# Геохимия

# ЛОВОЗЕРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ
им. ВЕРНАДСКОГО

*В. И. Герасимовский, В. П. Волков,*
*Л. Н. Когарко, А. И. Поляков, Т. В. Сапрыкина,*
*Ю. А. Балашов*

# ГЕОХИМИЯ ЛОВОЗЕРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
*Москва 1966*

УДК 550.4(471.21)

Ответственный редактор
доктор геол.-минералог. наук *В. В. ЩЕРБИНА*

2-9-2
658-66

Медленно, шаг за шагом, раздвигаются рамки научного исследования природы, но молодая наука геохимия расширит область наших знаний, и все новые и новые страницы научится она читать в истории этих двух самых больших щелочных массивов земли [Хибинского и Ловозерского], если только упорно и пытливо будет стучаться в их тайники вооруженный «молотком и знанием» ученый.

*А. Е. ФЕРСМАН*
«Три года за полярным кругом», 1924 г.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Щелочные породы, несмотря на их подчиненную роль среди других магматических пород, давно привлекали внимание исследователей. Повышенный интерес к этому типу пород объясняется разнообразием их геолого-структурного положения, спецификой минеральных ассоциаций и высоким содержанием редких и рассеянных элементов.

Ловозерский массив (Кольский полуостров) является замечательным примером щелочного магматизма и представляет собой многофазную сложнодифференцированную интрузию, состоящую из разнообразных щелочных пород, среди которых преобладают агпаитовые нефелиновые сиениты.

На материале из Ловозерского массива впервые описаны такие породы, как луявриты, уртиты, тавиты, пойкилитовые гидросодалитовые сиениты, порфировидные ловозеритовые луявриты и др. Кроме того, открыты и изучены 26 новых минералов: мурманит, ловозерит, ломоносовит, карпинскит, келдышит, виноградовит, беловит, белянкинит, власовит и др. В породах и пегматитах массива установлено свыше 145 минералов и их разновидностей.

Одной из замечательных особенностей этого массива является значительная обогащенность его многими редкими элементами (Nb, Ta, Zr, Hf, TR, U, Th) и летучими компонентами (F, Cl, S).

Изучение геохимии Ловозерского массива было начато А. Е. Ферсманом (1933, 1937, 1941) и продолжено В. И. Герасимовским (1939а). Эти исследования, основанные на минералогических данных, дали лишь общие представления о геохимии массива.

К. А. Власов, М. В. Кузьменко и Е. М. Еськова (1959) опубликовали сводку по минералогии массива, детально описали пегматиты и рассмотрели вопросы геохимии отдельных элементов. Основное внимание было уделено их распространенности в породах и минералах и изоморфизму, поскольку в породах и пегматитах массива обнаружено большое число минералов сложного и переменного состава.

В последние десять лет исследования Ловозерской интрузии продолжались сотрудниками Академии наук СССР (Института геохимии и аналитической химии и Кольского филиала), ИМГРЭ, Ленинградского Горного

института, Ловозерской экспедиции Геологоразведочного треста Министерства геологии СССР, Западного геофизического треста и др. В результате этих работ получены новые данные по геологическому строению массива и вещественному составу пород.

Геофизическими исследованиями установлено строение глубинных частей интрузии. Геологические данные позволили выявить геолого-структурное положение и взаимоотношения главных комплексов пород, слагающих Ловозерский массив. Впервые оказалась доступной для изучения вскрытая скважинами нижняя дифференцированная часть разреза пород II интрузивной фазы (мощностью около 600 *м*), выявленная еще в 1938 г. на западном склоне массива — г. Паргуайв — одним из авторов (Герасимовский, 1947). Все это создало необходимые предпосылки для детального геохимического изучения Ловозерского массива.

Институт геохимии и аналитической химии АН СССР в 1957—1965 гг. вел полевые и лабораторные геохимические исследования массива, итоги которых обобщены в настоящей книге. Основная цель работы — установление закономерностей поведения редких элементов в ходе дифференциации агпаитовой щелочной магмы и выявление геохимических критериев генезиса пород Ловозерского массива.

Работа основана на большом числе количественных определений (свыше 3000) редких элементов в породах и минералах, причем были использованы новейшие химические и физические методы анализа вещества (квантометрический, рентгеноспектральный, хроматографический, метод изотопного разбавления и др.). Для ряда химических элементов были выполнены исследования по их распределению в различных минеральных фазах и рассчитаны минеральные балансы. Впервые получены данные по содержанию 15 химических элементов в породах (Li, Rb, Cs, Tl, Hf, Zn, Pb, Mo, V, Cr, Co, B, N, Br, J). Кроме того, был выполнен большой объем геолого-петрографических и петрохимических исследований Ловозерского массива.

Авторы применили геолого-петрографический анализ с привлечением физико-химических построений для суждения о механизме формирования интрузивных пород массива. В результате исследований получены новые данные по геохимии, петрологии и геологии Ловозерского щелочного массива.

Показано, что породы I интрузивной фазы занимают промежуточное положение в ряду щелочные эффузивы — агпаитовые нефелиновые сиениты. Впервые описаны явления магматического замещения пород основного состава агпаитовым щелочным расплавом, проявленные в образовании пород типа ийолит-мельтейгитов. Выделены ассоциации акцессорных минералов и установлена их зависимость от химического состава пород. Открыты новые минералы: келдышит, беталомоносовит, бесхлорный шайерит. Описаны физико-химические условия генезиса ряда минеральных фаз.

На основании петрологического анализа установлено сходство эволюции магматического расплава, из которого сформировались породы сингенетической (уртиты, фойяиты, луявриты) и агпаитовой эпигенетической

серий (II, III интрузивные фазы). Теоретические исследования с привлечением физико-химических экспериментальных данных привели к выводу об определяющей роли процесса кристаллизационной дифференциации в формировании пород массива. Порядок кристаллизации минералов из агпаитового щелочного расплава обусловливает образование пород сингенетической серии в последовательности уртит — фойяит — луяврит. Работы А. П. Виноградова (1962а) и экспериментальные исследования А. А. Ярошевского (1964) позволили нам применить механизм зонной плавки для объяснения происхождения ритмически-расслоенного комплекса пород массива (II интрузивная фаза). Высказано предположение о возможности ликвации в щелочных агпаитовых расплавах, значительно обогащенных хлором, что приводит к образованию содалитовых пород, сингенетичных с луяврита́ми. Палеозойский магматический комплекс, в состав которого входят агпаитовые нефелиновые сиениты, вероятно, сформировался в процессе дифференциации щелочно-базальтоидной магмы.

Выполненные исследования показали, что поведение редких элементов обусловлено геохимической историей петрогенных компонентов. Это нашло отражение в корреляции содержаний редких и рассеянных элементов с главными петрохимическими параметрами пород (коэффициент агпаитности, характеристики $a$ и $Q$ по Заварицкому). Установлено большое влияние летучих компонентов на ход кристаллизации щелочных пород и показано, что избыток щелочей в расплаве препятствует обособлению галоидов в газовую фазу. Этим объясняется отсутствие явлений грейзенизации в массивах щелочных пород. Высокий химический потенциал Na обусловил особенности процесса минералообразования, выразившиеся в появлении специфических минеральных ассоциаций (натровые пироксены и амфиболы, цирконо- и титаносиликаты натрия). Данные геохимии дают возможность выделить формацию агпаитовых щелочных пород, для которой характерна особая ассоциация химических элементов (Na, Li, Be, Zr, Hf, Nb, Ta, TR, Th, U, F, Cl, S).

Авторы надеются, что некоторые геохимические закономерности поведения редких элементов, выявленные на примере Ловозерского щелочного массива, имеют более общее значение и могут быть использованы для понимания геохимии других магматических пород.

Различная степень изученности геохимии отдельных элементов и разница в трактовке некоторых генетических вопросов участниками работы привели к тому, что изложение материала не всегда ведется по единому плану.

Авторы отдают себе отчет в том, что ряд их положений является дискуссионным и требует дальнейшей доработки.

Выражаем признательность химикам и спектроскопистам: Л. П. Ворониной, М. И. Карахановой, В. А. Карпушиной, Г. А. Кот, С. Я. Кузнецовой, В. И. Лебедеву, Л. И. Несмеяновой, В. А. Рассказовой, А. М. Тузовой, Ю. Б. Холиной, Ю. И. Беляеву, М. М. Кахана, Л. И. Павленко, Е. Н. Савиновой, Н. В. Туранской, В. Г. Хитрову, И. Д. Шевалеевскому за выполнение большого объема анализов пород и минералов.

Авторы признательны кандидату химических наук Н. А. Рудневу за советы и консультации при проведении химико-аналитических работ. При написании данной работы были использованы некоторые неопубликованные материалы Р. М. Яшиной, И. В. Буссен, А. С. Сахарова и Е. В. Костецкой с их любезного разрешения. Большую помощь при обработке материала оказала лаборантка А. И. Барынкина.

Особую благодарность авторы выражают главному геологу Ловозерской экспедиции Министерства геологии СССР Я. М. Фейгину за помощь при проведении полевых работ, а также профессору, доктору геолого-минералогических наук В. В. Щербине за редактирование настоящей работы и дискуссию по вопросам геохимии Ловозерского массива.

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВА

Первые исследования Ловозерского массива проведены с 1887 по 1899 г. В. Рамзаем и Ф. Гакманом (Ramsay, 1890, 1897—1899; Ramsay, Hackmann, 1894), которые дали характеристику щелочных пород, слагающих массив, выделили породы, получившие специфические названия по их местонахождению (луяврит, тавит), открыли ряд минералов, детально изученных в дальнейшем. В. Рамзай обратил внимание на расслоенность массива, объяснив ее многократным внедрением отдельных порций расплава. Одновременно с Ловозерским исследовался Хибинский массив, причем было высказано предположение, что оба массива являются частями одного крупного магматического тела. Хибины представляют его глубинную часть, а Ловозеро — верхнюю, близкую к кровле, о чем свидетельствует, по мнению В. Рамзая, трахитоидная структура луявритов.

Дальнейшее изучение Ловозерского массива с 1921 по 1941 г. проводилось группой сотрудников АН СССР под руководством академика А. Е. Ферсмана. Детальное петрографическое описание массива было выполнено О. А. Воробьевой (1940). Ритмическое чередование пород дифференцированного комплекса она объясняет автоинтрузиями остаточного фойяитового расплава в пластическую остывающую массу луявритов. В. И. Герасимовский, выполнивший в 1933—1941 гг. большие исследования по изучению минералогии Ловозерского массива, высказал предположение (от которого в дальнейшем отказался), что слоистость обязана своим происхождением послойным внедрениям уртит-фойяитового расплава в уже закристаллизовавшиеся луявриты.

Большие работы на Ловозерском массиве велись в 30-х годах работниками производственных организаций и ВСЕГЕИ вначале под руководством С. Д. Покровского, а затем Н. А. Елисеева (Елисеев, 1936, 1937, 1940б; Елисеев, Зеленков, Нефедов, 1938). Этот коллектив провел детальное геолого-структурное изучение Ловозерской интрузии; результаты работ обобщены в монографии Н. А. Елисеева и Э. Е. Федорова (1953). Н. А. Елисеев объясняет расслоенность в породах массива явлениями кристаллизационной дифференциации в магматической камере. Дифференциация и гравитация приводят к появлению скоплений кристаллов нефелина, которые при движении расплава превращаются в слои (горизонты) уртитов, являющиеся барьерами для более низкотемпературных минералов и летучих компонентов. Над уртитами кристаллизовались фойяиты, а под уртитами обособился богатый летучими подвижной расплав, из которого сформировались луявриты. Предложенная Н. А. Елисеевым возрастная схема становления интрузивных комплексов массива с некоторыми изменениями принимается большинством исследователей и сейчас. Согласно этой схеме (см. табл. 1), в I интрузивную фазу формировался

комплекс щелочных и нефелиновых сиенитов, пойкилитовых нефелиновых и содалитовых сиенитов, тавитов, уртитов, ювитов и фойяитов; во II интрузивную фазу — комплекс луявритов — фойяитов — уртитов; в III — комплекс эвдиалитовых луявритов и в IV — дайковый комплекс.

Значительные исследования по минералогии пегматитов проведены в 1947—1955 гг. группой сотрудников АН СССР под руководством К. А. Власова (Власов, Кузьменко, Еськова, 1959). Эти исследователи высказали предположение о практически однофазном становлении интрузии, верхняя часть которой, представленная эвдиалитовыми луявритами, кристаллизовалась из гибридного расплава, а нижняя (породы дифференцированного комплекса) возникла в результате ритмической кристаллизации сверху — вниз в последовательности уртит → луяврит → фойяит. По мнению Р. М. Яшиной, изучавшей щелочные породы II интрузивной фазы в 1951—1954 гг., их формирование обусловлено процессом кристаллизационной дифференциации in situ, причем становление средней зоны, сложенной преимущественно луявритами, происходило на завершающей стадии формирования комплекса. И. П. и Р. П. Тихоненковы (1960) изучили контактовые породы Ловозерского массива, выделив образования магматической и постмагматической стадии.

Большие работы проведены в последнее время сотрудниками Ловозерской экспедиции Геологоразведочного треста Министерства геологии СССР под руководством Я. М. Фейгина. Эти работы дополнили и уточнили существовавшие ранее представления о геологии массива. Была изучена глубинная часть интрузии, не вскрытая эрозией. В обобщающей работе А. В. Атаманова, С. Ф. Лугова, Я. М. Фейгина (1961) обращается внимание на сходство структуры Ловозерского и Хибинского массивов и высказывается предположение о сходстве вещественного состава пород в глубинных частях Ловозерского массива с нефелиновыми сиенитами Хибин.

И. В. Буссен и А. С. Сахаров в своих работах (1960а, б; 1962) большое внимание уделяют явлениям первичной стратификации интрузивных комплексов Ловозерского массива. Возникновение расслоенности объясняется явлениями несмесимости, происходившими на глубине, так что в магматическую камеру поступал уже расслоенный расплав.

Сотрудники Ленинградского Горного института под руководством Н. В. Иванова (1960), подробно изучавшие породы дифференцированного комплекса, отмечают, что существует ритмичность чередования пород в разрезе не только в мелком плане (чередование уртитов, фойяитов, луявритов), но и в крупном — закономерное чередование лейкократовых и меланократовых участков в вертикальном разрезе с различной степенью дифференциации.

Интересные данные о геологическом строении массива получены в результате проведения Г. Н. Шаблинским (1963) геофизических исследований. Им установлена большая протяженность щелочных пород на глубину и дана картина распределения плотностей пород в глубинных частях массива.

Вопрос о характере материнской магмы, давшей начало агпаитовым расплавам, обсуждался неоднократно. Б. М. Куплетский (1936а, б) и В. И. Влодавец (1935а, б) связывали нефелиновые сиениты Хибин и Ловозера с щелочными гранитами центрального водораздела Кольского полуострова. Согласно Б. М. Куплетскому, расплавы нефелиновых сиенитов образовались при расщеплении родоначальной магмы адамеллитового состава с выносом кремнезема и образованием комагматичных щелочных гранитов. В. И. Влодавец большое значение придавал явлениям ассимиляции карбонатных пород гранитной магмой. Заметим, что последние определения абсолютного возраста показывают существование огромного разрыва во времени (более 1 млрд. лет) между щелочными гранитами и нефелиновыми сиенитами (Полканов, Герлинг, 1964).

О. А. Воробьева (1960) на основании геолого-петрохимической характеристики района высказывает предположение о происхождении нефелиновых сиенитов Хибин и Ловозера из ультраосновной или основной магм.

В. И. Герасимовский (1963 а — д), рассматривая данные по геохимии редких элементов, высказывал предположение, что породы, слагающие Ловозерский щелочной массив, образовались из остаточного расплава гранитной магмы.

А. А. Кухаренко и М. П. Орлова (1964, 1965) подробно охарактеризовали комплекс ультраосновных щелочных пород Кольского полуострова и пришли к выводу, что этот комплекс, а также крупные платформенные интрузии нефелиновых сиенитов сформировались в результате эволюции ультраосновной магмы кимберлитового состава.

*ЧАСТЬ ПЕРВАЯ*

# ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ

## *Глава 1*

## КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВА

Ловозерский массив расположен в центральной части Кольского полуострова. Он представляет собой гористую возвышенность с крутыми обрывистыми склонами и плоскими платообразными вершинами, поднимающуюся над окружающей холмистой равниной почти на 1 *км*; в центральной части находится Сейдозеро. Массив расположен между двумя крупными озерами: Умбозером и Ловозером. Форма массива в плане четырехугольная с закругленными углами, площадь 650 $км^2$ (рис. 1).

Ловозерский массив находится в пределах Кольского тектонического района, представляющего северный синклинорий Балтийского кристаллического щита. Вмещает массив древняя гранито-гнейсовая толща нижнеархейского возраста, имеющая северо-западное простирание при крутых углах падения; в нее включены редкие пачки высокоглиноземистых пород и железистых кварцитов протерозойского возраста (Геология СССР, т. 28, 1958). Кровлей массива являлась более молодая по сравнению с отмеченными образованиями — ловозерская эффузивно-осадочная свита среднепалеозойского возраста. Породы ловозерской свиты слагают отдельные ксенолиты, заключенные в нефелиновых сиенитах массива.

Ловозерский массив приурочен к тектонической зоне северо-западного простирания, внутри которой произошло опускание широтной полосы палеозойских пород (Елисеев, Федоров, 1953). С востока и запада от массива проходят меридиональные тектонические зоны, к которым приурочены вытянутые в том же направлении озера (Умбозеро, Ловозеро) и долины рек (Воронья, Цага, Умба).

Ловозерский массив прорывает гранито-гнейсовую толщу; он имеет форму лакколита с широкой «ножкой». По данным геофизических исследований (Шаблинский, 1963), щелочные породы прослеживаются на глубину более 7 *км*, нижняя граница их распространения этими исследованиями не была обнаружена. Таким образом, интрузия, очевидно, прорывает гранитную оболочку, толщина которой на Кольском полуострове по аналогии с Карелией достигает 10—15 *км* (Беляевский, Федынский, 1961). Геофизические исследования показывают, что Ловозерская интрузия слагается двумя структурными единицами (рис. 2). Верхняя ее часть представляет пластообразную интрузию мощностью около 2 *км* и площадью $20 \times 30$ *км*. Нижняя штокообразная часть смещена к востоку относительно центра пластообразной залежи, имеет в сечении размеры $12 \times 16$ *км* и прослежена на глубину более 5 *км*. Падение контактов интрузии с вмещающими породами крутое, близкое к вертикальному (Шаблинский, 1963).

Нижняя часть интрузии, по данным тех же исследований, имеет концентрически-зональное строение с незамкнутыми внешними кольцевыми

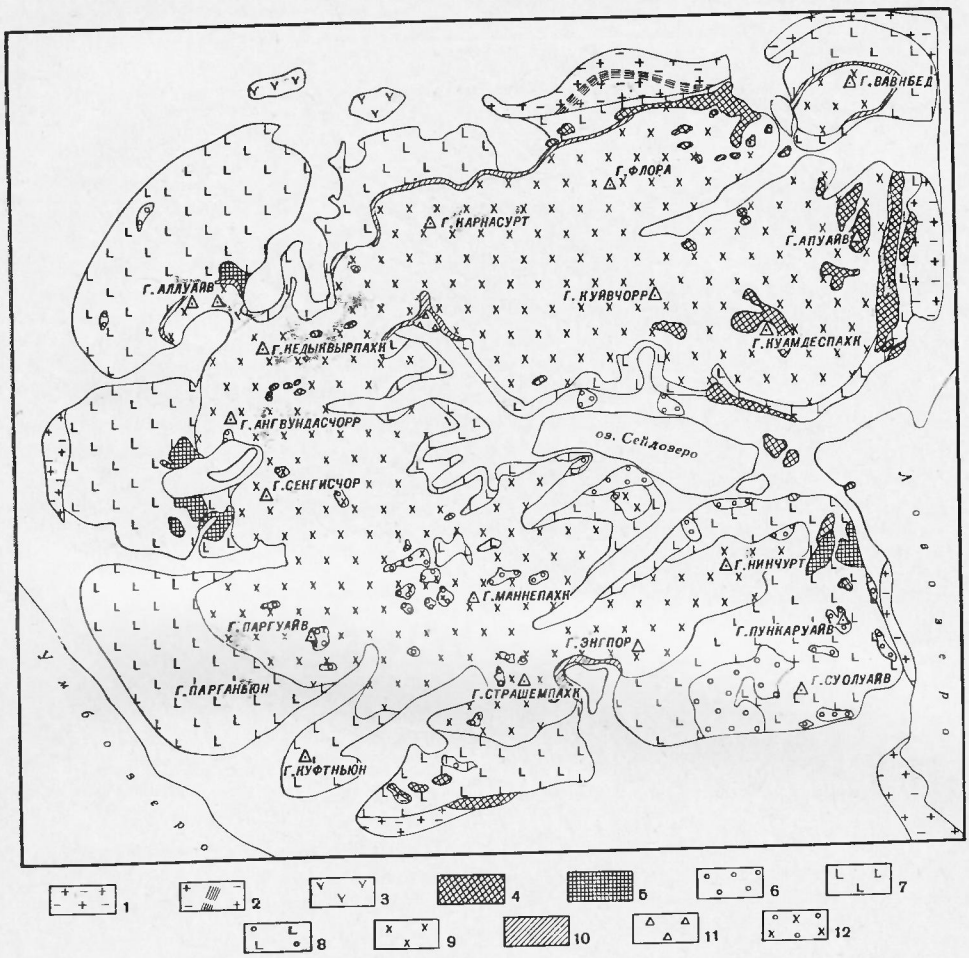



Рис. 1. Схема Ловозерского массива. По материалам Я. М. Фейгина, Н. А. Елисеева и др.

Нижний архей ($A_1$): *1* — гранито-гнейсы; Протерозой (Prz): *2* — силлиманит-андалузитовые сланцы, *3* — ультраосновные породы; Палеозойский магматический комплекс (Pz): *4* — эффузивно-осадочные породы Ловозерской свиты. Интрузивные породы Ловозерского массива; I интрузивная фаза: *5* — метаморфизованные нефелиновые сиениты, *6* — пойкилитовые гидросодалитовые сиениты, нефелин-гидросодалитовые сиениты и равномернозернистые нефелиновые сиениты; II интрузивная фаза: *7* — уртиты, фойяиты, луявриты, *8* — пойкилитовые содалитовые сиениты; III интрузивная фаза: *9* — эвдиалитовые луявриты, *10* — порфировидные луявриты, *11* — порфировидные ловозерит-мурманитовые луявриты, *12* — пойкилитовые содалитовые сиениты и тавиты

зонами. Плотность пород увеличивается по зонам от центра к периферии, однако величины плотностей пород нижней штокообразной части Ловозерского массива остаются близкими к значениям, известным для главных разновидностей нефелиновых сиенитов массива.

Верхняя пластообразная часть щелочной интрузии в большей своей части вскрыта эрозией и представляет сложное многофазное образование. Геологическое строение массива и последовательность формирования пород по-разному трактуются различными исследователями (Воробьева, 1940; Елисеев, Федоров, 1953; Буссен и Сахаров, 1958а, б, 1960а, б; Власов и др., 1959). Взгляды этих исследователей на порядок формирования пород массива в схематической форме отражены в табл. 1. Развиваемые нами представления о строении массива наиболее близки к схеме Н. А. Елисеева.

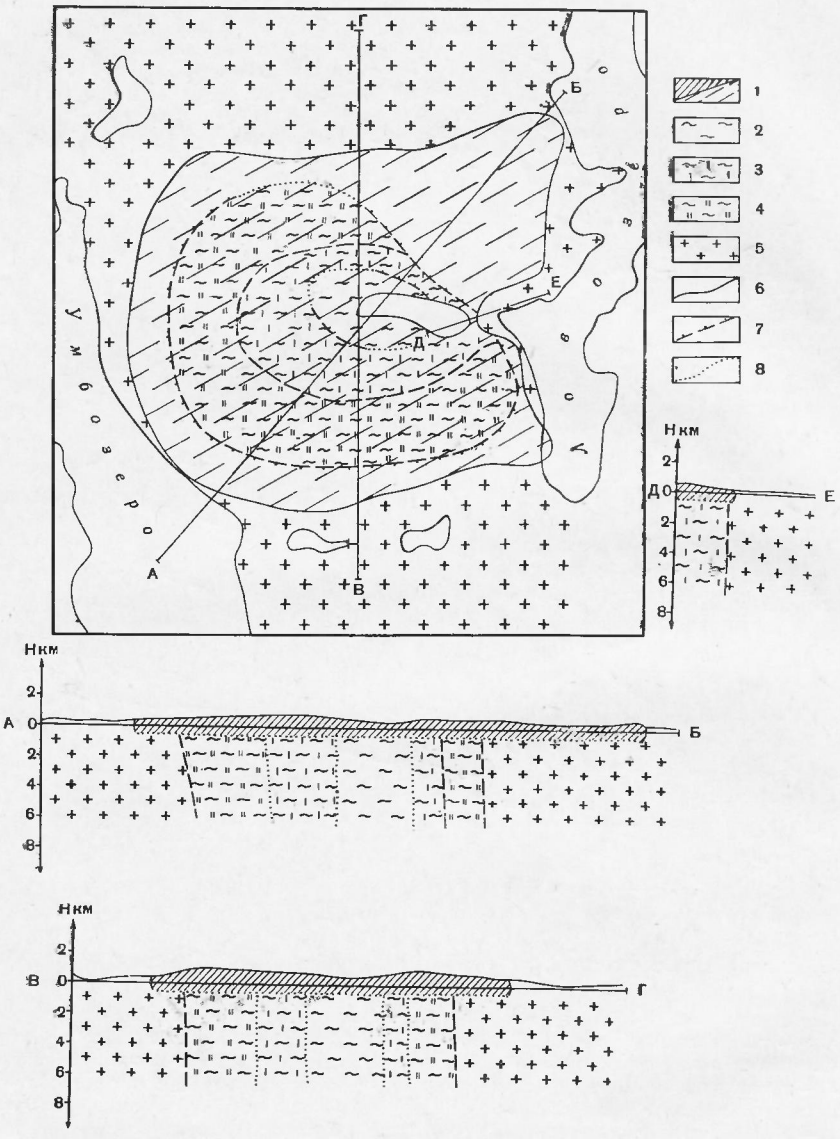



Рис. 2. Схема глубинного строения Ловозерского массива. По материалам Г. Н. Шаблинского и Б. И. Розова.

*1* — пластовая интрузия Ловозерского плутона (σ = 2,74 *г/см*³); *2* — породы малой плотности (σ = 2,60—2,62 *г/см*³), предположительно типа фойяитов; *3* — породы малой плотности (σ = 2,66—2,68 *г/см*³), предположительно типа фойяит-луявритов с преобладанием первых; *4* — породы большой плотности (σ = 2,72—2,74 *г/см*³), предположительно типа фойяитов-луявритов с преобладанием вторых; *5* — комплекс архейских гнейсов (σ = 2,72—2,85 *г/см*³); *6* — граница пластовой интрузии Ловозерского массива; *7* — граница нижней штокообразной интрузии Ловозерского массива; *8* — неуверенные геологические границы

Остановимся на главнейших чертах геологического строения массива. Эффузивные образования, являющиеся останцами пород кровли, известны в виде ксенолитов в интрузивных породах массива. Среди эффузивов встречаются породы ультраосновного состава (пикрит-порфириты), основного (авгит-порфириты), щелочного основного (эссексит-порфириты), щелочного (ромбен-порфиры, фонолит-порфиры, псевдолейцитовые порфиры), причем щелочные эффузивы сменяют во времени основные. Воз-

раст этих образований близок к возрасту интрузивных пород, что подтверждается находками верхнедевонской флоры (Криштофович, 1937) в осадочных породах, переслаивающихся с вулканогенными. Характерна тесная пространственная связь эффузивных и интрузивных образований.

Глубинные породы Ловозерского массива представлены четырьмя комплексами пород, сформировавшимися в четыре интрузивные фазы. На породы I интрузивной фазы приходится около 5% объема массива, однако возможно, что с глубиной роль этих пород возрастает. Основной объем занимают породы II интрузивной фазы (77%); менее распространены породы III интрузивной фазы (18%). Редкие дайки пород IV интрузивной фазы занимают в массиве крайне незначительный объем (< 0,01%).

Таблица 1

**Геологическое строение Ловозерского массива по данным различных исследований**

| Н. А. Елисеев Э. Е. Федоров (1953) | И. В. Буссен, А. С. Сахаров (1958 а) | К. А. Власов, М. В. Кузьменко, Е. М. Еськова (1959) | Настоящая работа |
|---|---|---|---|
| 4. Комплекс молодых жильных пород | 5. Комплекс жильных щелочных пород | 3. Жильные породы | 4. Комплекс щелочных лампрофиров |
| | 4. Комплекс эвдиалитовых и порфировидных луявритов | | 3б. Порфировидные луявриты |
| 3. Комплекс эвдиалитовых луявритов | 3. Дифференцированный комплекс уртитов — фойяитов — луявритов | 2. Комплекс пойкилитовых сиенитов | 3а. Комплекс эвдиалитовых луявритов и сингенетичных с ними пойкилитовых содалитовых сиенитов и тавитов |
| 2. Дифференцированный комплекс уртитов — фойяитов — луявритов | 2. Комплекс порфировидных и пойкилитовых нефелиновых сиенитов | | |
| 1. Комплекс щелочных и нефелиновых сиенитов, пойкилитовых, нефелиновых и содалитовых сиенитов, уртитов, ювитов и фойяитов | 1. Комплекс метаморфизованных щелочных пород — нефелиновых сиенит-порфиров и ромбен-порфиров | 1б. Дифференцированный комплекс уртитов — фойяитов — луявритов | 2. Дифференцированный комплекс уртитов — фойяитов — луявритов и сингенетичных с ними пойкилитовых содалитовых сиенитов |
| | | 1а. Комплекс эвдиалитовых луявритов | 1. Равномернозернистые нефелиновые сиениты, нефелин-гидросодалитовые, пойкилитовые гидросодалитовые сиениты и метаморфизованные нефелиновые сиениты |

Соотношение пород различных фаз друг с другом проявлено вполне определенно. Наиболее древними интрузивными образованиями (I интрузивная фаза) являются равномернозернистые нефелиновые сиениты, нефелин-гидросодалитовые сиениты, пойкилитовые гидросодалитовые сиениты и метаморфизованные нефелиновые сиениты. Среди этого комплекса пород встречаются образования гипабиссального характера (нефелиновые сиенит-порфиры). Породы I интрузивной фазы, находящиеся в коренном залегании, располагаются в краевых частях массива, на низком гипсометрическом уровне у подножий гор. Наблюдения на небольшом участке в северо-западной части массива показывают, что плоскость контакта пород I и II интрузивных фаз имеет падение к центру массива под углом 20—30°. Скорее всего, породы первого комплекса подстилают породы II интрузивной фазы, но глубина их распространения неизвестна. В нефе-

лин-гидросодалитовых сиенитах наблюдаются секущие дайки пород и пегматитов II интрузивной фазы. Большое число ксенолитов, сложенных породами I интрузивной фазы, встречается на всей площади массива, в породах более молодых комплексов. В отдельных ксенолитах перечисленные разновидности нефелиновых сиенитов I интрузивной фазы нередко имеют между собой постепенные переходы. В коренном залегании встречаются главным образом нефелин-гидросодалитовые и пойкилитовые гидросодалитовые сиениты.

Вторая интрузивная фаза представлена сильно дифференцированным комплексом уртитов — фойяитов — луявритов. Выходы этих пород обнаруживаются на склонах гор. Форма комплекса пород окончательно не установлена, скорее всего он имеет округлую сильно уплощенную форму; в настоящее время изучен на глубину 1,6 *км*. Комплекс представляет расслоенную толщу, где в вертикальном разрезе закономерно чередуются пластообразные залежи (горизонты, слои) уртитов, ювитов, фойяитов, эгириновых и амфиболовых луявритов мощностью от сантиметров до сотен метров. Порядок чередования слоев одинаков в различных частях массива, падение слоев от краев к центру массива под небольшими углами. В краевых частях, граничащих с более древними образованиями, слоистость, как правило, исчезает, а эндоконтактовая фация пород представлена мезократовыми, крупнозернистыми, иногда пегматоидными фойяитами. Среди луявритов встречаются округлые тела пойкилитовых содалитовых сиенитов.

В нижней зоне комплекса уртитов — фойяитов — луявритов иногда развита эруптивная брекчия, содержащая ксенолиты пород I интрузивной фазы. Отдельные горизонты нефелиновых сиенитов комплекса обогащены ксенолитами девонских эффузивов и пород I интрузивной фазы на протяжении нескольких километров. Известна эруптивная брекчия измененных туфогенных пород в маломощном горизонте апатитовых уртитов, прослеживающемся по всему периметру массива.

Породы III интрузивной фазы представлены комплексом эвдиалитовых луявритов, прорывающим и перекрывающим II интрузивную фазу. При этом происходит срезание верхних горизонтов комплекса уртитов — фойяитов — луявритов; плоскость контакта пород II и III интрузивных фаз падает к центру массива, угол падения от краев к центру увеличивается. В отдельных участках массива наблюдается прорыв эвдиалитовыми луявритами пород II интрузивной фазы (г. Лепхе-Нельме). Существует мнение о наличии в массиве широкого ареала прорыва комплекса уртитов — фойяитов — луявритов эвдиалитовыми луявритами (Буссен, Сахаров, 1958а). В целом комплекс эвдиалитовых луявритов имеет форму сложного этмолита. Породы этого комплекса слагают вершины гор Ловозерского массива, мощность комплекса достигает 450 *м* и уменьшается с северо-запада на юго-восток из-за развития эрозии. Вблизи контакта с породами второй интрузивной фазы эвдиалитовые луявриты содержат эруптивную брекчию этих пород с размером ксенолитов от метров до 2 *км*. Кроме того, в эвдиалитовых луявритах наблюдаются ксенолиты эффузивных образований и пород I интрузивной фазы.

В строении III интрузивной фазы принимают участие лейкократовые, мезократовые и меланократовые эвдиалитовые луявриты, эвдиалитовые фойяиты и уртиты, причем наблюдается более грубая расслоенность, чем в породах II интрузивной фазы. На границе с породами II интрузивной фазы повсеместно встречаются пластовые тела порфировидных луявритов, которые являются поздними дериватами III интрузивной фазы. Отдельные дайки порфировидных луявритов секут породы I и II интрузивных фаз на протяжении нескольких километров (горы Энгпорр и Суолуайв). Пойкилитовые содалитовые сиениты и тавиты встречаются в виде изометричных

резко ограниченных тел среди эвдиалитовых луявритов III интрузивной фазы.

Породы IV интрузивной фазы представлены редкими дайками щелочных лампрофиров (мончикиты, фурчиты, тингуаиты и др.), секущими все более древние щелочные породы, и вмещающие массив гранито-гнейсы.

А. В. Атаманов и другие (1961) считают, что в Ловозерском массиве намечается несколько конических интрузий. От периферии к центру более древние комплексы сменяются более молодыми. Плоскости контактов комплексов наклонены от краев к центру под небольшими углами. Возможно, что направлению границ раздела соответствует простирание слоев пород II и III интрузивных фаз. Внедрение каждого интрузивного комплекса происходило в уже затвердевшие породы предыдущей фазы с образованием эруптивных брекчий. В породах развиты первичные трещины отдельности — горизонтальные и вертикальные двух систем (субширотные и субмеридиональные). Сбросо-сдвиги и зоны дробления в породах массива встречаются редко; величина перемещений незначительна (до 8 *м*); иногда в этих зонах наблюдается слабая альбитизация. Милониты из зон дробления в породах I интрузивной фазы значительно перекристаллизованы и устанавливаются с трудом.

Возраст массива на основании геологических наблюдений трактуется как постверхнедевонский (Елисеев, Федоров, 1953). Определение абсолютного возраста по лопариту свинцово-уран-ториевым методом дает цифру 298—303 млн. лет (Комлев и др., 1961). Формирование массива связано с герцинской фазой дпастрофизма (Полканов, 1936).

*Глава 2*

# ПОРОДЫ, ВМЕЩАЮЩИЕ ЛОВОЗЕРСКИЙ ЩЕЛОЧНОЙ МАССИВ

## ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Ловозерский массив расположен в архейской гнейсовой толще, в которой выделяются биотит-плагиоклазовые, гранат-биотитовые, амфиболовые гнейсы, амфиболиты, гранито-гнейсы, гнейсо-граниты, гнейсо-диориты, аплиты и пегматиты. Гнейсовая толща интенсивно дислоцирована, для нее характерно в основном северо-западное простирание и крутые углы падения, повсеместно наблюдаются складки более мелкого порядка, элементы залегания которых могут быть самыми различными. Гнейсовая толща относится к нижнему архею (Полканов, 1935, 1936).

Среди архейских гнейсов к северу от массива встречены небольшие участки высокоглиноземистых силлиманит-андалузитовых сланцев, переслаивающихся с кварцитами; в последнее время обнаружены также протерозойские железистые кварциты оленегорского типа (Атаманов и др., 1961).

В непосредственной близости от массива среди пород гнейсовой толщи залегают мелкие интрузии перидотитов, пироксенитов, горнблендитов и амфиболовых габбро (Буссен и др., 1962) предположительно протерозойского возраста. К северо-востоку от Ловозерского массива в самое последнее время обнаружен Кургинский массив, сложенный комплексом оливинитов, перидотитов, пироксенитов, амфиболовых и биотитовых пироксенитов; породы комплекса пересечены жилами авгит-биотитовых сиенитов, иногда содержащих фельдшпатоид. Этот массив по структуре и ассоциации пород близок к каледонским ультраосновным — щелочным интрузиям Кольского полуострова.

Среди пород Ловозерского щелочного массива встречаются ксенолиты гнейсов размером до нескольких сотен метров, найдены также ксенолиты, сложенные биотитовыми пироксенитами, близкими к породам Кургинского массива. В туфах щелочных эффузивов и нефелиновых сиенитах встречены обломки авгит-биотитовых сиенитов.

Комплекс архейских гнейсов в контакте с щелочными породами подвержен интенсивным контактово-метасоматическим изменениям. Ширина зоны измененных пород измеряется десятками, а иногда и сотнями метров. В непосредственной близости от контакта гнейсы могут быть превращены в эвдиалит-микроклиновые фениты, содержащие нефелин. Далее следует зона олигоклазовых фенитов, где замещению подвергаются кварц и темноцветные минералы. Эта зона сменяется зоной щелочных гнейсов, в которой замещены лишь цветные компоненты породы. Щелочные гней-

сы переходят в нормальные неизмененные разновидности. В отдельных участках фенитизированных пород проявлены процессы микроклинизации, альбитизации, ослюденения и карбонатизации (Тихоненков, Тихоненкова, 1960).

## ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ЭФФУЗИВНО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ (ЛОВОЗЕРСКАЯ СВИТА)

Ловозерская свита сложена эффузивно-осадочными породами палеозойского возраста. К свите относятся осадочные породы (глинистые и мергелистые сланцы, кварциты, песчаники), основные эффузивы (пикрит-порфириты, авгит-порфириты, эссекситовые порфириты, их туфы и туфогенные сланцы) и щелочные эффузивы (ромбен-порфиры, нефелиновые ромбен-порфиры, фонолит-порфиры, псевдолейцитовые фонолит-порфиры, щелочные трахитовые порфиры и туфы этих пород). Наиболее распространены авгит-порфириты (Елисеев, 1937; 1946).

Породы ловозерской свиты слагают отдельные ксенолиты в нефелиновых сиенитах массива, размером до нескольких сотен метров, и, очевидно, являются остатками кровли интрузии. В отдельных ксенолитах можно наблюдать переслаивание эффузивов с туфами, туфогенными сланцами и осадочными породами. Слоистость в разных телах ориентирована по-разному, иногда обнаруживается складчатость (Буссен, 1959б). Отдельные горизонты расслоенных комплексов обогащены ксенолитами эффузивно-осадочных пород на протяжении нескольких километров. Часто встречаются брекчии значительно переработанных пород ловозерской свиты, превращенные в йолит-мельтейгиты. Размеры отдельных ксенолитов, имеющих линзообразную форму, колеблются от 2 до 10 *см*. Количественные соотношения цемента и йолит-мельтейгитовой брекчии могут быть самыми различными. Брекчия йолит-мельтейгитовой распространена в отдельных горизонтах пород на большой площади (апатитовый уртит из средней зоны дифференцированного комплекса и в некоторых горизонтах из комплекса эвдиалитовых луявритов). В комплексе эвдиалитовых луявритов вместе с породами, содержащими мелкие линзовидные обломки йолитов, имеются крупные, до километра в длину, линзовидные тела сфен-амфиболитовх йолит-мельтейгитов, располагающиеся в виде полосы длиной около 10 *км* на абсолютной высоте 400—500 *м* в районах гор Куйвчорр, Куамдеспахк, Апуайв.

**Осадочные породы** представлены аркозовыми песчаниками, кварцитами, филлитами, глинистыми и мергелистыми сланцами. Все породы значительно изменены.

### Основные эффузивы

Пикрит-порфириты — породы, в которых основная масса состоит из светлоокрашенного пироксена и рудного минерала. В породах присутствуют вкрапленники оливина и пироксена, близкого к авгиту. Содержание рудного минерала иногда довольно значительное. По оливину часто развивается биотит и бледно-зеленая роговая обманка, чешуйки биотита содержатся и в основной массе. Породы обладают порфировой или гломеро-порфировой структурой.

Авгит-порфириты — породы темно-серого цвета, вкрапленники представлены титан-авгитом и реже плагиоклазом (андезин-лабрадор). Основная масса сложена плагиоклазом, близким к андезину, и титан-авгитом. В меньших количествах встречаются биотит и амфибол, которые замещают пироксен или развиваются самостоятельно. Рудный минерал встречается в переменных количествах.

Эссекснт-порфириты содержат во вкрапленниках и в основной массе плагиоклаз среднего состава (№ 36—44) и титан-авгит. В основной массе отмечены биотит, калиевый полевой шпат, хлорит.

Туфы и туфогенные сланцы — породы мелкообломочного сложения, содержащие обломки основных эффузивов и осадочный глинистый материал. Иногда в них хорошо выражена слоистость; мощность слоев от миллиметров до сантиметров.

Основные эффузивы и особенно связанные с ними туфогенные образования подвержены интенсивным метасоматическим изменениям. Масштабы этих изменений различны: в отдельных ксенолитах имеются лишь небольшие краевые зоны мощностью не более 1 *м*; в других местах ксенолиты настолько преобразованы, что по составу и структуре почти не отличаются от магматических пород. Генезис этих пород является предметом дискуссии (Буссен, Сахаров, 1962, Герасимовский, Поляков, 1962).

