефелина в Ловозерском щелочном массиве громадны, практически неограничены. Ловозерский массив по запасам ниobia и редких земель, сконцентрированных только в лопарите, является мировым месторождением, не имеющим себе равных.

Дальнейшее изучение Ловозерского массива, начатое по инициативе и проводившееся под руководством, ныне покойного, академика Александра Евгеньевича Ферсмана, может дать еще много интересного по минералогии и геохимии.

ДОПОЛНЕНИЕ

Ниже приводятся краткие сведения о нонtronите и двух новых минералах. Нонtronит в землистых образованиях зеленого цвета найден на горе Вавибед в измененной полевошпатовой породе.

Минерал № 1 пепельно-серого цвета, в пластинчато-таблитчатых выделениях до $1 \times 2 \times 0,1$ см, двусостый, отрицательный, найден на горе Малый Пункаруай в уссияновитовом месторождении.

Минерал № 2 желтовато-бурого цвета в пластинчато-таблитчатых выделениях, встречен в пегматите на берегу р. Тулбунуна. Близок к ломоносовиту.

Химические анализы нонtronита и новых минералов

Компоненты	Нонtronит	Минерал № 1	Минерал № 2
SiO ₂	42,60	2,30	24,60
TiO ₂	1,26	23,44	23,85
ZrO ₂	—	—	2,24
Pb ₂ O ₅	—	—	18,54
Nb ₂ O ₅	—	44,90	43,21
Ta ₂ O ₅	—	0,50	0,38
Al ₂ O ₃	4,91	0,65	—
V ₂ O ₅	0,01	—	—
Fe ₂ O ₃	24,10	0,21	2,13
FeO	Нет	0,00	—
MnO	Следы	2,65	7,85(?)
MgO	3,80	0,30	0,96
SrO	—	—	0,24
CaO	2,24	1,95	Нет
Na ₂ O	0,30	0,10	1,66
K ₂ O	1,34	0,21	16,50
F	0,50	0,00	Следы
Cl	0,22	0,00	—
CO ₂	—	0,20	—
H ₂ O _{+110°}	5,58	7,78	20,40
H ₂ O _{-110°}	13,50	14,77	5,70
Сумма	100,39	99,91	100,11
Уд. вес	—	2,518	—
Аналитик	Л. Б. Тумилович	М. Е. Казакова	Т. А. Бурова

ЛИТЕРАТУРА

1. Антонов Л. Б. и Котельников В. И. Месторождение эвдиалита и лопарита в южной части Ловозерских тундр Кольского полуострова. Хибин. апатиты, сб. 8, ОНТИ, 1935.
2. Белянкин Д. С. Очерки по петрографии Ильменских гор. Изв. Политехн. инст., № 12, 1909.
3. Билибин Ю. А. Минеральные ассоциации магматических горных пород. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1940.
4. Бонштедт Э. М. О марганцевом нептуниите из Хибинских и Ловозерских тундр. Изв. А. Н. 1924.
5. Бонштедт Э. М. Об уссингите и шизолите из Ловозерских тундр. Доклады АН СССР, серия А, 1925.
6. Бонштедт Э. М. О лампрофиллите Хибинских и Ловозерских тундр. Тр. Мин. музея АН СССР, № 4, 1930.
7. Бонштедт Э. М. Некоторые результаты просмотра минералов в ультрафиолетовом свете. Изв. АН СССР, серия геологическая, № 4, 1939.