Метасоматические изменения основных эффузивов и их туфов на начальной стадии проявляются в ороговиковании основной массы, где развиваются биотит и амфибол. Особенно легко замещаются вкрапленники оливина, превращаясь в агрегат биотита. На следующих стадиях изменения туфы и туфогенные сланцы целиком замещаются агрегатом биотита и светло-зеленого амфибола; местами в значительных количествах встречается сфен. Реликтовая слоистость туфогенных сланцев еще сохраняется (рис. 3). Для измененных туфов наиболее характерны гломеробластические структуры и пятнистые текстуры. При более глубоких изменениях (рис. 4) увеличивается крупность минеральных зерен, исчезают первично-слоистые или обломочные текстуры. Наиболее характерны роговиковые, гранобластовые, порфиробластовые и пойкилобластовые структуры. Главным минералом является амфибол, реже присутствуют биотит и эгирин. В виде отдельных метакристаллов появляется нефелин, его выделения переполнены вростками амфибола (рис. 5). Сфен образует идиоморфные метакристаллы, включающие неправильные выделения амфибола, присутствуют призматический апатит и ринколит. Некоторые разности в значительных количествах содержат идиоморфный шорломит и призматические выделения пойкилитового пектолита. С увеличением содержания нефелина количество вростков в нем и в других минералах уменьшается (рис. 6), структуры становятся более близкими к структурам изверженных пород.

Наиболее измененные разности условно получают наименования, соответствующие интрузивным породам — ийолиты и мельтейгиты (рис. 7). Преобладают сфен-амфиболовые разновидности ийолит-мельтейгитов, где главным темноцветным минералом является щелочной амфибол, близкий к арфведсониту. В значительных количествах в виде идиоморфных выделений может содержаться сфен. С арфведсонитом тесно ассоциирует эгирин; апатит образует идиоморфные призматические кристаллы. Нефелин встречается в виде изометричных выделений, внутри зерен нефелина наблюдаются правильные концентрические зоны, обогащенные мельчайшими игольчатыми выделениями темноцветных. Присутствуют измененный гидросодалит и цеолиты, замещающие нефелин. Изредка встречаются ринколит, флюорит и канкринит. Количественный минералогический состав этих пород приведен в табл. 2. В краевых частях крупных ийолитовых обособлений количество нефелина возрастает, присутствует ксеноморфный эвдиалит и появляется K-Na полевой шпат с малым углом оптических осей, образующий водяно-прозрачные ксеноморфные выделения, не содержащие пертитов. В ийолитах, залегающих в виде мелких линзовидных выделений в породах II и III интрузивных фаз, игольчатый эгирин преобладает над амфиболом.

Структуры ийолит-мельтейгитов — переходные от гипидиоморфнобластовых к гипидиоморфнозернистым, характерны для луявритов.

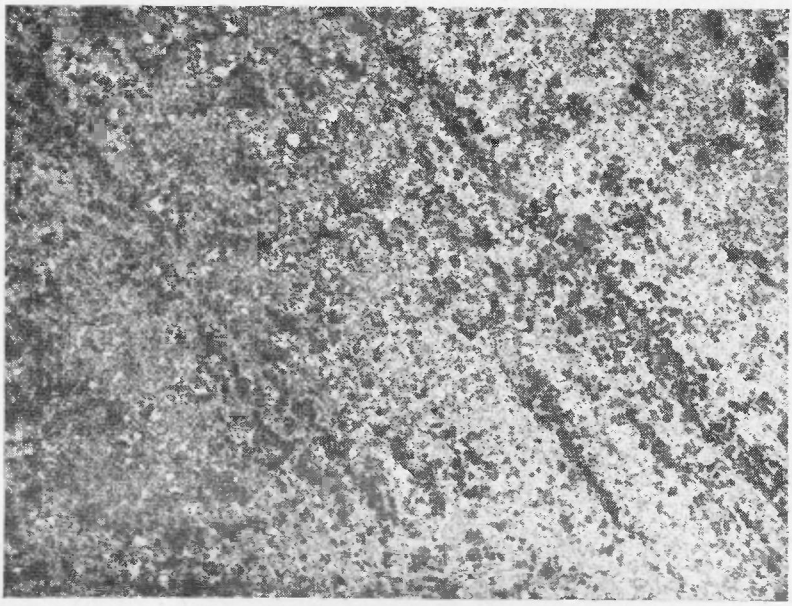


Рис. 3. Измененный туфогенный сланец. Заметна релпктовая слопстость. Увел. 25, без анализатора

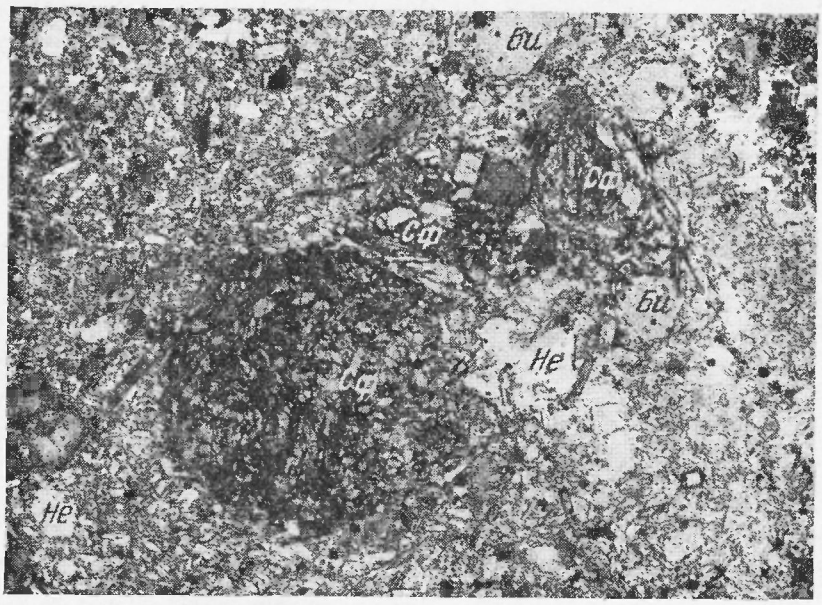



Рис. 4. Биотит-амфиболовая порода со сфеном (*Сф*), замещающим шорломит, нефелин (*Не*), биотит (*Би*), амфибол в основной массе. Увел. 25, без анализатора

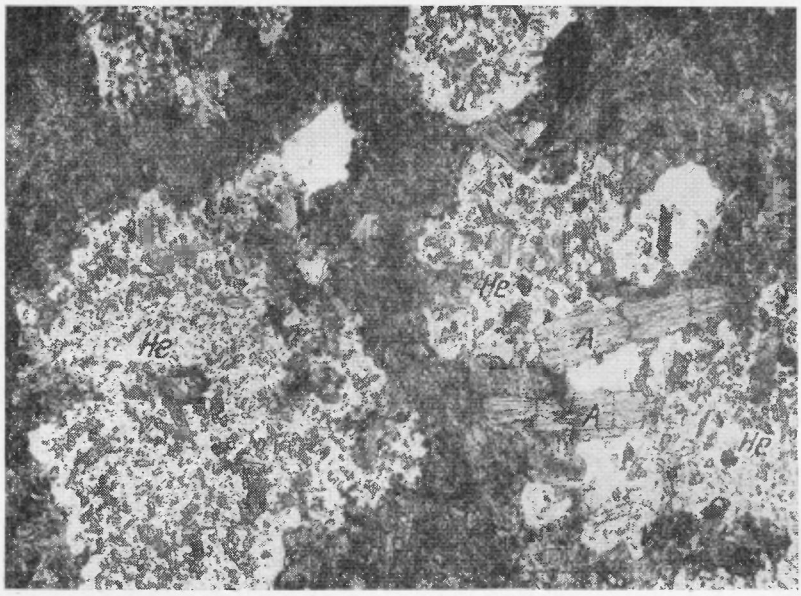



Рис. 5. Пойкилобласты нефелина (*Не*) в амфиболовой (*А*) породе. Увел. 30, без анализатора

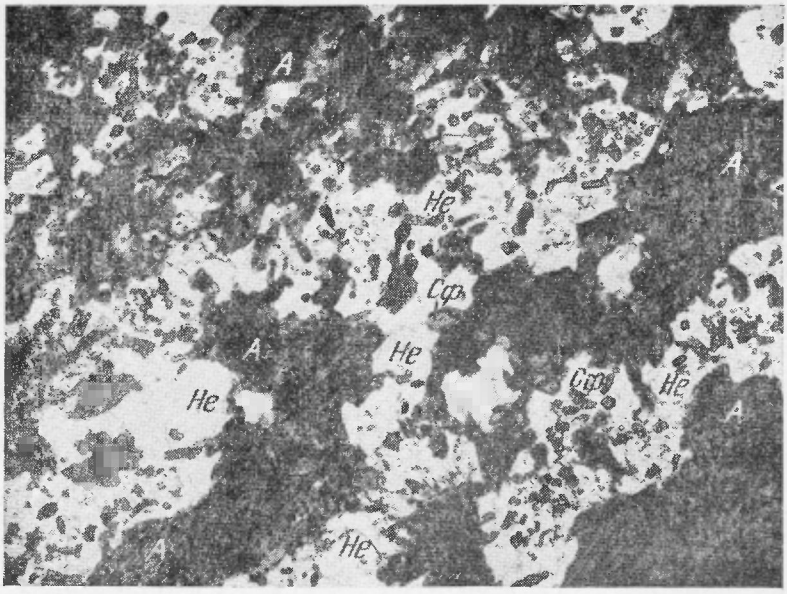



Рис. 6. Сфен-амфиболовый ийолит с пойкилитовым нефелином (*Не*) *А* — амфибол, *Сф* — сфен. Увел. 25, без анализатора

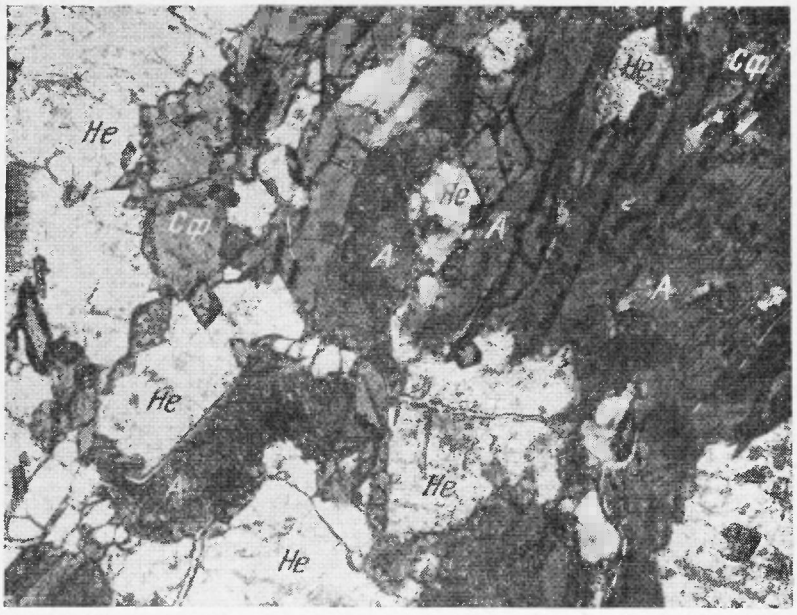



Рис. 7. Сфен-амфиболовый ийолит-мельтейгит. Структура гипидиоморфнобластовая. *А* — амфибол, *Не* — нефелин, *Сф* — сфен. Увел. 25, без анализатора

Существенных различий между контактовыми изменениями пород ловозерской свиты, заключенных в щелочных породах II и III интрузивных фаз, не наблюдается.

Химический состав основных эффузивов изучен слабо; известны анализы пикрит-порфиритов, авгит-порфиритов и эссекситпорфиритов. Для этих пород характерно относительно низкое содержание

Таблица 2

**Количественный минералогический состав сфен-амфиболовых ийолит-мельтейгитов**

| Минерал | Колебания содержаний, % | Среднее из 8 подсчетов, % | Минерал | Колебания содержаний, % | Среднее из 8 подсчетов, % |
|---|---|---|---|---|---|
| Арфведсонит | 37,0—51,5 | 45,7 | K-Na полевой шпат | 0,0—13,6 | 2,5 |
| Эгирин | 0,0—21,4 | 4,9 | Сфен | 11,7—21,1 | 15,6 |
| Нефелин | 1,7—36,8 | 16,6 | Апатит | 4,5—11,7 | 6,2 |
| Гидросодалит и цеолиты | 0,0—19,3 | 7,2 | Прочие (ринколит, эвдиалит и др.) | 0—3,5 | 1,2 |

MgO, высокое содержание CaO и повышенное содержание щелочей (табл. 3). Эффузивы ловозерской свиты являются переходными от ультраосновных к основным и наиболее близки к породам из группы океанических базальтов (Тернер, Ферхуген, 1961), а также имеют некоторое сходство с пироксенитами каледонского комплекса ультраосновных щелочных пород Кольского полуострова (Орлова, 1963). По петрохимическому типу породы Ловозерской свиты относятся к нормальному ряду, для них характерны относительно высокая щелочность и небольшой дефицит кремнезема (рис. 8).

Таблица 3

**Химический состав основных эффузивов и их измененных разностей**

| Компоненты | Номера анализов | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| $SiO_2$ | 39,49 | 45,78 | 48,09 | 44,18 | 47,62 |
| $TiO_2$ | 4,89 | 7,80 | 2,35 | 7,40 | 3,46 |
| $Al_2O_3$ | 5,89 | 8,08 | 13,74 | 6,20 | 11,25 |
| $Fe_2O_3$ | 5,09 | 5,90 | 6,00 | 5,63 | 6,43 |
| $TR_2O_3$ | — | — | — | 0,47 | — |
| FeO | 11,99 | 8,65 | 7,60 | 2,57 | 2,17 |
| MnO | 0,16 | 0,12 | 0,17 | 0,47 | 0,06 |
| MgO | 17,03 | 7,61 | 7,19 | 4,10 | 5,79 |
| CaO | 11,47 | 10,73 | 8,77 | 11,80 | 8,47 |
| BaO | — | — | — | 0,40 | — |
| $Na_2O$ | 1,21 | 2,80 | 2,84 | 8,96 | 9,38 |
| $K_2O$ | 0,97 | 1,97 | 2,09 | 2,19 | 3,16 |
| F | — | — | — | 1,70 | Не опр. |
| S | — | — | — | 0,45 | — |
| $P_2O_5$ | — | — | — | 1,65 | 1,60 |
| $H_2O^+$ | 0,97 | 0,73 | 1,14 | 2,00 | 0,50 |
| $H_2O^-$ | 0,19 | 0,24 | 0,38 | 0,26 | 0,12 |
| $-O=F_2$ | | | | 0,72 | |
| Сумма | 99,96 | 100,41 | 100,36 | 99,45 | 100,45 |
| *a* | 4,7 | 8,3 | 9,3 | 8,3 | 14,6 |
| *c* | 1,5 | 0,8 | 4,5 | $\bar{c} = 7,3$ | $\bar{c} = 7,3$ |
| *b* * | 51,4 | 42,6 | 31,3 | 34,1 | 25,6 |
| *s* | 42,4 | 48,3 | 54,9 | 49,9 | 52,5 |
| *f'* | 17 | 30 | 41 | $n' = 20$ | $n' = 13$ |
| *m'* | 53 | 28 | 39 | 20 | 37 |
| *c'* | 30 | 42 | 20 | 60 | 50 |
| *n* | 53 | 68 | 68 | 62 | 65 |
| *—Q* | 24,0 | 20,5 | 13,3 | 24,5 | 32,1 |
| $K_{агп}$ | 0,51 | 0,83 | 0,51 | 2,74 | 1,67 |
| Аналитик | Е. А. Свержинская | | | Л. П. Воронина | |
| Источник | Н. А. Елисеев и Э. Е. Федоров (1953) | | | В. И. Герасимовский, А. П. Поляков (1962). | |

1 — пикрит-порфирит, г. Пункаруайв; 2 — авгит-порфирит, г. Пьялкимпорр; 3—эссексит-порфирит, г. Куамдеспахк; 4 — сфен-амфиболовый йолит-мельтейгит, р. Суолуай, проба № 850; 5 — сфен-амфиболовый йолит-мельтейгит с полевым шпатом, р. Суолуай, проба № 1989.

* При пересчете химических анализов $TiO_2$ учитывался в составе характеристики «*b*» (по методу Кавардина, 1958).

При процессах щелочного метасоматоза в породах ловозерской свиты значительно увеличивается количество щелочей и летучих (F, $P_2O_5$, $H_2O$) и уменьшается содержание железа и магния. Измененные разности эффузивов сильно пересыщены щелочами (коэффициент агпаитности 1,6—2,7). На петрохимической диаграмме точки составов пород йолит-мельтейгитового ряда занимают промежуточное положение между основными эффузивами и луявритами. По химическому составу сфен-амфиболовые йолит-мельтейгиты имеют некоторое сходство с амфиболовыми луявритами и сфен-амфиболовыми эвдиалитовыми луявритами.

Амфибол из пйолит-мельтейгитов по химическому составу является промежуточным между арфведсонитом и глаукофаном. Рассчитана его кристаллохимическая формула (по И. Д. Борнеман-Старынкевич, 1960) $(Na_{2,25}\ K_{0,33}\ Ca_{0,23})_{2,81}\ (Li_{0,21}Mg_{1,69}Fe_{0,85}Ca_{0,15}Mn_{0,03}Al_{1,02}Fe^{3+}_{1,00}Ti_{0,05})_{5,0}\ [Si_{8,04}O_{0,22}]\ (O_{0,56}F_{1,19}OH_{0,25})_{2,0} \cdot 0{,}6H_2O$ (Герасимовский, Поляков, 1962).

Состав минерала весьма близок к щелочному амфиболу из амфиболовых луявритов II интрузивной фазы.

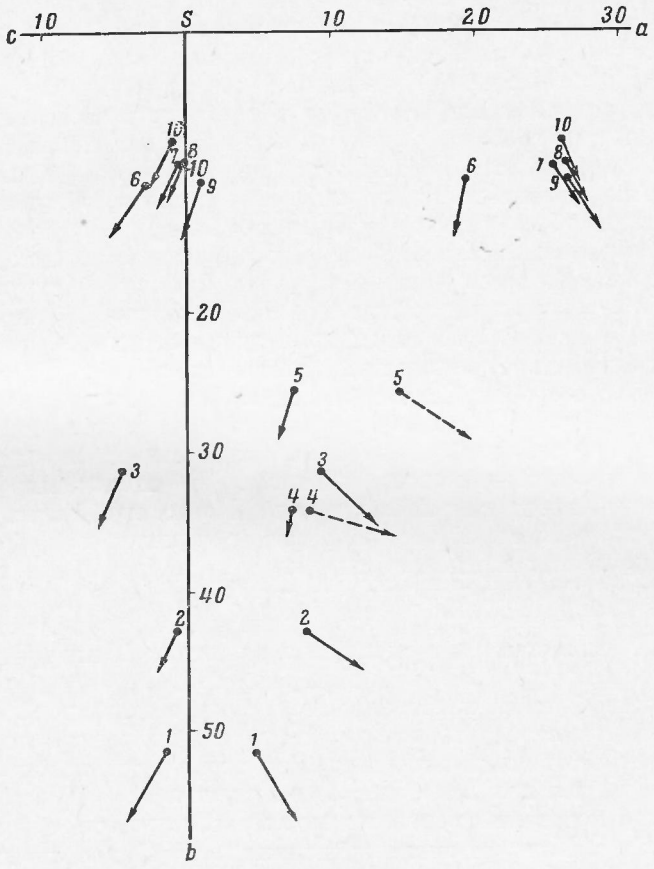



Рис. 8. Векторная диаграмма химических составов пород Ловозерской свиты (номера анализов см. в табл. 3 и 4)

Близость состава пород и минералов метасоматически измененных пород к составу отдельных разновидностей магматических пород массива, сходные ассоциации минералов и характер структур позволяют предположить, что метасоматическое замещение пород ловозерской свиты происходило в магматическую стадию. Возможно, происходило частичное переплавление пород.

## Щелочные эффузивы

Щелочные эффузивы представлены ромбен-порфирами, нефелиновыми ромбен-порфирами, фонолит-порфирами, псевдолейцитовыми фонолит-порфирами и щелочными трахитовыми порфирами. Между выделенными разностями можно наблюдать постепенные переходы в пределах одного ксенолита; щелочные эффузивы могут переслаиваться с щелочными туфами. Большая часть описываемых пород значительно изменена процессами щелочного метасоматоза.

Ромбен-порфиры представляют собой породы серо-зеленого цвета с крупными белыми вкрапленниками полевого шпата, дающего сечения ромбовидной формы, их объем может достигать 30—40%. Вкрапленники, как и в ромбен-порфирах района Осло, представлены, по данным химического анализа, калиевым альбит-олигоклазом (см. табл. 5). В нем местами появляются плохо различимые полисинтетические двойники, по спайности развиты антипертиты. Иногда вкрапленники альбит-олигоклаза имеют по краям узкую оторочку калиевого полевого шпата и содержат включения основной массы. Изредка в породах наблюдаются вкрапленники авгита. Нефелиновые разности ромбен-порфиров содержат во вкрапленниках, кроме полевого шпата, нефелин в виде изометричных зерен розового цвета; в основной массе нефелин может отсутствовать. В основной массе наблюдается главным образом калиевый полевой шпат в виде тонких лейстовых выделений. Из темноцветных встречаются мелкие чешуйки биотита и реже эгирин-авгит или щелочная роговая обманка. Апатит и рудный минерал образуют выделения несколько более крупные, чем зерна минералов основной массы. В виде мельчайших зернышек встречается сфен. Для основной массы пород характерна трахитовая структура.

Фонолит-порфиры содержат нефелин как во вкрапленниках, так и в основной массе. Главным минералом основной массы является калиевый полевой шпат, слагающий удлиненные лейсты. Характерны эгирин и щелочной амфибол. Структура основной массы трахитовая. В некоторых разновидностях фонолит-порфиров присутствуют округлые нефелин-ортоклазовые стяжения; возможно, они являются продуктами замещения первичномагматического лейцита. В щелочных трахитовых порфирах во вкрапленниках наблюдается K-Na полевой шпат.

Зернистость трахитовой основной массы фонолит-порфиров меняется в широких пределах, в отдельных ксенолитах наблюдаются все переходные разности от фонолит-порфиров до гипабиссальных нефелиновых сиенит-порфиров. Это дает возможность предполагать, что щелочные эффузивы являются аналогами нефелиновых сиенитов I интрузивной фазы, сформированными в приповерхностных условиях.

Щелочные эффузивы переслаиваются с туфогенными образованиями. Туфы, как правило, представляют собой мелкообломочные породы с размером включений от долей миллиметра до нескольких сантиметров. В обломках встречаются как основные, так и щелочные эффузивы, осколки вкрапленников и частицы основной массы; содержатся обломки осадочных пород. На г. Нинчурт нами наблюдались в туфах щелочного состава обломки авгит-биотитовых сиенитов.

Щелочные эффузивы и их туфы подвержены интенсивным метасоматическим изменениям под влиянием интрузивных пород более поздних фаз. Неизмененные эффузивы и тем более туфы наблюдаются очень редко и слагают небольшие участки во внутренней части ксенолитов метасоматически измененных пород.

Преобразование эффузивов начинается с явлений грануляции вкрапленников (главным образом нефелина). Затем происходит замещение биотита и эгирин-авгита эгирином и щелочным амфиболом. Появляются прожилки и гломеробластические скопления, выполненные нефелином или нефелин-полевошпатовым агрегатом, причем нефелин представлен изометричными зернами, лишенными вростков, а полевой шпат образует округлые выделения с редкими пертитовыми вростками. В результате собирательной перекристаллизации размер зерен в основной массе увеличивается, появляются лейстовый альбит, содалит, округлый идиоморфный эвдиалит. Первичная трахитовая структура породы превращается в гранобластовую, а при процессах рассланцевания пород появляются полосчатые текстуры. Измененные разности щелочных эффузивов близки по облику и составу к мелкозернистым нефелиновым сиенитам. Аналогичные

явления наблюдаются при перекристаллизации щелочных туфов. Для измененных туфов характерна реликтовая пятнистая текстура. При достаточно глубоких метасоматических преобразованиях распознать первичный характер породы не удается.

Таблица 4

**Химический состав щелочных эффузивов и их измененных разностей**

| Компоненты | Номера анализов | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| $SiO_2$ | 56,40 | 53,86 | 55,45 | 54,30 | 55,32 |
| $TiO_2$ | 1,57 | 2,68 | 1,35 | 1,27 | 1,33 |
| $Al_2O_3$ | 18,58 | 19,67 | 19,97 | 19,70 | 20,43 |
| $Fe_2O_3$ | 0,44 | 2,80 | 2,45 | 4,16 | 1,56 |
| FeO | 5,25 | 2,62 | 2,62 | 1,20 | 3,15 |
| MnO | 0,17 | 0,23 | 0,41 | 0,10 | 0,23 |
| MgO | 2,55 | 1,62 | 1,37 | 2,53 | 1,40 |
| CaO | 2,20 | 1,85 | 1,71 | 2,12 | 1,42 |
| $Na_2O$ | 5,18 | 7,68 | 8,13 | 9,39 | 7,49 |
| $K_2O$ | 5,02 | 5,57 | 5,80 | 4,54 | 6,08 |
| $H_2O^+$ | 0,77 | 0,66 | 0,69 | 0,26 | 0,17 |
| $H_2O^-$ | 0,08 | 0,26 | 0,13 | 0,12 | |
| $P_2O_5$ | 0,45 | — | — | 0,77 | 0,28 |
| $ZrO_2$ | 0,13 | — | — | — | — |
| $CO_2$ | — | — | — | — | 0,09 |
| П. п. п. | — | — | — | — | 0,59 |
| $SO_3$ | 0,80 | — | — | — | — |
| Сумма | 99,59 | 99,50 | 100,08 | 100,49 | 99,54 |
| *a* | 19,4 | 25,4 | 26,3 | 26,4 | 25,9 |
| *c* | 2,70 | 0,6 | 0,2 | $c = 1,0$ | 1,0 |
| *b* | 10,7 | 9,6 | 9,3 | 10,6 | 7,9 |
| *s* | 67,2 | 64,4 | 64,2 | 62,0 | 65,2 |
| *f'* | 54 | 54 | 54 | 35 | 59,6 |
| *m'* | 41 | 29 | 31 | 41 | 31,0 |
| *c'* | $a = 53$ | 17 | 15 | 24 | 10 |
| *n* | 60 | 67 | 68,0 | 75 | 65 |
| $-Q$ | 7,1 | 22,8 | 24,2 | 29,8 | 22,4 |
| $K_{агп}$ | 0,76 | 0,95 | 0,99 | 1,04 | 0,93 |
| $\frac{Fe_2O_3}{FeO}$ * | 0,08 | 0,99 | 0,90 | 3,1 | 0,45 |
| Аналитик | С. Я. Кузнецова | Е. Н. Егорова | Е. А. Свержинская | Л. П. Воронина | Е. Н. Егорова |
| Источник | Настоящая работа | Н. А. Елисеев, Э. Е. Фецоров (1953) | | Настоящая работа | Н. А. Елисеев, Э. Е. Федоров (1953) |

6 — ромбен-порфир, г. Куамдеспахк, проба 7340; 7 — нефелиновый ромбен-порфир, р. Бухта; 8 — псевдолейцитовый фонолитовый порфир, г. Куамдеспахк; 9 — измененный фонолит-порфир, р. Бухта, проба 783; 10 — нефелиновый сиенит, образовавшийся при изменении щелочного трахита.

* Величина $\frac{Fe_2O_3}{FeO}$ здесь и в дальнейшем вычислена как отношение атомных количеств двух- и трехвалентного железа.

Данные по химическому составу щелочных эффузивов помещены в табл. 4. Приведенные анализы нефелиновых ромбен-порфиров и фонолит-порфиров близки к среднему составу фонолита по Р. О. Дэли (1936). Они характеризуются небольшим дефицитом кремнезема, имеют коэффи-

Таблица 5

**Содержание щелочей и кальция в минералах вкрапленников щелочных эффузивов ***

| Номер пробы | Порода | Минерал | $Na_2O$ | $K_2O$ | CaO | Na/K ** |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 6669 | Фонолит-порфир | Нефелин | 14,55 | 4,97 | 0,80 | 4,4 |
| 7296 | Ромбен-порфир | Полевой шпат | 6,52 | 4,34 | 3,55 | 2,3 |
| 2154 | То же | То же | 9,41 | 3,81 | Не опр. | 3,8 |
| 2154 | » » | Основная масса породы | 6,15 | 6,01 | Не опр. | 1,54 |
| 7261 | Биотит-пироксеновый сиенит (массив Курга) | Полевой шпат | 7,32 | 4,15 | Не опр. | 2,65 |

* Определение щелочей проводилось методом пламенной фотометрии Ю. Б. Холиной. Определение CaO проводилось весовым методом С. Я. Кузнецовой.

** В атомных количествах.

циент агпаитности несколько ниже 1 и относятся к породам нормального ряда. Натрий преобладает над калием. В ромбен-порфирах, где нефелин отсутствует, наблюдается пониженное содержание щелочей. Коэффициент агпаитности ромбен-порфиров гораздо меньше единицы, закисная форма железа резко преобладает над окисной, дефицит кремнезема незначителен, по петрохимическому типу порода относится к пересыщенным глиноземом.

При метасоматическом изменении эффузивов возрастает количество щелочей, коэффициент агпаитности превышает 1, появляется эгириновая составляющая $\bar{c}$, возрастает степень окисления железа. Но в целом отличия невелики, что, по-видимому, обусловлено близостью исходного состава пород, подвергшихся изменению (щелочных эффузивов), и пород, под воздействием которых происходило замещение (нефелиновые сиениты массива).

Химический состав породообразующих минералов щелочных эффузивов изучен слабо. Нами произведены определения щелочей и кальция в нефелине и в полевом шпате из вкрапленников. Нефелин из фонолит-порфира отчасти гранулирован, содержание щелочей в нем низкое (табл. 5). Полевые шпаты из вкрапленников ромбен-порфиров имеют различный состав, но для них характерно преобладание натрия над калием. По химическому составу они относятся к кислым плагиоклазам, содержащим калий. Можно отметить их несомненное сходство с полевыми шпатами сенитов Кургинского массива; возможно, ромбен-порфиры являются эффузивными аналогами этих сенитов.

*Глава 3*

# ПОРОДЫ I ИНТРУЗИВНОЙ ФАЗЫ

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Среди пород I интрузивной фазы выделяются равномерно-зернистые нефелиновые сиениты, нефелин-гидросодалитовые сиениты, пойкилитовые гидросодалитовые сиениты и метаморфизованные нефелиновые сиениты (порфировидные, мелкозернистые и сиенит-порфиры). Основная масса пород I интрузивной фазы находится в коренном залегании и сосредоточена в краевых частях массива, между нижней зоной дифференцированного комплекса и вмещающей массив гранито-гнейсовой толщей; возможно, нефелиновые сиениты I интрузивной фазы подстилают породы комплекса уртитов — фойяитов — луявритов. Наиболее крупное тело пород I фазы, имеющее размеры $10 \times 0{,}5$ *км*, расположено у северо-западного склона массива (г. Аллуайв); несколько меньшее обособление этих пород находится в юго-восточной части массива (горы Суолуайв, Пункаруайв). Отдельные ксенолиты пород I интрузивной фазы в породах более поздних фаз встречаются по всей площади массива; размеры этих ксенолитов колеблются от метров до сотен метров. Объем, занимаемый породами I интрузивной фазы в изученной части Ловозерского массива, незначителен (около 5%), однако данные бурения позволяют предположить, что с глубиной роль этих пород может значительно возрасти.

Распространенность отдельных разновидностей пород I интрузивной фазы приведена в табл. 8. Преобладают нефелин-гидросодалитовые сиениты, слагающие крупное тело у подножья г. Аллуайв (в коренном залегании) и отдельные мелкие ксенолиты в породах комплекса уртитов — фойяитов — луявритов. Пойкилитовые гидросодалитовые сиениты встречаются вместе с нефелин-гидросодалитовыми сиенитами в коренном залегании, но чаще слагают отдельные ксенолиты, расположенные на более высоком гипсометрическом уровне, чем тела нефелин-гидросодалитовых разностей. Отдельные ксенолиты, разбросанные по всей площади массива, сложены равномернозернистыми и метаморфизованными нефелиновыми сиенитами. Большое количество ксенолитов этих пород сосредоточено в районах гор Сенгисчорр и Нинчурт.

Контакты пород I интрузивной фазы с вмещающими массив породами не вскрыты. Нами наблюдались лишь взаимоотношения мелкозернистых и порфировидных нефелиновых сиенитов с метаморфизованными щелочными эффузивами — фонолит-порфирами (р. Бухта, горы Нинчурт и Куамдеспахк); эти породы связаны постепенными переходами. В отдельных ксенолитах часто невозможно решить: имеем ли мы дело с сильно измененными эффузивами или с мелкозернистыми нефелиновыми сиенитами.

Соотношения нефелиновых сиенитов I интрузивной фазы с более молодыми породами проявлены вполне отчетливо. Наблюдаются резкие интрузивные контакты и эруптивные брекчии в породах дифференцированного комплекса и комплекса эвдиалитовых луявритов. Иногда ксенолиты пород I интрузивной фазы приурочены к мощным горизонтам фойяитов дифференцированного комплекса (г. Аллуайв).

Не совсем ясны соотношения пород внутри I интрузивной фазы. Нами наблюдались переходы равномернозернистых нефелиновых сиенитов в пойкилитовые гидросодалитовые сиениты на расстоянии нескольких десятков сантиметров (р. Муруай). Нефелин-гидросодалитовые сиениты могут приобретать пойкилитовую структуру и постепенно переходить в пойкилитовые гидросодалитовые сиениты (г. Аллуайв). Мелкозернистые и порфировидные нефелиновые сиениты имеют с названными выше породами либо резкие границы, либо постепенные переходы.

Породы I интрузивной фазы, в отличие от пород более молодых фаз, не обладают признаками первичной расслоенности. Согласно нашим исследованиям, некоторые разновидности луявритов, фойяитов, уртитов и пойкилитовых нефелиновых сиенитов, не содержащих гидросодалита, относимые другими авторами к I интрузивной фазе (Елисеев, Федоров, 1953; Буссен, Сахаров, 1958а), являются контактовыми разновидностями пород II и III интрузивных фаз.

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Породы I интрузивной фазы относятся к группе лейкократовых нефелиновых сиенитов, в которых значительную роль иногда играет гидросодалит. Отдельные разновидности пород лишены нефелина или содержат его крайне мало, являясь, по сути дела, сиенитами. Количественный минералогический состав пород приведен в табл. 6. Ниже дается описание главных групп пород I интрузивной фазы.

**Равномернозернистые нефелиновые сиениты** представлены средне- и крупнозернистыми разностями с величиной зерен 0,3—1 *см* (рис. 9). Породы сложены в основном K-Na полевым шпатом и нефелином, содержание нефелина невысокое и в некоторых разновидностях он вообще отсутствует, в подчиненных количествах встречаются щелочной амфибол, эгирин-диопсид, биотит, сфен. В некоторых разновидностях появляется гидросодалит, акцессорными являются апатит, ильменит, ловенит.

K-Na полевой шпат, слагающий основную массу породы, образует таблитчатые идиоморфные выделения, часто он идиоморфен даже по отношению к нефелину. В минерале наблюдаются довольно крупные пертитовые вростки, гаснущие одновременно, пертиты приурочены к направлениям $\bar{1}502$ и $\bar{1}10$, изредка встречаются простые двойники по бавенскому закону.

По терминологии А. С. Марфунина (1962) эта разновидность K-Na полевого шпата относится к промежуточному триклинному ортоклазу ($2V = -78$, $\perp$ 010 : $Ng = 6°$). Там, где в породе появляется гидросодалит, в полевом шпате возникают участки прозрачной разновидности, не содержащей пертитов. Прозрачный полевой шпат является образованием более поздним.

Нефелин образует крупные выделения, расположенные между лейстами K-Na полевого шпата, цвет светло-розовый, в отличие от нефелинов из других пород массива он не содержит включений игольчатого эгирина. Иногда по нефелину развивается канкринит.

Пироксен в этих породах представлен эгирин-диопсидом ($2V = 90°$; $c : Np = 20—25°$), образующим ксеноморфные зерна. Эгирин-диопсид замещается щелочным амфиболом, причем последний встречается также в виде самостоятельных ксеноморфных выделений. Для амфибола харак-

Таблица 6

**Количественный минералогический состав основных разновидностей пород I интрузивной фазы, объем. %**

| Минерал | Номер пробы | | | Метаморфизованные нефелиновые сиениты | |
|---|---|---|---|---|---|
| | 815 | 6466 | 816 | | |
| | Равномернозернистый нефелиновый сиенит * | Нефелин-гидросодалитовый сиенит ** | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит *** | | |
| | Долина р. Муруай | г. Аллуайв | Долина р. Муруай | г. Аллуайв | г. Пункаруайв |
| К-Na полевой шпат | 73,2 | 51,5 | 31,5 | 49,3 | 36,9 |
| Нефелин | 16,5 | 11,0 | 14,0 | 12,4 | 38,9 |
| Гидросодалит | 2,6 | 25,9 | 49,3 | — | 2,1 |
| Пироксен (эгирин и эгирин-диопсид) | 2,2 | 4,8 | 2,8 | 11,1 | 4,2 |
| Арфведсонит | 2,5 | 4,9 | 0,2 | 4,4 | 9,7 |
| Сфен | 2,7 | 0,9 | 2,0 | 1,3 | 0,9 |
| Рудный минерал | 0,1 | 0,6 | 0,1 | — | 0,5 |
| Апатит | Единичные зерна | 0,2 | 0,1 | 0,5 | 0,8 |
| Минералы группы вёлерита | 0,1 | 0,2 | Единичные зерна | — | — |
| Альбит, цеолиты | — | — | — | 20,7 | 5,8 |
| Биотит | 0,1 | Единичные зерна | — | — | 0,2 |
| Лампрофиллит | — | — | — | 0,3 | — |
| Источник | Настоящая работа | | | Н. А. Елисеев, Э. Е. Федоров (1953) | |

* Площадь шлифов 38 $см^2$.
** Площадь шлифов 25 $см^2$.
*** Площадь шлифов 44 $см^2$.

терен плеохроизм, в центральных частях зерен в коричневато-зеленых, а в краевых — в синевато-зеленых тонах. По щелочному амфиболу изредка развиваются чешуйки биотита.

Иногда в довольно значительных количествах присутствует сфен в виде ксеноморфных зерен. Он ассоциирует с рудным минералом и эгирин-диопсидом; при этом сфен замещает рудный минерал и содержит мелкие одновременно угасающие вростки эгирин-диопсида, возможно, являющиеся реликтами более крупных зерен. Из акцессорных минералов встречается минерал из группы велерита, по оптическим свойствам наиболее близкий к ловениту ($2V = 90°$, $Ng - Np = 0{,}040$, плеохроирует в коричневатых тонах, формула абсорбции $Ng > Np$). В виде мелких идиоморфных кристалликов присутствует апатит. Иногда появляется гидросодалит, развивающийся по границам зерен нефелина и полевого шпата и замещающий эти минералы.

Текстура породы массивная, структура — гипидиоморфно-зернистая.

**Нефелин-гидросодалитовые сиениты** представляют собой равномернозернистые породы с окраской от светло-серой до темно-серой и величиной зерна до 3 *мм*. Эти породы сложены теми же минералами, что и равномернозернистые нефелиновые сиениты, но в других соотношениях; здесь возрастает роль гидросодалита и несколько уменьшается содержание нефелина и полевого шпата. Иногда породы имеют пятнистую окраску, обусловленную скоплениями зерен гидросодалита и меланократовыми нефелин-амфиболовыми агрегатами.

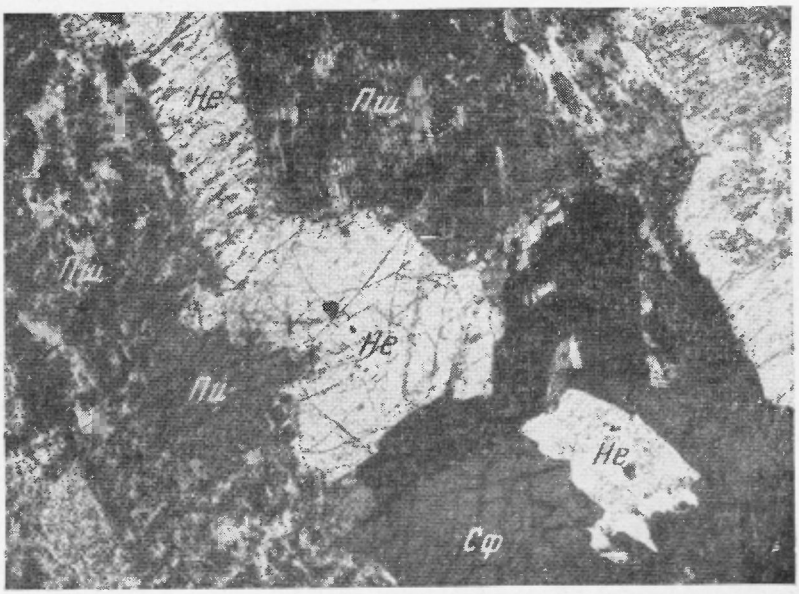



Рис. 9. Равномернозернистый нефелиновый сиенит. *Не* — нефелин, *Пш* — K-Na полевой шпат, *Пи* — пироксен. Увел. 25, с анализатором

K-Na полевой шпат встречается в двух разновидностях. Наиболее распространены таблитчатые выделения минерала, лишенные спайности, образующие, как правило, двойники по карлсбадскому закону. Пертитовые вростки в этой разновидности отсутствуют, угол оптических осей невелик ($2V = -46—52°$), ориентировку оптической индикатрисы определить не удалось, так как спайность выражена плохо. По величине угла оптических осей полевой шпат является переходной разновидностью от низкого санидина к высокому микроклину (Марфунин, 1962) и по внешнему виду напоминает полевой шпат из краевых зон сфен-амфиболовых нйолит-мельтейгитов. Другая разновидность полевого шпата встречается в подчиненном количестве и характеризуется более крупным размером зерен, спайностью по 001 и 010, отсутствием двойников, появляются очень тонкие пертитовые вростки по $\bar{1}502$. Оптические данные ($2V = -55—65°$; $\perp 010 : Ng = 15°$) позволяют отнести этот полевой шпат к «промежуточному микроклину». Он развит в участках породы, содержащих выделения гидросодалита. «Промежуточный микроклин» по отношению к первой разновидности K-Na полевого шпата ксеноморфен, по-видимому, образуется позже «высокого микроклина», в нем часто встречаются пойкилитовые зерна гидросодалита.

Нефелин также присутствует в виде двух разновидностей. Основная масса его выделений представлена вытянутыми по оси «С» зернами, имеющими неровные границы с полевым шпатом. Для этой разновидности нефелина характерны мелкие вростки пироксена по спайности, а также тонкие параллельные полосы, обогащенные газово-жидкими включениями и мельчайшими выделениями гидросодалита. Отдельные полосы пересекают соседние зерна нефелина и полевого шпата, а иногда располагаются концентрически вокруг выделений гидросодалита, что может свидетельствовать об образовании включений после кристаллизации заключающих их минералов. Вторая разновидность нефелина образует мелкие изометричные выделения в составе нефелин-амфиболовых агрегатов вытянутой копьевидной формы.

Гидросодалит встречается в виде скоплений и отдельных округлых зерен с неровными краями, иногда образует прожилки; часто содер-

жит мельчайшие вростки эгирина и пирротина. Выделения гидросодалита приурочены к стыкам зерен нефелина и полевого шпата, иногда наблюдается замещение этих минералов гидросодалитом.

Пироксен встречается в виде удлиненных призматических зерен, иногда образует скопления, чаще всего ксеноморфен по отношению к полевому шпату и нефелину. Для пироксена в этих породах характерна зональность, центральная часть зерен имеет зеленовато-коричневый цвет, слабо плеохроирует ($2V = +80°$; $c : Np = 35—40°$), по оптическим свойствам близок к эгирин-диопсиду с низким содержанием щелочного компонента. В краевых частях зерен в окраске преобладают зеленые тона, гораздо сильнее проявлен плеохроизм, увеличивается угол оптических осей и уменьшается угол угасания, пироксен становится более щелочным. Эгирин-диопсид замещается поздним эгирином, замещение происходит по трещинкам и в краевых частях зерен, вместе с эгирином выделяется мелкий флюорит. Мелкие скопления эгирина могут встречаться в породе самостоятельно. По эгирин-диопсиду развивается щелочной амфибол, близкий к арфведсониту. Щелочной амфибол более охотно замещает центральные части зерен пироксена, которые, как следует из оптических данных, наиболее обогащены магнием, железом и кальцием. Упоминавшиеся агрегаты нефелина и амфибола, в которых последний занимает около 70% объема, представляют продукты замещения биотита, выделившегося в породе на ранних стадиях кристаллизации и встречающегося иногда в виде реликтов.

Из акцессорных минералов отмечены сфен, рудный минерал, ловенит, апатит. Сфен и апатит часто ассоциируют с меланократовыми нефелин-амфиболовыми обособлениями. Кристаллы апатита часто заключены в нефелине; рудный минерал по краям замещается сфеном.

Текстура породы пятнистая или массивная, структура в разных участках различная, местами она гипидиоморфнозернистая, встречаются участки с пойкилитовой или аллотриоморфнозернистой структурами. Часто наблюдаются реакционные взаимоотношения между отдельными минералами, происходит замещение эгирин-диопсида и биотита эгирином и арфведсонитом, K-Na полевой шпат и нефелин замещаются гидросодалитом, появляются поздние газово-жидкие включения. Все это свидетельствует об интенсивно проявленных преобразованиях, которые мы склонны относить к процессам автометасоматоза, так как они затрагивают большие массы пород, находящихся в коренном залегании, интенсивность проявления этих процессов (особенно развитие гидросодалита) не зависит от близости к контактам с породами более поздних интрузивных фаз.

**Пойкилитовые гидросодалитовые сиениты** — крупнозернистые светло-серые породы, иногда приобретают темную окраску, благодаря гидротермальному изменению гидросодалита. Кристаллы полевого шпата (длиной до 4 *см*) содержат более мелкие (до 0,2 *см*) пойкилитовые включения гидросодалита, реже нефелина (рис. 10).

Из табл. 6, где приведен количественно-минералогический состав этой разновидности пород, видно, что главную роль в них играет гидросодалит, а количество полевого шпата уменьшается по сравнению с другими нефелиновыми сиенитами данного комплекса.

K-Na полевой шпат образует пластинчатые выделения, иногда он почти прозрачный с голубоватой призацией; хорошо выражена спайность по (001) и несколько хуже по (010). Содержит очень тонкие пертитовые вростки по ($1\bar{5}02$), их можно заметить только в сечениях, близких к $\perp 1\bar{5}02$. Присутствие этих пертитовых вростков и вызывает, очевидно, призацию, обычно не характерную для K-Na полевых шпатов. По оптическим свойствам ($2V = -60°$, $\perp 010 : Ng = 17°$) данный полевой шпат является «промежуточным микроклином» и близок к поздним полевым

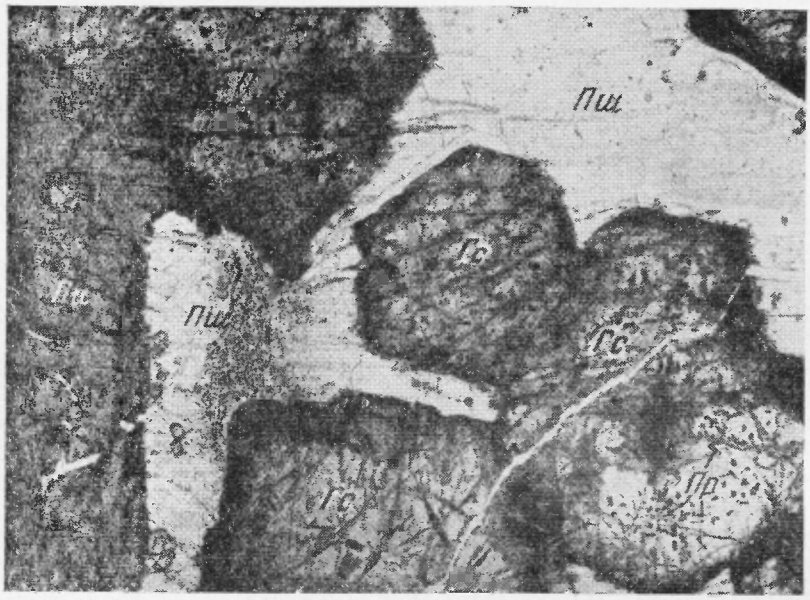



Рис. 10. Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит. *Гс* — гидросодалит, *Пш* — K-Na полевой шпат, *Пи* — пироксен, *Пр* — пирротин. Увел. 25, без анализатора

шпатам нефелин-гидросодалитовых сиенитов, а в разновидностях, переходных к равномернозернистым нефелиновым сиенитам, содержит реликты пертитового ортоклаза. Изредка в полевом шпате наблюдаются реликты нефелина и пироксена. Микроклин замещается гидросодалитом.

Нефелин образует крупные до 1 *см* зерна более или менее идиоморфные, иногда представлен пойкилитовыми включениями в полевом шпате; нефелин в этом типе пород не содержит игольчатых включений темноцветных минералов, замещается гидросодалитом и полевым шпатом.

Гидросодалит впервые встречен и описан из данной разновидности пород (Герасимовский и др., 1960). Он наблюдается в виде хорошо образованных кристаллов ромбододекаэдрического облика, иногда образует скопления и сростки зерен. Гидросодалит — изотропный минерал, спайность отсутствует, очень часто подвержен гидротермальным изменениям и приобретает темную окраску, содержит мелкие включения пирротина. Гидросодалит образует пойкилитовые включения в K-Na полевом шпате, иногда в пироксене и сфене. Изредка можно наблюдать замещение гидросодалитом полевого шпата и нефелина.

Пироксен из пойкилитовых гидросодалитовых сиенитов образует неправильные выделения, плеохроирует в зеленых тонах, относится к эгирин-диопсиду. Замещается зеленым щелочным амфиболом и биотитом.

Биотит образует мелкие пластинки на границах минеральных зерен, а также самостоятельные выделения. В некоторых разновидностях преобладает над другими темноцветными.

Сфен ассоциирует с ильменитом и эгирин-диопсидом. Изредка встречаются ловенит и апатит.

Текстура гидросодалитовых сиенитов массивная, структура пойкилитовая. Наблюдаются переходные разности пород от нефелин-гидросодалитовых сиенитов и равномернозернистых нефелиновых сиенитов к пойкилитовым гидросодалитовым. С увеличением содержания гидросодалита пойкилитовая структура проявляется все более отчетливо, что связано с перекристаллизацией и укрупнением кристаллов полевого шпата, пред-

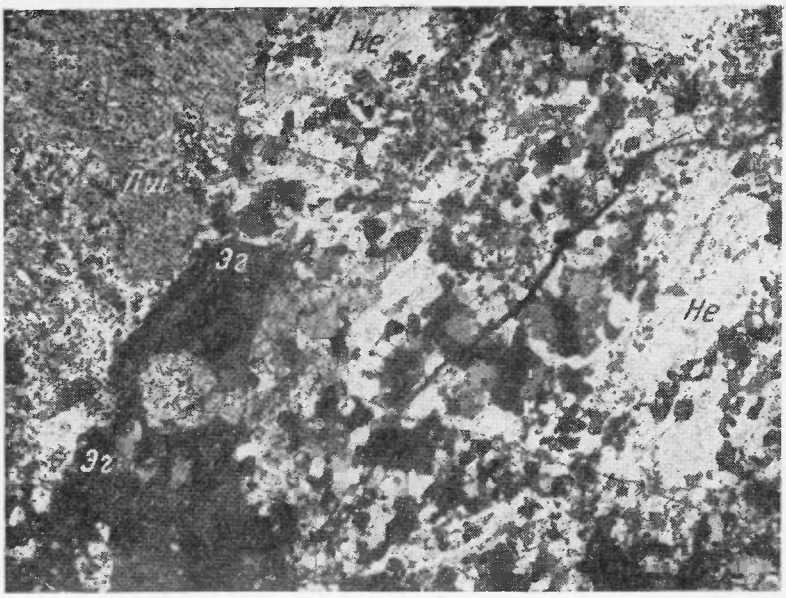



Рис. 11. Метаморфизованный нефелиновый сиенит. *Не* — нефелин, *Пш* — K-Na полевой шпат, *Эг* — эгирин. Увел. 30, с анализатором

ставленного в пойкилитовых породах лишенной пертитов разновидностью, которая корродирует пертитовый микроклин, нефелин и пироксен и в свою очередь частично замещается гидросодалитом. Это позволяет предположить, что образование пойкилитовых структур этих пород связано с глубокими автометасоматическими преобразованиями первичных минералов. Очевидно, не случайно ксенолиты этих пород в массиве наблюдаются на более высоких гипсометрических уровнях, чем тела нефелин-гидросодалитовых сиенитов, слабее измененных процессами автометасоматоза. Однако существует мнение о первичномагматическом характере описанных пойкилитовых структур, где гидросодалит является минералом, кристаллизующимся в первую очередь (Герасимовский и др., 1960).

**Метаморфизованные нефелиновые сиениты** (порфировидные, мелкозернистые и сиенит-порфиры) объединены нами в одну группу, так как в них в значительной степени проявлены процессы щелочного метасоматоза и перекристаллизации, сильно изменяющие первичный облик породы (рис. 11). Минералогический состав этих пород различен, о чем свидетельствуют минералогические подсчеты, приведенные в табл. 6.

Иногда встречаются безнефелиновые разности. Главные минералы в описываемой группе пород могут быть представлены тремя генерациями: минералы вкрапленников, минералы основной массы и минералы-новообразования.

Во вкрапленниках встречаются главным образом нефелин и K-Na полевой шпат, реже — эгирин-диопсид. Величина вкрапленников достигает 2 *см*, края их обычно зазубренные, внутри содержатся включения минералов основной массы и новообразования. Количество вкрапленников не превышает 20% от объема породы. В отдельных разновидностях они могут совсем отсутствовать.

Размер зерен минералов основной массы варьирует от десятых долей миллиметра до 0,5 *см*. Почти везде преобладает K-Na полевой шпат, образующий лейстовые выделения с вростками пертитов; спайность проявлена плохо ($2V = -76°$, $\perp 010 : Ng = 16°$), часто образует двойники по карлсбадскому закону.

Нефелин содержится в породе в подчиненном количестве, для него характерны изометричные выделения с включениями темноцветных минералов. В некоторых разновидностях нефелин отсутствует. Из темноцветных минералов наиболее характерны щелочной амфибол, близкий к арфведсониту, эгирин и редкий эгирин-диопсид; изредка наблюдается биотит, замещаемый амфиболом. Эти минералы образуют ксеноморфные выделения и агрегаты зерен. Из акцессорных встречается мелкий игольчатый апатит, а также сфен и рудный минерал, ассоциирующие с темноцветными. Характерны аллотриоморфнозернистые структуры; местами отчетливо проявлена бостонитовая структура.

Минералы, являющиеся новообразованиями, присутствуют в различных количествах. Их содержание может колебаться от 10 до 70%; в их числе необходимо отметить K-Na полевой шпат, нефелин, эгирин. Участки с новообразованиями особенно характерны для метаморфизованных нефелиновых сиенитов, однако они появляются и в равномернозернистых нефелиновых сиенитах, нефелин-гидросодалитовых и пойкилитовых гидросодалитовых сиенитах. Полевой шпат новообразований относится к микроклину, встречается в виде мелких изометричных выделений с зубчатыми пертитами в краевых частях зерен, замещает вкрапленники, приобретающие ситовидную структуру, а также развивается вдоль границ зерен в основной массе. Нефелин образует мелкие округлые выделения, свободные от вростков других минералов, и замещает как вкрапленники, так и основную массу. Эта разновидность нефелина развивается даже по гидросодалиту — позднему автометасоматическому минералу. Нефелин может образовывать гломеробластические скопления или агрегаты с K-Na полевым шпатом, изредка прожилки. Поздний эгирин образует радиально-лучистые агрегаты и сноповидные выделения в промежутках зерен, развивается по первичному эгирину и замещает щелочной амфибол.

Минералы-новообразования замещают первичные магматические минералы, однако минералогический состав и гранобластовая структура вторичных агрегатов, близкая к структуре изверженных пород, заставляют нас предполагать, что преобразования происходили в условиях довольно высоких температур и давлений и должны относиться к метасоматическому замещению в магматическую стадию. Изменениям благоприятствовало наличие зон дробления, в которых можно наблюдать перекристаллизованные тектониты: мелкозернистые нефелин-полевошпатовые породы с ленточным расположением темноцветных, эти образования занимают секущее положение, их контакты с вмещающими породами могут быть резкими и могут наблюдаться постепенные переходы. В щелочных эффузивах явления перекристаллизации весьма сходны с описанными выше, так как исходный состав эффузивов и пород I интрузивной фазы довольно близок.

Метасоматические преобразования нефелиновых сиенитов, очевидно, происходили еще до того, как интрузия пород I фазы была разобщена на отдельные разрозненные ксенолиты. Действительно, процессы метаморфизма по-разному проявлены в различных ксенолитах и интенсивность их проявления не зависит от формы, размеров и положения ксенолита. В одном и том же ксенолите можно наблюдать породы, в различной степени измененные, причем степень изменения нефелиновых сиенитов I интрузивной фазы не связана с контактовыми явлениями.

Изменения пород I интрузивной фазы на контакте со щелочными породами дифференцированного комплекса и комплекса эвдиалитовых луявритов значительно отличаются от разобранных выше процессов метаморфизма. Контактовые изменения заключаются в развитии призматического эгирина и полевого шпата, близкого к микроклин-изопертиту; образуются эвдиалит, лампрофиллит и лопарит, наблюдаются явления альбитизации и цеолитизации. Ширина контактовых зон не превышает 1—2 *м*.

## ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Химический состав пород и минералов I интрузивной фазы изучен в настоящее время еще недостаточно. Причину разнообразия состава пород мы видим в наложении процессов автометасоматоза или метасоматических изменений, проявленных в различной степени (см. табл. 11). Химический состав I интрузивной фазы приведен в табл. 7 и 8, их векторная диаграмма изображена на рис. 12.

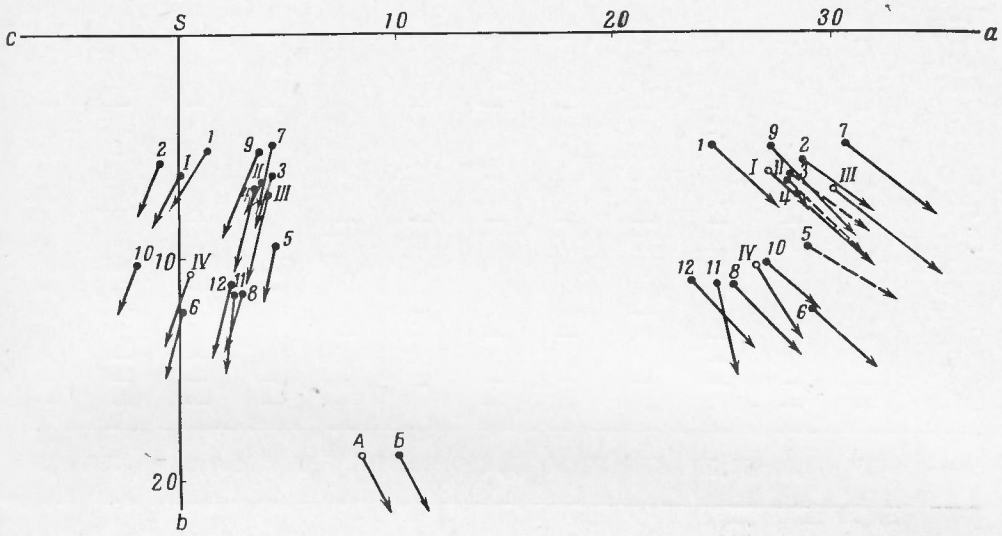



Рис. 12. Векторная диаграмма химических составов пород I интрузивной фазы. *А* — средние составы пород; *Б* — составы отдельных образцов (номера анализов, см. табл. 7 и 8)

Наименее измененными породами являются равномернозернистые нефелиновые сиениты и слабометаморфизованные разности порфировидных нефелиновых сиенитов. Эти породы обладают наиболее низким коэффициентом агпаитности ($\leqslant 1$), наименьшим дефицитом кремнезема ($Q$), для них характерно наиболее низкое отношение $\frac{Fe_2O_3}{FeO}$ и $\frac{Na_2O}{K_2O}$. По петрохимическому типу эти породы относятся к нормальному ряду, в них присутствует характеристика $c$. По химическому составу эти породы наиболее близки к щелочным эффузивам массива.

При процессах автометасоматоза с образованием пересыщенного щелочами минерала гидросодалита, перекристаллизацией пород и преобразованием равномернозернистых нефелиновых сиенитов в нефелин-гидросодалитовые и пойкилитовые гидросодалитовые сиениты возрастает роль натрия; значительно увеличивается коэффициент агпаитности, породы относятся к типу сильно пересыщенных щелочами, появляется эгириновая составляющая $\bar{c}$ и даже характеристика $n'$; возрастают дефицит кремнезема и степень окисления железа.

При широко распространенных гидротермальных изменениях этих пород происходит разрушение гидросодалита с образованием цеолитов и вынос из породы щелочей. В таких разностях характеристика $n'$ отсутствует.

Ассоциации минералов в автометасоматически измененных породах часто плохо увязываются с химическим составом, так как породы не являются равновесными. В этом случае в породах, сильно пересыщенных щелочами (имеющих характеристику $n'$), мы можем наблюдать эгирин-

Таблица 7

**Химические анализы пород I интрузивной фазы**

| Компоненты | Номера анализов | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| $SiO_2$ | 59,48 | 54,10 | 51,38 | 50,83 | 48,21 | 47,72 | 48,42 | 51,61 | 53,02 | 52,94 | 52,41 | 54,14 |
| $TiO_2$ | 1,08 | 0,97 | 1,34 | 1,38 | 1,04 | 0,60 | 0,69 | 1,56 | 1,85 | 1,39 | 2,02 | 1,90 |
| $ZrO_2$ | — | 0,23 | 0,22 | 0,22 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| $Al_2O_3$ | 18,23 | 21,66 | 20,27 | 20,41 | 21,06 | 20,30 | 21,31 | 18,87 | 19,66 | 19,96 | 18,38 | 17,51 |
| $Fe_2O_3$ | 2,15 | 1,33 | 2,91 | 2,42 | 3,05 | 4,50 | 3,22 | 6,63 | 3,40 | 5,95 | 8,08 | 4,05 |
| $TR_2O_3$ | — | — | — | — | — | — | — | 0,10 | — | — | — | — |
| FeO | 1,25 | 1,31 | 1,47 | 1,37 | 1,91 | 0,99 | 1,42 | 0,97 | 1,58 | 1,19 | 1,77 | 3,02 |
| MnO | 0,17 | 0,23 | 0,28 | 0,27 | 0,05 | 0,12 | 0,14 | 0,54 | 0,21 | 0,36 | 0,10 | 0,15 |
| MgO | 0,83 | 1,04 | 1,23 | 1,23 | 1,85 | 1,78 | 1,12 | 2,07 | 1,13 | 1,35 | 2,48 | 1,98 |
| CaO | 1,25 | 1,65 | 1,84 | 1,79 | 3,17 | 4,11 | 2,18 | 2,86 | 1,76 | 1,83 | 0,58 | 2,84 |
| BaO | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,12 | — | 0,09 | 0,10 |
| $Na_2O$ | 7,40 | 8,87 | 11,21 | 11,75 | 12,72 | 10,06 | 11,93 | 10,87 | 9,55 | 9,08 | 11,39 | 9,42 |
| $K_2O$ | 6,39 | 5,50 | 5,72 | 5,38 | 4,74 | 3,49 | 4,27 | 2,79 | 6,14 | 5,31 | 1,29 | 3,48 |
| $H_2O^+$ | 0,94 | 2,19 | 1,06 | 1,05 | 2,15 | 4,21 | 4,15 | 0,64 | — | — | — | — |
| $H_2O^-$ | 0,15 | 0,36 | 0,12 | — | 0,30 | 0,46 | — | 0,15 | 0,40 | 0,20 | 0,01 | 0,04 |
| П.п.п. | — | 0,23 | — | 0,29 | — | — | — | — | 0,60 | 0,68 | 0,58 | 0,66 |
| $P_2O_5$ | 0,43 | 0,36 | — | 0,34 | 0,02 | 0,48 | 0,07 | 0,54 | 0,63 | — | — | 0,92 |
| S | — | — | — | — | — | — | 1,06 | 0,03 | — | — | — | — |
| Cl | — | — | 0,05 | 0,15 | 0,27 | — | 0,04 | — | — | — | — | — |
| Сумма | 99,56 | 99,98 | 99,57 | 98,84 | 100,54 | 99,12 | 100,00 | 99,87 | 100,05 | 100,24 | 99,75 | 100,21 |
| $a$ | 24,5 | 28,5 | 27,9 | 28,2 | 28,9 | 29,0 | 30,7 | 25,4 | 27,1 | 26,9 | 24,7 | 23,6 |
| $c$ | 1,2 | $c=0,9$ | 4,2 | 3,7 | 4,5 | 0 | 4,3 | 2,9 | 3,8 | $c=1,0$ | 2,5 | 2,3 |
| $b$ | 5,0 | 5,8 | 6,4 | 7,2 | 9,6 | 12,3 | 5,1 | 11,3 | 5,1 | 10,2 | 11,3 | 11,0 |
| $s$ | 69,3 | 64,8 | 61,5 | 60,9 | 57,0 | 58,7 | 59,9 | 60,4 | 64,0 | 61,9 | 61,5 | 63,1 |
| $f'$ | 42 | 46 | $n'=30$ | $n'=38$ | $n'=25$ | 42 | 22 | 37 | 17 | 55 | 55 | 37 |
| $m'$ | 28 | 32 | 34 | 31 | 34 | 27 | 34 | 31 | 40 | 23 | 38 | 31 |
| $c'$ | 30 | 22 | 36 | 31 | 41 | 31 | 44 | 32 | 43 | 22 | 7 | 32 |
| $n$ | 62 | 71 | 69 | 72 | 76 | 81 | 77 | 80 | 70 | 75 | 92 | 78 |
| $-Q$ | 11,6 | 28,3 | 37,0 | 38,2 | 48,3 | 40,6 | 46,7 | 32,9 | 30,0 | 31,0 | 28,9 | 23,0 |
| $K_{агп}$ | 1,05 | 0,96 | 1,22 | 1,23 | 1,24 | 1,00 | 1,18 | 1,11 | 1,21 | 0,96 | 1,10 | 1,21 |
| Аналитик | Л. П. Воронина | С. Я. Кузнецова | | | Л. П. Воронина | Л. П. Воронина | В. А. Молева | Л. П. Воронина | В. А. Молева | Г. Н. Ермолин | Н. Х. Айдинян | В. А. Молева |
| Источник | Настоящая работа | | | | | | По материалам О. А. Воробьевой | Настоящая работа | О. А. Воробьева (1937) | | | |

1 — равномернозернистый нефелиновый сиенит, проба № 815, г. Муруай; 2 — равномернозернистый нефелиновый сиенит, проба № 2143, г. Старшемшахк; 3 — нефелин-гидросодалитовый сиенит, проба № 5816, г. Аллуайв; 4 — нефелин-гидросодалитовый сиенит, проба № 6466, г. Аллуайв; 5 — пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, проба № 816, р. Муруай; 6* — пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, проба № 817, р. Муруай; 7* — пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, среднее из 2 анализов; 8 — порфировидный нефелиновый сиенит, проба № 183, г. Аллуайв; 9 — порфировидный нефелиновый сиенит, г. Нинчурт; 10 — мелкозернистый нефелиновый сиенит, г. Нинчурт; 11 — сиенит-порфир, г. Нинчурт; 12 — сиенит-порфир, г. Нинчурт.

* Гидросодалит в породе гидротермально изменен.

Таблица 8

**Средние химические составы основных разновидностей пород I интрузивной фазы**

| Компоненты | Номера анализов | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | I | II | III | IV | V |
| $SiO_2$ | 56,79 | 51,10 | 48,56 | 52,87 | 51,39 |
| $TiO_2$ | 1,03 | 1,36 | 0,76 | 1,49 | 1,26 |
| $Al_2O_3$ | 19,94 | 20,34 | 21,14 | 19,58 | 20,39 |
| $Fe_2O_3$ | 1,74 | 2,67 | 3,52 | 4,81 | 3,43 |
| FeO | 1,28 | 1,42 | 1,45 | 1,67 | 1,49 |
| MnO | 0,20 | 0,27 | 0,11 | 0,25 | 0,22 |
| MgO | 0,98 | 1,23 | 1,48 | 1,98 | 1,39 |
| CaO | 1,45 | 1,82 | 2,93 | 1,72 | 2,00 |
| $Na_2O$ | 8,13 | 11,48 | 11,79 | 8,90 | 10,61 |
| $K_2O$ | 5,94 | 5,55 | 4,22 | 5,01 | 5,13 |
| $a$ | 27,0 | 28,1 | 29,9 | 26,5 | 2,4 |
| $c$ | 0,0 | 3,9 | 4,0 | 0,7 | 3,6 |
| $b$ | 6,4 | 6,7 | 7,1 | 10,7 | 6,0 |
| $s$ | 66,6 | 61,3 | 59,0 | 62,1 | 62,0 |
| $f'$ | 47 | — | 8 | 49 | 15 |
| $m'$ | 25 | 32 | 38 | 32 | 42 |
| $c'$ | 28 | 34 | 54 | 19 | 43 |
| $n'$ | — | 34 | — | — | — |
| $n$ | 67 | 71 | 78 | 72 | 73 |
| $-\overline{Q}$ | 20,8 | 37,5 | 43,2 | 39,9 | 36,4 |
| $K_{агп}$ | 1,00 | 1,22 | 1,14 | 1,03 | 1,13 |
| $\frac{Fe_2O_3}{FeO}$ | 1,22 | 1,73 | 2,20 | 2,61 | 2,10 |
| Распространенность пород внутри I интрузивной фазы, % | 5 | 45 | 20 | 30 | — |

I — равномернозернистые нефелиновые сиениты, два анализа; II — нефелин-гидросодалитовые сиениты, два анализа; III — пойкилитовые гидросодалитовые сиениты, четыре анализа; IV — метаморфизованные нефелиновые сиениты, девять анализов; V — средний состав I интрузивной фазы в современном эрозионном срезе (с учетом объемов пород), 17 анализов.

диопсид, весьма бедный щелочными компонентами, биотит и другие минералы, не характерные для агпаитовых нефелиновых сиенитов.

Средний химический состав пород I интрузивной фазы выведен с учетом объемов известных в настоящее время разновидностей. Средний состав I интрузивной фазы вряд ли может быть использован для широких петрологических построений, так как весь объем этих пород неизвестен, соотношения пород могут значительно измениться с глубиной; среди наблюдаемых нами пород в основном распространены автометасоматически и метасоматически измененные разности, первичномагматический характер пород значительно затушеван.

Проведены химические анализы некоторых породообразующих минералов из пород I интрузивной фазы (табл. 9, 10). Составы нефелинов и полевых шпатов из различных пород довольно близки. Для нефелинов

Таблица 9

**Содержание щелочей и кальция в нефелинах и полевых шпатах из пород I интрузивной фазы ***

| Минерал | Номер образца | Порода | $Na_2O$ | $K_2O$ | CaO | Na/K в атомных количествах |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Нефелин . . . . . | 815 | Равномернозернистый нефелиновый сиенит | 15,91 | 5,31 | 0,61 | 4,56 |
| Нефелин . . . . . | 816 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит | 16,51 | 5,06 | 0,57 | 5,0 |
| K-Na полевой шпат . . | 815 | Равномернозернистый нефелиновый сиенит | 5,46 | 8,81 | 0,32 | 0,95 |
| K-Na полевой шпат . . | 6466 | Нефелин-гидросодалитовый сиенит | 4,81 | 9,38 | 0,79 | 0,77 |
| K-Na полевой шпат . . | 816 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит | 5,35 | 9,28 | 0,24 | 0,87 |

* Щелочи определены методом пламенной фотометрии Ю. Б. Холиной. Кальций определен весовым методом С. Я. Кузнецовой.

Таблица 10

**Химический состав некоторых породообразующих минералов из пойкилитовых гидросодалитовых сиенитов I интрузивной фазы, %**

| Компоненты | Эгирин-диопсид, обр. 816 | Магнезиорибекит, обр. 1969 | Гидросодалит, 816 * |
|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 49,36 | 51,70 | 34,34 |
| $TiO_2$ | 1,55 | 2,30 | — |
| $Al_2O_3$ | 3,26 | 3,87 | 27,42 |
| $Fe_2O_3$ | 11,28 | } 15,77 | — |
| FeO | 4,20 | | — |
| MnO | 1,31 | 1,39 | — |
| MgO | 8,55 | 12,20 | — |
| CaO | 13,95 | 3,48 | 1,54 |
| $Na_2O$ | 4,20 | 5,80 | 28,00 |
| $K_2O$ | 1,05 | 1,30 | 0,15 |
| $H_2O^+$ | — | 1,50 | 5,74 |
| $H_2O^-$ | — | 0,50 | — |
| Cl | — | — | 2,20 |
| F | — | 1,80 | — |
| S | — | Не опр. | 1,18 |
| $-O=F_2$ | — | 0,76 | — |
| Сумма | 99,01 | 100,75 | 100,00 |
| Аналитик | С. Я. Кузнецова | Е. Н. Кошова | Л. П. Воронина |
| Источник | Настоящая работа | Л. Н. Когарко (1962) | В. И. Гераси-мовский и др. (1960) |

* Анализ пересчитан на 100% после вычитания 6,48% нерастворимого остатка.

характерно высокое Na/K отношение, приближающееся к 5. Значительно обогащены натрием полевые шпаты, представляющие по химическому составу промежуточные разности между альбитом и калиевым полевым шпатом. Несмотря на различие оптических свойств и морфологии полевых

шпатов из равномернозернистых нефелиновых сиенитов, нефелин-гидросодалитовых сиенитов и пойкилитовых гидросодалитовых сиенитов, их составы очень близки. Это, очевидно, может служить указанием на происхождение крупнокристаллических пойкилитовых структур пород в результате собирательной перекристаллизации в стадию автометасоматоза, под влиянием большого количества летучих ($H_2O$), содержащихся в этих породах.

Характерным минералом автометасоматически измененных пород I интрузивной фазы является гидросодалит. При полной структурной аналогии с обычным содалитом расчет химической формулы показывает, что соотношения между основными компонентами (Na, Al, Si) несколько иные, чем в содалите. Его формула имеет вид:

$$(Na_{9,58}Ca_{0,22}K_{0,03})_{9,83} \times (Al_{5,83}Si_{6,17})_{12}(O_{22,50}OH_{1,50})_{24}(OH_{1,36}S_{0,4}Cl_{0,22})_{1,98} \cdot 1{,}6H_2O$$

Амфибол из пойкилитовых гидросодалитовых сиенитов относится к щелочным разновидностям. Точно определить его не представляется возможным, так как двух- и трехвалентное железо в анализе определены вместе. Приближенная кристаллохимическая формула минерала, рассчитанная по И. Д. Борнеман-Старынкевич (1960), позволяет предположить, что он относится к группе магнезио-рибекита (Miyashiro, 1957):

$$(Na_{1,65}Ca_{0,54}K_{0,25})_{2.44}(Mg_{2.65}Mn_{0,18}Fe_{1,72}Al_{0,45})_5[Si_{7,54}Ti_{0,25}Al_{0,21})_8O_{22}] \times$$
$$\times (OH_{1,17}F_{0,83})_20{,}15H_2O.$$

Пироксен из пойкилитовых гидросодалитовых сиенитов по химическому составу относится к эгирин-диопсиду с формулой:

$$(Na_{0,31}K_{0,05}Ca_{0,58}Mg_{0,51}Mn_{0,04}Fe^{+2}_{0,13}Fe^{+3}_{0,33}Al_{0,09})_{2,04}(Si_{1,95}Ti_{0,05})_2O_6.$$

В составе пироксена преобладает диопсидовая молекула (50%), на жадеит-акмитовую приходится 35%; геденбергитовая и ферросилитовая молекулы находятся в подчиненном количестве (15%). Оптические данные позволяют предполагать, что химический состав пироксена в равномернозернистых нефелиновых сиенитах близок к вышеприведенному, а в нефелин-гидросодалитовых сиенитах роль жадеит-акмитовой молекулы должна быть еще меньше. На заключительных стадиях формирования породы в связи с резким изменением состава остаточной жидкости происходит ощелочение пироксена.

На основании данных о геологическом положении и вещественном составе пород I интрузивной фазы можно сделать ряд выводов относительно их происхождения.

1. Породы I интрузивной фазы образовались в результате кристаллизации магматического расплава. При этом формировались породы, по составу близкие к равномернозернистым нефелиновым сиенитам. Для них характерен низкий коэффициент агпаитности (близкий к 1 и ниже), небольшой дефицит кремнезема, низкая щелочность темноцветных, ассоциации минералов, характерные для миаскитовых нефелиновых сиенитов. Низкое содержание нефелина в этих породах и присутствие безнефелиновых разностей могут являться указанием на их генетическую связь с породами сиенитового ряда (ромбен-порфиры ловозерской свиты и сиениты Кургинского массива).

2. В породах I интрузивной фазы широко проявлена стадия автометасоматических изменений. Под воздействием щелочных натровых растворов происходит перекристаллизация первичных пород с образованием пойкилитовых структур. Нефелин и полевой шпат замещаются гидросодалитом. По эгирин-диопсиду в краевой зоне и по трещинам развивается более щелочной пироксен; биотит замещается агрегатом щелочного амфибола и нефелина. Таким образом формируются нефелин-гидросодалитовые и пой-

Таблица 11

**Соотношение эффузивно-осадочных образований ловозерской свиты и пород I интрузивной фазы**

| Тип пород | Ловозерская свита | | Породы I интрузивной фазы |
|---|---|---|---|
| | Основные эффузивы и вулканогенно-осадочные породы | Щелочные эффузивы | |
| Первичные породы | Пикрит-порфириты<br>Авгит-порфириты<br>Эссекситовые порфириты<br>Туфы, туфогенные сланцы<br>Осадочные образования:<br>глинистые и мергелистые сланцы, кварциты, песчаники | Ромбен-порфиры<br>Щелочные трахитовые порфиры<br>Фонолит-порфиры<br>Псевдолейцитовые порфиры<br>Туфы | Равномернозернистые нефелиновые сиениты |
| Автометасоматически измененные породы | | | Нефелин-гидросодалитовые сиениты и пойкилитовые гидросодалитовые сиениты |
| Метасоматически измененные породы | Роговики<br>Меланократовые нефелин-эгирин-амфиболовые породы («ийолиты», «мельтейгиты») | Метаморфизованные нефелиновые сиениты (мелкозернистые нефелиновые сиениты, порфировидные нефелиновые сиениты, метаморфизованные сиенит-порфиры) | |

килитовые гидросодалитовые сиениты. Благодаря процессам автометасоматоза значительно увеличивается коэффициент агпаитности пород.

3. Равномернозернистые нефелиновые сиениты и разновидности гидросодалитовых сиенитов подвержены метаморфизму, при котором происходят явления дробления минеральных зерен и образование новых генераций полевого шпата, нефелина, развитие агрегатов эгирина и арфведсонита, а иногда появление ассоциаций акцессорных минералов, характерных для агпаитовых пород: эвдиалита и лампрофиллита. Эти явления наблюдаются как в породах I интрузивной фазы, так и в щелочных эффузивах ловозерской свиты. В метаморфизованных породах также происходит увеличение коэффициента агпаитности.

4. Процессы автометасоматоза и метаморфизма приводят к появлению неравновесных минеральных ассоциаций, где один минерал замещается другим (эгирин — диопсид-эгирином, биотит — амфиболом, нефелин — гидросодалитом и др.).

*Глава 4*

# ПОРОДЫ II ИНТРУЗИВНОЙ ФАЗЫ

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Породы II интрузивной фазы [1] занимают по объему около 80% в доступной для изучения прямыми геологическими методами части Ловозерского плутона. Породы этой фазы вскрыты естественными обнажениями и буровыми скважинами по периферии массива на глубину свыше 1500 *м*.

Контакты щелочных пород II интрузивной фазы со вмещающей архейско-протерозойской толщей резкие. Исследования И. П. Тихоненкова и Р. П. Тихоненковой (1960) показали, что контактная зона комплекса имеет сложное строение и состоит из двух комплексов пород, слагающих полосу шириной от 1 до 90 *м*: комплекс контактовых пород и комплекс послемагматических пород. Эндоконтактовая фация первого из этих комплексов представлена мезократовыми массивными нефелиновыми сиенитами, пегматоидными нефелиновыми сиенитами и пегматитами, причем последние четко контактируют с фенитами экзоконтакта. Нефелиновые сиениты эндоконтактной фации характеризуются тем же парагенезисом породообразующих минералов, что и неизмененные породы дифференцированного комплекса (нефелин, микроклин, эгирин), однако имеют ряд текстурно-структурных особенностей. Для них типичны массивные и пегматоидные текстуры, шлировое распределение темноцветных минералов, пойкилитовая структура микроклина. Трахитоидность, присущая породам дифференцированного комплекса, отсутствует. Нефелиновые сиениты зоны эндоконтакта представлены мелано-фойяитами, фойяитами и ювитами. И. П. Тихоненков и Р. П. Тихоненкова (1960) отмечают значительное обогащение пород эндоконтактной фации эвдиалитом и наличие акцессорного манганильменита и энигматита.

Характерной чертой контактных процессов является образование комплекса послемагматических пород. Нефелиновые сиениты эндоконтактной фации подвергаются альбитизации и микроклинизации и нередко превращены в пегматоидные микроклиниты и альбититы.

Этот сложный инфильтрационно-метасоматический процесс, приводящий к формированию сиенитоподобных цирконсодержащих пород (микроклинитов и др.), И. П. Тихоненков и Р. П. Тихоненкова (1960) назвали послемагматической сиенитизацией.

Щелочные породы дифференцированного комплекса содержат ксенолиты эффузивно-осадочных образований ловозерской свиты. Эндоконтактные изменения нефелиновых сиенитов выражаются в некотором обогащении их нефелином, «возмущении» трахитоидности в луявритах и уменьшении зернистости пород.

[1] Породы II интрузивной фазы многие исследователи называют «дифференцированным комплексом».

Резкие контакты характерны для взаимоотношений пород описываемого комплекса с нефелиновыми сиенитами I интрузивной фазы.

И. В. Буссен и А. С. Сахаров (1958б) описывают жилы нефелиновых сиенитов дифференцированного комплекса, пересекающие ксенолиты пород I интрузивной фазы. Иногда зона эндоконтактных изменений достигает 3—5 *м* по мощности и представлена крупнозернистыми и пегматоидными меланофойяитами, фойяитами и уртитами. Эти разновидности нефелиновых сиенитов в основном характеризуются теми же структурно-текстурными особенностями, что и породы зоны эндоконтакта с гнейсами. Широко распространены пойкилитовые структуры полевых шпатов и темноцветных минералов, включающих кристаллы нефелина. Интенсивно развиты послемагматические изменения — канкринитизация, альбитизация и цеолитизация.

Хорошо выраженные интрузивные контакты характеризуют взаимоотношения пород II фазы интрузии с эвдиалитовыми луявритами III комплекса. Эвдиалитовые луявриты прорывают и срезают верхние горизонты нефелиновых сиенитов дифференцированного комплекса. Контактная поверхность обоих комплексов расположена на различной высоте и имеет волнистую конфигурацию.

Породы II интрузивной фазы на контакте с эвдиалитовыми луявритами почти не подвержены изменениям, за исключением маломощных альбитизированных зон. В эвдиалитовых луявритах И. В. Буссен и А. С. Сахаров (1958а) обнаружили огромные ксенолиты пород дифференцированного комплекса и на основании изучения положения контактной поверхности оконтурили «ареал прорыва» пород II фазы эвдиалитовыми луявритами. Эти факты окончательно решили вопрос о возрастных взаимоотношениях двух основных комплексов пород Ловозерского щелочного массива.

Дифференцированный комплекс нефелиновых сиенитов является уникальным примером стратифицированных интрузий. Он сложен четко выраженными слоями — горизонтами нефелиновых сиенитов различного состава и структуры (уртиты, ювиты, фойяиты, луявриты и некоторые более редкие породы), ритмично чередующимися в вертикальном разрезе пород. Мощность горизонтов колеблется от сантиметров до десятков метров, они достаточно хорошо выдержаны по простиранию и падению, а последовательность расположения горизонтов в разрезе сохраняется по всему периметру массива. Пласты слабо наклонены к центру массива (под углами до 15°). Слои щелочных пород иногда полностью огибают ксенолиты, в связи с чем отмечается обратное падение этих горизонтов пород от центра массива под крутыми (до 50°) углами.