8. Борнеман-Старынкевич И. Д. Химический анализ лопарита и определение ниобия в лопаритовой руде. Хибин. апатиты, сб. 8, ОНТИ, 1935.
9. Борнеман-Старынкевич И. Д. Вывод и проверка химических формул нескольких хибинских титаносиликатов. Сборн. в честь 50-летия научн. деятельности акад. В. И. Вернадского. Изд. АН СССР, 2, 1936.
10. Борнеман-Старынкевич И. Д. О химической природе мурманита. Сб. Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. Изд. АН СССР, 1946.
11. Боровский И. Б. Изучение состава некоторых редкоземельных минералов. Сб. Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. Изд. АН СССР, 1946.
12. Бурова Т. А. Ниобий в хибинских и ловозерских минералах (титано- и цирконо-силикатах). Матер. к геохимии Хибинских тундр. Тр. Кольск. базы АН СССР, № 2, 1936.
13. Быкова В. С. Химический состав Ловозерского лопарита и метод его анализа. Доклады АН СССР, т. 33, № 2, 1941.
14. Влодавец В. И. Циркониевые месторождения юго-западной части Ловозерских тундр. Хибин. апатиты, сб. 6, НИС НКТП, 1933.
15. Влодавец В. И. О контактной зоне и месторождениях эвдиалита в юго-западной части Ловозерских тундр. Хибин. апатиты, сб. 8, ОНТИ, 1935.
16. Влодавец В. И. и Коган Б. И. Промышленное использование хибинских и ловозерских минералов. Сб. Хибинские и Ловозерские минералы. Изд. АН СССР, 1937.
17. Воробьева О. А. Петрографо-геохимическая съемка юго-восточной части Ловозерских тундр. Хибин. апатиты, сб. 6, НИС НКТП, 1933.
18. Воробьева О. А. и Герасимовский В. И. Ловозерский лопарит. Хибин. апатиты, сб. 8, ОНТИ, 1935.
19. Воробьева О. А. и Покровский С. Д. Геолого-петрографический очерк Ловозерских тундр. Хибин. апатиты, сб. 8, ОНТИ, 1935.
20. Воробьева О. А. Петрографический очерк Ловозерских тундр. Сб. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. Изд. АН СССР, 1937.
21. Воробьева О. А. Группы полевых шпатов. Сб. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. Изд. АН СССР, 1937.
22. Воробьева О. А. К вопросу о генезисе лопаритовых месторождений Ловозерского массива. Изв. АН СССР, серия геол. № 3, 1938.
23. Воробьева О. А. О первичной полосчатости Ловозерского щелочного массива. Производ. силы Кольского полуострова, т. I. Изд. АН СССР, 1940.
24. Воробьева О. А. Ловозерский щелочный массив (Докторская диссертация). 1943.
25. Вульф Т. Е. и Хазанович К. К. Ловчоррит, лопарит и эвдиалит Хибинских и Ловозерских тундр как источники редких земель и металлов. Природа, № 3, 1935.