Как правило, пласты щелочных пород нигде не пересекают друг друга, однако отмечаются единичные случаи пересечения фойяитов луявритами (р. Парганьйок) и луявритов уртитами (г. Аллуайв). Подобные взаимоотношения отмечались ранее А. А. Чумаковым (1947) и О. А. Воробьевой (1940). Эти случаи исключительно редки, однако создают большие трудности в трактовке последовательности кристаллизации пород комплекса, сильно затрудняя применение геологических критериев для решения подобной задачи.

В вертикальном разрезе комплекса выделяются ритмично повторяющиеся пачки пород, состоящие, как правило, из трех (сверху вниз: луяврит, фойяит, уртит) или двух (луяврит, фойяит) горизонтов нефелиновых сиенитов.

Замечательной особенностью строения дифференцированного комплекса является характер контактов между горизонтами. Только лишь контакт лежачего бока уртита с подстилающим луявритом является резким, переход уртита в луяврит происходит в зоне мощностью в несколько сантиметров. Все контакты между луявритами и фойяитами, а также фойяитами и

уртитами весьма постепенны, зона пород промежуточного состава составляет дециметры и метры.

К распространенным явлениям относится и «фациальная изменчивость» горизонтов щелочных пород по простиранию: фойяиты иногда переходят в полевошпатовые уртиты (ювиты) или в лейкократовые луявриты; эгириновые луявриты сменяются амфиболовыми и т. п. Отдельные горизонты нефелиновых сиенитов иногда раздваиваются или содержат существенно меланократовые или лейкократовые шлиры, состоящие из тех же породообразующих минералов, что и заключающие их породы. В лежачих боках уртитов и луявритов часто наблюдаются пластовые пегматиты.

Явления изменчивости строения отдельных горизонтов с учетом выклинивания и изменения состава пород по простиранию детально изучались Н. В. Ивановым (1960), И. В. Буссен и А. С. Сахаровым (1960а, б) и подробно ими описаны.

В целом порядок расположения пластов в пачке следует признать достаточно стабильным, хотя встречены и отдельные исключения. Например, на г. Паргуайв (рис. 13) горизонт уртита III-5 [1] располагается под луявритом, причем контакт висячего бока резкий. Довольно часто некоторые горизонты уртитов и ювитов на отдельных участках массива отмечаются внутри мощного горизонта фойяита (III-13 на г. Аллуайв), а мощный горизонт III-1 всегда располагается среди фойяитов. На г. Аллуайв отмечен даже случай, когда маломощный уртит из нижней зоны разреза подстилается и перекрывается луявритами, однако по простиранию этот горизонт не выдерживается.

По-видимому, единичные исключения не могут повлиять на общую закономерность:

1) последовательность чередования пород дает двухчленный ритм (снизу) фойяит — луяврит или трехчленный ритм (снизу) уртит — фойяит — луяврит;

2) сравнительно резкий контакт наблюдается только между уртитом и подстилающим его луявритом.

Ритмичная толща щелочных пород обладает рядом интересных особенностей геологического строения, причем разные исследователи приводят различные подразделения в вертикальном разрезе пород. Так, Р. М. Яшина выделяет «зоны», Н. В. Иванов (1960) — «ритмы» и «единицы ритмов», а геологи Ловозерской экспедиции Министерства геологии СССР (Атаманов и др., 1961) — «серии» и «зоны». Все эти классификации основываются на различной степени дифференциации нефелиновых сиенитов в отдельных участках разреза и соотношениях меланократовых и лейкократовых пачек.

Нам представляется наиболее целесообразным сохранить классификацию Р. М. Яшиной, выделившей в вертикальном разрезе три зоны (верхнюю, среднюю, нижнюю), резко различающихся по своему геологическому строению.

**Верхняя зона** повсеместно вскрыта естественными обнажениями и наиболее хорошо изучена. Эта зона представлена преимущественно лейкократовыми породами (на 70—80%) и хорошо дифференцирована. Верхняя ее часть сложена 3—5-трехчленными пачками пород. Самая верхняя пачка пород («нулевые горизонты») часто срезана породами комплекса эвдиалитовых луявритов. В разрезе выделяются мощные фойяиты с шестью горизонтами луявритов (из них три амфиболовых) и двумя горизонтами уртитов II-4 и II-5. Мощный горизонт уртитов (II-5) является условной нижней границей верхней зоны.

[1] Для удобства геологической привязки образцов мы применяем номенклатуру маркирующих горизонтов по системе Ловозерской экспедиции Министерства геологии СССР (Атаманов и др., 1961).

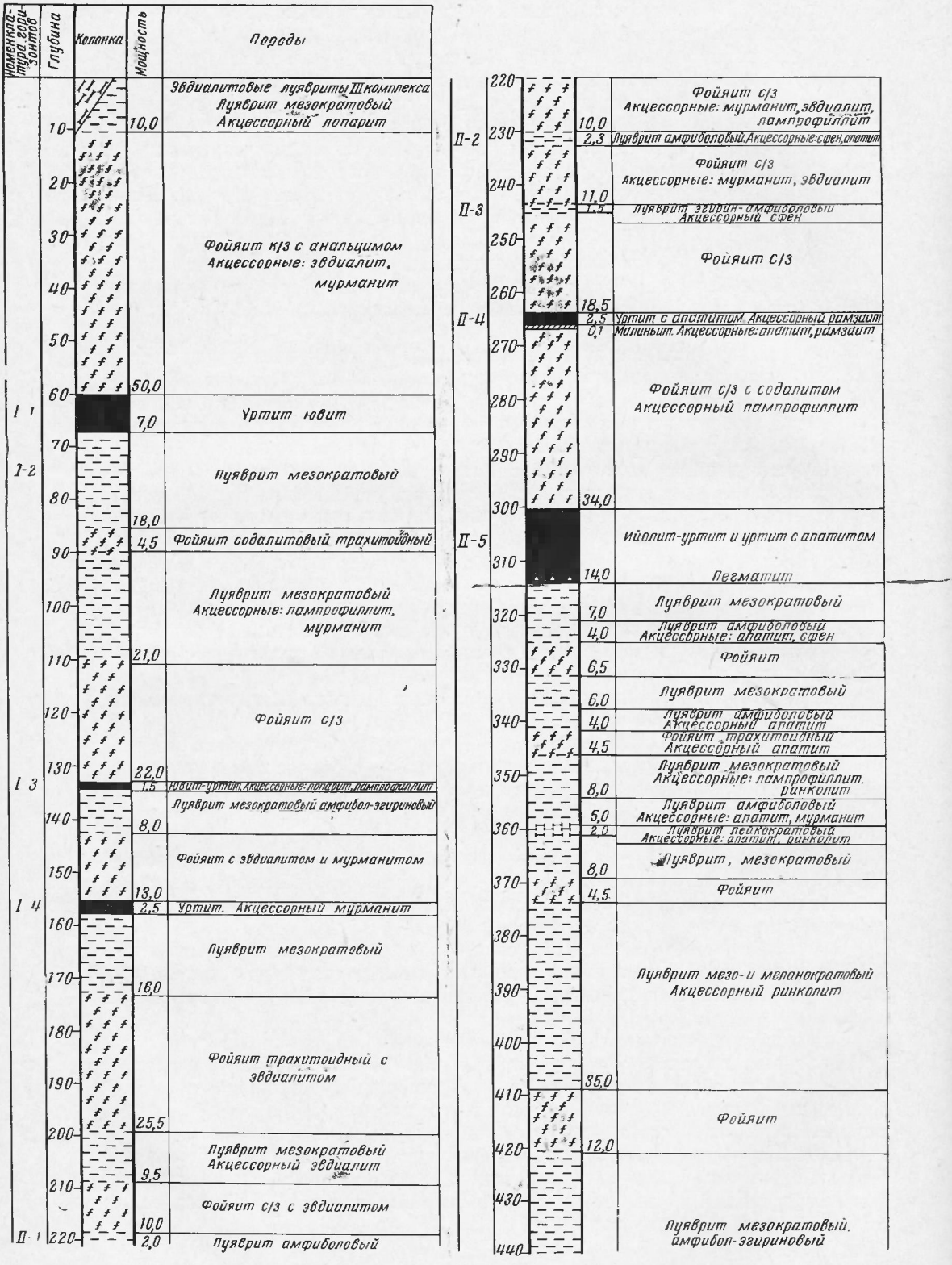
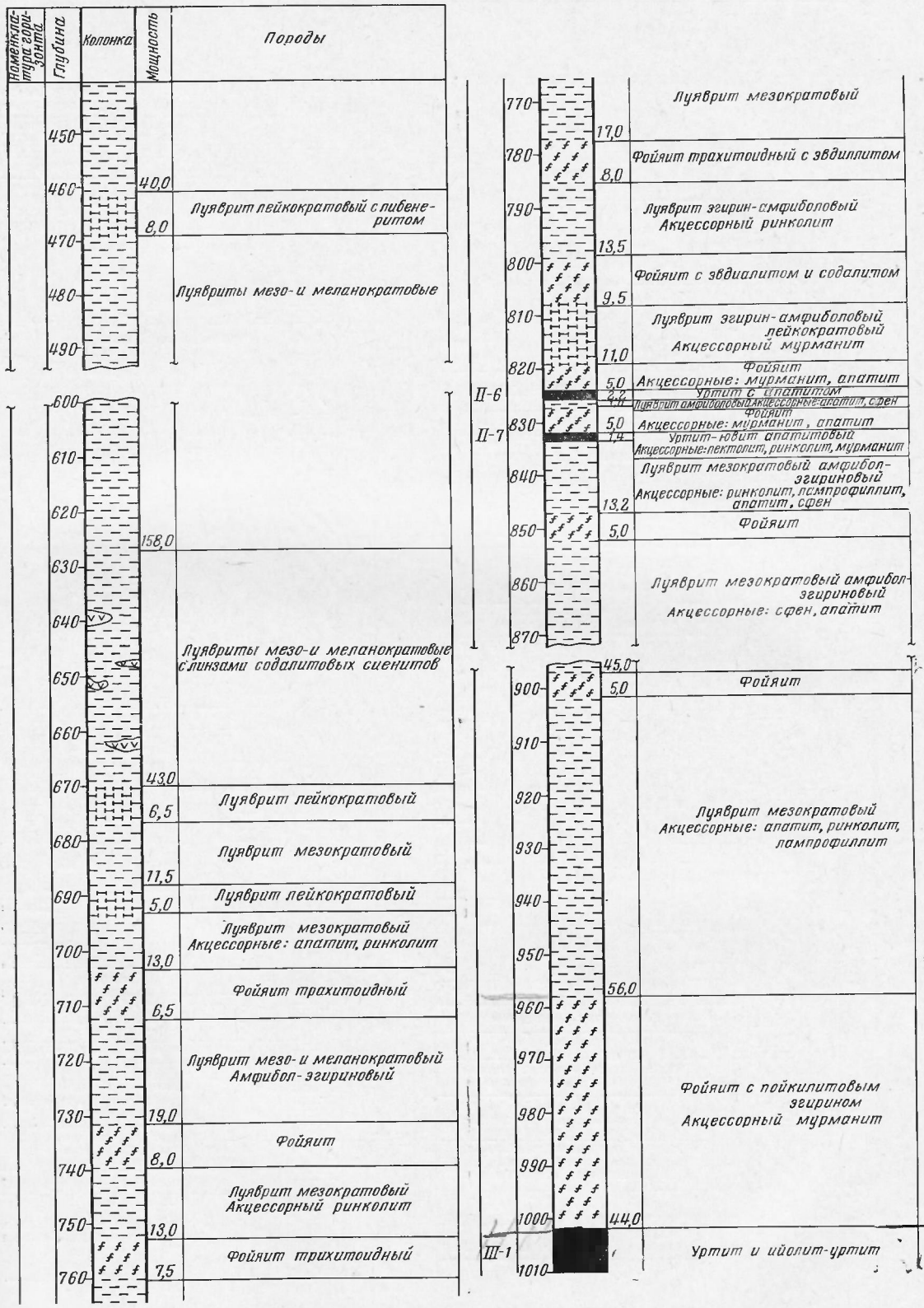



Рис. 13. Вертикальный разрез пород II интрузивной фазы
ков В. П. по материалам Я. М. Фейгина и др. (буровые
Я. М. Фей




в юго-западной части Ловозерского массива. Составил Волскважины) и В. И. Герасимовского, А. И. Полякова и гина (1961) (см. продолжение рис. на пол. 46)

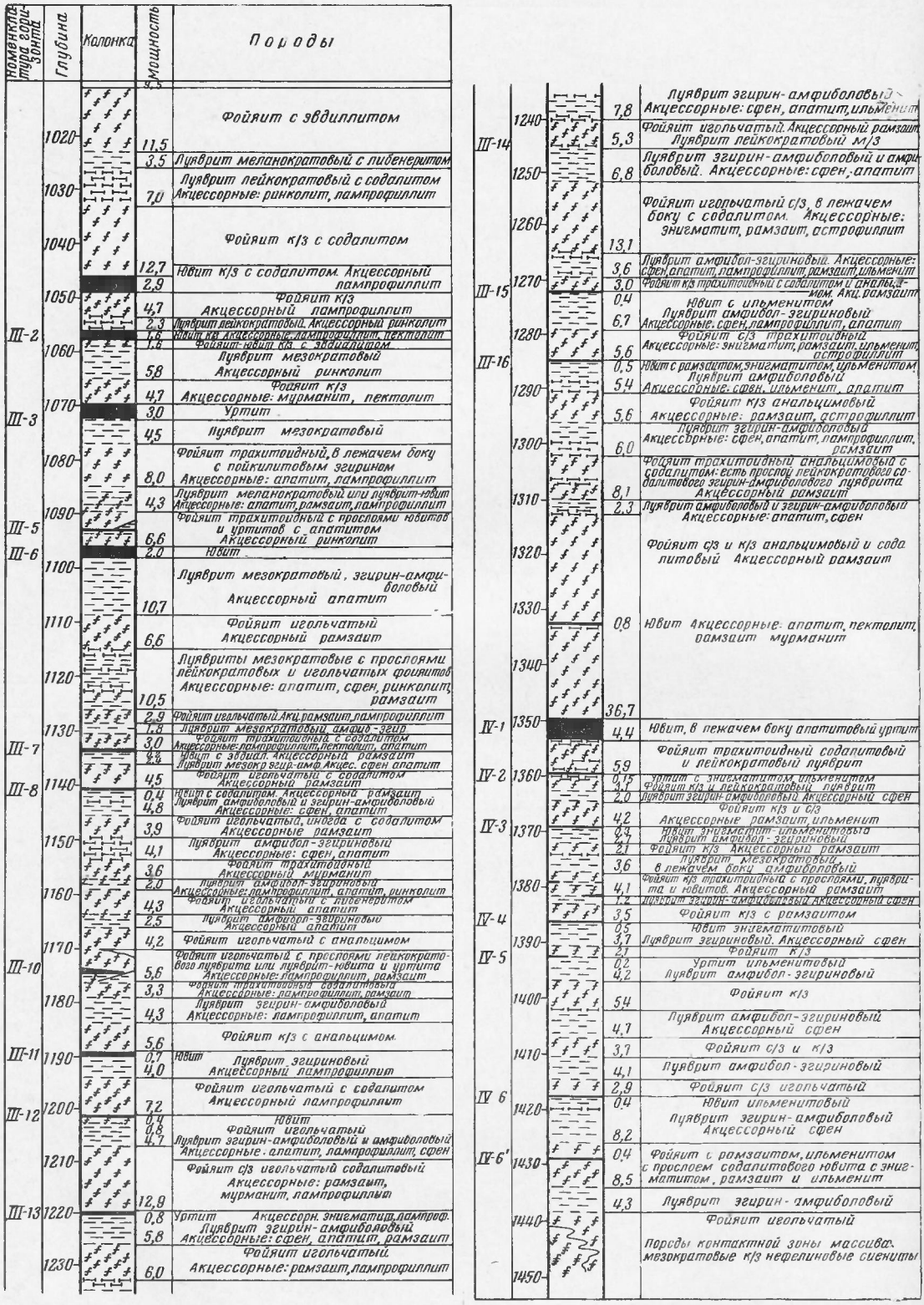



Рис. 13 (продолжение)

Таким образом, верхние горизонты данной зоны представлены трехчленными ритмами пород, а нижние — двухчленными, причем в низах разреза преобладают лейкократовые разности пород. Мощность пород верхней зоны колеблется от 180 *м* в восточной части массива (г. Куамдеспахк) до 370 *м* на северо-западе (т. Аллуайв-Карнасурт). Из данных, приведенных в табл. 12, следует, что в самом маломощном разрезе на г. Куамдеспахк несколько возрастает роль лейкократовых пород — фойяитов и уртитов. Сопоставлением разрезов установлено, что при увеличении мощности всего разреза происходит примерно пропорциональное увеличение мощности отдельных горизонтов, особенно в трехчленных пачках пород.

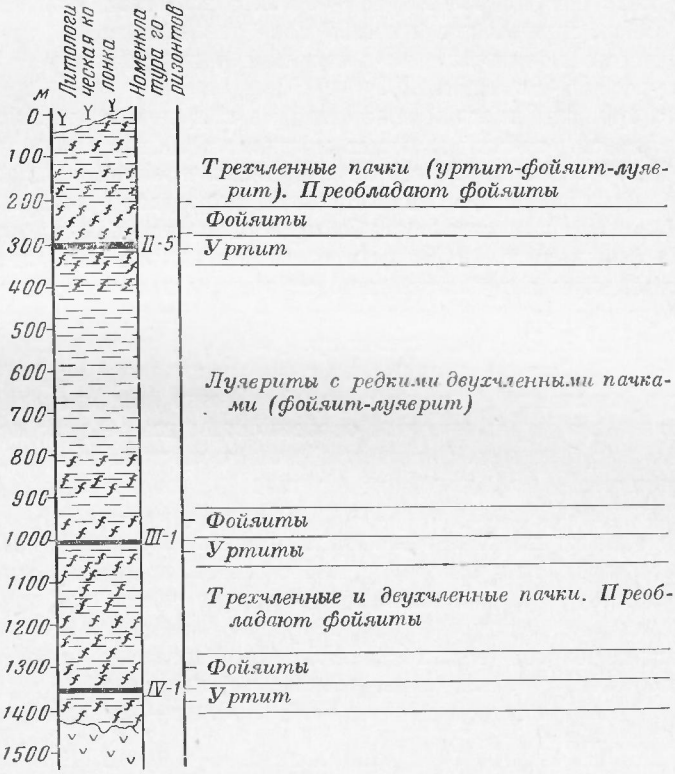



Рис. 14. Схема ритмов в вертикальном разрезе пород II интрузивной фазы

**Средняя зона** также известна давно, ее полный разрез прослежен на северо-западном участке массива (г. Аллуайв), на горах Паргуайв, Страшемпахк и др. Это монотонная толща луявритов с редкими и маломощными прослоями фойяитов и уртитов. Общая мощность пород зоны достигает 640—670 *м*, причем роль лейкократовых пород повышается вместе с уменьшением мощности разреза, аналогично отмеченному для верхней зоны. Нижней условной границей зоны является контакт луяврита с мощным крупнозернистым фойяитом над уртитом III-1 (рис. 13, 14).

В верхней части разреза пород средней зоны выделяется ряд двухчленных пачек типа фойяит — луяврит. Подобные пачки характерны и для нижней трети разреза, причем здесь повсеместно прослежены два горизонта апатитовых уртитов (II-6 и II-7). Вся средняя часть разреза (свыше 300 *м*) и самая нижняя (около 100 *м*) представлены мезократовыми и меланократовыми эгириновыми луявритами, среди которых слабо намечен ритм: меланократовый луяврит (мезократовый луяврит) — лейкократовый луяврит (трахитоидный фойяит).

К средней и верхней части разреза пород зоны приурочены (горы Киткньюн и Страшемпахк) линзовидные и пластообразные тела пойкили-

товых содалитовых сиенитов и тавитов. А. И. Поляков и Е. В. Костецкая (1965) считают, что они генетически связаны с нефелиновыми сиенитами дифференцированного комплекса.

Породы **нижней зоны** дифференцированного комплекса выходят на поверхность только в районе г. Паргуайв[1], где прослежен разрез пород мощностью свыше 250 *м*, обнаруженный еще в 1938 г. В. И. Герасимовским (1947). Буровые работы, проведенные Ловозерской экспедицией Министерства геологии СССР в 1959—1961 гг. на участках Аллуайв, Паргуайв и Ангвундасчорр, вскрыли самые глубокие горизонты пород нижней зоны на глубину свыше 600 *м*. Мощность разреза нефелиновых сиенитов нижней зоны достигает на г. Аллуайв 600 *м*, а на участке р. Тавайок (Паргуайв) — 480 *м*, причем и в нижней зоне уменьшение мощности разреза коррелируется с некоторым возрастанием роли лейкократовых пород — фойяитов и уртитов (см. табл. 12).

Нижняя граница нижней зоны еще не вскрыта, а верхней границей условно является верхний контакт мощного фойяита над уртитом III-1 (см. рис. 13, 14). Все пробуренные скважины пройдены недалеко от контакта массива со вмещающими гнейсами и породами I комплекса, поэтому можно наблюдать, как самые глубокие горизонты нефелиновых сиенитов обогащаются эвдиалитом, сфеном и темноцветными минералами, приобретают пегматоидную и пойкилитовую структуру и постепенно переходят в мезократовые пегматоидные нефелиновые сиениты контактной зоны массива. По данным А. В. Атаманова и др. (1961), часть подобных пойкилитовых ювитов и фойяитов принадлежит к нормальному разрезу дифференцированного комплекса («пятая серия»), однако нам представляется, что по минералого-петрографическим особенностям их следует отнести к породам зоны эндоконтакта. Самые глубокие горизонты нижней зоны насыщены ксенолитами нефелиновых сиенитов I интрузивной фазы; часто встречаются разнообразные пегматиты.

В разрезе пород нижней зоны прежде всего выделяются две лейкократовые пачки пород, сложенные крупнозернистыми фойяитами, ювитами и уртитами. Одна из них слагает самую верхнюю часть разреза (мощность 150—200 *м*) и вмещает уртитовые горизонты III-1 и III-2, а другая расположена в низах разреза (мощность около 60 *м*) и включает горизонты уртитов IV-1 и IV-2. Остальная часть разреза пород нижней зоны представлена двух- и трехчленными пачками типа фойяит — луяврит и ювит (уртит) — фойяит — луяврит.

Характерна сравнительно небольшая мощность отдельных пластов фойяитов и луявритов (обычно 5—8 *м* и меньше). Что касается уртит-ювитов, то насчитывается 22 маркирующих горизонта этих пород, однако мощность большинства из них колеблется от 0,1—0,2 до 0,8—1,0 *м*. Уртиты, залегающие среди упомянутых мощных лейкократовых пачек пород, имеют большую мощность (III-1 — около 10 *м*, IV-1 — около 6 *м*). Для маломощных уртитов характерно непостоянство состава, иногда постепенные переходы в фойяиты, т. е. в этом случае они просто выпадают из разреза (например, III-4, III-10, IV-2 и др.). Вообще, породам нижней зоны присущи значительные изменения состава отдельных горизонтов по простиранию: фойяиты сменяются лейкократовыми луявритами, ювиты — фойяитами и т. п. Именно в нижней зоне наблюдаются отдельные исключения в порядке расположения слоев в «элементарной пачке» пород. На г. Аллуайв в разрезе нижней зоны выявлены своеобразные мелкозернистые трахитоидные породы — луяврит-ювиты. Они занимают, как правило, совершенно определенное место в пачке, слагая переходную зону между фойяитами (снизу) и луявритами (сверху).

[1] Незначительные выходы самых верхних горизонтов нижней зоны (до горизонта уртитов III-2) по мощности около 100 *м* имеются по ключу Лопаритовому на г. Аллуайв.

Таблица 12

**Количественные соотношения пород II интрузивной фазы по зонам вертикального разреза в различных участках массива ***

| Зона вертикального разреза | | Суммарная мощность пород, м | Уртиты | | Фойяиты | | Луявриты | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | мощность, м | % | мощность, м | % | мощность, м | % |
| Верхняя | г. Аллуайв | 373,1 | 50,9 | 13,6 | 215,2 | 57,7 | 107,0 | 28,7 |
| | р. Тавайок | 314,4 | 27,6 | 8,8 | 198,5 | 63,1 | 88,3 | 28,1 |
| | г. Вавнбед | 266,7 | 30,2 | 11,3 | 148,0 | 55,5 | 88,5 | 33,2 |
| | г. Куамдеспахк | 178,7 | 26,5 | 14,8 | 114,6 | 64,1 | 37,6 | 21,1 |
| Средняя | г. Аллуайв | 673,9 | 4,1 | 0,6 | 43,6 | 6,5 | 626,2 | 92,9 |
| | р. Тавайок | 643,3 | 3,6 | 0,6 | 87,0 | 13,5 | 552,7 | 85,9 |
| Нижняя | г. Аллуайв | 600,0 | 35,4 | 5,9 | 316,2 | 52,7 | 248,4 | 41,4 |
| | р. Тавайок | 480,8 | 28,9 | 6,0 | 289,6 | 60,2 | 162,3 | 33,8 |
| | В среднем | 1540,0 | 77,0 | 5,0 | 647,0 | 42,0 | 816,0 | 53,0 |

* При составлении разрезов использованы материалы Ловозерской экспедиции Госгеолкома СССР (Атаманов и др., 1961).

Нижняя зона дифференцированного комплекса по своему морфологическому плану в вертикальном разрезе весьма сходна с верхней (высокая степень дифференцированности, наличие мощных лейкократовых пачек фойяитов с уртитами). Однако ее отличают гораздо большая сложность структуры, проявляющаяся в увеличении числа «элементарных пачек» пород, и усложнение их строения и вещественного состава.

Таким образом, в вертикальном разрезе ритмически слоистого дифференцированного комплекса отчетливо выделяются верхняя и нижняя зоны общей мощностью свыше 1000 *м*, характеризующиеся высокой степенью дифференциации и преобладанием лейкократовых пород (фойяиты, уртиты, ювиты). Средняя зона на 90% сложена очень слабодифференцированной толщей луявритов. Для всех зон характерно увеличение роли лейкократовых пород с уменьшением мощности разреза в целом. Наиболее полные разрезы прослежены на г. Аллуайв и в районе р. Тавайок, согласно этим данным (см. табл. 12, рис. 13), мы принимаем среднюю мощность пород комплекса в 1540 *м*, причем из них уртиты составляют примерно 5%, фойяиты — 42% и луявриты — 53%.

Отличительными чертами геологического строения комплекса являются:

1) выдержанность последовательности расположения пород в двух- и трехчленных «элементарных пачках» (снизу вверх: уртит — фойяит — луяврит и фойяит — луяврит);

2) наличие резких контактов только между уртитом и подстилающим его луявритом;

3) относительная корреляция мощности отдельных горизонтов с мощностью пачки в целом (по сравнению с пачками пород нижней и верхней зон), а в более общем плане — мощности разреза с мощностью лейкократовых пачек;

4) определенная симметричность строения комплекса, проявленная в наличии хорошо дифференцированных верхней и нижней зон, в противоположность слабо расслоенной средней зоне, а также в чередовании лейкократовых мощных пачек (вмещающих уртиты I-1, II-5, III-1, IV-1) с более тонко расслоенными пачками пород мезо-меланократового состава (см. рис. 14);

5) для всех горизонтов нефелиновых сиенитов характерно слабонаклонное к центру массива залегание и почти полное отсутствие взаимных пересечений.

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Детальное петрографическое описание пород II интрузивной фазы приводится в работах О. А. Воробьевой (1937), Н. А. Елисеева и др. (1938). В 1957—1961 гг. буровыми работами Ловозерской экспедиции Министерства геологии СССР была вскрыта нижняя зона комплекса, петрографический состав которой изучался нами, а также сотрудниками ЛГИ (Н. В. Иванов и др.).

В строении дифференцированного комплекса принимают участие три петрографических типа пород — уртиты, фойяиты и луявриты, связанных друг с другом постепенными переходами. Последнее обстоятельство, а также то, что в породах рассматриваемого комплекса ряд акцессорных и второстепенных минералов нередко играет роль породообразующих, приводит к выделению свыше 20 петрографических разностей. Во избежание излишних повторений, мы не описываем все разновидности пород отдельно, тем более что по петрохимическим и генетическим признакам можно выделить лишь три типа нефелиновых сиенитов комплекса — уртиты, фойяиты и луявриты.

### Группа уртитов

Породы группы уртитов наименее распространены (5% объема пород II интрузивной фазы), однако их горизонты, как правило, хорошо выдержаны по простиранию и являются маркирующими. Уртиты обычно располагаются в трехчленной пачке и имеют постепенный контакт с вышележащим фойяитом и резкий (зона перехода составляет доли сантиметра или несколько сантиметров) с нижележащим луявритом. Наиболее мощные пласты уртитов (II-5, III-1) залегают среди фойяитов. Максимальное число уртитовых горизонтов приурочено к сильно дифференцированной нижней зоне, однако некоторые прослои по простиранию выклиниваются, иногда переходят в фойяиты.

Макроскопически уртиты — массивные серовато-зеленые крупнозернистые и среднезернистые анхимономинеральные нефелиновые породы. Широко распространены полевошпатовые уртиты, получившие название ювитов [1]. Разновидность, переходная по составу к фойяитам, обычно называется фойяит-ювитом, а к луявриту — луяврититом. Последняя представляет полевошпатовый трахитоидный ийолит-уртит. Собственно ийолит-уртиты весьма редки, к ним можно отнести крупнозернистые породы горизонта II-5, часто обогащенные эгирином.

Помимо изменений соотношения породообразующих минералов — полевого шпата, нефелина и эгирина, в уртитовых горизонтах происходит локальное, но весьма заметное обогащение рядом второстепенных и акцессорных минералов. Так, для нижней зоны весьма характерны содалитовые и манган-ильменит-энигматитовые уртиты и ювиты, а горизонты II-7 и IV-1 содержат до 15% апатита. Количество указанных второстепенных минералов в наиболее обогащенных ими прослоях уртитов составляет обычно 15—30%.

Давно показано (Воробьева, 1937; Елисеев и Федоров, 1953), что распределение минералов в одном горизонте уртита всегда отвечает единой закономерности: висячий бок, как правило, обогащен микроклином, порода постепенно переходит в фойяит-ювит и фойяит, а в лежачем боку концентрируются темноцветные (обычно эгирин и энигматит), а также сода-

[1] Это название не соответствует общепринятой петрографической терминологии, однако стало традиционным для пород массива.

лит и акцессорные минералы — апатит, лопарит, эвдиалит. В лежачем боку уртитовых горизонтов часто залегают пластовые пегматиты.

Структура пород группы уртитов обычно панидиоморфнозернистая и гипидиоморфнозернистая, полевые шпаты и эгирин включают пойкилитические кристаллы нефелина. Переходные разности пород приобретают другие морфологические признаки: луяврититы — трахитоидную текстуру. Особый структурный рисунок отмечается в апатитовых уртитах, где скопления идиоморфного апатита образуют своеобразные «флюидальные потоки».

Кроме нефелина, микроклин, эгирин, содалит, апатит, энигматит и эвдиалит иногда являются породообразующими минералами уртитов. К второстепенным и акцессорным минералам относятся: арфведсонит, лопарит, мангано-ильменит, рамзаит, астрофиллит, мурманит, лампрофиллит, ринколит, пектолит, сфен, пирротин. Кроме того, развит целый комплекс вторичных минералов: натролит, альбит, анальцим, канкринит, вторичные цирконосиликаты (ловозерит, катаплеит, келдышит, цирфесит).

Нефелин уртитов обычно обладает совершенным идиоморфизмом. Его квадратные изометричные зерна слагают зачастую почти 90% породы. Отчетливо выделяются два морфологических типа нефелина.

1. Нефелин, обильно проросший мелкими кристалликами эгирина и содержащий каплевидные и червеобразные слабоанизотропные включения с показателем преломления $< 1.54$. По-видимому, это — газово-жидкие включения, описанные для нефелинов из пегматитов Вишневых гор (Бурьянова, 1948) и пород Хибинского массива (Икорский, 1962; Закржевская, 1963, 1964). Иголочки почти бесцветного эгирина иногда беспорядочно располагаются в центральной части зерна.

2. Нефелин, свободный от включений эгирина и других минералов, обнаруживает довольно четкую зональность. Периферическая часть кристалла имеет более высокое двупреломление и меньший показатель преломления, чем центральная часть, границы между зонами часто неправильные. В соответствии с данными Бэннистера и Хея (Bannister, Hey, 1931) о прямой связи между содержанием калия и величиной показателя преломления, периферические части кристаллов нефелина относительно обогащены натрием. Наиболее мощные горизонты уртитов (II-5 и III-1) сложены в основном чистым зональным нефелином; есть случаи, когда один и тот же горизонт (I-1) на разных участках массива содержит нефелин различного типа.

Нефелин нередко образует кристаллы в крупных выделениях эгирина и других цветных минералов (энигматит, эвдиалит, арфведсонит), а также микроклина. Между микроклином и нефелином обычны коррозионные взаимоотношения, наблюдается и явное замещение нефелина микроклином и изредка темноцветными минералами. Часто нефелин замещается содалитом, однако можно наблюдать и почти одновременное выделение обоих минералов. Кроме того, чрезвычайно распространено замещение нефелина мелкочешуйчатым и листоватым натролитом, реже — поздним анальцимом и канкринитом.

K-Na полевой шпат в породах группы уртитов содержится в среднем в количестве 10—15%, в фойяит-ювитах его содержание соответственно повышается до 30—40%, а в собственно уртитах падает до нуля. Из табл. 13 видно, что в среднем ловозерские уртиты являются полевошпатовыми; действительно, объем ювитов превышает объем бесполевошпатовых уртитовых горизонтов. Полевой шпат уртитов выделяется исключительно в форме пойкилитовых образований, содержащих многочисленные идиоморфные включения нефелина. В ювитах и фойяит-ювитах калишпат образует лейсты, типичные для фойяитов. Нефелин корродируется и замещается полевым шпатом.

K-Na полевой шпат представлен микроклин-пертитом, но чаще всего

Таблица 13

**Средние количественно-минералогические составы пород групп уртитов (Волков и др., 1961)**

| Зоны | Нефелин + цеолиты | Микроклин + альбит | Содалит | Эгирин | Арфведсонит | Эвдиалит | Апатит | Энигматит | Прочие |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Верхняя | 73,0 | 10,7 | 5,3 | 7,5 | 0,2 | 1,1 | <0,1 | — | 2,2 |
| Средняя * | 57,9 | 14,6 | 2,4 | 9,2 | | 0,4 | 12,7 | — | 2,8 |
| Нижняя | 62,5 | 13,0 | 8,3 | 6,2 | 1,0 | 4,2 | <0,1 | 1,7 | 3,1 |
| Средний состав | 68,2 | 11,9 | 6,4 | 6,8 | 0,6 | 2,4 | 0,6 | 0,7 | 2,4 |

* Только один горизонт II-7.

замещен шахматным, реже лейстовым альбитом; содержание альбита пертитовых вростков также весьма значительно, так что роль калиевой составляющей в полевом шпате уртитов ничтожна. Н. А. Елисеев и Э. Е. Федоров (1953) проводили изучение полевых шпатов на федоровском столике и показали, что калишпат пород группы уртитов относится к микроклину ($Ng : \perp$ (010) 18—20°, $2V = -75—80°$), хотя является по сути дела антипертитом. Калишпат замещается натролитом.

Содалит распространен во всех горизонтах уртитовых пород, однако распределение его крайне неравномерное даже в пределах одного пласта. В некоторых ювитах и уртитах нижней зоны содалита содержится до 25—30%. Он образует изотропные ксеноморфные выделения, часто замещает и корродирует нефелин, однако иногда кристаллы нефелина пойкилитически включены в содалит без следов замещения. Вероятно, ранний содалит-I кристаллизуется позже нефелина, но без интенсивного замещения последнего. Взаимоотношения содалита-I с темноцветными и акцессорными минералами установить трудно. Содалит-I часто содержит тончайшие иголочки эгирина (?) (в противоположность поздней генерации), обычно замещается тонковолокнистым натролитом, реже канкринитом и лейстовым альбитом. Содалит-II образует неправильной формы вростки и каймы вокруг зерен нефелина и является, несомненно, поздним, вторичным по нефелину.

Эгирин в незначительном количестве присутствует во всех породах группы уртитов, в ийолит-уртите и луявритите его содержание доходит до 20—25%. Эгирин образует крупно- и мелкопризматические выделения, причем первые всегда содержат пойкилитовые кристаллы нефелина; часто отмечается коррозия нефелина эгирином. Выделения эгирина так же, как и многих цветных минералов, нередко приобретают скелетный облик. Иногда можно видеть скопления мелкопризматического и волокнистого эгирина в промежутках между зернами нефелина. Создается впечатление, что здесь происходит перекристаллизация крупнокристаллического эгирина с образованием волокнистых агрегатов, часто «протыкающих» зерна нефелина. Кроме того, эгирин образует тончайшие иголочки в нефелине, содалите, редко — микроклине, а также волосовидные агрегаты, замещающие астрофиллит и энигматит («корониты»). Этот эгирин кристаллизуется, по-видимому, в постмагматическую стадию минералообразования (эгирин-II). Изредка наблюдается замещение эгирина щелочным амфиболом.

Щелочной амфибол встречается почти во всех горизонтах уртитов, однако в очень незначительном количестве (< 1%). В породах нижней зоны его содержание несколько увеличивается. Щелочной амфибол представлен арфведсонитом, образует ксеноморфные выделения, часто

приобретающие пойкилитовую структуру благодаря наличию включений нефелина. В породах нижней зоны характерна ассоциация арфведсонита с энигматитом, причем последний, вероятно, замещается арфведсонитом.

Эвдиалит — широко распространенный акцессорный минерал пород группы уртита; в нижней зоне, в лежачих боках горизонтов, эвдиалит нередко составляет 15—20%. Эвдиалит встречается исключительно в виде ксеноморфных выделений, выполняющих промежутки между зернами нефелина, иногда обнаруживает пойкилитовую структуру (включения нефелина, реже манган-ильменита и лопарита), по оптическим данным относится к мезодиалиту и эвдиалиту. Эвдиалит кристаллизуется почти одновременно с темноцветными минералами; на последних этапах формирования породы замещается келдышитом, ловозеритом (обычно псевдоморфозы), а также волокнистыми и землистыми агрегатами катаплеита и цирфесита.

Апатит в двух горизонтах (II-7 и IV-1) является породообразующим минералом (10—25%), однако распределение его внутри горизонта неравномерное; в основном апатит тяготеет к лежачему боку пласта уртита. Кроме того, апатит является акцессорным минералом (в ассоциации с пектолитом и ринколитом) ряда других горизонтов во всех зонах комплекса (II-4, II-5, II-6, III-5), причем породы с кальциевой ассоциацией акцессориев выдержаны и по простиранию. Апатит почти всегда идиоморфен, встречается в виде призматических мелких кристалликов, включенных в нефелине, эгирине, полевом шпате и акцессорных минералах. Интересна «флюидальная» структура апатитового уртита II-7, где апатит, встречающийся в виде плотных агрегатов идиоморфных кристаллов, «обтекает» зерна салических минералов. Между апатитом и нефелином, иногда полевым шпатом, обнаруживаются коррозионные взаимоотношения; изредка апатит образует ксеноморфные зерна. Петрографические наблюдения не дают точного решения вопроса о времени кристаллизации апатита. Исходя из наличия флюидальных структур апатитовых уртитов можно предположить, что апатит выделяется позже нефелина.

Энигматит распространен исключительно в уртитах и ювитах нижней зоны дифференцированного комплекса. Энигматит — характерный акцессорный минерал уртитов нижней зоны; как и все цветные компоненты пород, локализуется в лежачем боку горизонта, иногда является породообразующим (до 20%) и почти полностью вытесняет эгирин. Энигматит, подобно всем второстепенным минералам уртитов, развивается в интерстициях кристаллов нефелина, иногда образует скелетные и пойкилитовые формы выделения. Чаще всего энигматит ассоциирует с эгирином и арфведсонитом. Нам представляется, что в породах нижней зоны энигматит является самым ранним цветным минералом, а затем замещается эгирином и арфведсонитом. Мелкие выделения энигматита внутри зерен эгирина и амфибола, вероятно, являются реликтами. Кроме того, энигматит часто замещается и обрастает мелкими пластинчатыми и волосовидными кристаллами астрофиллита и позднего эгирина. Иногда можно наблюдать, как энигматит по спайности замещает полевой шпат. Таким образом, энигматит кристаллизуется, по-видимому, несколько позже полевого шпата, но раньше темноцветных и редких минералов.

Манганo-ильменит тесно ассоциирует с энигматитом и рамзаитом и встречается только в нижней зоне комплекса. Количество манганоильменита в этих горизонтах колеблется от нуля до 15% (IV-3, IV-5). Преобладающая форма выделения — пластинчатые идиоморфные кристаллы, образующие включения в энигматите, рамзаите, реже в салических минералах, эвдиалите и др. Мангано-ильменит интенсивно замещается пластинчатым и волокнистым рамзаитом.

Лопарит — акцессорный минерал, встречается во всех горизонтах уртитов, локализуется в лежачем боку. Встречается в прекрасно образо-

ванных кубических и октаэдрических кристаллах, почти всегда сдвойникованных по флюоритовому закону, ксеноморфные зерна лопарита исключительно редки. Иногда встречаются «футляровидные» кристаллы лопарита (например, в горизонте I-4), содержащие включения мурманита, цеолитов, иногда апатита (II-7). Подобные формы выделения, очевидно, следует принимать за метакристаллы, а наличие включений цеолитов можно объяснить процессом замещения алюмосиликатов во время или после кристаллизации лопарита. Лопарит, так же как мангано-ильменит, иногда ассоциирует с эгирином и другими цветными минералами, образуя пойкилитовые включения.

Рамзаит встречается почти во всех горизонтах нижней зоны (ниже III-5) в тесной ассоциации с энигматитом и манган-ильменитом. Рамзаит в уртитах и ювитах составляет 5—7%. Рамзаит образует ксеноморфные и пойкилитовые выделения (включает нефелин, лопарит, мангано-ильменит); обычно замещает мангано-ильменит и изредка микроклин. Поздний рамзаит развивается по мангано-ильмениту и эгирину, образуя волокнистые агрегаты (рамзаит-II).

Минералы группы мурманита-ломоносовита распространены почти повсеместно, но наиболее характерны для верхней зоны, а в горизонтах с апатитом почти не встречаются; количество мурманита обычно не более 1%. Мурманит встречается в виде волокнистых и радиальнолучистых агрегатов, реже образует пойкилитовые выделения. Его кристаллизация относится, вероятно, к наиболее поздним стадиям минералообразования.

Лампрофиллит — довольно распространенный акцессорный минерал, содержание его, как правило, не превышает 1%. Встречается во всех зонах комплекса, но наиболее характерен для верхней зоны; в районе г. Аллуайв в породах нижней зоны практически отсутствует. Формы выделения — агрегаты мелких, хорошо ограненных призматических кристалликов, иногда пойкилитовые пластинчатые образования.

Астрофиллит обычно является вторичным по энигматиту, изредка образует отдельные мелкие пластинчатые кристаллики. Спорадически встречается только в породах нижней зоны; нередко по астрофиллиту развивается поздний волокнистый эгирин.

Ринколит присутствует только в апатитовых уртитах и ассоциирует с апатитом и пектолитом. Наибольшее количество ринколита (до 2—3%) обнаружено в уртитах II-7 и I-4 горизонтов, где он образует волосовидные агрегаты в промежутках между зернами нефелина.

Пектолит встречается только в уртитах с апатитом в виде слабоидиоморфных пластинок, иногда ксеноморфных зерен. Часто по спайности пектолита развиты бурые землистые продукты его изменения, очевидно окислы марганца. В одном из горизонтов ювита нижней зоны г. Аллуайв содержание пектолита достигает 10%.

Пирротин встречается в ассоциации с мангано-ильменитом и энигматитом в ряде горизонтов нижней зоны комплекса, образует ксеноморфные зерна, содержание его не превышает 1%. Очень редко в уртите горизонта I-4 (горы Вавнбед и Куамдеспахк) встречается акцессорный сфен; в одном из уртитов верхней зоны г. Аллуайв отмечен сфалерит.

Из постмагматических минералов наиболее широко распространен натролит. Цеолитизации в той или иной степени (от долей процента до 80%) подвергнуты все горизонты уртитов-ювитов. Натролит развивается в виде мелко-, средне- и крупночешуйчатых и листоватых агрегатов, замещая нефелин, калишпат, альбит, содалит; иногда образует прожилки, выполненные волокнистым агрегатом. Очень часто встречается поздний содалит-II, упомянутый выше. Альбит (шахматный, реже лейстовый) замещает микроклин, вплоть до образования полных псевдоморфоз.

Изредка в уртитовых пластах можно наблюдать развитие позднего а н а л ь ц и м а по нефелину; анальцим замещает нефелин по периферии зерен, дает неправильные вростки. В некоторых горизонтах встречается к а н к р и н и т, образующий мелкие пластинки, вростки, ксеноморфные зерна. Канкринит замещает нефелин и содалит, по оптическим свойствам относится к сульфат-канкриниту ($Ng - Np = 0{,}014—0{,}018$). Эвдиалит часто замещается вторичными цирконосиликатами. Из них чаще всего наблюдается л о в о з е р и т, образующий ксеноморфные зерна, часто агрегаты с полисинтетическими двойниками, или изотропные желтоватые или бурые выделения. Нередко ловозерит полностью замещает эвдиалит. В уртитах нижней зоны можно встретить к е л д ы ш и т — новый водный цирконосиликат, описанный В. И. Герасимовским (1962). Келдышит образует псевдоморфозы по эвдиалиту, представлен бесцветными зернами с хорошо выраженной спайностью в двух направлениях и полисинтетическими двойниками. Кроме того, по эвдиалиту развиваются волокнистые агрегаты к а т а п л е и т а и бурые землистые массы ц и р ф е с и т а.

## Группа фойяитов

Фойяиты являются преобладающими породами верхней и нижней зон дифференцированного комплекса (60% от объема пород), в средней зоне их объем около 10%. Фойяиты слагают мощные горизонты под II-5, III-1 и IV-1 горизонтами уртитов и являются обязательной составной частью всех двухчленных (фойяит — луяврит) и трехчленных пачек пород (уртит — фойяит — луяврит) в вертикальном разрезе комплекса.

Наиболее мощные горизонты фойяитов, как правило, сложены крупнозернистыми, иногда пегматоидными разностями, обогащенными анальцимом и содалитом. Эти горизонты обычно содержат участки и плохо выдержанные по простиранию прослои с повышенным содержанием нефелина — фойяит-ювиты и ювиты. Зона перехода от фойяита к полевошпатовому уртиту сложена фойяит-ювитом. Контакты фойяитов с вышележащими луявритами обычно представлены зоной пород переходного состава и структуры — трахитоидными фойяитами.

В нижней зоне дифференцированного комплекса, особенно в самих глубоких элементарных пачках, фойяиты становятся более меланократовыми. На контакте эгирин-амфиболовых луявритов нижней зоны с фойяитами нередко наблюдаются своеобразные породы — луяврит-ювиты. Они отвечают по составу мелано-фойяиту, обладают мелкозернистой структурой и трахитоидной текстурой; контакты с вышележащим мезократовым луявритом и нижележащим фойяитом постепенные. Луяврит-ювиты наиболее широко представлены в разрезе пород г. Аллуайв, по простиранию они переходят в мезократовые амфибол-эгириновые луявриты.

Фойяиты — существенно лейкократовые крупнозернистые и среднезернистые, иногда пегматоидные породы. Наиболее мощные горизонты фойяитов обладают массивной текстурой, для них характерно пойкилитовое строение темноцветных минералов. Маломощные горизонты фойяитов и зоны переходных к луявритам пород приобретают довольно отчетливую трахитоидность, выраженную в плоскопараллельном расположении полевых шпатов относительно плоскости контакта.

Породообразующими минералами фойяитов являются K-Na полевой шпат, нефелин, эгирин, содалит и анальцим. К второстепенным минералам можно отнести эвдиалит, минералы группы мурманита-ломоносовита, лампрофиллит, рамзаит и щелочной амфибол (арфведсонит). Иногда содержание этих второстепенных минералов (особенно эвдиалита) может достигать 5—10% (табл. 14). Список акцессорных минералов весьма обширен: энигматит, лопарит, мангано-ильменит, виллиомит, астрофиллит, нептунит, пектолит, пирротин, сфалерит, галенит, молибденит. В луяв-

Таблица 14

**Средние количественно-минералогические составы пород группы уртитов (Волков и др., 1961)**

| Зоны | Нефелин + цеолиты | Микроклин + + альбит | Содалит + + анальцим | Эгирин | Арфведсонит | Эвдиалит | Прочие |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Верхняя | 29,2 | 53,2 | 5,0 | 5,9 | 3,0 | 2,4 | 1,3 |
| Средняя | 42,0 | 42,0 | 2,7 | 7,9 | 0,6 | 1,9 | 2,9 |
| Нижняя | 33,3 | 47,4 | 4,2 | 9,1 | 2,0 | 3,1 | 0,9 |
| Средний состав . . . | 32,9 | 49,0 | 4,3 | 7,5 | 2,3 | 2,7 | 1,3 |

рит-ювитах акцессорными минералами являются апатит и очень редко сфен. В постмагматическую стадию в фойяитах образуются натролит, альбит, канкринит, уссингит, либенерит и вторичные цирконосиликаты (келдышит, ловозерит, катаплеит, цирфесит).

Нефелин в фойяитах обычно образует скопления кристаллов среди полевошпатового «каркаса» породы, кроме того отдельные кристаллы нефелина располагаются внутри лейст полевого шпата и кристаллов эгирина, эвдиалита и других цветных минералов; наиболее характерны кристаллы нефелина в эгирине.

Содержание нефелина в фойяитах колеблется от 10 до 40%. Нефелин представлен только одним морфологическим типом. Это идиоморфные кристаллы квадратного сечения, переполненные иголочками эгирина и газово-жидкими включениями. Зональные водяно-прозрачные нефелины в фойяитах практически отсутствуют. Нефелин корродируется и замещается K-Na полевым шпатом; очень редко можно наблюдать коррозию и даже замещение нефелина арфведсонитом. В постмагматическую стадию нефелин интенсивно замещается натролитом, поздним содалитом и анальцимом, изредка канкринитом и либенеритом.

K-Na полевой шпат — основной породообразующий минерал фойяитов. Содержание полевых шпатов колеблется от 40% в породах, близких к фойяит-ювитам, до 70%. Морфологически калишпат характеризуется крупными лейстами, часто содержащими включения кристаллов нефелина и мелких иголочек эгирина. В трахитоидных фойяитах и луяврит-ювитах лейсты полевого шпата располагаются параллельно контактам горизонтов нефелиновых сиенитов.

K-Na полевой шпат имеет своеобразное строение, он состоит из двух систем полисинтетических двойников (альбитовый закон), находящихся в сложном срастании с неправильными веретеновидными и шнуровидными пертитовыми вростками. Иногда встречается двойникование по карлсбадскому, бавенскому законам, в этих случаях двойники простые. Микроклин с двумя системами полисинтетических двойников, с пертитами распада В. И. Герасимовский (1939а) называет микроклин-изопертитом; подобная система двойникования характерна и для калиевых полевых шпатов Хибинского массива, массива Илимауссак и др. Исследования Н. А. Елисеева и Э. Е. Федорова (1953) показали, что полевой шпат фойяитов относится исключительно к микроклину ($Ng : \perp$ (010) $= 16—19°$, $2V = -70—76°$). Вокруг пертитовых вростков и по краям лейст микроклина происходит интенсивное замещение шахматным и лейстовым альбитом, вплоть до образования антипертита, причем альбитовые вростки не содержат иголочек эгирина. Процесс альбитизации развит крайне неравномерно.

Взаимоотношения микроклина с темноцветными минералами коррозионные, иногда удается видеть и замещение ими микроклина. Очень ред-

ко, но отчетливо наблюдается процесс замещения микроклина типоморфными акцессориями нижней зоны комплекса (энигматитом, рамзаитом) и эвдиалитом. Эти минералы развиваются по спайности в микроклине, образуя причудливые ксеноморфные выделения. Микроклин фойяитов довольно часто замещается натролитом, содалитом, анальцимом, реже канкринитом.

Содержание эгирина обычно не превышает 10%, но фойяиты нижней зоны заметно обогащены этим минералом. Только в нижней зоне распространены своеобразные меланократовые фойяиты (луяврит-ювиты). Эгирин в крупнозернистых и пегматоидных фойяитах представлен крупно- и среднепризматическими идиоморфными кристаллами, беспорядочно располагающимися в массе породы. Обычно эгирин содержит кристаллы нефелина, иногда образует скелетные и футляровидные формы. В нормальных и трахитоидных фойяитах и луяврит-ювитах эгирин мелкопризматический.

По оптическим данным щелочной пироксен фойяитов относится к типичному эгирину ($c : Np = 3-10°$), изредка центральная часть крупных кристаллов обнаруживает обогащение авгитовой составляющей ($c : Np$ до 14°).

Как уже отмечалось, взаимоотношения эгирина с микроклином, а особенно с нефелином, коррозионные. Несомненно есть и поздняя генерация эгирина, представленная «коронитами» вокруг астрофиллита и энигматита, а также тонкоигольчатым эгирином в нефелине, микроклине, содалите. Изредка эгирин замещается арфведсонитом; замещение гомоосевое и наблюдается в центральной части кристалла. Кроме включений нефелина, в нижней зоне в кристаллах эгирина наблюдаются ксеноморфные выделения манган-ильменита, иногда рамзаита и энигматита.

Щелочной амфибол — второстепенный минерал, встречающийся в небольшом количестве во всех горизонтах фойяитов. Наибольшее его развитие отмечается в крупнозернистых мощных фойяитах верхней и нижней зон комплекса, а также в луяврит-ювитах. По оптическим свойствам щелочной амфибол относится к арфведсониту, как и все амфиболы из пород II интрузивной фазы. Обычно представлен крупными призматическими выделениями (с включениями зерен нефелина) или скелетными формами, реже встречаются мелкие, хорошо образованные, призматические и шестоватые кристаллы, характерные для луяврит-ювитов. Арфведсонит корродирует, иногда замещает нефелин и микроклин. В горизонтах нижней зоны отмечается замещение эгирина арфведсонитом. Арфведсонит замещается и корродируется содалитом и очень редко уссингитом и анальцимом.

Содалит — распространенный породообразующий минерал. Содалитовые фойяиты содержат обычно 8—12%, а иногда 25—30% содалита. Содалит встречается во всех структурных разновидностях фойяитов, распределение его в породе крайне неравномерное как по мощности слоя, так и по его простиранию. В наиболее мощных фойяитах отмечается обогащение содалитом лежачего бока слоя. Морфология выделений содалита разнообразна: 1) ксеноморфные остроугольные зерна в промежутках между кристаллами нефелина, микроклина и эгирина; 2) крупные ксеноморфные зерна и их агрегаты, развитые преимущественно в промежутках полевошпатового «каркаса» породы. Наблюдается коррозия и замещение нефелина наряду с совершенно идиоморфными пойкилитовыми включениями последнего. Для обоих указанных форм выделений содалита характерна спайность по ромбододекаэдру и наличие мельчайших иголок эгирина; 3) мелкие червеобразные выделения по периферии зерен нефелина и ксеноморфные образования по спайности в полевом шпате; в этом случае включения эгирина и других минералов отсутствуют. Это несомненно поздний, вторичный содалит-II. Первые два типа выделений содалита, по-

видимому, образуют раннюю генерацию с довольно широким интервалом кристаллизации. Кроме нефелина и микроклина, содалит корродирует и замещает арфведсонит. По содалиту обычно развивается волокнистый агрегат цеолитов (натролит?), иногда — канкринит и очень редко — альбит и анальцим.

Анальцим является породообразующим минералом фойяитов и, по-видимому, ранее отождествлялся с содалитом. Анальцим встречается в наиболее мощных слоях фойяитов в верхней и нижней зонах комплекса, причем в противоположность содалиту, отмечена приуроченность выделений анальцима к висячему боку подобных мощных горизонтов. Изучение распределения анальцима в фойяитах показало, что содержание его очень сильно колеблется от долей процента до 25—30%. Формы выделения анальцима полностью тождественны формам выделения содалита, преобладают зерна ранней генерации. Под микроскопом анальцим представлен бесцветными низкопреломляющими зернами ($N \approx 1{,}48$) обычно без каких-либо включений. Анальцим иногда изотропен (тогда он практически не отличим от содалита), но чаще всего обнаруживает слабое двупреломление и своеобразные полисинтетические двойники в виде двух-трех систем изотропных линий и полосок. Последнее свойство и является отличным диагностическим признаком анальцима. Анальцим поздней генерации часто имеет желтоватый цвет, зерна совершенно изотропны и обнаруживают две системы трещин спайности. Анальцим обоих генераций замещает нефелин, реже — микроклин и содалит, в единичном случае — арфведсонит. Анальцим замещается натролитом и канкринитом.

Эвдиалит — широко распространенный второстепенный минерал; в фойяитах нижней зоны его содержание достигает 3—5%. Для эвдиалита, как и для всех второстепенных и акцессорных минералов фойяитов, характерно гнездовое весьма неравномерное распределение, иногда он тяготеет к лежащему боку слоя. Эвдиалит кристаллизуется исключительно в виде остроугольных выделений между зернами породообразующих минералов, нередко содержит пойкилокристаллы нефелина; изредка замещает микроклин. Иногда можно наблюдать реакционные взаимоотношения эвдиалита и микроклина. Вдоль контактов зерен этих минералов кристаллизуются минералы — новообразования: по микроклину — пектолит, а по эвдиалиту — катаплеит. Эвдиалит замещается рядом вторичных цирконосиликатов (келдышит, катаплеит, ловозерит, цирфесит).

Минералы группы мурманита-ломоносовита являются типоморфными акцессориями фойяитов верхней и средней зон комплекса, они встречаются спорадически и в более глубоких горизонтах. Распределение крайне неравномерно, концентрация мурманита в породе может достигать 3—5%. Для мурманита и ломоносовита характерны пойкилитовые и волокнистые формы выделения, аналогичные описанным для уртитов.

Лампрофиллит — также типоморфный акцессорный минерал фойяитов верхней и средней зон. Характер распределения и количество его в породе аналогичны мурманиту. Однако в нижней зоне его гораздо меньше, чем мурманита. Формы — выделения — пластинчатые, пойкилитовые зерна и звездчатые радиально-лучистые агрегаты призматических кристаллов.

Рамзаит широко распространен в фойяитах нижней зоны, где он является типоморфным минералом в ассоциации с энигматитом и манганоильменитом. Рамзаит распределен неравномерно, его содержание в породе может достигать 5—7%. Рамзаит кристаллизуется исключительно в виде ксеноморфных зерен, нередки пойкилитовые и скелетные формы, столь обычные для цветных минералов фойяитов и уртитов. Встречается поздний волокнистый рамзаит, развивающийся по мангано-ильменниту и эгирину. Взаимоотношения с другими минералами аналогичны описанным для рамзаита из уртитов. В фойяитах развиты процессы замещения рамзаитом

более ранних минералов, в частности микроклина. Рамзаит встречается в отдельных горизонтах верхней зоны, однако там он явно неустойчив и обнаружен в виде реликтов в эвдиалите и мурманите.

Лопарит встречается почти во всех горизонтах фойяитов, но является редким акцессорным минералом. Обычны идеальные кристаллы (куб, октаэдр), сдвойникованные по флюоритовому закону. Ксеноморфные выделения лопарита очень редки.

Энигматит — так же, как и в уртитах, встречается только в нижней зоне в ассоциации с рамзаитом и мангано-ильменитом. Формы выделения и взаимоотношения с другими минералами аналогичны описанным для уртитов. Скоплений не образует, встречается спорадически, только один раз отмечен маломощный прослой фойяита, где энигматит играет роль преобладающего цветного минерала.

Мангано-ильменит в ассоциации с энигматитом и рамзаитом является характерным акцессорием нижней зоны комплекса. Встречается в виде отдельных зерен в количестве не больше 0,5—0,8%. Взаимоотношения с другими минералами аналогичны описанным выше для уртитов.

Астрофиллит представлен единичными пластинками, включенными в лейсты микроклина; иногда вторичный по энигматиту. Аналогичен астрофиллиту из уртитов.

Виллиомит наиболее характерен для мощных фойяитовых горизонтов верхней и нижней зон. Обнаружен только в керне буровых скважин и подземных горных выработках, так как легко растворяется в воде. Распределение в породах весьма неравномерное, местами его содержание достигает 5—7%. Виллиомит всегда ксеноморфен, выполняет промежутки между зернами породообразующих минералов. Корродирует и возможно частично замещает нефелин, поскольку кристаллы последнего нередко теряют хорошую огранку, приобретая округлые очертания. Встречаются случаи метасоматического замещения микроклина виллиомитом. Виллиомит часто ассоциирует с анальцимом, содалитом, канкринитом и уссингитом.

Нептунит — очень редкий акцессорный минерал, единичные зерна отмечаются во многих горизонтах фойяитов во всем вертикальном разрезе пород комплекса. Кристаллизуется в виде плохо образованных пластинчатых и чешуйчатых зерен и их агрегатов, края пластинок изрезанные, неровные. Цвет ярко-оранжевый, темно-красный. По-видимому, к нептуниту относятся и красно-бурые землистые образования, развивающиеся по титаносиликатам (мурманиту).

Единичные пластинки пектолита можно встретить почти в любом горизонте фойяита. Обычно это бесцветные шестоватые и призматические кристаллики, встречающиеся в виде включений по спайности в полевом шпате. Часто наблюдаются продукты изменения пектолита в виде бурых и черных выделений (окислы марганца). Иногда пектолит развивается как продукт автометасоматических реакций между микроклином и эвдиалитом.

В породах нижней зоны довольно часто наблюдаются единичные ксеноморфные выделения пирротина. В наиболее мощных горизонтах фойяитов верхней и нижней зон отмечены отдельные зерна других сульфидов — сфалерита, галенита, молибденита.

Из постмагматических минералов очень широко развиты натролит и альбит. Их морфология и взаимоотношения с другими минералами аналогичны описанным для уртитов. То же можно сказать о группе вторичных цирконосиликатов. Канкринит в фойяитах встречается очень редко. Образует пластинчатые выделения и ксеноморфные зерна; интенсивно замещает салические минералы — нефелин, микроклин, содалит и анальцим. По оптическим данным относится к карбонат-канкриниту ($Ng - Np = 0{,}028—0{,}033$). Очень редко по микроклину фойяитов наблюдается развитие уссингита в виде чешуйчатых мелких вы-

делений и прожилков. В некоторых фойяитах, особенно в нижней зоне, нефелин замещается тонкочешуйчатым агрегатом слюдоподобного минерала. По-видимому, это вторичная калиевая слюда мусковитового ряда — либенерит.

### Группа луявритов

В дифференцированном комплексе луявриты почти нацело слагают слабо расслоенную среднюю зону и входят в состав элементарных пачек верхней и нижней зон. В сильно расслоенных верхней и нижней зонах объем луявритов составляет 30—40% от объема всех пород. Для луявритов характерны, как правило, четкий контакт с вышележащим уртитом и постепенные переходы к фойяитам через зону трахитоидных фойяитов на расстоянии до первых метров по мощности.

Луявриты — среднезернистые плотные породы с прекрасно выраженной трахитоидной текстурой, обусловленной ориентировкой кристаллов полевых шпатов параллельно плоскости контакта. По структурным признакам к луявритам близки луяврит-ювиты нижней зоны комплекса, описанные выше среди пород фойяитовой группы.

Колебания соотношения между количеством породообразующих минералов в луявритах довольно значительны (табл. 15), однако локальное обогащение каким-либо второстепенным минералом для них не характерно в отличие от фойяитов и уртитов. Выделяются мезократовые, лейкократо-

Таблица 15

**Колебания количественно-минералогического состава в луявритах**

| Породы | Нефелин + + цеолиты | Микроклин + + альбит | Эгирин + + арфведсонит | Содалит | Прочие | Материалы |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Лейкократовый луяврит верхней зоны | 32,4 | 52,8 | 10,8 | — | 4,0 | Р. М. Яшиной (6/32 **)] |
| Лейкократовый луяврит средней зоны . . . . . | 29,5 | 50,8 | 12,6 | — | 7,1 | Р. М. Яшиной (5/23) |
| Лейкократовый луяврит нижней зоны . . . . . | 30,5 | 50,4 | 14,2 | 3,5 | 1,4 | В. П. Волкова (13/18) |
| Меланократовый луяврит верхней зоны . . . . . | 27,4 | 36,9 | 31,9 | — | 3,8 | Р. М. Яшиной (5/87) |
| Меланократовый луяврит средней зоны . . . . . | 20,2 | 43,5 | 29,4 | 2,0 | 4,9 | Р. М. Яшиной (7/61) |
| Меланократовый луяврит нижней зоны . . . . . | 18,2 | 42,0 | 37,5 | 1,2 | 1,1 | В. П. Волкова (3/13) |
| Лейкократовый луяврит, средний состав* . . . . . | 30,5 | 50,7 | 13,4 | 1,9 | 3,5 | — |
| Мезократовый луяврит средней зоны . . . . . | 21,1 | 44,1 | 22,2 | 5,6 | 7,0 | Р. М. Яшиной (11/77) |
| Меланократовый луяврит, средний состав * . . . . . | 22,2 | 41,4 | 31,0 | 1,3 | 4,1 | — |
| Амфиболовый луяврит, средний состав . . . . . | 32,6 | 41,5 | 20,3*** | 2,3 | 3,3 | Р. М. Яшиной (7/30) |

* Цифры получены по данным этой таблицы с учетом мощности горизонтов луявритов.

** Числитель — число горизонтов, знаменатель — число шлифов.

*** 13,9% арфведсонита и 6,4% эгирина.

вые и меланократовые разности луявритов. Среди пород средней зоны, сложенной главным образом луявритами, намечается определенная ритмичность в чередовании луявритов с различным содержанием темноцветных. Например, трехчленная «элементарная пачка» в детализированном виде представляется в разрезе (снизу вверх) следующим образом: уртит — ювит — фойяит-ювит — фойяит — трахитоидный фойяит — лейкократовый луяврит — мезо-меланократовый луяврит. Иногда отмечается изменение минералогического состава луявритов по простиранию, выражающееся в различии количественных соотношений породообразующих минералов и их ассоциаций. Например, амфибол-эгириновый луяврит с рамзаитом (г. Аллуайв, под горизонтом III-8) переходит в амфиболовый со сфеном (г. Паргуайв). В трехчленных пачках нередко выражена тенденция к повышению содержания акцессорных минералов (особенно эвдиалита и лопарита) в висячем боку луявритовых горизонтов.

Породообразующими минералами луявритов являются нефелин, K-Na полевой шпат, эгирин и арфведсонит. Иногда содержание содалита и эвдиалита может достигать 5—7% (второстепенные минералы). К акцессорным минералам относятся: лопарит, лампрофиллит, ринколит, апатит, сфен, рамзаит, минералы группы мурманита-ломоносовита, мангано-ильменит, энигматит, пирротин, пектолит, астрофиллит, виллиомит, катаплеит.

В постмагматическую стадию происходит образование тех же минералов, что и в других нефелиновых сиенитах комплекса. Это содалит (поздний), альбит, натролит, анальцим, вторичные цирконосиликаты, очень редкий канкринит. Для самых глубоких горизонтов нижней зоны рассматриваемого комплекса характерен либенерит.

Ряд луявритовых прослоев содержит арфведсонит в бо́льших количествах, чем эгирин. Эти породы — амфиболовые луявриты, имеют специфические особенности минералогического состава. Амфиболовые луявриты, почти не содержащие эгирина, наблюдаются в верхней зоне (II-1, II-2, II-3) и являются маркирующими; в средней зоне также есть два горизонта подобных амфиболовых луявритов (в одной из двучленных пачек верхней части разреза зоны и под уртитом II-6). В средней и особенно нижней зонах насчитывается ряд амфиболовых горизонтов, которые либо повсеместно содержат 5—10% эгирина (эгирин-амфиболовые луявриты), либо обогащение амфиболом носит местный характер. Эгирин-амфиболовые и амфиболовые луявриты наиболее распространены в нижней зоне комплекса на г. Паргуайв. Там насчитывается 13 горизонтов (против 9 на г. Аллуайв) пород такого состава. Породообразующие и второстепенные минералы амфиболовых и эгириновых луявритов аналогичны, а число акцессорных минералов в амфиболовых луявритах сокращается. В них отмечены апатит, сфен, рамзаит, лампрофиллит, редко — виллиомит, катаплеит.

Нефелин — один из основных породообразующих минералов луявритов. Содержание его колеблется от 15% в некоторых амфиболовых луявритов до 50% в лейкократовых луявритах. Нефелин встречается в виде идиоморфных зерен или их агрегатов, часто степень его идиоморфизма весьма невысока, иногда ксеноморфен по отношению к эгирину и полевому шпату и образует удлиненные зерна, форма которых определяется гранями кристаллов эгирина. В амфиболовых луявритах нефелин обычно ксеноморфен по отношению к полевому шпату. Взаимоотношения нефелина с полевым шпатом и эгирином достаточно разнообразны; по-видимому, кристаллизация всех трех минералов происходила почти одновременно. Для амфиболовых луявритов и почти всех луявритов нижней зоны (т. е. в той или иной степени обогащенных амфиболом) характерен зональный водяно-прозрачный нефелин, свободный от включений. В то же время в эгириновых луявритах обычно присутствует незональный нефе-

лин, проросший иголками эгирина. Нефелин замещается чаще всего содалитом и натролитом, изредка наблюдается развитие альбита и анальцима, очень редко — канкринита. В луявритах нижней зоны и в единичных образцах из более высоких горизонтов иногда отмечается замещение нефелина либенеритом вплоть до образования полных псевдоморфоз.

K-Na полевой шпат образует лейсты, количество его более постоянно, чем содержание нефелина, и составляет, как правило, 40—50% от объема породы. Часто полевой шпат идиоморфен по отношению к нефелину, но в целом степень его идиоморфизма весьма различная. K-Na полевой шпат представлен микроклин-пертитом, аналогичным описанному для фойяитов. Часто замещается альбитом всех типов (шахматный, лейстовый, пертит) и натролитом. Изредка по полевому шпату наблюдается развитие содалита и анальцима.

Эгирин представлен игольчатыми и призматическими хорошо образованными кристаллами, составляющими от 10 до 45 % от объема породы. В амфиболовых луявритах содержание эгирина падает до 0,5%. В мезократовых и меланократовых разностях эгирин образует скопления кристаллов, ориентированных согласно трахитоидности породы. В лейкократовых луявритах наблюдаются отдельные разобщенные кристаллики эгирина, располагающиеся по трахитоидности. Эгирин ассоциирует и срастается с арфведсонитом и акцессорными минералами. Часто эгирин образует пойкилокристаллы в ксеноморфном арфведсоните. Поздний эгирин встречается в виде мельчайших иголочек в полевом шпате и нефелине (эгирин-II). Иногда эгирин замещается лампрофиллитом и арфведсонитом.

Таблица 16

**Средние количественно-минералогические составы пород группы луявритов**

| Зона | Нефелин + цеолиты | Микроклин + альбит | Содалит | Эгирин | Арфведсонит | Эвдиалит | Прочие |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Верхняя | 29,8 | 45,9 | <0,1 | 20,9* | | 2,0 | 1,7 |
| Средняя | 22,6 | 45,5 | 3,3 | 19,9 | 2,3 | 2,3 | 4,1 |
| Нижняя | 29,5 | 45,7 | 2,6 | 15,3 | 5,0 | 1,3 | 0,6 |
| Средний состав . . . | 25,0 | 45,6 | 2,8 | 18,8 | 2,9 | 2,0 | 3,0 |

* Без амфиболовых луявритов (горизонты II-1, II-2, II-3).

Щелочной амфибол (арфведсонит) в эгириновых луявритах верхней и средней зон дифференцированного комплекса встречается повсюду, но в очень небольшом количестве. В породах нижней зоны он становится породообразующим минералом, но в большинстве горизонтов в количественном отношении уступает эгирину (5—10%, табл. 16). В луявритах нижней зоны г. Паргуайв арфведсонит чаще всего преобладает над эгирином. Особое место занимают собственно амфиболовые разновидности луявритов, в которых содержание арфведсонита достигает 45%. В эгириновых луявритах арфведсонит представлен отдельными плохо образованными пластинчатыми, иногда ксеноморфными зернами, содержащими нефелин и эгирин в виде пойкилокристаллов; арфведсонит обычно находится в тесном срастании с эгирином. В амфиболовых луявритах степень идиоморфизма арфведсонита увеличивается — это агрегаты хорошо образованных призматических и шестоватых кристаллов, ориентированных согласно трахитоидности породы. Арфведсонит имеет коррозионные взаимоотношения с микроклином, а сам корродируется содалитом.

Содалит в луявритах имеет много общего с содалитом в фойяитах. Встречаются ксеноморфные зерна содалита, выполняющие промежутки между кристаллами нефелина, микроклина и эгирина. Этот содалит относится, вероятно, к ранней генерации. Поздний содалит представлен мелкими выделениями неправильной формы и замещает нефелин, реже микроклин. Количество содалита обычно не превышает 10%, наибольшее

обогащение им отмечается в породах нижней зоны комплекса. Содалит замещается цеолитами.

Эвдиалит иногда содержится в количестве 5—10%. В лейкократовых разностях его формы выделения и взаимоотношения с другими минералами аналогичны описанным для фойяитов. В мезократовых и меланократовых луявритах эвдиалит обычно выполняет промежутки между темноцветными минералами и как бы «цементирует» агрегат их кристаллов. Эвдиалит замещается цирфеситом, редко катаплеитом и ловозеритом.

Лопарит, как и во всех нефелиновых сиенитах комплекса, образует мелкие хорошо образованные кристаллики, обычно включенные в зерна нефелина, и является акцессорным минералом. Иногда лопарит ассоциирует с агрегатами темноцветных минералов, причем он корродируется арфведсонитом. Нередко лопарит замещается волокнистым агрегатом лампрофиллита, мурманита или ринколита. Необходимо подчеркнуть, что замещение лопарита характерно лишь для пород группы луявритов, причем в основном оно проявлено в случаях, когда кристаллы лопарита приурочены к агрегатам темноцветных. По-видимому, здесь лопарит кристаллизуется почти одновременно с эгирином и арфведсонитом, однако при взаимодействии с последними порциями расплава замещается другими редкими минералами.

Лампрофиллит встречается во всех горизонтах луявритов, но особенно характерен для средней зоны комплекса. Представлен мелкими призматическими, хорошо образованными кристалликами, обычно собранными в агрегаты. Как правило, ассоциирует с темноцветными минералами, выделяясь в промежутках между их кристаллами. Нередко замещает лопарит.

Ринколит— типоморфный акцессорный минерал средней зоны дифференцированного комплекса, в луявритах нижней зоны практически не встречается. Ринколит образует веретенообразные и призматические, нередко войлокоподобные кристаллики в тесном срастании с эгирином. Иногда представлен ксеноморфными удлиненными изотропными зернами желтого цвета (ловчоррит). Как уже отмечалось, ринколит замещает лопарит.

Апатит встречается лишь в амфиболовых и амфиболсодержащих разностях луявритов, для которых он является типоморфным минералом. Содержится в количестве не более 1—2%. Обычно представлен идиоморфными призматическими кристалликами с корродированными краями. Очень редко ксеноморфен и выполняет мезостазис породы.

Сфен также отмечается только в амфиболовых луявритах (до 3—4%). В амфиболсодержащих луявритах г. Аллуайв вместо сфена обычно кристаллизуется рамзаит. Сфен, как правило, образует ксеноморфные выделения, приуроченные к агрегатам темноцветных минералов, часто содержит пойкилитовые включения эгирина.

Минералы группы мурманита-ломоносовита встречаются редко и не характерны для луявритов, а в амфиболовых разностях отсутствуют. Единичные находки мурманита представлены пластинчатыми и волокнистыми выделениями.

Рамзаит распространен в амфибол-эгириновых и амфиболовых луявритах нижней зоны комплекса. В луявритах г. Аллуайв является характерным минералом амфиболовых луявритов и кристаллизуется вместо сфена. Обычно резко ксеноморфен, ассоциирует с темноцветными компонентами породы, часто содержит пойкилитовые кристаллы эгирина. В лейкократовых разностях луявритов формы выделения аналогичны описанным для фойяитов; иногда отмечается замещение микроклина рамзаитом. Так же как и в фойяитах, рамзаит замещает мангано-ильменит. Мангано-ильменит нередко встречается в луявритах нижней зоны, в единичном случае отмечено его содержание в 1—3% от объема породы.

Мангано-ильменит представлен хорошо образованными пластинчатыми кристаллами, обычно в тесном срастании с эгирином. Как правило, замещается рамзаитом, изредка сфеном и астрофиллитом.

Энигматит — очень редкий акцессорный минерал. Встречен в некоторых амфиболсодержащих луявритах нижней зоны г. Паргуайв. Энигматит образует ксеноморфные по отношению к эгирину выделения, морфологически аналогичен арфведсониту в эгириновых луявритах, содержит пойкилитовые кристаллики эгирина и находится в тесном срастании с последним. Взаимоотношения энигматита с арфведсонитом не наблюдались. Таким образом, в луявритах энигматит, по-видимому, кристаллизуется позже эгирина, в то время как в фойяитах и уртитах наблюдалась противоположная картина. Отмечено замещение энигматита астрофиллитом.

Астрофиллит отмечается лишь в единичных шлифах луявритов нижней зоны. Представлен слабоидиоморфными пластинчатыми выделениями или поздней генерацией волосовидных кристалликов, обрастающих и замещающих энигматит, реже манган-ильменит.

Пектолит в виде единичных зерен встречается довольно часто, особенно в луявритах средней зоны рассматриваемого комплекса. Представлен ксеноморфными, обычно пластинчатыми выделениями, приуроченными к агрегатам кристаллов эгирина. В породах нижней зоны почти не встречается.

Виллиомит — редкий акцессорный минерал. Иногда (до 1—2%) встречается в амфиболовых луявритах всех зон комплекса; так же как и в фойяитах его распределение крайне неравномерное. Кристаллизуется в виде ксеноморфных зерен, выполняющих промежутки между салическими и темноцветными минералами, иногда развивается по спайности в микроклине.

Пирротин в виде отдельных ксеноморфных выделений встречается в наиболее глубоких горизонтах луявритов нижней зоны комплекса, особенно в районе г. Паргуайв.

Первичный катаплеит встречен только один раз в амфиболовом луяврите (II-1) г. Куйвчорр. Порода имеет довольно своеобразный вид; микроклин слабоидиоморфен, трахитоидность почти не проявляется, арфведсонит катаклазирован, а трещины выполнены мелкочешуйчатым натролитом и катаплеитом; в породе — 3—4% идиоморфного сфена. Катаплеит образует агрегаты кристалликов призматического и шестовидного габитуса, находится в тесной ассоциации с арфведсонитом и залечивает трещины в его кристаллах.

В постмагматическую стадию происходит кристаллизация позднего содалита, альбита, натролита, либенерита, редко анальцима. Морфология и характер взаимоотношений всех этих минералов аналогичны описанным для фойяитов. Альбит (лейстовый) наиболее характерен для амфиболовых луявритов; либенерит приурочен в основном к глубоким горизонтам нижней зоны, где образует псевдоморфозы по нефелину. Эвдиалит в луявритах иногда замещается вторичными цирконосиликатами (главным образом цирфеситом, реже катаплеитом и ловозеритом).

Среди фойяитов верхней зоны дифференцированного комплекса под уртитом II-4 залегает пласт малиньита мощностью 5—18 *см*. Этот прослой прослеживается по всему периметру массива, являясь маркирующим горизонтом. Малиньит имеет резкий контакт с нижележащим фойяитом, а граница висячего бока горизонта с уртитом II-4 обычно постепенная. В вертикальном разрезе пород II интрузивной фазы малиньит занимает место луяврита в трехчленной «элементарной пачке». По петрографическому составу малиньит следует относить к полевошпатовым нйолит-уртитам, причем по простиранию горизонта его состав изменяется от нйолита (северо-западная часть массива) до фойяит-ювита (южная часть мас-

сива). Породообразующими минералами малиньита являются нефелин, эгирин и K-Na полевой шпат, из акцессориев наиболее характерны эвдиалит, лопарит, мурманит и апатит, реже встречаются лампрофиллит, ринколит и пектолит. По данным Р. М. Яшиной, малиньит содержит в среднем 54% нефелина, 22% эгирина, 13% калишпата и 11% акцессорных минералов.

Структура малиньита гипидиоморфнозернистая и характеризуется резким идиоморфизмом нефелина; текстура трахитоидная или массивная.

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА И СТРУКТУРЫ ПОРОД II ИНТРУЗИВНОЙ ФАЗЫ И ПОРЯДОК КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МИНЕРАЛОВ

Уртиты. Наиболее распространены полевошпатовые уртиты (10—15% полевого шпата). Весьма характерно локальное обогащение преимущественно лежачего бока горизонта рядом второстепенных минералов: апатитом, эвдиалитом, содалитом, мангано-ильменитом, энигматитом.

Для наиболее мощных анхимономинеральных горизонтов характерен зональный водяно-прозрачный нефелин без включений других минералов. В полевошпатовых разностях уртитов, как правило, присутствует незональный нефелин с многочисленными газово-жидкими включениями и иголочками эгирина. K-Na полевой шпат уртитов обычно образует пойкилитовые структуры и в значительной степени замещен альбитом.

Темноцветные минералы, а также содалит, энигматит, эвдиалит, рамзаит и мурманит часто образуют пойкилитовые структуры по отношению к нефелину.

В уртитах распространение второстепенных минералов в вертикальном разрезе пород комплекса подчинено определенным закономерностям. Для верхней зоны типоморфными являются мурманит и лампрофиллит; для средней — апатит; для нижней — энигматит, мангано-ильменит, рамзаит, содалит. Эвдиалит и лопарит являются «проходящими» и встречаются повсеместно.

Необходимо указать, что горизонты с кальциевой ассоциацией минералов (апатит, ринколит, пектолит) встречаются во всех зонах комплекса (II-4, II-5, II-6, II-7, III-5, IV-1), однако иные типоморфные минералы в этих горизонтах отсутствуют.

В уртитах среди минералов первичномагматического генезиса по морфологическим признакам можно выделить три группы:

1) плотные агрегаты идиоморфных кристаллов — нефелин;

2) пойкилитовые «футляровидные», скелетные кристаллы и ксеноморфные выделения: микроклин, эгирин, энигматит, содалит, эвдиалит, арфведсонит, рамзаит, мурманит;

3) отдельные идиоморфные кристаллы и их скопления: апатит, лопарит, мангано-ильменит.

Мы выделяем два этапа магматической стадии минералообразования: на первом происходило формирование нефелина, а на втором — микроклина, содалита-I, а также темноцветных и редких минералов (схема I).

Кристаллизация интерстициальной остаточной жидкости иногда сопровождается коррозией нефелина; кроме того, отмечается ряд замещений одних минералов другими. По-видимому, микроклин, энигматит, эгирин, арфведсонит и содалит-I кристаллизуются ранее остальных минералов этой морфологической группы [1].

---

[1] Мангано-ильменит, лопарит и апатит образуются несколько раньше темноцветных минералов.

Схема I

**Стадии минералообразования в уртитах и фойяитах II интрузивной фазы**

| Магматическая стадия | | Постмагматическая стадия | |
|---|---|---|---|
| ранняя | поздняя | ранняя | поздняя |
| Нефелин | | | |
| | Микроклин | | |
| | Мангано-ильменит | | |
| | Апатит | | |
| | Лопарит | | |
| | Энигматит | | |
| | Эгирин-I | Эгирин-II | |
| | Арфведсонит | | |
| | Рамзаит-I | Рамзаит-II | |
| | Эвдиалит | | |
| | Содалит-I | | Содалит-II |
| | Анальцим-I | | Анальцим-II |
| | Виллиомит | | |
| | Лампрофиллит | | |
| | Мурманит | | |
| | Пектолит | | |
| | | Астрофиллит | Галенит |
| | | Пирротин | Сфалерит |
| | | Канкринит | |
| | | Альбит | |
| | | Нептунит | |
| | | | Натролит |
| | | | Уссингит |
| | | | Либенерит |
| | | | Вторичные цирконосиликаты |

Постмагматические изменения выражаются в образовании альбита, натролита, канкринита, анальцима и вторичных цирконосиликатов, а также содалита, эгирина и рамзаита поздних генераций.

Ф о й я и т ы. Морфологическая характеристика фойяитов весьма разнообразна: наиболее мощным горизонтам свойственны пегматоидные и пойкилитовые структуры, для фойяитов средней зоны и меланофойяитов нижней зоны (луяврит-ювитов) — трахитоидные текстуры.

Фойяиты слабодифференцированной средней зоны значительно обогащены нефелином и близки по составу к фойяит-ювитам. Для пород нижней зоны характерно увеличение роли содалита и темноцветных минералов.