26. Гевеши Г., Александр Е. и Вюрстлин К. О количественном соотношении ниобия и тантала в титановых минералах. Сб. «Основные идеи геохимии», вып. II, 1935.
27. Гевеши Г. Химия и геохимия группы титана. Сб. «Основные идеи геохимии», вып. II, 1935.
28. Герасимовский В. И. Минералы юго-восточной части Луяврута. Хибин. апатиты, сб. 8, ОНТИ, 1935.
29. Герасимовский В. И. Рамзант из центральных частей Хибинских тундр. Тр. ЛИГЕМ, сер. мин. 5, 1935.
30. Герасимовский В. И. Мурманит Ловозерских тундр. «Редкие металлы», № 4, 1936.
31. Герасимовский В. И. К вопросу о генезисе лопаритовых и мурманитовых месторождений Ловозерских тундр. «Редкие металлы», № 5, 1936.
32. Герасимовский В. И. Об уссингите Ловозерских тундр. Сб. научных работ комсомольцев АН СССР. Изд. АН, 1936.
33. Герасимовский В. И. К минералогии юго-восточной части Луяврута. Тр. ЛИГЕМ, серия мин., № 7, 1936.
34. Герасимовский В. И. Уссингит Ловозерских тундр. Тр. ЛИГЕМ, серия мин., № 10, 1937.
35. Герасимовский В. И. Эрикит. Тр. ЛИГЕМ, серия мин., № 10, 1937.
36. Герасимовский В. И. Чинглусуит. Изв. АН СССР, серия геол., 1, 1938.
37. Герасимовский В. И. Чкаловит. Доклады АН СССР, т. 22, № 5, 1939.
38. Герасимовский В. И. Пегматиты Ловозерского щелочного массива. Тр. Института геол. наук. АН СССР, т. 18, 1939.
39. Герасимовский В. И. Ловозерит — новый минерал. Доклады АН СССР, т. 25, № 9, 1939.
40. Герасимовский В. И. Новые данные по минералогии Ловозерского щелочного массива. Произв. силы Кольского полуострова, т. 1. Изд. АН СССР, 1940.
41. Герасимовский В. И. Ниобий и тантал в СССР. «Природа», № 7, 1940.
42. Герасимовский В. И. Мангано-ильменит из Ловозерского щелочного массива. Тр. Института геол. наук. АН СССР, т. 31, 1940.
43. Герасимовский В. И. Новый минерал из Ловозерских тундр — ловозерит. Тр. Института геол. наук. СССР, т. 31, 1940.
44. Герасимовский В. И. К проблеме ниобия и тантала в СССР. Тр. Института геол. наук. АН СССР, т. 39, 1940.
45. Герасимовский В. И. О роли циркония в минералах нефелино-сиенитовых массивов. Доклады АН СССР, т. 30, № 9.
46. Герасимовский В. И. О виллиномите из Ловозерских тундр. Доклады АН СССР, т. 32, № 7, 1941.
47. Герасимовский В. И. Нордит — новый минерал Ловозерских тундр. Доклады АН СССР, т. 32, № 7, 1941.
48. Герасимовский В. И. Металопарит — новый минерал. Доклады АН СССР, т. 33, № 1, 1941.
49. Герлинг Э. К. и др. О возрасте Ловозерских тундр. Доклады АН СССР, т. 31, № 2, 1941.
50. Гольдшмидт В. М. О переходе кристаллических минералов в метамиктовое состояние (изотропизация). Основные идеи геохимии, вып. I, 1933.
51. Гольдшмидт В. М. Проблемы и методы геохимии. Основные идеи геохимии, вып. I, 1933.
52. Гольдшмидт В. М. Геохимические законы распределения и частота элементов космоса. Сб. Основные идеи геохимии, вып. I, 1933.
53. Гуткова Н. Н. Краткий отчет о работах в Хибинских и Ловозерских тундрах летом 1924 г. Доклады АН СССР, серия А, 1924.
54. Гуткова Н. Н. Результаты минералогических работ в Ловозерских тундрах летом 1925 г. Доклады АН СССР, серия А, 1925.
55. Гуткова Н. Н. Краткий отчет о минералогических работах в Ловозерских тундрах летом 1926 г. Доклады АН СССР, серия А, 1927.
56. Гуткова Н. Н. Новый титано-силикат-мурманит из Ловозерских тундр. Доклады АН СССР, серия А, 1930.
57. Дорфман М. Д. и Тимофеев В. Д. К петрографии щелочного массива Ходжа-Дупан. Тр. Петрограф. института АН СССР, т. 14, 1939.
58. Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины земли. Изд. ОНТИ НКТП, 1936.
59. Елисеев Н. А. О геологических структурах Хибинского и Ловозерского интрузивных массивов. «Пробл. совет. геологии», № 1, 1936.
60. Елисеев Н. А. и др. О палеозое в центральной части Кольского полуострова. «Пробл. совет. геологии», т. 7, № 4, 1937.
61. Елисеев Н. А. и др. Геологическое строение и петрографический состав Ловозерских тундр. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1938.
62. Елисеев Н. А. Эвдиалиты Луяврута. Записки Всерос. мин. общ., часть 69, № 4, 1940.
63. Елисеев Н. А. и Нефедов Н. К. Лопаритовые месторождения Луяврута. Произв. силы Кольского полуострова, т. 1, Изд. АН СССР, 1940.