Для эгирина, энигматита, реже других цветных минералов весьма типичны пойкилитовые структуры по отношению к нефелину.

Наиболее мощные слои фойяитов существенно обогащены содалитом (лежачий бок) и анальцимом (висячий бок). Для второстепенных и акцессорных минералов характерна крайняя неравномерность их распределения в породе. В фойяитах наблюдаются две ассоциации акцессорных минералов, сменяющих друг друга в вертикальном разрезе пород комплекса: мурманит-лампрофиллит в верхней и средней зоне, а в глубоких горизонтах нижней зоны — энигматит — мангано-ильменит — рамзаит.

Минералы первичномагматического генезиса по морфологическим признакам подразделяются на три группы:

1) агрегаты идиоморфных кристаллов, составляющих основной каркас породы: нефелин, микроклин;

2) пойкилитовые и скелетные кристаллы — эгирин, а также ксеноморфные выделения: арфведсонит, содалит, анальцим, эвдиалит, виллиомит, рамзаит, энигматит, мурманит;

3) идиоморфные кристаллы, радиально-лучистые агрегаты: лампрофиллит, лопарит, пектолит, мангано-ильменит.

Аналогично уртитам можно выделить два этапа магматической стадии минералообразования: на первом выделялись нефелин и микроклин кристаллизация интерстициальной жидкости с образованием пойкилитовых структур происходила, по-видимому, на втором этапе магматической стадии (см. схему I). Коррозия и замещение минералов в процессе кристаллизации интерстициальной жидкости выражаются более ярко, чем в уртитах, однако масштабы этих явлений достаточно ограниченны.

Постмагматическая стадия проявлена в образовании в основном тех же минералов, что и в уртитах. Более широко развиты процессы замещения одних позднемагматических минералов другими; в частности, содалита и анальцима — канкринитом, альбитом и др.

Луявриты. Наиболее характерным текстурным признаком луявритов является трахитоидность, проявленная в план-параллельном расположении калишпата и ориентировке кристаллов эгирина согласно плоскости контакта горизонта. В луявритах не происходит существенного локального обогащения какими-либо второстепенными минералами в противоположность фойяитам и уртитам. В наиболее глубоких горизонтах вертикального разреза пород комплекса наблюдается смена эгириновых луявритов эгирин-амфиболовыми и некоторое обогащение содалитом.

Изучение ассоциаций акцессорных минералов позволяет выделить ассоциации, характерные для эгириновых луявритов (ринколит-лампрофиллит) и амфиболовых луявритов (сфен-апатит). В луявритах нижней зоны отмечается незначительная примесь типоморфных акцессориев этой зоны — энигматита и манган-ильменита.

Интервалы кристаллизации нефелина, микроклина и эгирина в значительной мере совпадают, нефелин обнаруживает как идиоморфизм, так и

Схема II

**Стадии минералообразования в луявритах II интрузивной фазы**

| Магматическая стадия | | Постмагматическая стадия | |
|---|---|---|---|
| ранняя | поздняя | ранняя | поздняя |
| Нефелин<br>Микроклин<br>Эгирин-I | Арфведсонит<br>Мангано-ильменит<br>Апатит<br>Лопарит<br>Рамзаит-I<br>Эвдиалит<br>Сфен<br>Энигматит<br>Виллиомит | Эгирин-II<br>Рамзаит-II | |
| | Лампрофиллит<br>Ринколит<br>Пектолит<br>Мурманит<br>Содалит | Альбит<br>Пирротин | Натролит<br>Анальцим<br>Либенерит<br>Вторичные<br>цирконосиликаты |

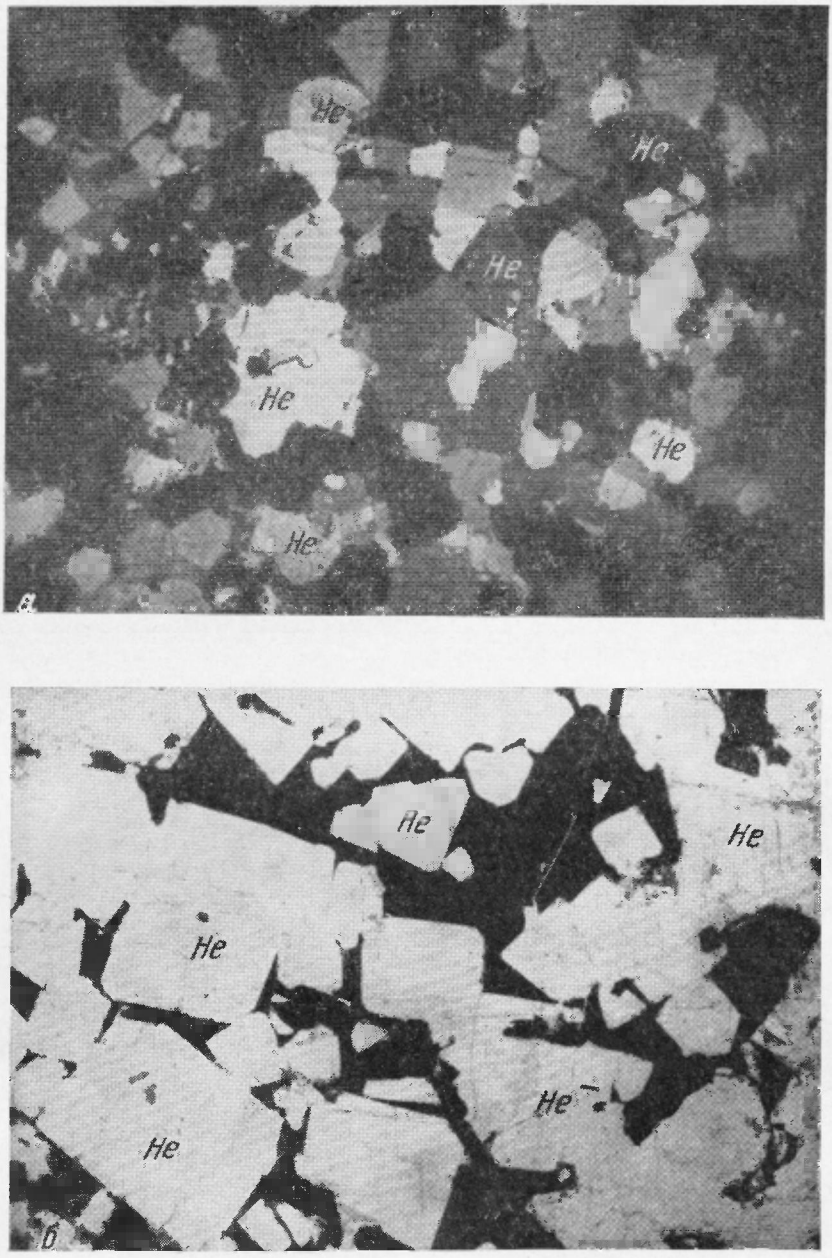



Рис. 15. Микроструктура щелочных пород II интрузивной фазы

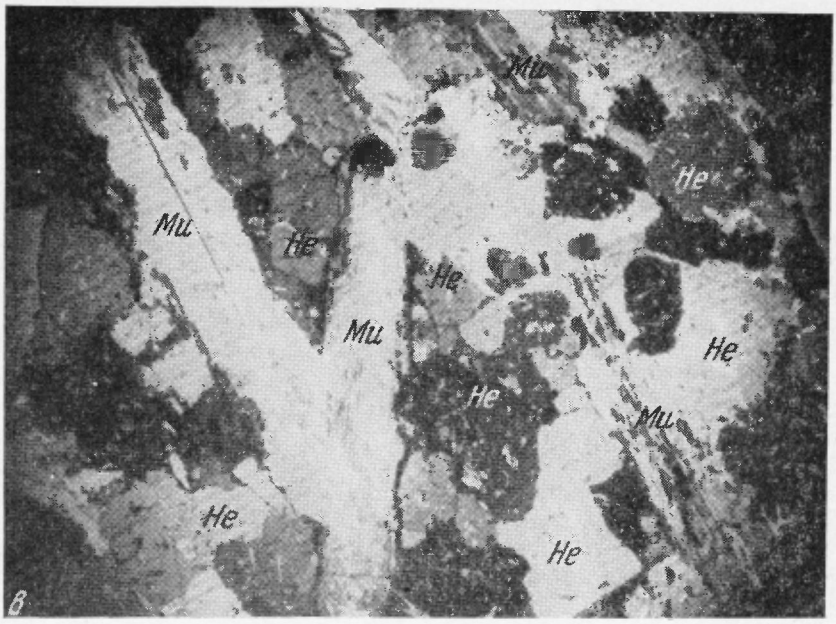
*а* — уртит. Гломерокристаллическая структура. *Не* — нефелин. Увел. 20, с анализатором; *б* — уртит. Эниг матит (черное) выполняет интерстиции между кристаллами нефелина (*Не*). Увел. 30, без анализатора

явный ксеноморфизм по отношению к эгирину. Выделяются три морфологические группы минералов:

1) нефелин, микроклин, эгирин, арфведсонит [1] — срастания идиоморфных кристаллов;

2) эвдиалит, содалит-I, сфен [1], рамзаит, энигматит, виллиомит, образующие ксеноморфные выделения;

[1] Только для амфиболовых луявритов.



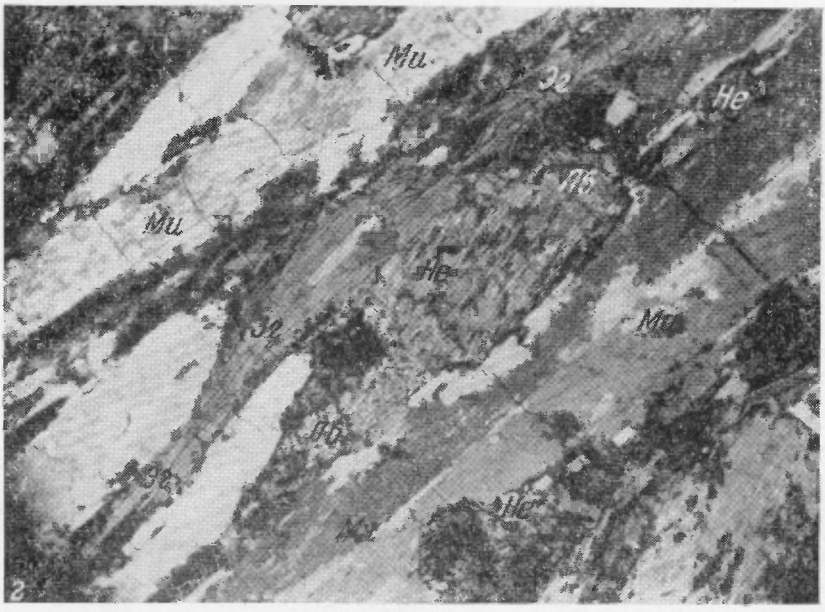




Рис. 15 (продолжение)

*в* — фойяит. Лейсты микроклина (*Ми*) и кристаллы нефелина (*Не*) слагают основной каркас породы. Увел. 30, с анализатором;

*г* — луяврит. Трахитоидная структура. Микроклин (*Ми*), нефелин (*Не*) и эгирин (*Эг*) кристаллизуются почти одновременно. *Лб* — либенерит. Увел. 30, с анализатором.

3) идиоморфные кристаллы и радиально-лучистые агрегаты: лопарит, апатит[1], лампрофиллит, ринколит, пектолит, манган-ильменит.

На первом этапе магматической стадии минералообразования происходила близко совпадающая по времени кристаллизация породообразующих минералов — нефелина, микроклина и эгирина (в амфиболовых луявритах

[1] Только для амфиболовых луявритов.

и арфведсонита). На втором этапе кристаллизовались второстепенные и редкие минералы (схема II).

В постмагматическую стадию происходит выделение поздней генерации эгирина, а также замещение лопарита ринколитом, лампрофиллитом, мурманитом, образование «коронитов» по энигматиту, замещение манган-ильменита поздним рамзаитом. Кроме того, отмечаются содалитизация (содалит-II), натролитизация и альбитизация салических минералов, образуются вторичные цирконосиликаты, а в глубоких горизонтах комплекса нефелин замещается либенеритом. Изучение особенностей структуры и состава нефелиновых сиенитов дифференцированного комплекса позволяет сделать следующие общие выводы.

1. Микроструктуры пород и характер взаимоотношений минералов в уртитах и фойяитах позволяют говорить о двух этапах образования первичномагматических минералов в этих породах (см. схемы I и II). На первом (раннемагматическом) этапе кристаллизуются салические минералы (нефелин в уртитах, нефелин и микроклин в фойяитах), которые обладают совершенным идиоморфизмом и слагают не менее 70% объема породы (рис. 15а). На втором (позднемагматическом) этапе происходит кристаллизация темноцветных и редких минералов. Для этого этапа характерны пойкилитовые структуры и ксеноморфные остроугольные выделения в интерстициях между кристаллами минералов раннемагматического этапа (рис. 15б, в).

2. В ходе кристаллизации интерстициальной жидкости образуется ряд минералов, содержащих летучие компоненты (содалит, анальцим, виллиомит), а также наблюдаются коррозия и замещение ранее образованных минералов (в особенности микроклина в фойяитах).

3. На позднемагматическом этапе магматической стадии происходит локальное обогащение лежачего бока горизонтов уртитов и фойяитов редкими минералами и содалитом, а висячего бока фойяитов — анальцимом.

4. Луявриты дифференцированного комплекса характеризуются относительной устойчивостью состава и однообразием структур по сравнению с уртитами и фойяитами. Вероятно, все основные породообразующие минералы луявритов (нефелин, микроклин, эгирин) кристаллизуются почти одновременно (рис. 15г), иными словами, луявриты могут рассматриваться как анхиэвтектические породы. На втором этапе магматической стадии кристаллизуются акцессорные минералы, для которых характерны ксеноморфные выделения и волокнистые агрегаты.

5. В постмагматическую стадию в основном происходит замещение первичных салических минералов цеолитами, альбитом, эгирином поздней генерации и др. Постмагматические изменения местами проявлены очень интенсивно (цеолитизация уртитов), однако в целом не играют большой роли.

## ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Петрохимическая характеристика нефелиновых сиенитов дифференцированного комплекса приводится на основании 49 силикатных анализов пород, выполненных в ГЕОХИ и заимствованных из литературы. Всего по литературным данным по Ловозерскому массиву имеется свыше 100 силикатных анализов пород, однако не все они могут быть использованы. Многие анализы, к сожалению, приводятся без указания точного положения образца в вертикальном разрезе, а часть обнаруживает серьезные расхождения между химическим и минералогическим составом породы, что можно заметить лишь при петрохимическом пересчете. Так, например, мы не использовали данных химических анализов в следующих случаях:

1) при пересчете анализа агпаитового нефелинового сиенита обнаруживается пересыщенность алюминием ($a'$);

2) коэффициент агпаитности $<1$ для заведомо агпаитовой породы;

3) коэффициент агпаитности >2, что возможно лишь для анхимономинеральных эвдиалитовых или амфиболовых пород, отсутствующих среди нефелиновых сиенитов комплекса;

4) при наличии в породе породообразующего содалита характеристика $n'$ отсутствует.

Для петрохимических пересчетов анализов нефелиновых сиенитов использовалась система А. Н. Заварицкого (1950). Применение ее для агпаитовых нефелиновых сиенитов не может полностью отразить все особенности химического состава этих своеобразных пород, поэтому необходимы некоторые предварительные замечания о дефектах пересчета.

1. При оценке фемической составляющей следует учитывать, что меланократовые нефелиновые сиениты агпаитового типа могут иметь заниженную величину параметра $b$ за счет $Fe^{3+}$, входящего в состав эгирина и учтенного в характеристике $\bar{c}$.

2. В породах с высоким содержанием FeO (амфиболовые луявриты, энигматит-ильменитовые уртиты) происходит завышение акмитовой (эгириновой) составляющей $\bar{c}$ за счет закисного железа, не вошедшего в состав эгирина.

3. В породах с содалитом (крайне пересыщенные щелочами) щелочи, избыточные против их количества в алюмосиликатах и эгирине, включаются в состав характеристики $b$ ($n'$), что приводит к ее искусственному завышению. В апатитовых уртитах кальций, связанный в апатите, также включается в состав параметра $b(c')$.

4. В весьма редких случаях, когда имеется некоторый избыток алюминия по отношению к щелочам (уртиты, лейкократовые нефелиновые сиениты), весь натрий и часть кальция уходят на связывание алюминия в алюмосиликатах. При пересчете появляется анортитовая составляющая $c$ вместо $\bar{c}$ и создается мнимый дефицит натрия по отношению к $Fe^{3+}$; в то же время часть кальция, связанного с алюминием в нефелине, учитывается в составе параметра $b$. В результате оказывается, что в пересчете анализа породы с реальным эгирином отсутствует эгириновая составляющая $\bar{c}$.

5. Если в составе темноцветных силикатов присутствует некоторое количество калия (щелочные амфиболы, астрофиллит), то по способу пересчета он связывается вначале с алюминием и входит в характеристику $a$, иными словами, искусственно увеличивается избыток щелочей по отношению к алюминию и происходит некоторое завышение $\bar{c}$. Вхождение калия в состав параметра $a$ приводит к занижению характеристики $n$, что проявляется при пересчете анализов амфиболовых луявритов.

У р т и т ы. Силикатные анализы уртитов и их петрохимические характеристики приведены в табл. 17, 18. Величина параметра $a$ колеблется от 25,4 до 42,4, что характеризует уртиты как наиболее лейкократовые породы комплекса (рис. 16); фигуративные точки их составов занимают крайнее правое поле на плоскости ASB векторной диаграммы. Интересно, что ряд анализов уртитов обнаруживает при пересчете некоторый избыток алюминия относительно его количества в фельдшпатидах и щелочных полевых шпатах (в составе характеристики $a$). Присутствие анортитовой составляющей ($c$), вероятно, можно связывать с наличием изоморфных примесей Ca, Sr и Ba в нефелине, что приводит к дефициту натрия и калия по отношению к алюминию. Характеристики $\bar{c}$ и $b$ достигают наиболее высоких значений в уртитах нижней зоны, что связано с локальным обогащением этих пород энигматитом и мангано-ильменитом.

Изменение дополнительных характеристик параметра $b$ отражает в основном локальное обогащение отдельных горизонтов уртитов второстепенными минералами. В двух анализах отмечается крайняя пересыщенность щелочами ($n'$), что обусловлено высоким содержанием содалита; горизонт, обогащенный апатитом и ринколитом (II-7), имеет высокое значение $c'$ (78) при значительной величине $b$. Магнезиальная составляющая $m'$ уве-

Таблица 17

**Химический состав уртитов и ювитов II интрузивной фазы**

| Компоненты | Верхняя зона | | | Средняя зона | Нижняя зона | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Номера анализов | | | | | | | |
| | 2705-С | 13 | 12 | С-33 | 52 | 53 | 39 | 2777 |
| $SiO_2$ | 47,21 | 45,14 | 42,75 | 47,72 | 52,77 | 46,05 | 44,40 | 43,92 |
| $TiO_2$ | 0,85 | 0,52 | 0,21 | 0,79 | 1,78 | 0,16 | 0,20 | 3,28 |
| $Al_2O_3$ | 25,20 | 27,76 | 29,28 | 22,52 | 22,50 | 29,70 | 28,53 | 19,83 |
| $Fe_2O_3$ | 3,13 | 2,78 | 3,07 | 2,78 | 2,65 | 2,45 | 3,74 | 4,86 |
| FeO | 1,26 | 0,93 | 1,02 | 0,35 | 0,31 | 0,40 | 0,58 | 4,53 |
| MnO | 0,11 | 0,14 | 0,58 | 0,09 | 0,15 | 0,03 | 0,01 | 0,11 |
| MgO | 0,20 | 0,23 | 0,90 | 0,54 | 0,58 | — | 0,46 | 2,33 |
| CaO | 0,15 | 1,87 | 3,47 | 3,24 | 2,08 | 0,16 | 1,56 | 1,40 |
| BaO | 0,08 | — | — | — | — | — | — | — |
| SrO | — | 0,10 | — | — | — | — | — | — |
| $Na_2O$ | 15,83 | 13,79 | 12,29 | 11,40 | 10,64 | 15,78 | 16,57 | 13,83 |
| $K_2O$ | 4,90 | 3,67 | 5,47 | 5,55 | 4,13 | 5,16 | 3,78 | 3,77 |
| $P_2O_5$ | 0,08 | — | — | 2,08 | — | 0,06 | — | 0,01 |
| $H_2O^+$ | 0,20 | 1,24 | 1,18 | 1,02 | 1,00 | 0,20 | 0,42 | 0,75 |
| $H_2O^-$ | 0,32 | 0,08 | 0,26 | 0,14 | — | — | — | 0,20 |
| $SO_3$ | — | 0,72 | — | 0,28 | — | — | — | — |
| S | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Cl | 0,60 | 0,13 | — | 0,04 | — | — | — | 0,32 |
| F | — | — | 0,20 | 0,20 | — | — | — | — |
| П. п. п. | — | — | — | 0,35 | — | — | — | — |
| $ZrO_2$ | — | 0,23 | — | 0,11 | 0,18 | 0,05 | — | — |
| $(Nb,Ta)_2O_5$ | — | — | — | 0,13 | 0,15 | — | — | — |
| $TR_2O_3$ | — | 0,74 | — | 0,83 | 1,11 | — | — | — |
| $\Sigma_1$ | 100,32 | 100,07 | 100,68 | 100,16 | 99,98 | 100,20 | 100,25 | 99,14 |
| $-O=(F,Cl)_2$ | 0,46 | 0,10 | 0,12 | 0,09 | — | — | — | 0,24 |
| Сумма | 99,86 | 99,97 | 100,56 | 100,07 | 99,98 | 100,20 | 100,25 | 98,90 |
| Источник | В. П. Волков и др. (1961) | К. А. Власов и др. (1959) | К. А. Власов и др. (1959) | Настоящая работа | По материалам Р. М. Яшиной | | К. А. Власов и др. (1959) | В. П. Волков и др. (1961) |
| Аналитик | М. И. Карахаанова | Ю. С. Нестерова | Е. Б. Халезова | С. Я. Кузнецова | | | Е. Б. Халезова | Л. П. Воронина |

2705-С — ювитсоналитовый, I-3, г. Карнасурт; 13 — ювит, г. Карнасурт; 12—йолит-уртит, II-5, г. Карнасурт; С-33 — уртиты, апатитовые уртиты, средняя проба, г. Аллуайв; 52 — ювит, III-2, Аллуайв; 53 — уртит, III-1, г. Аллуайв; 39 — уртит, г. Карнасурт; 2777 — уртит эгирматитовый, IV-3, г. Паргуайв.

личивается в уртитах нижней зоны, содержащих арфведсонит (см. табл. 18).

Величина недосыщенности кремнеземом ($-Q$) колеблется от 33,3 в ювитах до 78,0 в наиболее богатых нефелином уртитах.

Коэффициент агпаитности наиболее лейкократовых уртитов и ювитов близок к единице (0,95—1,10), но в случае обогащения пород содалитом или цветными агпаитовыми минералами резко повышается до 1,24—1,35.

По величине $Fe_2O_3/FeO$ резко выделяется эгирматитовый уртит нижней зоны (IV-1). Закисное железо преобладает над окисным ($Fe_2O_3/FeO$ = = 0,95) вследствие вхождения $Fe^{2+}$ в породообразующие эгирматит и мангано-ильменит.

Таблица 18

**Петрохимические характеристики уртитов и ювитов**

| Петрохимические характеристики | Верхняя зона | | | Средняя зона | Нижняя зона | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Номера анализов | | | | | | | |
| | 2705-С | 13 | 12 | С-33 | 52 | 53 | 39 | 2777 |
| $a$ | 34,8 (39,3)* | 38,3 | 37,4 | 32,5 | 30,1 | 42,4 | 40,1 | 25,4 (26,5)* |
| $\bar{c}$ | 4,0 | $c$=0,7 | $c$=2,3 | 2,9 | $c$=0,3 | 2,6 | 3,9 | 9,4 |
| $b$ | 5,1 ( 0,6)** | 5,6 | 8,2 | 5,5 | 6,0 | 0,3 | 2,8 | 7,2 (6,1)** |
| $s$ | 56,1 | 55,4 | 52,1 | 59,1 | 63,6 | 54,7 | 53,2 | 58,0 |
| $f'$ | — | 62 | 54 | — | 46 | 25 | — | — |
| $m'$ | 7 | 7 | 19 | 18 | 16 | — | 30 | 60 |
| $c'$ | 4 | 31 | 27 | 78 | 38 | 75 | 70 | 25 |
| $n'$ | 89 | — | — | 4 | — | — | — | 15 |
| $n$ | 79 | 85 | 77 | 74 | 80 | 81 | 86 | 80 |
| $-Q$ | 61,4 | 66,4 | 72,9 | 49,7 | 33,3 | 78,0 | 77,7 | 44,2 |
| $\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$ | 1,24 | 0,98 | 0,90 | 1,10 | 0,97 | 1,06 | 1,10 | 1,35 |
| $Fe_2O_3/FeO$ | 2,2 | 2,8 | 2,5 | 6,8 | 8,1 | 5,0 | 6,0 | 0,95 |
| $\frac{a}{\bar{c}+b}$ | 8,6* | 6,6 | 4,6 | 3,5 | 5,0 | 14,5 | 6,0 | 1,7* |
| $\frac{\bar{c}}{b}$ | 6,7 | — | — | 2,4 | — | 8,7 | 1,4 | 1,5 |

* Величина $n'$ учтена в $a$, так как избыточные щелочи входят в содалит.

** Из состава характеристики $b$ вычтена величина $n'$, так как избыточные щелочи входят в содалит.

Сравнение средних составов уртитов по зонам вертикального разреза дифференцированного комплекса обнаруживает ряд типоморфных особенностей их химического состава (табл. 19).

1. Уртиты средней зоны резко обогащены кальцием (3,24 CaO) и фосфором (2,08 $P_2O_5$), что приводит к кристаллизации породообразующего апатита.

2. Уртиты нижней зоны имеют наибольший коэффициент агпаитности (1,10), самое низкое отношение $Fe_2O_3/FeO$ (2,6), что связано с наличием больших количеств энигматита, мангано-ильменита и содалита. Кроме того, в уртитах средней и нижней зон наблюдается некоторое увеличение насыщенности $SiO_2$, обусловленное возрастанием содержания полевого шпата.

Фойяиты. В табл. 20 представлены 10 силикатных анализов фойяитов. Величина характеристики $a$ [1] колеблется от 24,8 в мелано-фойяите нижней зоны до 34,3 в фойяитах средней зоны, близких по составу к фойяит-ювитам (табл. 21). В наиболее лейкократовом фойяите (№ 10), в котором отношение $a : b = 8{,}5$, отмечается появление анортитовой составляющей $c$, как и в уртитах. Величина параметра $b$ (за вычетом $n'$) колеблется незначительно (1,3—4,3) и отражает сравнительную бедность фойяитов темноцветными минералами.

Акмитовая составляющая $\bar{c}$ достигает относительно высоких значений (5,4—8,1) только в фойяитах нижней зоны, являющихся наиболее меланократовыми разностями. Необходимо отметить, что фемические компоненты связаны в основном в акмитовой составляющей $\bar{c}$, поскольку почти во всех

[1] Для удобства петрохимической характеристики пород в табл. 21 в скобках даны значения параметров $a$ и $b$, если иметь в виду, что все щелочи, связанные в содалите, должны входить в характеристику $a$. На векторной диаграмме (см. рис. 16) даются искаженные значения этих параметров в соответствии с общепринятой системой пересчета А. Н. Заварицкого.

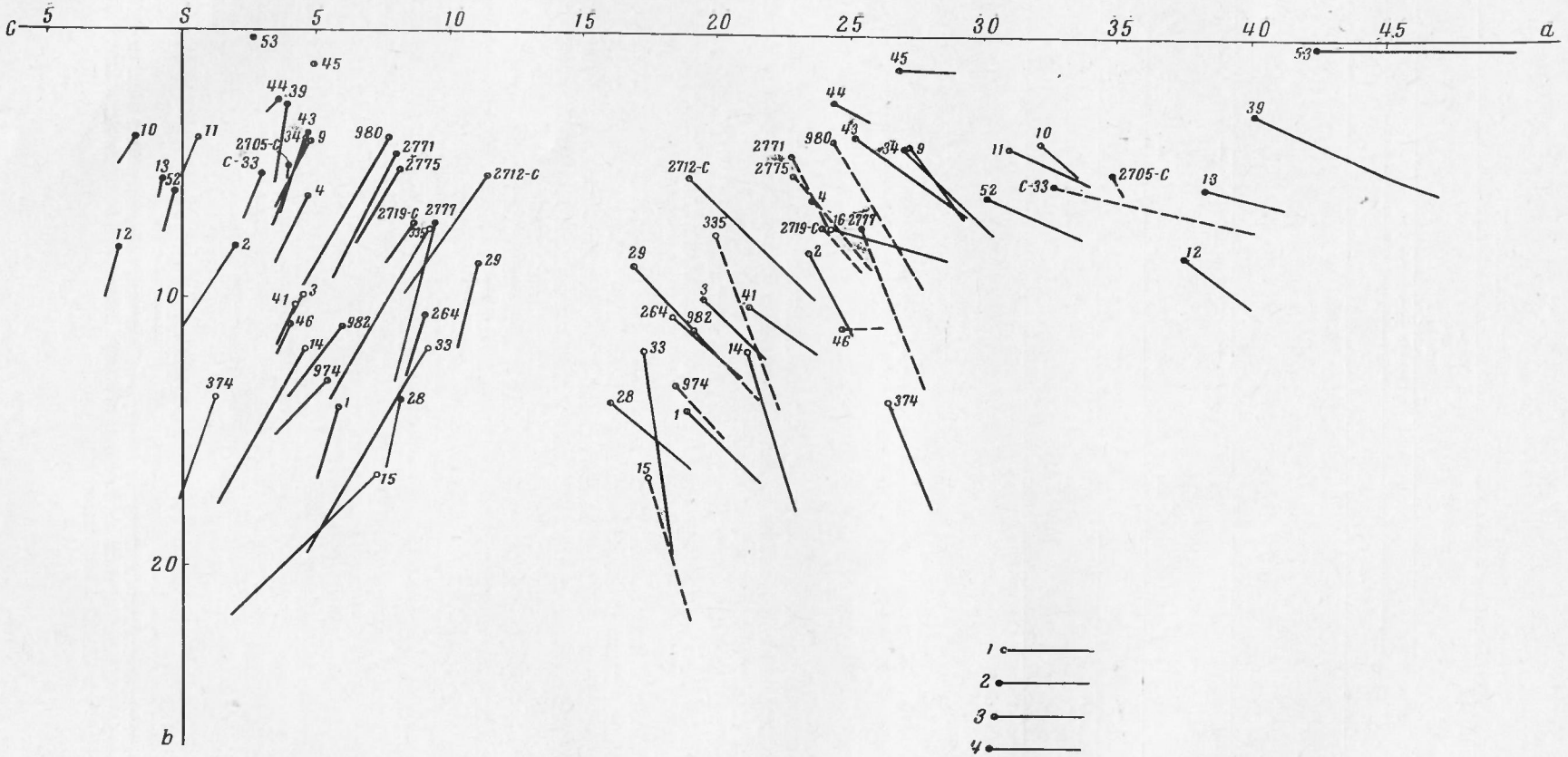



Рис. 16. Петрохимическая диаграмма составов пород II интрузивной фазы Ловозерского массива

*1* — луявриты амфиболовые; *2* — луявриты эгириновые; *3* — фойяиты; *4* — уртиты. Номера анализов см. в табл. 17, 20, 23, 26

Таблица 19

**Средние химические составы уртитов II интрузивной фазы и их петрохимические характеристики**

| Компоненты | Верхняя зона | Средняя зона | Нижняя зона | Средний состав |
|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 43,92 | 47,72 | 46,64 | 44,77 |
| $TiO_2$ | 1,87 | 0,79 | 1,17 | 1,57 |
| $Al_2O_3$ | 25,39 | 22,52 | 24,88 | 24,85 |
| $Fe_2O_3$ | 4,08 | 2,78 | 3,58 | 3,87 |
| FeO | 0,79 | 0,35 | 1,31 | 1,00 |
| MnO | 0,27 | 0,09 | 0,10 | 0,24 |
| MgO | 0,45 | 0,54 | 0,67 | 0,53 |
| CaO | 1,78 | 3,24 | 1,37 | 2,17 |
| $Na_2O$ | 13,49 | 11,40 | 14,27 | 13,65 |
| $K_2O$ | 4,06 | 5,55 | 4,13 | 4,02 |
| $P_2O_5$ | 0,39 | 2,08 | 0,07 | 0,52 |
| $a$ | 36,6 | 32,5 | 35,2 | 35,5 |
| $\bar{c}$ | 1,7 | 2,9 | 4,3 | 2,8 |
| $b$ | 6,3 | 5,5 | 3,4 | 5,7 |
| $s$ | 55,4 | 59,1 | 57,1 | 56,0 |
| $f'$ | 50 | $n'$=4 | 10 | 34 |
| $m'$ | 37 | 18 | 36 | 16 |
| $c'$ | 13 | 78 | 54 | 50 |
| $n$ | 83 | 74 | 82 | 82 |
| $-Q$ | 64,1 | 49,7 | 60,5 | 61,8 |
| $\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$ | 1,05 | 1,10 | 1,10 | 1,08 |
| $Fe_2O_3/FeO$ | 4,7 | 6,8 | 2,6 | 3,4 |
| $\frac{a}{\bar{c}+b}$ | 4,6 | 3,5 | 4,6 | 4,2 |
| Число анализов * | 13 | 1 | 5 | 19 |

* При подсчете средних составов использован ряд анализов, близких к приведенным в табл. 17 из материалов Р. М. Яшиной и И. В. Буссен.

анализах $\bar{c} > b$. Это отражает высокую щелочность темноцветных минералов в фойяитах[1]. Рассмотрение соотношений дополнительных характеристик в составе параметра $b$ показывает, что большинство фойяитов нижней зоны, обогащенных содалитом, относится к крайне пересыщенным щелочами ($n'$ от 12 до 60).

Значение параметров $n$ и $-Q$ находятся в соответствии с изменением соотношения нефелина и микроклина. Наиболее недосыщенными кремнеземом ($-Q$ от 30,9 до 41,9) являются богатые нефелином фойяиты средней зоны и один из фойяитов (№ 11) нижней зоны. Одновременно эти же образцы показывают высокое содержание натрия в алюмосиликатах ($n$ = = 70—73). Остальные анализы фойяитов характеризуются высокой калиевой щелочностью ($n$ от 66 до 51) и большей насыщенностью $SiO_2$ ($-Q$ от

[1] Анализ соотношения $\bar{c}/b$ в уртитах не приводился вследствие образования составляющей $c$, однако там, где дефект пересчета не сказывается, значение $\bar{c}$ также превышает $b$ (см. табл. 18).

Таблица 20

**Химический состав фойяитов II интрузивной фазы**

| Компоненты | Верхняя зона | | | Средняя зона | | | Нижняя зона | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Номера анализов | | | | | | | | | |
| | 9 | 45 | 2719-С | 10 | 34 | 46 | 11 | 980 | 2775 | 974 |
| $SiO_2$ | 56,09 | 55,50 | 55,07 | 51,55 | 52,79 | 53,42 | 53,88 | 53,32 | 54,86 | 55,38 |
| $TiO_2$ | 0,52 | 0,56 | 0,80 | 0,64 | 0,81 | 0,54 | 0,24 | 0,33 | 0,54 | 0,75 |
| $Al_2O_3$ | 19,67 | 18,96 | 19,24 | 25,31 | 19,26 | 18,80 | 22,19 | 17,10 | 16,78 | 14,04 |
| $Fe_2O_3$ | 4,12 | 3,91 | 3,00 | 2,45 | 5,15 | 3,66 | 2,48 | 6,84 | 4,18 | 4,70 |
| FeO | — | 1,12 | 0,98 | 0,71 | 1,27 | 0,82 | 0,47 | 1,26 | 1,81 | 1,43 |
| MnO | 0,19 | 0,46 | 0,15 | — | 0,28 | 0,24 | 0,17 | 0,18 | 0,21 | 0,28 |
| MgO | 0,53 | сл. | 0,77 | 0,29 | 0,77 | — | 0,28 | 0,95 | 0,84 | 1,68 |
| CaO | 0,54 | 0,86 | 0,74 | 1,81 | 1,04 | 1,10 | 1,00 | 0,69 | 0,90 | 2,05 |
| BaO | 0,10 | — | 0,08 | — | — | — | — | 0,12 | 0,09 | 0,24 |
| SrO | 0,22 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| $Na_2O$ | 8,53 | 7,48 | 10,92 | 8,88 | 10,12 | 14,62 | 9,70 | 9,99 | 9,95 | 10,45 |
| $K_2O$ | 6,55 | 6,96 | 7,46 | 7,61 | 5,48 | 4,66 | 6,23 | 5,85 | 5,93 | 6,33 |
| $Li_2O$ | 0,09 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| $P_2O_5$ | 0,27 | 0,42 | 0,34 | — | 0,14 | 0,52 | 0,50 | 0,16 | 0,05 | 0,51 |
| $H_2O^+$ | 1,08 | — | 0,30 | 0,59 | | — | 0,20 | 0,55 | 0,57 | 1,42 |
| $H_2O^-$ | 0,25 | — | 0,58 | 0,14 | 2,35 | — | 0,38 | 2,55 | 1,00 | 0,15 |
| $SO_3$ | 0,23 | — | — | — | — | — | 0,21 | — | — | — |
| S | — | — | — | — | 0,06 | — | — | — | — | 0,44 |
| F | — | — | 0,41 | — | 0,01 | — | — | — | 0,07 | — |
| Cl | 0,21 | — | 0,15 | — | 0,12 | — | — | 0,22 | 0,24 | 0,30 |
| $ZrO_2$ | 0,12 | 0,66 | — | — | 0,32 | — | 0,72 | — | — | — |
| $(Nb, Ta)_2O_5$ | 0,16 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| $TR_2O_3$ | 0,11 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| П. п. п. | — | 3,00 | — | — | — | 0,72 | 0,98 | — | 1,30 | — |
| $CO_2$ | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| $\Sigma_1$ | 99,58 | 99,89 | 100,99 | 100,30 | 99,97 | 100,16 | 99,63 | 100,11 | 99,32 | 100,35 |
| $-O=(F,Cl)_2$ | 0,16 | — | 0,37 | — | 0,10 | — | — | 0,17 | 0,22 | 0,23 |
| Сумма | 99,42 | 99,89 | 100,62 | 100,30 | 99,87 | 100,16 | 99,63 | 99,94 | 99,10 | 100,12 |
| Источник | К. А. Власов и др. (1959) | По материалам Р. М. Яшиной | В. П. Волков (1963) | К. А. Власов и др. (1959) | По материалам О. А. Воробьевой | По материалам Р. М. Яшиной | К. А. Власов и др. (1959) | В. П. Волков и др. (1961) | | |
| Аналитик | Ю. С. Нестерова | — | М. И. Караханова | Е. Б. Халезова | — | — | Т. А. Бурова | М. И. Караханова | | Л. П. Воронина |

9—фойяит, г. Карнасурт; 45—фойяит, г. Аллуайв; 2719-С—фойяит с анальцимом, г. Карнасурт; 10—фойяит, г. Карнасурт; 34—фойяит трахитоидный; 46—фойяит, г. Аллуайв; 11—фойяит, Карнасурт; 980—фойяит с содалитом, г. Паргуайв; 2775—фойяит, г. Паргуайв; 974—фойяит с содалитом, г. Паргуайв.

26,7 до 16,4), что соответствует повышению роли микроклина в фойяитах сильно дифференцированных верхней и нижней зон комплекса. Резкая недосыщенность $SiO_2$ ($Q = -36,5$) одного из фойяитов верхней зоны (№ 2719-с) при высоком содержании калия в алюмосилшкатах ($n = 58$) коррелируется с обогащением этой крайне недосыщенной кремнекислотой породы содалитом. Коэффициент агпаитности фойяитов резко колеблется от 0,90 до 1,72. Возрастание коэффициента агпаитности до 1,5—1,7, возможно, связано с наличием породообразующего содалита, эвдиалита и арфведсонита. Соответственно, все анализы пород с высоким коэффициентом

Таблица 21

**Петрохимические характеристики фойяитов**

| Петрохимические характеристики | Верхняя зона | | | Средняя зона | | | Нижняя зона | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Номера анализов | | | | | | | | | |
| | 9 | 45 | 2719-с | 10 | 34 | 46 | 11 | 980 | 2775 | 974 |
| $a$ | 27,5 | 26,8 | 24,0 (29,2)* | 32,2 | 27,1 | 24,8 (34,3)* | 31,0 | 24,4 (24,8)* | 22,9 (25,5)* | 18,5 (26,3)* |
| $\bar{c}$ | 2,1 | 4,9 | 8,7 | $c$=1,7 | 4,7 | 4,0 | 0,6 | 7,7 | 8,1 | 5,4 |
| $b$ | 3,5 | 1,3 | 7,2 (2,0**) | 4,0 | 4,2 | 10,9 (1,4**) | 4,2 | 3,0 (2,6**) | 5,3 (2,6**) | 13,1 (4,3**) |
| $s$ | 66,9 | 65,0 | 60,1 | 62,1 | 64,0 | 60,3 | 64,2 | 64,9 | 63,7 | 63,0 |
| $f'$ | 52 | 78 | — | 74 | 35 | — | 57 | — | — | — |
| $m'$ | 26 | — | 16 | 12 | 32,5 | — | 13 | 55 | 28 | 21 |
| $c'$ | 22 | 22 | 12 | 14 | 32,5 | 13 | 30 | 33 | 23 | 19 |
| $n'$ | — | — | 72 | — | — | 87 | — | 12 | 49 | 60 |
| $n$ | 66 | 60 | 58 | 64 | 70 | 73 | 70 | 63 | 62 | 51 |
| $-Q$ | 23,3 | 26,5 | 36,5 | 41,9 | 30,9 | 33,0 | 34,2 | 26,7 | 26,5 | 16,4 |
| $\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$ | 1,08 | 1,05 | 1,35 | 0,90 | 1,17 | 1,55 | 1,02 | 1,33 | 1,36 | 1,72 |
| $Fe_2O_3/FeO$ | — | 3,2 | 2,7 | 3,1 | 3,6 | 4,2 | 4,5 | 5,0 | 2,0 | 3,0 |
| $\frac{a}{\bar{c}+b}$ | 4,9 | 4,3 | 2,7* | 8,5 | 3,0 | 6,4* | 6,5 | 2,4* | 2,3* | 2,5* |
| $\frac{\bar{c}}{b}$ ** | 0,6 | 3,8 | 4,4 | — | 1,1 | 2,8 | 0,1 | 3,0 | 3,0 | 1,3 |

* Величина $n'$ учтена в составляющей $a$, так как избыточные щелочи входят в содалит.