64. Елисеев Н. А. О происхождении первичной полосатости в Ловозерском plutоне. Записки Всер. Мин. Общ. т. 70, № 1, 1941.
65. Елисеев Н. А. и Свепжинская Е. А. О химическом составе ловозерских эвдиалитов. Доклады АН СССР, 31, 3, 1941.
66. Заварийский А. Н. Геологический и петрографический очерк Ильменского минералогического заповедника и его копей. Изд. АН СССР, 1939.
67. Зеленков И. В. Новый лопаритоносный горизонт в Ловозерских тундрах. Доклады АН СССР, т. 28, № 2, 1940.
68. Иванов Б. В. Материалы к исследованию слюд Хибинских тундр. Тр. ЛИГЕМ, т. 10, 1937.
69. Книпович Ю. Н. Химический состав лопарита. Изв. геол. комитета, т. 44, 2, 1925.
70. Костылева Е. Е. О новом минерале рамзаните из Хибинских и Ловозерских тундр. Доклады АН СССР, серия А, 1923.
71. Костылева Е. Е. Рамзант из Хибинских и Ловозерских тундр. Изв. АН СССР, 1925.
72. Костылева Е. Е. Изоморфный эвдиалито-эвколитовый ряд из Хибинских и Ловозерских тундр. Труды Мин. музея АН СССР, т. 3, 1929.
73. Костылева Е. Е. Отчет о работе Ловозерского отряда. Хибин. апатиты, сб. 2, ОНТИ, 1932.
74. Костылева Е. Е. Эвдиалит как циркониевая руда в Хибинских и Ловозерских тундрах. Хибин. редкие элементы и пирротины, № 5, ОНТИ, Госхимтехиздат, 1933.
75. Костылева Е. Е. Цирконосиликаты. Минералогия Союза ССР, т. 6, Изд. АН СССР, 1936.
76. Костылева Е. Е. Минералогический очерк Хибинских и Ловозерских тундр. Сб. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. Изд. АН СССР, 1937.
77. Костылева Е. Е. О генетических взаимоотношениях циркона и цирконосиликатов в щелочных породах. Изв. АН СССР, серия, 2, 1940.
78. Костюк Ф. С. Предварительные результаты работ 1935 года в Ловозерских тундрах. Хибин. апатиты, сб. 8, ОНТИ, 1935.
79. Котельников В. И. Редкие земли юго-восточной части Ловозерских тундр Кольского полуострова. Разведка недр, № 15, 1935.
80. Кравченко Г. Т. К изучению нептуниита из Хибинских и Ловозерских тундр. Тр. ЛИГЕМ, сер. мин. т. 7, 1936.
81. Крыжановский В. И. Сернистые соединения Хибинских и Ловозерских тундр. Тр. Геол. и Мин. музея АН СССР, т. 4—2, 1924.
82. Кузнецов И. Г. Лопарит, новый редкоземельный минерал Хибинских тундр. Изв. Геол. ком., т. 44, № 6, 1925.
83. Куплетский Б. М. Петрография Кольского полуострова. Петрография СССР, сер. 1, Региональная петрография, I, Изд. АН, 1932.
84. Куплетский Б. М. Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр. Сборник, посвященный 50-летию научн. деят. акад. В. И. Вернадского. Изд. АН СССР, 2, 1936.
85. Куплетский Б. М. К вопросу о генезисе щелочных пород. Изв. АН СССР, серия геол. 2/3, 1936.
86. Куплетский Б. М. Формация нефелиновых сиенитов СССР. Петрография СССР, сер. 2, № 3, Изд. АН СССР, 1937.
87. Куплетский Б. М. Петрографический очерк Хибинских тундр. Сб. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. Изд. АН СССР, 1937.
88. Кутукова Е. И. Титано-ловенит Ловозерских тундр. Тр. ИГЕМ, вып. 31, 1940.
89. Лабунцов А. Н. Натролит из Хибинских и Ловозерских тундр. Тр. Геол. ком. и Мин. музея АН СССР, т. 5, № 2, 1925.
90. Лабунцов А. Н. Цеолиты Хибинских и Ловозерских тундр. Тр. Мин. музея АН СССР, т. 2, 1927.
91. Либман Э. П. К проблеме рассеянных редких элементов в Хибинских и Ловозерских тундр. Хибин. апатиты, сб. 8, ОНТИ, 1935.
92. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр (сборник). Изд. АН СССР, 1937.
93. Недедов Н. К. Некоторые новые породы Ловозерского plutона на Кольском полуострове. Зап. Всер. минер. общ. ч. 67, т. 3, 1938.
94. Покровский С. Д. и Салье Е. А. Месторождения эвдиалита Хибинских и Ловозерских тундр. Хибин. редкие элементы и пирротины, № 5, ОНТИ, Госхимтехиздат, 1933.
95. Покровский Л. и Заханович К. К. Эвдиалит. Карело-Мурманский край, 3/4, 1934.
96. Покровский С. Д. Месторождения эвдиалита в Ловозерских тундрах. Хибин. апатиты, сб. 8, 1935.
97. Полканов А. А. Геолого-петрографический очерк северо-западной части Кольского полуострова, ч. I, Изд. АН СССР, 1935.
98. Римская-Корсакова О. М. Кристаллографическое изучение рамзанита с горы Пункаруай в Ловозерских тундрах. Ученые записки ЛГУ, т. 34, 1939.

99. Салье Е. А. Предварительные результаты разведки циркониевых руд в Ловозерских тундрах. Хибин. апатиты, сб. 6, НИС НКТП, 1933.
100. Семёров П. Ф. и Червинский П. Н. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. Кировск, изд. Кировск. ком. краеведения, 1935.
101. Ферсман А. Е. Результаты экспедиции в Хибинские и Ловозерские тунды. Доклады АН СССР, сер. А, 1922.
102. Ферсман А. Е. Минеральные ассоциации Хибинских и Ловозерских тундр. Изв. АН СССР, 1923.
103. Ферсман А. Е. Кристаллы магматического карбоната кальция из Хибинских тундр. Изв. АН СССР, 1923.
104. Ферсман А. Е. Закономерные срастания минералов в Хибинских и Ловозерских тундрах. Изв. АН СССР, 1923.
105. Ферсман А. Е. Полезные ископаемые Хибинских и Ловозерских тундр. Тр. Сев. научно-промышл. экспед., т. 16, 1923.
106. Ферсман А. Е. и др. Описание месторождений Хибинских и Ловозерских тундр. Хибин. и Ловозер. тунды, т. 2, Тр. Инст. по изуч. Севера, 1928.
107. Ферсман А. Е. Проблемы Хибинских и Ловозерских тундр (к 10-летию Хибинских экспедиций). Природа, № 5, 1929.
108. Ферсман А. Е. Геохимическая диаграмма Хибинских тундр. Доклады АН СССР, 193—198, 1931.
109. Ферсман А. Е. Редкие элементы в щелочных массивах Кольского полуострова. Хибин. редкие элементы и пирротины № 5, Госхимтехиздат, 1933.
110. Ферсман А. Е. Редкие элементы Хибинских и Ловозерских тундр. Хибин. апатиты, сб. 6, НИС НКТП, 1933.
111. Ферсман А. Е. Геоэнергетический анализ миаскитовых пегматитов Ильменских гор. Тр. Ильменского заповедника, т. 5, Изд. АН СССР, 1936.
112. Ферсман А. Е. Геохимия. Изд. ОНТИ, 1937.
113. Ферсман А. Е. Минералогия и геохимия Хибинских и Ловозерских тундр. Тр. XVII Международ. Геол. Конгресса. Северная экспедиция, 1937.
114. Ферсман А. Е. Общая характеристика Хибинских минералов. Сб. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. Изв. АН СССР, 1937.
115. Ферсман А. Е. Пегматиты, том I, изд. АН СССР, 1940.
116. Хазанович К. К. Эвдиалит Ловозерских тундр. «Разведка недр», № 4, 1934.
117. Хазанович К. К. К вопросу о редких элементах Кольского полуострова. «Мин. сырье», № 3, 1936.
118. Хазанович К. К. Геологический очерк и полезные ископаемые северо-западной части Ловозерских тундр (Луявурта). Тр. Ленингр. Общ. естествоиспытат., отд., геол. и мин., т. 65, № 1, 1936.
119. Хибинские и Ловозерские тунды, под ред. акад. А. Е. Ферсмана. Тр. Инст. изуч. Севера, вып. 29, 1925 и вып. 39, 1928.
120. Хибинский массив, под ред. акад. А. Е. Ферсмана (Очерк научных результатов экспедиций в Хибинские и Ловозерские тунды, 1920—1921 и 1922 гг.). Тр. Сев. научно-промышл. экспед., вып. 16, 1923.
121. Чирва Е. Ф. Результаты кристаллографического и оптического изучения лопарита Хибинских тундр. Тр. Ломоносовского института АН СССР, т. 10, 1937.
122. Чирвинский П. Н. Количественная химико-петрографическая характеристика эвдиалитовых пегматитов из Вавибеда в Ловозерской тундре. Тр. Петрограф. инст. АН СССР, № 7/8, 1936.
123. Чирвинский П. Н. К минералогии Кировского района Мурманской области. Произв. силы Кольского полуострова I. Изд. АН СССР, 1940.
124. Щербина В. В. Петрографический и геохимический очерк горных пород юго-западной части Ловозерских тундр. Матер. по петрографии и геохимии Кольского п-ова, ч. 2, Тр. СОПС, сер. Кольская, т. 3, 1933.
125. Barth und Bergman. Neue optischen Daten wenig bekannter Minerale. Sonderdruck aus Chemie der Erde. 5 Band.
126. Barth E. B. W. and Posnjak C. The crystal structure of ilmenite. Z. Kryst. (A), 88, 1934.
127. Böggild A. B. and Winter C. On some Minerals from the Nephelite-Syenite at Julianehaab, Grenland. Medd. om Grönland, 24, 1901.
128. Böggild O. B. Erikite, a new mineral. Medd. om Grönland, 26, 1903.
129. Böggild O. B. New examinations of Schizelite. Medd. om Grönland 26, 1903.
130. Böggild O. B. Mineralogia graenlandica. Medd. om Grönland, 32, 1905.
131. Böggild O. B. On some minerals from Narsarsuk at Julianehaab, Greenland. Medd. om Grönland, 33, 1906.
132. Böggild O. B. Ussingit, ein neues Mineral von Kangerdluarsuk. Zeitschr. f. Kryst., 54, 1914.
133. Bergström L. H. Mineralogiska Notizer. Hackmanit. Geol. Förh. 23, 1901.
134. Bergström L. H. Chemismus der Mineralien der Sodalith-Gruppe. Zeitschr. f. Kryst. 74, I, 1930.
135. Bradley W. M. Analyse des Neptunite von San Benito County Californien. Z. Kryst. u. Miner. 46, 1909.