** Из величины $b$ вычитается атомное количество щелочей, входящих в содалит ($n'$).

агпаитности имеют в своем составе дополнительную характеристику $n'$ (табл. 21).

Сравнение средних составов фойяитов дифференцированного комплекса показывает специфические особенности пород каждой зоны (табл. 22).

1. Фойяиты средней зоны максимально недосыщены кремнекислотой ($-Q = 38{,}1$) и являются наиболее лейкократовыми $\left(\frac{a}{\bar{c}+b} = 4{,}3\right)$, натрий резко преобладает в составе алюмосиликатов ($n = 70$). Это полностью соответствует петрографическим данным, характеризующим фойяиты средней зоны как породы, близкие по составу к фойяит-ювитам (соотношение количеств микроклина и нефелина близко к 1).

2. По величине насыщенности $SiO_2$ и соотношению щелочей в алюмосиликатах фойяиты верхней и нижней зон достаточно близки ($n = 61$—$62$, $-Q = 24{,}0$—$25{,}3$).

3. Фойяиты нижней зоны выделяются по величине коэффициента агпаитности (1,36 против 1,16 в верхней зоне), что соответствует их сильной пересыщенности щелочами ($n' = 36$). Кроме того, в фойяитах нижней зоны возрастает роль фемических компонентов $\left(\frac{a}{\bar{c}+b} = 2{,}5\right.$ против 4,3—4,5 в верхней и средней зонах). Петрохимические данные соответствуют обогащению фойяитов нижней зоны темноцветными минералами и содалитом.

Таблица 22

**Средние составы фойяитов II интрузивной фазы и их петрохимические характеристики**

| Компоненты | Верхняя зона | Средняя зона | Нижняя зона | Средний состав |
|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 55,55 | 52,59 | 54,31 | 54,49 |
| $TiO_2$ | 0,63 | 0,66 | 0,55 | 0,60 |
| $Al_2O_3$ | 19,29 | 21,12 | 16,67 | 18,36 |
| $Fe_2O_3$ | 3,68 | 3,75 | 5,46 | 4,52 |
| FeO | 1,05 | 0,93 | 1,41 | 1,20 |
| MnO | 0,27 | 0,26 | 0,22 | 0,24 |
| MgO | 0,65 | 0,53 | 0,99 | 0,79 |
| CaO | 0,71 | 1,32 | 1,40 | 1,12 |
| $Na_2O$ | 8,98 | 11,21 | 10,03 | 9,83 |
| $K_2O$ | 6,99 | 5,92 | 5,75 | 6,23 |
| $P_2O_5$ | 0,34 | 0,34 | 0,44 | 0,42 |
| $a$ | 26,9 | 29,5 | 23,4 | 25,6 |
| $\bar{c}$ | 4,3 | 4,5 | 6,4 | 5,4 |
| $b$ | 2,4 | 3,3 | 5,6 | 3,8 |
| $s$ | 66,4 | 62,7 | 64,6 | 65,2 |
| $f'$ | 15 | — | — | — |
| $m'$ | 47 | 26 | 32 | 37 |
| $c'$ | 38 | 50 | 32 | 37 |
| $n'$ | — | 24 | 36 | 26 |
| $n$ | 61 | 70 | 62 | 63 |
| $-Q$ | 25,3 | 38,1 | 24,0 | 26,2 |
| $\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$ | 1,16 | 1,18 | 1,36 | 1,25 |
| $Fe_2O_3/FeO$ | 3,2 | 4,0 | 3,6 | 3,3 |
| $\frac{a}{\bar{c} + b^*}$ | 4,0 | 4,3 | 2,5 | 3,2 |
| Число анализов ** | 3 | 3 | 5 | 11 |

* Величина $n'$ учтена в $a$.

** При подсчете средних составов использован анализ из материалов Р. М. Яшиной.

Луявриты. Химические анализы эгириновых луявритов и их пересчеты приведены в табл. 23. Величина характеристики $a$ изменяется от 16,0 до 25,2, что в целом соответствует подразделению этой группы пород на лейко-, мезо- и меланократовые. Отношение $\frac{a}{\bar{c} + b}$ увеличивается от 0,7 в меланократовых до 3,9 в лейкократовых разностях. Аналогично происходит увеличение параметров $\bar{c}$ и $b$ от 2,0 и 2,6 в лейкократовых до 11,4 и 14,1 в меланократовых луявритах. В противоположность фойяитам и уртитам, отношение $\bar{c}/b < 1$ в большинстве анализов луявритов. Эти данные соответствуют понижению содержания акмитовой молекулы в эгиринах из луявритов по сравнению с уртитами и фойяитами. Исключением являются эгирин-амфиболовые луявриты нижней зоны, что, вероятно, связано с дефектом пересчета амфиболсодержащих пород. При рассмотрении дополнительных характеристик параметра $b$ можно отметить увеличение магнезиальной составляющей $m'$ в амфибол-эгириновом луяврите нижней

Таблица 23

**Химический состав эгириновых луявритов II интрузивной фазы**

| Компоненты | Верхняя зона | | | | | | Средняя зона | | | | Нижняя зона | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Номера анализов | | | | | | | | | | | | |
| | 1 | 2 | 29 | 28 | 264 | 2712-с | 3 | 4 | 43 | 41 | 982 | 44 | 2771 |
| $SiO_2$ | 51,39 | 56,84 | 51,17 | 51,00 | 50,95 | 53,02 | 55,77 | 55,03 | 55,26 | 53,12 | 54,98 | 57,94 | 53,35 |
| $TiO_2$ | 1,66 | 0,81 | 1,65 | 2,00 | 1,77 | 0,66 | 1,42 | 0,76 | 0,54 | 0,71 | 1,00 | 0,65 | 0,28 |
| $Al_2O_3$ | 13,96 | 17,22 | 11,87 | 11,61 | 13,2 | 13,49 | 14,41 | 17,01 | 17,95 | 14,92 | 14,41 | 17,44 | 15,97 |
| $Fe_2O_3$ | 9,90 | 4,17 | 12,28 | 12,86 | 13,20 | 10,25 | 8,60 | 6,82 | 6,36 | 11,58 | 4,60 | 6,08 | 6,65 |
| FeO | 3,03 | 2,42 | 2,66 | 2,60 | 2,30 | 2,07 | 1,80 | 1,48 | | | 1,92 | | 1,85 |
| MnO | 0,38 | 0,28 | 0,29 | 0,30 | 0,35 | 0,11 | 0,37 | 0,19 | 0,28 | 0,33 | 0,24 | 0,28 | 0,14 |
| MgO | 2,34 | 1,48 | 1,63 | 1,97 | 1,44 | 1,35 | 1,34 | 0,92 | 0,68 | 1,52 | 1,83 | 0,07 | 1,25 |
| CaO | 3,28 | 1,10 | 2,19 | 3,39 | 2,22 | 1,94 | 1,93 | 1,09 | 1,30 | 2,49 | 2,25 | 0,34 | 0,92 |
| BaO | — | 0,13 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | — | 0,05 | 0,07 | — | — | 0,35 | — | 0,05 |
| SrO | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,16 | 0,09 | — | 0,06 | — |
| $Na_2O$ | 8,95 | 7,28 | 10,50 | 9,36 | 9,25 | 9,94 | 8,07 | 8,97 | 10,10 | 8,76 | 10,13 | 7,60 | 10,53 |
| $K_2O$ | 3,26 | 6,23 | 2,40 | 2,02 | 4,17 | 4,46 | 4,02 | 5,23 | 4,38 | 4,21 | 5,59 | 7,37 | 4,70 |
| $Li_2O$ | 0,04 | — | — | — | — | — | 0,06 | 0,05 | — | — | — | — | — |
| $P_2O_5$ | 0,01 | 0,08 | — | — | 0,22 | 0,06 | 0,09 | 0,09 | 0,10 | — | 0,35 | — | 0,03 |
| $H_2O+$ | 0,24 | 1,42 | 0,31 | 0,18 | 0,65 | 0,41 | 1,18 | 1,22 | — | — | 1,41 | — | 0,56 |
| $H_2O-$ | 0,17 | 0,16 | | | 0,15 | 1,00 | 0,05 | 0,01 | — | — | 0,24 | — | 1,18 |
| $SO_3$ | 0,01 | — | 0,05 | 0,03 | — | — | 0,34 | 1,40 | — | — | — | — | — |
| S | — | — | — | — | 0,01 | — | — | — | — | — | 0,35 | — | — |
| F | — | — | — | — | — | 0,06 | — | — | — | — | — | — | 0,12 |
| Cl | 0,27 | 0,03 | 0,01 | 0,12 | — | — | 0,10 | 0,14 | — | — | 0,05 | — | 0,15 |
| $ZrO_2$ | 0,52 | 0,21 | 1,05 | 0,35 | — | — | 0,13 | — | 0,55 | 0,34 | — | 0,39 | — |
| $(Nb, Ta)_2O_5$ | — | — | 0,56 | 0,11 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| $TR_2O_3$ | 0,28 | 0,20 | 0,42 | 0,65 | 0,69 | — | 0,12 | — | — | 0,46 | — | — | — |
| П. п. п. | — | — | 0,60 | — | — | — | — | — | 0,18 | 1,10 | — | 0,44 | 1,00 |
| $\Sigma_1$ | 99,69 | 100,07 | 99,67 | 99,78 | 100,07 | 98,72 | 100,47 | 100,49 | 97,84 | 99,63 | 101,60 | 98,66 | 98,73 |
| $-O=(F,Cl)_2$ | 0,07 | — | — | 0,02 | 0,04 | — | — | 0,03 | — | — | 0,04 | — | 0,16 |
| Сумма | 99,62 | 100,07 | 99,67 | 99,76 | 100,03 | 98,72 | 100,47 | 100,46 | 97,84 | 99,63 | 101,56 | 98,66 | 98,57 |
| Источник | К. А. Власов и др. (1959) | | Н. А. Елисеев, Э. Е. Федоров (1953) | | В. П. Волков (1963) | | К. А. Власов и др. (1959) | | По материалам Р. М. Яшиной | | В. П. Волков и др. (1961) | По материалам Р. М. Яшиной | В. П. Волков и др. (1961) |
| Аналитик | Ю. С. Нестерова | | Руковяткин | | М. И. Караханова, Л. П. Воронина | | Ю. С. Нестерова | | | | Л. П. Воронина | | М. И. Караханова |

1 — луяврит меланократовый, г. Карнасурт; 2 — луяврит мезократовый, г. Карнасурт; 29 — луяврит мезократовый, г. Нинчурт; 28 — луяврит мезократовый, г. Вавнбед; 264 — луяврит мезократовый, г. Аллуайв; 2712-с — луяврит мезократовый, г. Карнасурт; 3 — луяврит мезократовый, г. Карнасурт; 4 — луяврит мезократовый, г. Карнасурт; 43 — луяврит лейкократовый, г. Аллуайв; 41 — луяврит меланократовый, г. Аллуайв; 982 — луяврит лейкократовый, г. Паргуайв; 44 — луяврит нейкократовый, г. Аллуайв; 2771 — луяврит лейкократовый, г. Паргуайв.

зоны (№ 2771) и появление $n'$ (за счет арфведсонита и содалита) в породах нижней зоны.

Величина насыщенности $SiO_2$ изменяется от 11,7 до 24,2, что связано с изменением соотношения микроклина, нефелина и эгирина (см. табл. 15). Значение параметра $n$ увеличивается до 82 в меланократовом луяврите верхней зоны и падает до 54 в лейкократовых луявритах, близких к трахитоидным фойяитам.

Коэффициент агпаитности лейкократовых и мезократовых луявритов сравнительно невысокий (1,09—1,22), однако в меланократовых луявритах верхней и нижней зон комплекса резко увеличивается, достигая 1,66.

Сравнение средних составов эгириновых луявритов трех зон дифференцированного комплекса обнаруживает следующие особенности (табл. 25).

1. Луявриты верхней зоны относятся к наиболее меланократовым разностям $\left(\frac{a}{c+b} = 1{,}1\right)$, чему соответствует высокий коэффициент агпаитности (1,39). В породах верхней зоны отмечается наибольшая недосыщенность $SiO_2$ ($Q = -21{,}8$), что связано с увеличением в них роли нефелина (см. табл. 16).

2. Луявриты слабо дифференцированной средней зоны имеют наиболее постоянный химический состав (см. табл. 23, 24), чем значительно отличаются от пестрых по составу пород сильно дифференцированных верхней и нижней зон комплекса. Коэффициент агпаитности луявритов средней зоны сравнительно низкий (1,22).

3. Луявриты нижней зоны характеризуются увеличением роли магния среди фемических компонентов ($m' = 41$) и крайней пересыщенностью щелочами ($n' = 27$), что обусловлено обогащением этих пород арфведсонитом и содалитом. Соответственно, наблюдается возрастание коэффициен-

Таблица 24

**Петрохимические характеристики эгириновых луявритов**

| Петрохимические характеристики | Верхняя зона | | | | | | Средняя зона | | | | Нижняя зона | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Номера анализа | | | | | | | | | | | | |
| | 1 | 2 | 29 | 28 | 264 | 2712-с | 3 | 4 | 41 | 43 | 982 | 44 | 2771 |
| $a$ | 19,0 | 23,5 | 17,0 | 16,0 | 18,4 | 19,0 | 19,6 | 23,6 | 21,2 | 25,2 | 19,3 | 24,4 | 22,8 |
| $c$ | 5,9 | 2,0 | 11,1 | 8,2 | 9,2 | 11,4 | 4,5 | 4,7 | 4,2 | 4,8 | 6,0 | 3,6 | 8,0 |
| $b$ | 14,1 | 8,1 | 8,7 | 13,8 | 10,6 | 5,4 | 9,9 | 6,2 | 12,0 | 3,9 | 11,0 | 2,6 | 4,5 |
| $s$ | 61,0 | 66,4 | 63,2 | 62,0 | 61,8 | 64,2 | 66,0 | 65,5 | 62,1 | 66,1 | 63,7 | 69,4 | 64,7 |
| $f'$ | 43 | 51 | 34 | 44 | 50 | 7 | 53 | 51 | 52 | 29 | — | 80 | — |
| $m'$ | 28 | 32 | 33,5 | 25 | 24 | 45 | 23 | 26 | 22 | 29 | 28 | 6 | 50 |
| $c'$ | 29 | 17 | 32,5 | 31 | 26 | 48 | 24 | 23 | 26 | 42 | 25 | 14 | 26 |
| $n'$ | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 47 | — | 24 |
| $n$ | 75 | 61 | 80 | 82 | 76 | 64 | 69 | 67 | 71 | 73 | 58 | 54 | 68 |
| $-Q$ | 21,9 | 16,2 | 18,7 | 16,2 | 22,4 | 21,0 | 11,7 | 20,9 | 21,9 | 23,0 | 17,2 | 13,6 | 24,2 |
| $\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$ | 1,31 | 1,09 | 1,66 | 1,50 | 1,50 | 1,57 | 1,22 | 1,20 | 1,19 | 1,19 | 1,58 | 1,15 | 1,40 |
| $Fe_2O_3/FeO$ | 3,0 | 1,6 | 4,2 | 4,4 | 5,2 | 4,4 | 4,3 | 4,1 | — | — | 2,2 | — | 3,3 |
| $\frac{a}{c+b}$ | 0,95 | 2,3 | 0,85 | 0,7 | 0,9 | 1,1 | 1,3 | 2,2 | 1,3 | 2,9 | 1,1 | 3,9 | 1,8 |
| $\frac{c}{b}$ | 0,4 | 0,25 | 1,3 | 0,6 | 0,8 | 2,1 | 0,45 | 0,75 | 0,35 | 1,2 | 0,55 | 1,4 | 1,8 |

Таблица 25

**Средние составы эгириновых луявритов II интрузивной фазы и их петрохимические характеристики**

| Компоненты | Верхняя зона | Средняя зона | Нижняя зона | Средний состав |
|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 51,62 | 54,80 | 54,42 | 54,57 |
| $TiO_2$ | 1,71 | 0,86 | 0,64 | 0,91 |
| $Al_2O_3$ | 13,96 | 16,07 | 15,94 | 15,82 |
| $Fe_2O_3$ | 10,19 | 8,34 | 5,78 | 8,11 |
| FeO | 2,26 | 1,64 | 1,88 | 1,75 |
| MnO | 0,28 | 0,29 | 0,22 | 0,28 |
| MgO | 1,51 | 1,12 | 1,05 | 1,15 |
| CaO | 2,36 | 1,70 | 1,17 | 1,68 |
| $Na_2O$ | 9,40 | 8,98 | 9,42 | 9,10 |
| $K_2O$ | 3,61 | 4,46 | 5,96 | 4,61 |
| $P_2O_5$ | 0,09 | 0,09 | 0,19 | 0,11 |
| $a$ | 19,5 | 22,1 | 22,3 | 21,8 |
| $\bar{c}$ | 8,4 | 4,9 | 7,2 | 5,8 |
| $b$ | 9,8 | 8,4 | 4,5 | 7,5 |
| $s$ | 63,8 | 64,6 | 66,0 | 64,9 |
| $f'$ | 42 | 52 | — | 41 |
| $m'$ | 26 | 23 | 41 | 27 |
| $c'$ | 34 | 25 | 32 | 32 |
| $n'$ | — | — | 27 | — |
| $n$ | 72 | 70 | 60 | 69 |
| $-Q$ | 21,8 | 19,9 | 19,8 | 19,6 |
| $\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$ | 1,39 | 1,22 | 1,38 | 1,26 |
| $Fe_2O_3/FeO$ | 4,0 | 4,2 | 2,8 | 4,2 |
| $\frac{a}{\bar{c} + b}$ | 1,1 | 1,7 | 1,9 | 1,65 |
| Число анализов * | 7 | 4 | 3 | 14 |

* При подсчете средних составов использован анализ из материалов Р. М. Яшиной.

та агпаитности до 1,38, хотя луявриты нижней зоны являются наиболее лейкократовыми луявритами комплекса $\left(\frac{a}{\bar{c} + b} = 1{,}9\right)$ [1]. Луявриты нижней зоны имеют самое низкое отношение $Fe_2O_3/FeO$, что отражает смену эгириновых луявритов эгирин-амфиболовыми в наиболее глубоких горизонтах вертикального разреза пород.

Амфиболовые луявриты (пять анализов, табл. 26, рис. 16) довольно стабильны по своему химическому составу. Исключением является образец 374 из нижней зоны комплекса, резко недосыщенный кремнеземом ($-Q = 37{,}0$) и существенно лейкократовый $\left(a = 26{,}5; \frac{a}{\bar{c} + b} = 1{,}8\right)$.

[1] Здесь обнаруживается определенное несоответствие между средним химическим и минеральным составами: согласно подсчетам в шлифах, породы нижней зоны по содержанию темноцветных не должны существенно отличаться от луявритов верхней и средней зон.

Таблица 26

**Химический состав амфиболовых луявритов II интрузивной фазы и их петрохимические характеристики**

| Компоненты | Верхняя зона | | Средняя зона | Нижняя зона | | Средний состав |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Номера анализов | | | | | |
| | 33 | 335 | 14 | 15 | 374 | |
| $SiO_2$ | 52,88 | 54,46 | 54,08 | 52,48 | 50,74 | 52,93 |
| $TiO_2$ | 1,43 | 0,82 | 1,04 | 0,72 | 1,00 | 1,00 |
| $Al_2O_3$ | 12,87 | 14,85 | 15,91 | 13,50 | 19,66 | 15,36 |
| $Fe_2O_3$ | 5,61 | 4,17 | 2,86 | 5,10 | 5,99 | 4,75 |
| FeO | 5,25 | 5,50 | 4,53 | 2,90 | 2,07 | 4,05 |
| MnO | 0,66 | 0,40 | 0,51 | 0,37 | 0,05 | 0,40 |
| MgO | 5,44 | 2,92 | 4,26 | 2,90 | 3,20 | 3,74 |
| CaO | 1,09 | 1,50 | 1,83 | 2,24 | 1,90 | 1,71 |
| BaO | 0,03 | 0,11 | — | — | — | — |
| $Na_2O$ | 9,19 | 10,25 | 8,28 | 12,50 | 9,46 | 9,94 |
| $K_2O$ | 4,23 | 4,96 | 5,31 | 5,30 | 4,62 | 4,88 |
| $Li_2O$ | — | — | 0,04 | — | — | — |
| $P_2O_5$ | — | 0,34 | 0,37 | 0,26 | 0,34 | 0,33 |
| $H_2O^+$ | 0,10 | 0,10 | 0,90 | 0,31 | — | 0,51 |
| $H_2O^-$ | | 0,41 | 0,17 | 0,05 | — | |
| $SO_3$ | — | — | 0,17 | — | — | — |
| S | 0,28 | — | — | — | — | — |
| П. п. п. | — | — | — | 0,69 | 0,71 | 0,40 |
| Cl | 0,18 | — | 0,12 | — | — | — |
| $ZrO_2$ | — | — | — | 0,62 | — | — |
| $\Sigma_1$ | 99,24 | 100,79 | 100,44 | 100,08 | 99,46 | 100,00 |
| $-O=Cl_2$ | 0,14 | — | 0,09 | — | — | — |
| Сумма | 99,10 | 100,79 | 100,35 | 100,08 | 99,46 | 100,00 |
| $a$ | 17,3 | 20,0 | 21,2 | 17,5 | 26,5 | 20,9 |
| $c$ | 9,2 | 9,3 | 4,6 | 7,3 | 1,2 | 8,4 |
| $b$ | 11,9 | 7,5 | 11,9 | 16,6 | 13,7 | 8,7 |
| $s$ | 61,6 | 63,2 | 62,3 | 58,5 | 58,6 | 62,0 |
| $f'$ | 11 | $n'=9$ | 21 | $n'=30$ | 43 | $n'=2$ |
| $m'$ | 77 | 66 | 60 | 54 | 40 | 74 |
| $c'$ | 12 | 25 | 19 | 16 | 17 | 24 |
| $n$ | 63 | 64 | 64 | 50 | 75 | 66 |
| $-Q$ | 20,6 | 22,9 | 22,4 | 25,2 | 37,0 | 26,2 |
| $\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$ | 1,57 | 1,50 | 1,21 | 1,95 | 1,05 | 1,41 |
| $Fe_2O_3/FeO$ | 1,0 | 0,7 | 0,55 | 1,60 | 2,5 | 1,05 |
| $\frac{a}{c+b}$ | 0,8 | 1,2 | 1,3 | 0,7 | 1,8 | 1,2 |
| Источник | По материалам О. А. Воробьевой | По материалам В. П. Волкова | К. А. Власов и др. (1959) | | По материалам В. П. Волкова | |
| Аналитик | — | М. И. Караханова | Ю. С. Нестерова | Т. А. Бурова | Л. П. Соколова | — |

33 — луяврит амфиболовый, г. Маннепахк; 335 — луяврит амфиболовый, г. Паргуайв, 14 — луяврит амфиболовый, г. Карнасурт; 15 — луяврит амфиболовый, г. Карнасурт; 374 — луяврит амфиболовый лейкократовый, г. Паргуайв.

Остальные анализы показывают, что амфиболовые луявриты являются наиболее меланократовыми породами комплекса. Величина параметра $a$ колеблется от 17,3 до 21,2, а отношение $\frac{a}{c+b}$ от 0,7 до 1,3. Значения параметров $\bar{c}$ и $b$ для среднего состава амфиболового луяврита равны соответственно 8,4 и 8,7. Характеристика $b$, как правило, превышает значение $\bar{c}$ за счет магнезиального компонента арфведсонита. Структура параметра $b$ характеризуется прежде всего высоким содержанием $m'$ (54—77), что обусловлено присутствием богатого магнием арфведсонита. Интересно, что в двух анализах из пяти отмечается $n'$, что, по-видимому, отражает колебания химического состава арфведсонита, поскольку при пересчете некоторых анализов этого минерала обнаруживается избыток щелочей по отношению к $Fe_2O_3 + FeO$.

Особенность амфиболовых луявритов составляет высокая калиевая щелочность ($n = 66$ для среднего состава), близкая к ее величине в фойяитах. Это происходит вследствие вхождения калия в арфведсонит (до 3,08% $K_2O$), однако при пересчете этот калий учитывается в характеристике $a$ в алюмосиликатах. Коэффициент агпаитности амфиболовых луявритов (за исключением аномальной породы № 374) наиболее высокий среди пород дифференцированного комплекса, его среднее значение 1,41.

В заключение проведем сравнительный анализ петрохимических особенностей пород, слагающих «элементарную пачку» (уртит — фойяит — эгириновый луяврит), оперируя с их средними составами (табл. 27).

Таблица 27

**Средние составы пород II интрузивной фазы и их петрохимические характеристики**

| Компоненты | Уртит | Фойяит | Луяврит эгириновый | Средний состав |
|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 44,77 | 54,49 | 54,57 | 54,14 |
| $TiO_2$ | 1,57 | 0,60 | 0,91 | 0,81 |
| $Al_2O_3$ | 24,85 | 18,36 | 15,82 | 17,19 |
| $Fe_2O_3$ | 3,87 | 4,52 | 8,11 | 6,50 |
| $FeO$ | 1,00 | 1,20 | 1,75 | 1,50 |
| $MnO$ | 0,24 | 0,24 | 0,28 | 0,27 |
| $MgO$ | 0,53 | 0,79 | 1,15 | 0,98 |
| $CaO$ | 2,17 | 1,12 | 1,68 | 1,47 |
| $Na_2O$ | 13,65 | 9,83 | 9,10 | 9,58 |
| $K_2O$ | 4,02 | 6,23 | 4,61 | 5,23 |
| $P_2O_5$ | 0,52 | 0,52 | 0,09 | 0,35 |
| $a$ | 35,5 | 25,6 | 21,8 | 24,0 |
| $c$ | 2,8 | 5,4 | 5,8 | 5,8 |
| $b$ | 5,7 | 3,8 | 7,5 | 5,4 |
| $s$ | 56,0 | 65,2 | 64,9 | 64,8 |
| $n$ | 82 | 63 | 69 | 68 |
| $-Q$ | 61,8 | 26,2 | 19,6 | 24,2 |
| $f'$ | 34 | — | 41 | 32 |
| $m'$ | 16 | 37 | 27 | 32 |
| $c'$ | 50 | 37 | 32 | 36 |
| $n'$ | — | 26 | — | — |
| $\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$ | 1,08 | 1,25 | 1,26 | 1.24 |
| $Fe_2O_3/FeO$ | 3,4 | 3,3 | 4,25 | 3,9 |

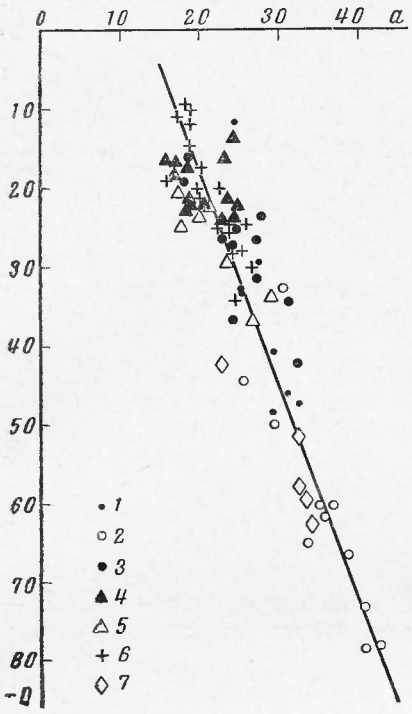



Рис. 17. Зависимость кремнекислотности ($Q$) пород Ловозерского массива от величины характеристики $a$

*1* — нефелиновые сиениты I интрузивной фазы; *2* — уртиты; *3* — фойяиты, *4* — эгириновые луявриты; *5*— амфиболовые луявриты; *6* — эвдиалитовые и порфировидные луявриты; *7* — пойкилитовые содалитовые сиениты и тавиты

Уртиты — анхимономинеральные нефелиновые породы с низким коэффициентом агпаитности (1,08), высоким значением $a$ (35,5) и высоким дефицитом $SiO_2$ ($-Q = 61{,}8$). Фемические компоненты играют незначительную роль ($b + \bar{c} = 8{,}5$), среди них значительную роль играет кальций $c' = 50$. Исключительно велико преобладание натрия над калием в алюмосиликатах ($n = 82$).

Фойяиты — лейкократовые нефелиновые сиениты, в которых по сравнению с уртитами происходит снижение роли щелочей в алюмосиликатах ($a = 25{,}6$), снижение дефицита кремнекислоты ($-Q = 26{,}2$), что соответствует насыщению минеральных фаз $SiO_2$ (кристаллизация микроклина). Резкое повышение коэффициента агпаитности (1,25) происходит за счет возрастания содержания щелочных темноцветных и содалита ($b + \bar{c} = 9{,}2$ при $n' = 26$). В алюмосиликатах возрастает роль калия ($n = 63$).

Луявриты — мезократовые нефелиновые сиениты. Для них характерно дальнейшее снижение дефицита $SiO_2$ ($-Q = 19{,}6$), приводящее к массовой кристаллизации насыщенных $SiO_2$ минералов — эгирина и арфведсонита. Это выражается в увеличении роли фемической составляющей ($b + \bar{c} = 13{,}3$) при соответствующем падении параметра $a$ (21,8). Для луяврита характерны высокий коэффициент агпаитности (1,26) и резкое преобладание натрия над калием в щелочных полевых шпатах и фельдшпатидах ($n = 69$).

## Выводы

1. Роль щелочей, связанных в алюмосиликатах ($a$), и их абсолютное суммарное содержание в породах падают в ряду уртит — фойяит — луяврит, в то время как насыщенность кремнекислотой ($-Q$) возрастает.

2. Существует линейная зависимость между количеством щелочей, входящих в алюмосиликаты ($a$), и величиной недосыщенности кремнеземом ($-Q$) (рис. 17). По мнению Л. В. Дмитриева (1961), рассмотревшего особенности кристаллизации гранитоидов Каибского массива (Центральный Казахстан), подобная связь между $a$ и $Q$ является определенным петрогенетическим индикатором, показывающим, что происхождение пород обусловлено только одним процессом. Необходимо отметить, что так же, как и в серии гранитоидов Каибского массива, наблюдается единый порядок кристаллизации минералов во всех породах данной интрузивной фазы.

3. Насыщение минеральных фаз кремнекислотой увеличивается в ряду уртит — фойяит — луяврит, что отвечает последовательному возрастанию содержания щелочных полевых шпатов, а затем щелочных пироксенов и амфиболов. Соответствующая корреляция проявлена и в уменьшении дефицита $SiO_2$(Q) от —61,8 (в уртитах) до —19,6 (в луявритах).

4. Увеличение меланократовости пород ($b + \bar{c}$) и возрастание их коэффициента агпаитности (обусловленное в основном наличием щелочных темноцветных) происходят в ряду уртит — фойяит — луяврит.

Петрографические исследования показали, что для луяврптов, фойяитов и уртитов характерен агпаитовый порядок кристаллизации (Воробьева, 1937; Елисеев и Федоров, 1953). Очевидно, существует соответствие между единой для всех пород комплекса последовательностью кристаллизации минералов и петрохимическими особенностями этих нефелиновых сиенитов.

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Данные по химическому составу породообразующих минералов являются весьма ценным материалом для выявления характера эволюции магмы дифференцированного комплекса и решения вопросов происхождения слагающих его пород.

Нефелин. Нефелин, как известно, является минералом переменного состава, однако, соотношение калиофиллитовой ($KAlSiO_4$) и нефелиновой ($NaAlSiO_4$) молекул в интрузивных породах обычно изменяется слабо (Miyashiro, 1951; Tilley, 1956; Hamilton, 1961). Согласно данным Ц. Тиллп (Tilley, 1954), предельное содержание калия в нефелинах, парагенных с K-Na полевыми шпатами, может достигнуть 25% калиофиллитовой молекулы, т. е. отношение Na/K (в весовых %) около 1,75.

Отношение Na/K в большинстве породообразующих нефелинов из щелочных пород СССР равно 2,4—2,7, однако, выделяются наиболее обогащенные калием нефелины Хибинского и Вишневогорского массивов (1,4—2,1) (Волков и др., 1962). По-видимому, ряд анализов нефелина из рисчорритов является недостоверным (Na/K < 1,75), однако их наивысшая калиевая щелочность не вызывает сомнений. В литературе (Кононова, 1957; «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр», 1937) имеется всего два полных анализа ловозерских нефелинов, помимо них в ГЕОХИ выполнены анализы семи образцов на Na, K и Ca (табл. 28).

Вопрос об интерпретации данных по изменению химического состава нефелина в одной генетически связанной серии пород остался нерешенным. В литературе есть указания (Hamilton, 1961) на то, что изменение химического состава этого минерала можно связывать с диффузионным ионным обменом щелочей нефелина и микроклина в твердом состоянии.

Нефелины из мономинеральных уртитов II интрузивной фазы наиболее бедны калием (4,32% $K_2O$), в то же время нефелины, парагенные с микроклином в фойяитах и луяврптах, содержат соответственно в среднем 5,64 и 5,52% $K_2O$.

С другой стороны, увеличение содержания калия в породообразующих нефелинах из фойяитов и луяврптов соответствует направленному изменению соотношения натрия и калия в ходе фракционной кристаллизации щелочной магмы комплекса. В самом деле, твердые фазы заключительной стадии кристаллизации в системе нефелин — калиофиллит, при условии нахождения точки состава исходного расплава в поле нефелина, должны обогащаться калием, приближаясь по составу к $Na_3KAl_4Si_4O_{16}$, т. е. эвтектике данной системы (Tuttle, Smith, 1958). Тем не менее, не наблюдается разницы в химическом составе нефелинов из фойяитов по сравнению с луяврптами, несмотря на резкое изменение отношения Na/K в расплаве. Здесь же отметим, что зональность нефелинов (в мономинеральных уртитах и амфиболовых луяврптах), очевидно, не является результатом нормальной кристаллизации расплава, так как периферические зоны кристаллов обогащены натровым компонентом.

Таблица 28

**Химические анализы нефелинов из пород II интрузивной фазы**

| Компоненты | Номера анализов | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| $SiO_2$ | 43,12 | 45,17 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| $Al_2O_3$ | 32,31 | 32,29 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| $Fe_2O_3$ | 1,79 | 0,77 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| FeO | 0,13 | 0,14 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| MgO | — | 0,05 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| CaO | 0,10 | 0,20 | 0,44 | 1,12 | 0,84 | 0,84 | 0,99 | 0,56 | — | — | — |
| $Na_2O$ | 16,12 | 15,74 | 17,2 | 15,8 | 16,0 | 17,0 | 16,8 | 17,2 | — | — | — |
| $K_2O$ | 6,54 | 4,99 | 5,8 | 6,3 | 6,3 | 6,0 | 5,35 | 5,55 | 4,32 | 5,64 | 5,52 |
| Сумма | 100,14 | 99,35 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Na/K | 2,2 | 2,8 | 2,6 | 2,2 | 2,3 | 2,5 | 2,8 | 2,7 | — | — | — |
| Аналитик | Е. А. Кульчинская | Смирнов | Ю. Б. Холина | | | | | | Е. Н. Савинова, Ю. Б. Холина | | |
| Источник | В. А. Кононова (1957) | «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр», 1937 | В. П. Волков и др. (1962) | | | | | | По материалам В. П. Волкова | | |

1 — из уртита (II-7); 2 — из пегматита; 3—4 — из луявритов; 5—7 — из фойяитов; 8 — из уртита (IV-3); 9 — из уртитов, среднее из 22 анализов; 10 — из фойяитов, среднее из 6 анализов; 11 — из луявритов, среднее из 6 анализов.

Таким образом, лишь общий характер изменения содержания натрия и калия в нефелинах дифференцированного комплекса находится в соответствии с принципом кристаллизационной дифференциации магмы. Вероятно, помимо процесса фракционной кристаллизации, существовал ряд факторов, которые влияли на характер эволюции химического состава нефелинов и вызвали появление «обратной зональности» в их кристаллах из некоторых уртитов и амфиболовых луявритов.

Калиевые полевые шпаты (микроклины) в породах II интрузивной фазы значительно изменены процессом постмагматической альбитизации. Мы специально отобрали и проанализировали на натрий и калий 14 образцов наименее альбитизированных микроклинов из фойяитов и луявритов (табл. 29). В соответствии со всеми имеющимися данными [1] можно отметить некоторое уменьшение роли натрия в микроклинах из луявритов (K/Na = 2,8) по сравнению с микроклином из фойяитов (K/Na = 2,2). Кроме того, в последних наблюдается наибольший разброс аналитических данных (от 2,63 до 5,65% Na и 7,45—11,0% K).

Некоторое падение роли натрия в микроклинах из луявритов следует, по-видимому, отнести за счет постмагматической альбитизации, проявленной в них менее интенсивно, чем в фойяитах. Об этом, вероятно, свидетель-

[1] Исключением являются два анализа Р. М. Яшиной (анализы 2 и 5, табл. 30), где, по-видимому, сильно проявлено замещение микроклина постмагматическим альбитом.

Таблица 29

**Содержание и соотношение калия и натрия в микроклинах из пород II интрузивной фазы**

| Номер образца | Порода | K, % | Na, % | K/Na | Аналитик | По материалам |
|---|---|---|---|---|---|---|
| — | Уртит | 1,70 | 8,84 | 0,2 | — | Р. М. Яшиной |
| — | Фойяит | 9,16 | 2,63 | 3,5 | В. А. Молева | О. А. Воробьевой |
| 2719-21 | То же | 8,12 | 5,65 | 1,4 | В. И. Лебедев | В. П. Волкова |
| 143/X | » | 9,30 | 3,90 | 2,4 | То же | То же |
| 144/XI | » | 7,45 | 5,00 | 1,5 | » | » |
| 2698 | » | 9,25 | 3,32 | 2,8 | » | » |
| 45 | » | 9,65 | 4,92 | 2,0 | » | » |
| 2775 | » | 9,00 | 3,60 | 2,5 | » | » |
| 974 | » | 11,00 | 2,83 | 3,9 | » | » |
| 988 | » | 8,95 | 4,50 | 2,0 | » | » |
| Среднее из 9 | | 9,10 | 4,04 | 2,2 | — | — |
| — | Луяврит | 9,73 | 2,35 | 4,1 | В. А. Молева | О. А. Воробьевой |
| 2712-13 | То же | 9,15 | 3,25 | 2,8 | В. И. Лебедев | В. П. Волкова |
| XVIII/264 | » | 8,72 | 4,15 | 2,1 | То же | То же |
| 2695 | » | 9,60 | 3,50 | 2,7 | » | » |
| 29 | » | 9,35 | 2,81 | 3,3 | » | » |
| 2771 | » | 8,40 | 3,52 | 2,4 | » | » |
| 982 | » | 9,51 | 3,40 | 2,8 | » | » |
| Среднее из 7 | | 9,21 | 3,28 | 2,8 | — | — |

ствует и уменьшение дисперсии содержаний натрия и калия. Отобрать неизмененный калишпат из уртитов или ювитов нам не удалось. Единственный анализ полевого шпата из уртита (по данным Р. М. Яшиной, табл. 30) показывает, что он по существу представлен почти чистым альбитом (K/Na = 0,2). Количественные соотношения альбит-пертита и постмагматического альбита, очевидно, можно установить лишь в результате специальных петрографических исследований, которые никем из исследователей Ловозерского массива не проводились.

Анализ полевых шпатов на щелочноземельные элементы нами не проводился. Согласно литературным данным (табл. 30), содержание анортитовой молекулы в микроклинах очень невелико (1—2,5% *An*), а содержание BaO и SrO не более 0,1%.

Развитие постмагматических процессов изменения калиевых полевых шпатов (альбитизация) создает большие трудности в интерпретации данных по их химическому составу. Нам представляется, что изложенный материал позволяет сделать вывод об относительном постоянстве соотношения натрия и калия в микроклинах при формировании фойяитов и луявритов дифференцированного комплекса. Тенденция к обогащению калием микроклинов из луявритов соответствует возможной эволюции их составов при фракционной кристаллизации щелочной магмы комплекса, подобно тому как это отмечалось в отношении нефелинов.

Щелочные пироксены и амфиболы. Специальное изучение эгиринов дифференцированного комплекса (Волков и др., 1962) позволило вскрыть интересные особенности их химического состава (табл. 31). Анализы эгиринов пересчитаны на минеральные молекулы и нанесены на трехкомпонентную треугольную диаграмму $(Ac + Jd) - (Fs + Hd) - (Di + En)$ по способу, предложенному Яги (Yagi, 1953; рис. 18).

По щелочности пироксены резко делятся на две группы: эгирины из луявритов ($Ac + Jd$ от 67,1 до 77,5%) и эгирины из фойяитов и уртитов

Таблица 30

**Химический состав K-Na полевых шпатов из пород II интрузивной фазы**

| Компоненты | Из уртита | Из фойяита | | Из луяврита | |
|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 65,46 | 64,34 | 64,40 | 65,00 | 65,57 |
| $Al_2O_3$ | 20,52 | 20,20 | 19,67 | 19,75 | 19,60 |
| CaO | 0,26 | 0,22 | 0,50 | 0,20 | 0,44 |
| SrO | — | — | 0,01 | 0,08 | — |
| BaO | — | — | — | 0,05 | — |
| $Na_2O$ | 11,96 | 9,24 | 3,56 | 3,18 | 5,82 |
| $K_2O$ | 2,05 | 4,60 | 11,04 | 11,72 | 7,26 |
| Сумма | 100,25 | 98,60 | 99,18 | 99,98 | 98,69 |
| По материалам | Р. М. Яшиной | | О. А. Воробьевой | Р. М. Яшиной | |

(*Ac* + *Jd* от 82,4 до 89,2%). Подобная разница в химическом составе не обнаруживается оптическими методами, однако коррелируется с морфологическими признаками минерала. Действительно, для фойяитов и уртитов характерны пойкилитовые и скелетные выделения эгирина, а для луявритов — игольчатые и призматические кристаллы.