136. Brögger W. C. Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der sudnordwestischen Attgit und Nephelinsyenite. *Z. Krist.* 16, 1890.
 137. Brögger W. C. Ueber die verschiedenen Gruppen der amorphen Körper. *Zeitsch. f. Kryst.* 25, 1896.
 138. Brewster H. A. Melengraaffite, ein neues Mineral in Lujauriten aus Transvaal. *Cl. Min.*, 1911.
 139. Fersmann A. Die Mineralien der Chibina und Lujavr-Tundren. *N. J. Min. Abt. A*, 55, 1926.
 140. Fersmann A. Minerals of the Kola Peninsula. *Am. Mineral.* 11, 1926.
 141. Fersmann A. Geochemische Migratien der Elemente. *Abh. z. prakt. Geol. u. Bergwirtschaftslehre* 18, 1929.
 142. Flink G. On the Minerals from Harsarsuk. *Meddel. om Grönland*, 24, 1901.
 143. Ford W. E. Neptunikrystalle von San Benito County, Californien. *Z. Kryst. u. Min.* 46, 1909.
 144. Gaertner H. K. Die Kristallstrukturen von Leparit und Pyrochlor. *N. Jb. Min. Abt. A*, 61, I, 1930.
 145. Geranson Rey W. Aegirite from Libby, Montana. *The Amer. Mineralogist*, 12, 2, 1927.
 146. Gossner B. Drexler K. Ueber Kristallform u. chemische Zusammensetzung vol Lampophyllit. *Z. Kryst.* 91, 1935.
 147. Gossner B. und Stünz H. Die chemische Zusammensetzung von Narsarsukit. *Z. Kryst.* 82, 1932.
 148. Gossner B. and Drexler K. Ueber Kristallform von Lampophyllit. *Z. Kryst.* 91, 1935.
 149. Graham W. A. P. An occurrence of narsarsukite in Montana. *The Amer. Mineralogist*, vol. 20, 8, 1935.
 150. Hanawalt J. D., Rinn H. W. and Frevel L. K. End. Eng. Chem. Anal. Ed. 10, 1938.
 151. Kenneth K. L. A paragenetic classification of the Magnet Cove Minerals. *The Amer. Mineral.* 16, 8, 1931.
 152. Klement C. Analysen einiger Mineralien und Gesteine aus Belgien. *Miner. und Petrogr. Mitt.* 8, 1887.
 153. Kunitz W. Die Beziehungen zwischen der Chemischen Zusammensetzung und den Physikalisch-optischen Eigenschaften innerhalb der Glimmergruppe. *Neues Jahrbuch für Miner.* 50, 1924.
 154. Kunitz W. Die Isomorphieverhältnisse in der Horblendegruppe. *Neues Jahrbuch für Miner.* 60, 1930.
 155. Lacroix A. Sur l'existence du fluérite de sodium cristallisé comme élément des syénites népheliniques des îles de Los. *C. R.*, vol. 146, 1908.
 156. Lacroix A. Les syénites népheliniques de l'archipel de Los. *Nouv. Arch. Mus.*, Paris, 5 sér., 3, 1911.
 157. Larsen E. S. Petrographic province of central Montana. *Bull. Geol. Soc. Am.* 51, 6, 1940.
 158. Lee O. J. A. new property of matter. *The Amer. Mineralogist* vol. 21, 12, 1936
 159. Miser H. D. and Stevens R. L. Taeniolite from Magnet Cove, Arkansas. *The Amer. Mineralogist*, vol. 23, 2, 1938.
 160. Mügge O. Ueber isotrop gewordene Krystalle. *Centralbl. für Miner.*, 1922.
 161. Osborne F. F. The nepheline—gneiss complex in Dungannon Township, Ontario, Canada. *Am. Jour. Science*, 20, 1930.
 162. Posnjak C. and Barth T. E. W. Notes on some structures of the ilmenite. *Z. Kryst. (A)*, 88, 1934.
 163. Pecora W. T. Nepheline syenite pegmatites, Rocky Boy Stock, Bearpaw Mountains, Montana. *The Amer. Mineralogist*, vol. 27, 6, 1942.
 164. Ramsay W. Geologische Beobachtungen auf der Halbinsel Kola. *Fennia*, vol. 3, 7, 1890.
 165. Ramsay W. Ueber den Eudialyt von der Halbinsel Kola. *N. Jb. Min.* 8, 1893.
 166. Ramsay W. u. Hackman V. Das Nephelinsyenitgebiete auf der Halbinsel Kola. *Fennia*, 11, 1894.
 167. Shand S. J. The nepheline Rocks of Sekukuniland. *Trans. Geol. Soc. S. A.*, 24, 1921.
 168. Shand S. J. The Igneous complex of Leeuwfontein, Treteria District. *Trans. Geol. Soc., S. A.*, 24, 1921.
 169. Shand S. J. The geology of Pilansberg in the Western Transvaal. *Trans. Geol. Soc. S. A.*, 31, 1928.
 170. Thungutt S. J. Zur Chemie einiger Alumosilicate. *N. Jahrb. Miner.*, 9, 1894—1895.
 171. Thungutt S. J. Ueber der Ursprung des Soualitnes der Syenite. *Zentralblat der Miner.*, 88, 1905.
 172. Tilley C. E. Identity of Molengraaffite with lamprophyllite. *Trans. Geol. Soc. S. A.* 1938.
 173. Ussing N. V. Mineralogisk—petrografiske Undersegelser of Gronlandeske Nefelinsyenit. *Medd. om Grönland*, 14, 1890.

174. Ussing N. V. Geology of country around Julianehaab, Grönland. Meddel. om Grönland, 38, 1912.
175. Warner B. C. and Amberg C. R. X-ray study of narsarsikite $\text{Na}_2(\text{Ti}, \text{Fe})\text{Si}_4\text{O}_{11}$. The Amer. Mineralogist, 19, 11, 1934.
176. Washington H. S. Igneous complexes of magnet Cave, Arkansas. Bull. of the Geol. Soc. of America, 11, 1910.
177. Washington H. S. and Merwin. The acmitic pyroxenes. The Amer. Mineralogist 12, 6, 1927.
178. Vegmann C. F. Geological investigation in southern Greenland. Medd. om Grönland, 113, 2, 1938.
179. Zambenini F. Beitrag zum Studium der hydrosilikate. Z. Kryst. Vol. 49, 1911.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Стр.

Введение	3
Геолого-петрографический очерк Ловозерского щелочного массива	5
Породы первой фазы интрузии	15
Породы второй фазы интрузии (лопаритоносный комплекс)	18
Породы третьей фазы интрузии (комплекс эвдиалитовых луявритов)	21
Описание минералов	29
Сульфиды и сульфосоли	32
Галоиды	36
Окислы	39
Карбонаты	47
Силикаты	48
Цирконо-торо- и титаносиликаты	88
Ниоботитанаты	123
Фосфаты	130
Полезные ископаемые Ловозерского массива	135
Лопаритовые месторождения	136
Месторождения эвдиалита	146
Месторождения нефелина	150
Месторождения мурманита, ловозерита, агирина и апатита	150
Обзор химических элементов Ловозерского массива	151
Процессы минералообразования Ловозерского щелочного массива	161
Вторичные процессы минералообразования	167
Заключение	174
Литература	177

Редактор *В. В. Щербина*
Техн. редактор *А. С. Борисов*

Сдано в набор 16/IV-1952 г.
Формат $70 \times 108^{1/16}$.

5,75 бум. л. — 15,7 печ. л. — 17,7 уч.-изд. л.

Тираж 300 экз.

Подписано к печати 29/X-1952 г.
Редактор издательства *А. Н. Волков*
Корректор *Б. И. Хенох*

Зак. 0808

Картфабрика Госгеолиздата

5484