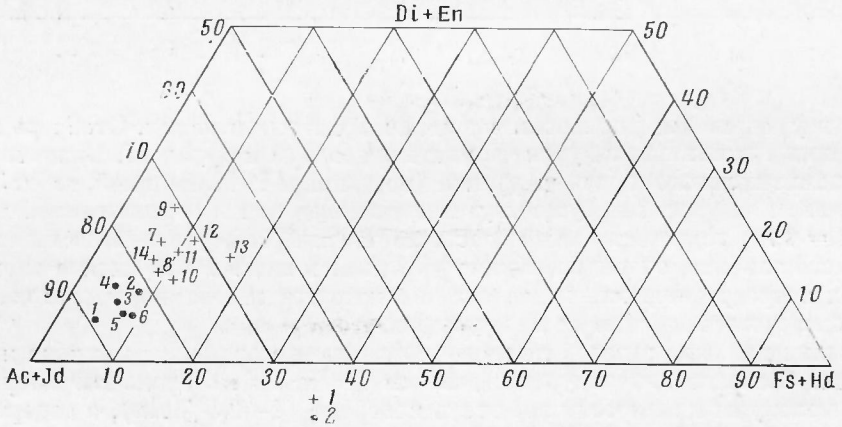



Рис. 18. Эволюция химического состава эгиринов из пород II интрузивной фазы

*1* — эгириновые луявриты; *2* — фойяиты и уртиты. Номера точек составов соответствуют номерам анализов в табл. 31

В эгиринах из фойяитов и уртитов нижней зоны по сравнению с остальными образцами наблюдается некоторое понижение отношения $Fe_2O_3$ / FeO (табл. 31). Эгирины из луявритов обнаруживают такую же тенденцию, но она выражена слабее (4,7—5,5 в нижней зоне против 5,0—7,0 в верхней и средней). По-видимому, состав пироксена отражает разницу в химизме среды минералообразования в различных зонах дифференцированного комплекса, так как в породах нижней зоны заметно понижается отношение $Fe_2O_3$/FeO.

Максимальные содержания титана характерны для эгирина из фойяитов и уртитов.

Эгирины дифференцированного комплекса обогащены титаном по сравнению с эгиринами из других щелочных пород Ловозерского массива (Волков и др., 1962).

Таблица 31

**Химический состав эгиринов II интрузивной фазы***

| Компоненты | Уртит | | Фойяит | | | Луяврит | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Номера анализов | | | | | | | | | | | | | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
| $SiO_2$ | — | — | — | — | — | 50,66 | 51,16 | 50,76 | — | — | 51,54 | 51,48 | 51,11 | — |
| $TiO_2$ | 2,78 | — | 2,40 | 2,30 | 2,60 | 2,74 | 2,31 | 2,64 | 1,98 | 2,00 | 2,04 | 1,99 | 1,99 | 1,98 |
| $Al_2O_3$ | — | — | — | — | — | 4,22 | 3,61 | 2,19 | — | — | 4,18 | 3,23 | 3,00 | — |
| $Fe_2O_3$ | 23,18 | 21,21 | 21,62 | 21,77 | 22,35 | 23,22 | 21,16 | 22,66 | 20,98 | 20,83 | 20,85 | 20,54 | 20,05 | 20,43 |
| FeO | 1,53 | 3,70 | 2,52 | 2,41 | 3,47 | 3,75 | 3,17 | 3,45 | 3,09 | 3,30 | 3,53 | 4,03 | 4,23 | 3,70 |
| MnO | — | — | — | — | — | 0,60 | 0,30 | 0,59 | — | — | 0,16 | 0,30 | 0,37 | — |
| MgO | 1,12 | 1,80 | 1,61 | 2,00 | 1,24 | 1,10 | 2,91 | 2,32 | 5,34 | 2,20 | 2,73 | 3,00 | 2,96 | 3,42 |
| CaO | 2,00 | 2,62 | 2,66 | 2,95 | 2,78 | 1,59 | 5,08 | 4,02 | 4,90 | 5,75 | 4,80 | 5,58 | 7,28 | 3,60 |
| $Na_2O$ | 12,69 | 12,80 | 12,88 | 13,20 | 13,84 | 12,32 | 9,97 | 10,64 | 11,47 | 12,57 | 9,64 | 9,24 | 9,29 | 11,33 |
| $K_2O$ | 0,46 | 0,55 | 1,08 | 0,54 | 0,96 | 0,06 | — | 0,18 | 0,28 | 0,71 | — | — | 0,03 | 0,40 |
| $H_2O$ | — | — | — | — | — | 0,38 | — | 0,56 | — | — | — | — | 0,24 | — |
| $V_2O_5$ | — | — | — | — | — | — | — | 0,24 | — | — | — | — | — | — |
| Сумма | — | — | — | — | — | 100,64 | 99,67 | 100,25 | — | — | 99,47 | 99,39 | 100,55 | — |
| $Fe_2O_3/FeO$ | 15,2 | 5,7 | 8,6 | 9,0 | 6,4 | 6,2 | 6,7 | 6,6 | 7,0 | 6,3 | 5,9 | 5,0 | 4,7 | 5,5 |
| $NaFeSi_2O_6 + NaAlSi_2O_6$ (*Ac* + *Jd*) | 89,2 | 82,4 | 85,0 | 83,7 | 85,4 | 84,5 | 74,4 | 77,2 | 71,3 | 76,2 | 73,5 | 70,2 | 67,1 | 77,5 |
| $FeSiO_3 + CaFeSi_2O_6$ (*Fs* + *Hd*) | 4,3 | 7,3 | 5,8 | 5,0 | 7,8 | 9,0 | 8,3 | 9,6 | 5,6 | 11,9 | 10,1 | 12,1 | 16,0 | 7,3 |
| $MgSiO_3 + CaMgSi_2O_6$ (*En* + *Di*) | 6,5 | 10,3 | 9,2 | 11,3 | 6,8 | 6,5 | 17,3 | 13,2 | 23,1 | 11,9 | 16,4 | 17,7 | 16,9 | 15,1 |
| Аналитик | М. И. Карахаова, Ю. Б. Холина | | | | | О. Я. Николаева | Л. Б. Тумилович | В. А. Молева | М. И. Караханова, Ю. Б. Холина | | Л. Б. Тумилович | | О. Я. Николаева | М. И. Караханова, Ю. Б. Холина |
| Источник | В. И. Волков и др. (1962) | | | | | По материалам Р. М. Яшиной | | По материалам О. А. Воробьевой | В. И. Волков и др. (1962) | | По материалам Р. М. Яшиной | | | В. И. Волков и др. (1962) |

* Образцы расположены в таблице согласно их положению в вертикальном разрезе пород.

Таблица 32

**Химические анализы щелочных амфиболов из пород II интрузивной фазы**

| Компоненты | Уртит | Фойяит | Амфиболовый луяврит |
|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 49,66 | 50,34 | 50,10 |
| $TiO_2$ | 1,33 | 1,65 | 1,89 |
| $Al_2O_3$ | 3,36 | 4,53 | 4,33 |
| $Fe_2O_3$ | 7,04 | 7,64 | 7,25 |
| FeO | 13,82 | 11,32 | 9,71 |
| MnO | 1,65 | 1,47 | 1,39 |
| MgO | 8,35 | 8,67 | 11,22 |
| CaO | 1,02 | 1,49 | 2,52 |
| $Na_2O$ | 9,60 | 9,20 | 8,38 |
| $K_2O$ | 1,88 | 2,07 | 1,63 |
| $H_2O^+$ | 1,01 | 0,81 | 1,31 |
| $H_2O^-$ | — | — | — |
| F | 2,23 | 2,40 | 1,98 |
| Cl | 0,41 | — | — |
| Сумма $-O=F_2$ | 101,36—1,11= =100,26 | 101,59—1,01= =100,58 | 101,73—0,84= =100,89 |
| Аналитик | В. А. Молева | Л. Абрамова, Р. Тимофеева | Е. Кошова |
| По материалам | О. А. Воробьевой | Л. Н. Когарко | |

В табл. 32 приведены три анализа породообразующего арфведсонита из пород II интрузивной фазы; в общем виде кристаллохимическая формула арфведсонита может быть представлена как $Na_3(Mg, Fe^{3+}, Al, Ti)_5Si_8O_{22} \cdot (OH, F)_2$.

Данные химических анализов показывают, что арфведсонит из луявритов по сравнению с остальными образцами характеризуется более низким содержанием натрия и более высоким содержанием кальция. Кроме того, в арфведсоните из луявритов несколько уменьшается содержание фтора в анионной группе, а также увеличивается роль окисного железа по отношению к закисному.

Соотношения между компонентами группы анионов (O, OH, F) характеризуются рядом особенностей (Когарко, 1962). Во всех арфведсонитах содержание фтора и кислорода резко преобладает над содержанием гидроксила [1]. Кроме того, отмечается некоторое количество воды (0,3—0,6 молекулы $H_2O$), не вошедшей в структуру в виде гидроксильных групп и ионов кислорода. Для двух образцов арфведсонита получены термовесовые кривые, которые показали, что вода начинает выделяться при температурах около 400° С. И. Д. Борнеман-Старынкевич (1960) считает, что в амфиболах может присутствовать адсорбированная вода, не входящая в кристаллическую структуру и удаляющаяся при сравнительно высоких температурах. Это положение подтверждается наличием в инфракрасных спектрах поглощения исследованных амфиболов интенсивной полосы $H_2O$ около 3400 $см^{-1}$, в то же время полосы, соответствующие валентным колебаниям свободных гидроксильных групп, отсутствуют. Вероятно, OH-группы в структуре минерала не образуются либо их количество ниже предела чувствительности спектрального анализа.

[1] Специальные определения хлора в арфведсонитах Ловозерского массива (Костецкая, 1962; Когарко, 1962) показали, что количество хлора не превышает 0,06%.

Эмпирические закономерности изменения состава арфведсонитов в целом аналогичны эволюции химизма породообразующих эгиринов II интрузивной фазы. Некоторое увеличение щелочности темноцветных минералов в уртитах и фойяитах отражает закономерности изменения минералообразующей среды в процессе ритмической кристаллизации. Наиболее существенные закономерности эволюции химического состава породообразующих минералов дифференцированного комплекса сводятся к следующему.

1. Соотношение щелочей и содержание их в породообразующих нефелинах и микроклинах изменяются слабо. Тенденция к понижению содержания калия в нефелинах и микроклинах луявритов по сравнению с фойяитами и уртитами находится в соответствии с принципом кристаллизационной дифференциации.

2. Акмитовая составляющая породообразующих эгиринов уменьшается в луявритах ($Ac + Jd = 67{,}1—77{,}5\%$) по сравнению с уртитами и фойяитами ($Ac + Jd = 82{,}4—89{,}2\%$).

3. Изменение состава арфведсонитов аналогично эволюции состава эгиринов: содержание щелочей уменьшается в луявритах по сравнению с уртитами и фойяитами.

## АССОЦИАЦИИ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

Согласно нашим петрографическим исследованиям, для определенных типов пород дифференцированного комплекса характерны типоморфные ассоциации акцессориев:

1. Уртиты и фойяиты: мурманит — лампрофиллит (выше горизонта III-5) и рамзаит — мангано-ильменит — энигматит (ниже III-5).
2. Апатитовые уртиты: апатит — ринколит — пектолит.
3. Эгириновые луявриты: ринколит — лампрофиллит.
4. Амфиболовые луявриты: апатит — сфен.

Эвдиалит и лопарит встречаются во всех породах и их можно назвать «проходящими» акцессорными минералами. Помимо приуроченности определенных акцессориев к соответствующим типам нефелиновых сиенитов, отдельным зонам вертикального разреза пород II интрузивной фазы свойственны типоморфные акцессорные минералы. Для верхней зоны это — мурманит и лампрофиллит, для средней — апатит и ринколит, а для нижней — рамзаит, мангано-ильменит и энигматит (табл. 33). Типоморфные акцессории верхней и средней зон можно встретить во всем вертикальном разрезе пород (см. рис. 13, табл. 33), а рамзаит, мангано-ильменит и энигматит совершенно отсутствуют в породах выше горизонта III-5. Известны единичные находки рамзаита в фойяитах верхней зоны, однако он замещается мурманитом и эвдиалитом.

Почти все породы, слагающие дифференцированный комплекс (за исключением некоторых уртитов), относятся к агпаитовому ряду, и в них следует ожидать наличия типоморфных агпаитовых минералов согласно В. И. Герасимовскому (1956). Это действительно наблюдается для луявритов и фойяитов верхней и средней зон, для которых характерны ассоциации ринколит — лампрофиллит и мурманит — лампрофиллит (табл. 33). Соответственно, в уртитах ($2Ca + Na + K > Al > Na + K$) часто наблюдается миаскитовая ассоциация апатит — пектолит. Однако петрографические наблюдения показали, что наличие той или иной минеральной ассоциации трудно объяснить только соотношением щелочей и алюминия в породе.

1. В амфиболовых луявритах, т. е. в породах с наивысшим коэффициентом агпаитности (1,41), наблюдается типичная миаскитовая ассоциация акцессориев (сфен — апатит).

2. Повышение коэффициента агпаитности в фойяитах (от 1,16 до 1,36) совпадает со сменой высокоагпаитной ассоциации (мурманит — лампро-

Таблица 33

**Акцессорные минералы нефелиновых сиенитов II интрузивной фазы**

| Породы | Зоны комплекса | | | |
|---|---|---|---|---|
| | верхняя | средняя* | нижняя | |
| | | | выше горизонта III-5 | ниже горизонта III-5 |
| Уртиты | **Лампрофиллит **** **Мурманит** | **Апатит** Ринколит Пектолит (Мурманит) | Мурманит Лампрофиллит (Пектолит) | Мурманит **Рамзаит** **Мангано-ильменит** **Энигматит** (Астрофиллит) |
| Фойяиты | | Лампрофиллит Мурманит (Апатит) (Пектолит) | | |
| Луявриты эгириновые | **Лампрофиллит** **Ринколит** (Пектолит) *** (Мурманит) | **Лампрофиллит** **Ринколит** Пектолит (Апатит) | | Апатит Сфен Рамзаит (Лампрофиллит) (Ринколит) (Мангано-ильменит) |
| Луявриты амфиболовые | **Апатит** **Сфен** (Рамзаит) | | | |

* Уртиты, содержащие только апатит, ринколит и пектолит, встречаются также в верхней и нижней зонах.

** Типоморфные минералы выделены.

*** Редко встречающиеся минералы.

филлит) верхней и средней зон комплекса — менее агпантной (мангано-ильменит — энигматит — рамзаит) ассоциацией нижней зоны. Аналогичное явление обнаруживается и при сравнении уртитов верхней и нижней зон.

3. Разница в величине дефицита кремнезема ($-Q$) в фойяитах верхней и средней зон (25,3 и 38,1) не приводит к изменению ассоциаций акцессориев, тогда как в уртитах верхней зоны ($-Q = 64{,}1$) наблюдается агпантовая ассоциация акцессориев, а в уртитах средней зоны ($-Q = 49{,}7$) — миаскитовая ассоциация (табл. 33). В то же время можно отметить, что в нефелиновых сиенитах одного петрохимического типа, но с разной величиной $Fe_2O_3/FeO$ наблюдаются различные ассоциации акцессориев. Так, если для эгириновых луявритов ($Fe_2O_3/FeO = 4{,}2$) характерны ринколит и лампрофиллит, то в эгирин-амфиболовых и амфиболовых ($Fe_2O_3/FeO = 1{,}05$) луявритах появляются сфен и апатит. В уртитах и фойяитах нижней зоны ($Fe_2O_3/FeO$ соответственно 2,6 и 3,6) кроме мурманита и лампрофиллита кристаллизуются рамзаит, энигматит и мангано-ильменит.

Таким образом, существует корреляция между наличием тех или иных ассоциаций акцессорных минералов и величиной отношения $Fe_2O_3/FeO$ в нефелиновых сиенитах, в то время как подобной связи с величиной коэффициента агпантности и насыщенности $SiO_2$ ($-Q$) не наблюдается.

Интересный материал содержат данные И. П. Тихоненкова (1963) по акцессорным минералам хибинитов и фойяитов Хибинского массива (табл. 34). Химический состав указанных щелочных пород (данные Л. С. Бородина) показывает чрезвычайную близость их главных петрохимических параметров, за исключением отношения $Fe_2O_3/FeO$, низкое зна-

чение которого в фойяитах обусловливает преобладание в них арфведсонита над эгирином.

Из табл. 34 видно, что в хибинитах и фойяитах при почти аналогичных соотношениях щелочей, глинозема и кремнезема ($-Q$, коэффициент агпаитности) отмечаются различные ассоциации акцессориев. Как и в нефелиновых сиенитах дифференцированного комплекса Ловозерского массива, в породах с низким отношением $Fe_2O_3/FeO$ (фойяиты) кристаллизуются рамзаит и астрофиллит, а при $Fe_2O_3/FeO > 1$ (хибиниты) — ринколит и лампрофиллит.

Таблица 34

**Типоморфные акцессорные минералы нефелиновых сиенитов Хибинского массива**

| Породы | Хибиниты и хибинитоподобные нефелиновые сиениты * | Фойяиты и фойяитоподобные нефелиновые сиениты * |
|---|---|---|
| Акцессорные минералы | Эвдиалит<br>Лампрофиллит<br>Ринколит | Эвколит<br>Астрофиллит<br>Рамзаит<br>Лопарит |
| $Fe_2O_3/FeO$ | 1,1 | 0,62 |
| $\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$ | 0,93 | 1,00 |
| $-Q$ | 28,5 | 30,0 |

* «Хибинитоподобные» и «фойяитоподобные» нефелиновые сиениты, выделенные И. П. Тихоненковым, обычно относят к комплексу среднезернистых эгириновых нефелиновых сиенитов (Елисеев и др., 1939; Иванова, 1963).

В породах наиболее глубоких горизонтов нижней зоны дифференцированного комплекса отсутствуют лампрофиллит, ринколит и пектолит, в то же время энигматит и мангано-ильменит нигде не обнаружены выше горизонта III-5. По-видимому, можно выделить взаимоисключающие ассоциации: с одной стороны, лампрофиллит — ринколит — пектолит, а с другой — энигматит — мангано-ильменит. Необходимо подчеркнуть, что ассоциация энигматита и мангано-ильменита сменяет ассоциации лампрофиллит — ринколит — пектолит в условиях низкого отношения $Fe_2O_3/FeO$ в рассматриваемых нефелиновых сиенитах Хибинского и Ловозерского массивов. Одновременно возрастает роль арфведсонита, вытесняющего эгирин. Арфведсонит является более насыщенной $SiO_2$ минеральной фазой, чем эгирин, и образуется обычно позже последнего. Иными словами, кристаллизация щелочного амфибола связана с увеличением кислотности минералообразующей среды, что, по-видимому, обусловливает образование энигматита, мангано-ильменита и рамзаита.

Согласно В. В. Щербине (1946), повышение кислотности среды раствора или расплава способствует восстановлению высоковалентных металлов. Если допустить, что соотношение $Fe_2O_3/FeO$ в реальных породах хотя бы качественно отражает то же соотношение в расплаве, то уменьшение величины $Fe_2O_3/FeO$ (т. е. восстановление $Fe^{3+}$), может быть обусловлено увеличением кислотности расплава. Таким образом, наличие взаимоисключающих парагенезисов акцессориев в нефелиновых сиенитах II интрузивной фазы можно связывать с увеличением кислотности расплава на позднемагматической стадии минералообразования в наиболее глубоких горизонтах пород. Индикатором изменения кислотности является отношение $Fe_2O_3/FeO$.

Образование кальциевой ассоциации акцессориев в амфиболовых луявритах обусловлено, по-видимому, ролью летучих. Локальное обогащение анхиэвтектического расплава кислыми минерализаторами (фтор, фосфор) приводит к возрастанию роли закисной формы железа и массовой кристаллизации арфведсонита. Кальций не находит себе места в кристаллической решетке арфведсонита, а поскольку среднее содержание кальция в эгириновых и амфиболовых луявритах практически одинаково (см. табл. 25, 26), происходит увеличение его концентрации на последних стадиях кристаллизации породы. Образуются кальциевые акцессорные минералы — апатит и сфен.

Пироксены и амфиболы из фойяитов и уртитов содержат больше натрия и меньше кальция, чем те же породообразующие минералы луявритов. Соответственно, в луявритах отношение петрохимических параметров $\frac{\bar{c}}{b} < 1$, а в фойяитах и уртитах $\frac{\bar{c}}{b} > 1$. Таким образом, по сравнению с уртитами и фойяитами, в луявритах II интрузивной фазы наблюдается увеличение роли кальция в составе темноцветных минералов наряду с образованием преимущественно кальциевых акцессориев (ринколит, пектолит, сфен, апатит). Исключением является локальное накопление апатита, ринколита и пектолита в ряде уртитовых горизонтов (II-4, II-5, II-6, II-7, III-5, IV-1).

## Выводы

1. Образование некоторых ассоциаций акцессорных минералов, характерных для отдельных разновидностей пород II интрузивной фазы, не связано с изменением коэффициента агпаитности и величины насыщенности кремнеземом ($-Q$).

2. В нефелиновых сиенитах II интрузивной фазы наблюдается закономерная смена ассоциаций акцессориев в ряду уртит — фойяит — эгириновый луяврит — амфиболовый луяврит. Происходит увеличение роли кальциевых минералов (ринколит, апатит, сфен) в луявритах, что соответствует направлению эволюции состава эгиринов и арфведсонитов и отражается в изменении соотношения параметров $\bar{c}$ и $b$ в породах II интрузивной фазы.

3. Появление своеобразного парагенезиса акцессорных минералов (рамзаит — мангано-ильменит — энигматит) в наиболее глубоких горизонтах нижней зоны дифференцированного комплекса обусловлено, по-видимому, увеличением кислотности расплава. Петрохимическим индикатором повышения кислотности является уменьшение отношения $Fe_2O_3/FeO$ в породах нижней зоны.

*Глава 5*

# ПОРОДЫ III ИНТРУЗИВНОЙ ФАЗЫ

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

По данным И. В. Буссен, А. С. Сахарова (1958а), эвдиалитоносный комплекс имеет форму этмолита и слагает в основном верхнюю часть Ловозерского массива, составляя около 18% от общего объема плутона. Видимая мощность комплекса варьирует от 190 *м* на востоке (г. Пьялкимпорр) до 450 *м* на северо-западе (г. Кедыквернахк). Взаимоотношения более древних образований (I и II интрузивных фаз) с породами III интрузивной фазы описаны выше. Дайки щелочных лампрофиров секут комплекс эвдиалитовых луявритов и имеют с породами, входящими в его состав, резкие интрузивные контакты.

В состав комплекса (табл. 35, рис. 19) входит слаборасслоенная толща эвдиалитовых луявритов (около 92% всего объема), секущие жильные и пластовые тела полевошпатовых (около 3%) и ловозерит-мурманитовых порфировидных луявритов (около 2%), кроме того, с породами III фазы пространственно и генетически связаны тела эвдиалититов и пойкилитовых содалитовых сиенитов (около 3%).

Таблица 35

**Схема генетических взаимоотношений пород III интрузивной фазы**

| Главная фаза интрузии | Субфаза | Породы, сингенетичные с главной фазой интрузии |
|---|---|---|
| Мезо-, мелано- и лейкократовые эвдиалитовые луявриты, фойяиты, эгириновые луявриты, порфировидные юивиты, «серые» эвдиалитовые луявриты | Порфировидные полевошпатовые и ловозерит-мурманитовые луявриты | Эвдиалититы, содалитовые сиениты, тавиты и пегматиты |
| Эндоконтактная фация: порфировидные полевошпатовые луявриты<br>Гибридная фация: сфен-амфиболовые эвдиалитовые луявриты | | |

Слаборасслоенная толща эвдиалитовых луявритов состоит из мезо-, мелано- и лейкократовых эвдиалитовых луявритов, «серых» (Буссен, Сахаров, 1962) эвдиалитовых луявритов, а также эгириновых луявритов, эвдиалитовых фойяитов, уртитов и порфировидных юивитов. Все эти породы встречаются в виде пластовых залежей или линз и находятся в послойном чередовании друг с другом. Мощность слоев варьирует от десятков санти-

метров до десятков метров. По простиранию одни залежи прослеживаются на многие километры, другие быстро выклиниваются. Отдельные слои связаны друг с другом чаще всего постепенными переходами, реже между ними наблюдаются резкие контакты.

В строении расслоенной толщи эвдиалитовых луявритов существует известная анизотропия, выражающаяся в более лейкократовом характере

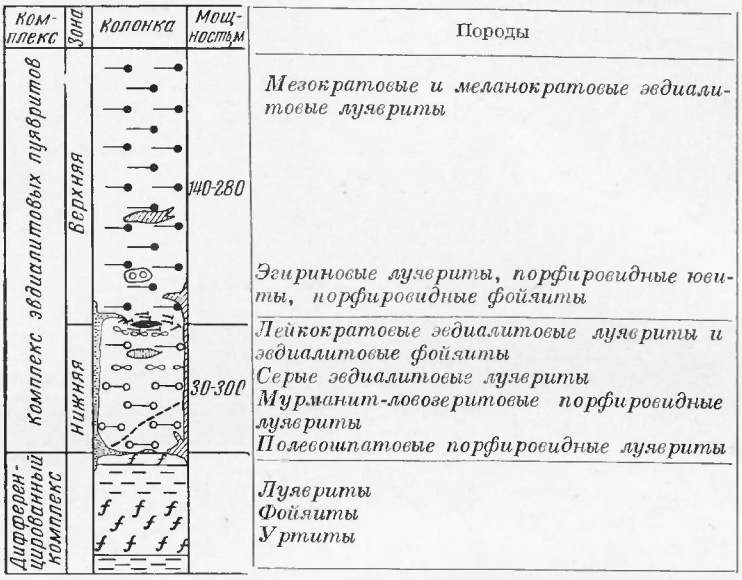
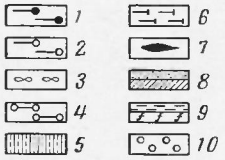



Рис. 19. Схематический вертикальный разрез пород III интрузивной фазы




*1* — мезо- и меланократовые эвдиалитовые луявриты; *2* — лейкократовые эвдиалитовые луявриты; *3* — эвдиалитовые фойяиты; *4* — «серые» эвдиалитовые луявриты; *5* — эвдиалититы; *6* — эгириновые луявриты; *7* — порфировидные ювиты; *8* — ловозерит-мурманитовые и порфировидные полевошпатовые луявриты; *9* — породы II интрузивной фазы; *10* — пойкилитовые содалитовые сиениты и табиты

нижней ее части и более меланократовом — верхней. Это дает возможность условно выделить две зоны в комплексе эвдиалитовых луявритов — нижнюю и верхнюю. Породы нижней зоны составляют около трети, а породы верхней зоны — две трети от объема всей толщи эвдиалитовых луявритов.

Среди пород нижней зоны преобладают лейкократовые эвдиалитовые луявриты, реже встречаются «серые» эвдиалитовые луявриты и фойяиты. Выше по разрезу количество темноцветных минералов постепенно увеличивается и верхняя зона сложена преимущественно мезократовыми и меланократовыми эвдиалитовыми луявритами. Фойяиты мало распространены среди пород верхней зоны.

За условную границу верхней и нижней зон эвдиалитоносного комплекса можно принять область развития линзовидных тел порфировидных ювитов (Буссен, Сахаров, 1962).

Находящиеся среди эвдиалитовых луявритов сфен-амфиболовые эвдиалитовые луявриты, эвдиалититы, уртиты не имеют строго определенного положения в разрезе расслоенной толщи.

Сфен-амфиболовые эвдиалитовые луявриты были обнаружены нами в нижней зоне комплекса (в районах долины р. Тюлбньюнуай и г. Лепхе-Нельме) и в верхней (долины рек Мотчисуай, Чивруай, г. Флора, восточ-

ный склон г. Куамдеспахк), а также в связи со сфен-амфиболовыми йолит-мельтейгитами (долины рек Сулуай и Коклухтиуай). Тела сфен-амфиболовых эвдиалитовых луявритов имеют неправильную или вытянутую линзовидную форму, мощность их варьирует от нескольких десятков сантиметров до сотен метров, причем в бессфеновые эвдиалитовые луявриты они переходят постепенно.

Отсутствие строго определенного положения в разрезе комплекса, неправильные контуры тел и постепенные их переходы во вмещающие эвдиалитовые луявриты, а также приуроченность к участкам массива с повышенным количеством измененных ксенолитов эффузивов девонского возраста позволяет отнести сфен-амфиболовые эвдиалитовые луявриты к гибридной фации эвдиалитовых луявритов.

Эвдиалититы имеют небольшое распространение в массиве и встречаются главным образом среди эвдиалитовых луявритов в разных частях разреза комплекса. Тела эвдиалититов имеют гнездообразную или линзовидную форму при длине залежей от десятков сантиметров до нескольких десятков метров. Они залегают либо согласно с вмещающими породами, либо их контакты срезают трахитоидность эвдиалитовых луявритов.

Эвдиалитовые уртиты являются крайне редкими образованиями; до сих пор было описано одно тело уртита неправильной формы (Елисеев, Федоров, 1953). Нами на восточном склоне г. Куамдеспахк был обнаружен выход линзовидного тела уртита, имеющего протяженность около 30 *м*.

Полевошпатовые порфировидные луявриты занимают разное геологическое положение среди пород III фазы интрузии. Часть из них в виде пластовых тел находится на контакте эвдиалитоносного и дифференцированного комплексов, являясь эндоконтактной фацией первого. Другие располагаются в послойном чередовании с залежами эвдиалитовых луявритов в нижней и в верхней зонах. В обоих случаях мощность этих тел варьирует от десятков сантиметров до десятков метров. Контакты между пластовыми порфировидными луявритами и эвдиалитовыми луявритами бывают резкими и постепенными. Сингенетичность контактных порфировидных луявритов и эвдиалитовых луявритов является проблематичной, так как контактные тела порфировидных луявритов иногда имеют апофизы во вмещающие эвдиалитовые луявриты. Кроме пластовых встречаются жильные тела порфировидных луявритов. Они секут породы II интрузивной фазы, эвдиалитовые луявриты и тела содалитовых сиенитов. Жилы порфировидных луявритов наблюдаются и среди эвдиалитовых луявритов в области контакта с комплексом уртитов — фойяитов — луявритов.

Ловозерит-мурманитовые порфировидные луявриты встречаются в виде пластовых и секущих жилоподобных тел. Чаще они обнаруживаются в зонах контактов пород комплекса эвдиалитовых луявритов с более древними образованиями (девонскими эффузивами, породами II интрузивной фазы и содалитовыми породами III фазы). Реже — среди эвдиалитовых луявритов вне связи с контактными зонами (р. Уэлькуай, г. Куамдеспахк). Размеры тел ловозерит-мурманитовых порфировидных луявритов варьируют от нескольких десятков сантиметров до сотен метров (г. Паргуайв). Самое крупное тело ловозерит-мурманитовых порфировидных луявритов, на водоразделе рек Поденуай и Элемарайк, имеет длину 1—2 *км* при мощности 100—150 *м* (Буссен, 1959а). Эвдиалитовые луявриты, вмещающие ловозерит-мурманитовые порфировидные луявриты, иногда несут следы контактных изменений (замещение эвдиалита ловозеритом и др.).

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Петрографическое описание основных разновидностей пород комплекса эвдиалитовых луявритов составлено с учетом данных Н. А. Елисеева, Э. Е. Федорова (1953), И. В. Буссен, А. С. Сахарова (1962), И. В. Буссен (1962). В табл. 36 даны средние количественно-минералогические составы основных групп пород комплекса эвдиалитовых луявритов, по данным Н. А. Елисеева, Э. Е. Федорова (1953), И. В. Буссен и А. С. Сахарова (1962), И. В. Буссен (1959а, 1962).

**Мезократовые эвдиалитовые луявриты** являются наиболее распространенными образованиями верхней зоны комплекса эвдиалитовых луявритов. Они представляют собой средне- и крупнозернистые породы серовато-зеленого цвета. Главными породообразующими минералами мезократовых эвдиалитовых луявритов служат микроклин, нефелин, эвдиалит, эгирин, второстепенными — амфибол, акцессорными — лампрофиллит, мурманит, рамзант, рудный минерал, редко — нептунит и пектолит, вторичными — цеолиты, содалит, альбит и окислы железа.

Микроклин эвдиалитовых луявритов сходен с микроклином луявритов II интрузивной фазы. Кристаллы микроклина включают мелкие иглы раннего эгирина. По микроклину развиваются шахматный альбит, иногда — лейстовый альбит и цеолиты.

Таблица 36

**Количественно-минералогический состав пород комплекса эвдиалитовых луявритов**

| Породы | Калиевый полевой шпат | Альбит | Нефелин | Содалит + + анальцим | Цеолиты | Эвдиалит + + лопарит | Эгирин | Арфведсонит | Лампрофиллит | Мурманит | Прочие |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Верхней зоны | 36,3 | 0,7 | 15,0 | 2,0 | 6,7 | 12,7 | 20,8 | 3,4 | 1,9 | 0,3 | 0,2 |
| Нижней зоны | 37,6 | 0,6 | 22,4 | 4,1 | 4,5 | 9,0 | 16,1 | 3,0 | 1,4 | 0,6 | 0,7 |
| Эвдиалититы | 3,8 | | 2,9 | 0,7 | 5,5 | 68,7 | 10,4 | 2,9 | 1,5 вместе с рамзаитом | — | 3,2 |
| Полевошпатовые порфировидные луявриты | 63,0 | | | | | 7,9 | 29,1 | | <0,1 | — | — |
| Ловозерит-мурманитовые порфировидные луявриты | 21,1 | 0,6 | 8,3 | 12,5 | | 9,5 | 31,7 | 4,0 | 4,1 | 7,9 | 0,2 |

Нефелин образует обычно идиоморфные зерна; как правило, в нем содержатся включения мелких игл эгирина, приуроченных к зонам роста кристаллов нефелина. Выделения нефелина иногда корродированы эгирином, амфиболом и лампрофиллитом. Вторичным минералом по нефелину чаще всего является натролит, реже происходит замещение содалитом.

Эвдиалит образует хорошо ограненные кристаллы, слабоудлиненные, с прямоугольными, квадратными или овальными сечениями, имеющими концентрическую зональность или структуру песочных часов. Зерна эвдиалита иногда включены в краевые зоны кристаллов нефелина. Так же как кристаллы нефелина и полевого шпата, зерна эвдиалита «обтекаются»

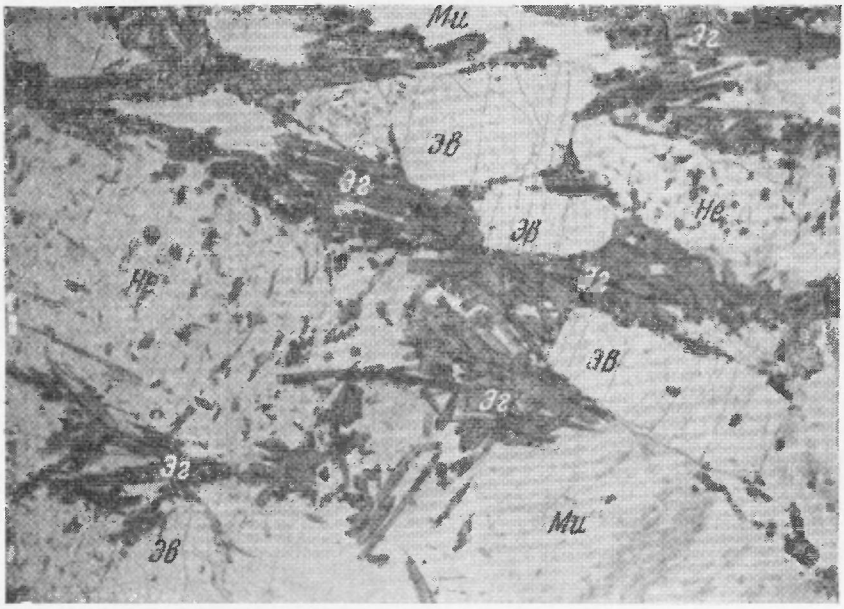



Рис. 20. Мезократовый эвдиалитовый луяврит. *Не* — нефелин, *Ми* — микроклин, *Эг* — эгирин, *Эв* — эвдиалит. Увел. 20, без анализатора

флюидально расположенными иглами эгирина и реже содержат включения этого минерала.

Эгирин ($c : Np = 4—5°$; $2V = —69—71°$) присутствует в породах в виде «потоков» призматических и игольчатых кристаллов. Мельчайшие иглы включены в кристаллы нефелина и полевого шпата.

Щелочной амфибол (арфведсонит) чаще всего встречается как второстепенный, реже как один из главных породообразующих минералов в количествах, соизмеримых с эгирином. Имеет худшую огранку зерен, чем последний, и иногда содержит включения эгирина, нефелина и полевого шпата.

Лампрофиллит является обычным акцессорным минералом мезократовых эвдиалитовых луявритов. Иногда его количество становится соизмеримым с содержанием эвдиалита («лампрофиллитовые эвдиалитовые луявриты» по И. В. Буссен и А. С. Сахарову). Лампрофиллит встречается или в виде вытянутых кристаллов среди игл эгирина или в виде неправильных пластин или пойкилокристаллов с хорошо развитыми гранями. Кристаллы лампрофиллита включают зерна нефелина, полевого шпата, эвдиалита, эгирина, редко амфибола и рамзаита.

Мурманит в мезократовых эвдиалитовых луявритах встречается редко, развивается в мезостазисе, иногда имеет скелетные формы выделения; часто разрушен.

Рамзаит, нептунит и пектолит, встречаются крайне редко. В некоторых участках массива среди акцессорных минералов присутствует лопарит. Наиболее обычными вторичными минералами мезократовых луявритов являются альбит и натролит, более редко встречается содалит.

Мезократовые эвдиалитовые луявриты обладают трахитоидной текстурой, обусловленной плоскопараллельной ориентировкой лейст полевого шпата и расположением удлиненных кристаллов других минералов (эвдиалита, эгирина, амфибола) согласно трахитоидности. Структура гипидиоморфнозернистая (рис. 20).

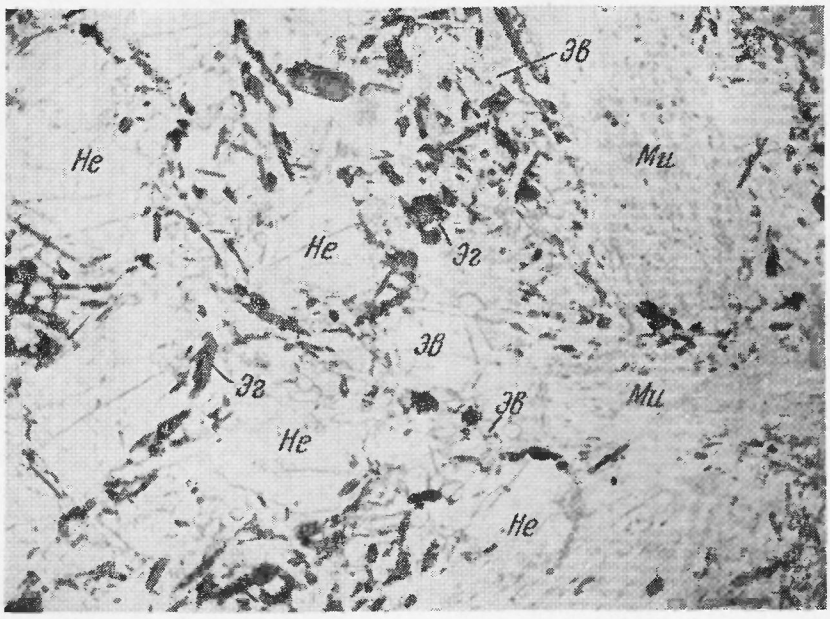



Рис. 21. Лейкократовый эвдиалитовый луяврит. *Не* — нефелин, *Ми* — микроклин, *Эг* — эгирин, *Эв* — эвдиалит. Увел. 20, без анализатора

На основании степени идиоморфизма минералов и их взаимоотношений устанавливается схема порядка кристаллизации мезократовых эвдиалитовых луявритов (см. схему III).

**Меланократовые эвдиалитовые луявриты** встречаются в верхней зоне комплекса и менее распространены, чем мезократовые разновидности. Меланократовые эвдиалитовые луявриты имеют тот же состав, что и мезократовые эвдиалитовые луявриты, но отличаются количественными соотношениями минералов. По оптическим характеристикам и формам выделения минералы меланократовых эвдиалитовых луявритов идентичны минералам мезократовых эвдиалитовых луявритов. Лампрофиллит является характерным минералом меланократовых эвдиалитовых луявритов. Он находится в срастании с иглами эгирина, реже — в мезостазисе. Мурманит для меланократовых эвдиалитовых луявритов более типичен, чем для мезократовых. Характерным акцессорным минералом для описываемых пород является энигматит. Он встречается в виде мелких плохо ограненных зерен в войлоке эгирина и на границе салических минералов с эгирином и арфведсонитом. В некоторых участках массива встречается акцессорный лопарит. Из вторичных минералов преобладают цеолиты.

Текстура описываемых пород трахитоидная с наблюдающимся иногда чередованием меланократовых и лейкократовых прослоев. Структура гипидиоморфнозернистая, причем, в отличие от мезократовых луявритов, иглы эгирина образуют войлокоподобный агрегат, в котором заключены кристаллы нефелина, микроклина и эвдиалита.

**Эгириновые («очковые») луявриты** — темно-зеленые породы со скоплениями (до 1 *см* в диаметре) кристаллов нефелина и полевого шпата, расположенных в войлоке игольчатого эгирина. В отличие от эвдиалитовых луявритов, эвдиалит в них не является главным породообразующим минералом и присутствует не всегда. Среди акцессорных минералов встречаются лампрофиллит и реже — мурманит. Текстура эгириновых луявритов очковая или трахитоидная. Структура гломерокристаллическая.

**Лейкократовые эвдиалитовые луявриты** характерны для нижней зоны комплекса. Это зеленовато-серые и светло-серые трахитоид-

ные породы, отличающиеся от мезократовых эвдиалитовых луявритов некоторыми морфологическими особенностями и количественными соотношениями минералов. Так, например, кристаллы эгирина в этих породах не образуют флюидальных скоплений, а располагаются в виде разрозненных призматических и игольчатых выделений (рис. 21). Обычным акцессорным минералом лейкократовых эвдиалитовых луявритов является мурманит, лампрофиллит менее характерен, чем для мезократовых разностей, рамзаит и пектолит крайне редки. Текстура этих пород трахитоидная, структура неравномернозернистая и порфировидная. Нефелин, микроклин и эвдиалит встречаются в виде крупных и мелких выделений.

Порядок выделения минералов в основном тот же, что и в мезократовых луявритах, однако кристаллизация эгирина начинается несколько позже, вместе с выделением арфведсонита.

Отличительной особенностью «серых» эвдиалитовых луявритов нижней зоны комплекса является то, что эвдиалит в них встречается в виде кристаллов разного размера, содержащих пойкилитовые включения нефелина и микроклина; иногда эвдиалит присутствует в виде ксеноморфных выделений. Из акцессорных минералов помимо лампрофиллита и мурманита в этих породах встречаются апатит и сфен.

**Эвдиалитовые фойяиты** — это крупнозернистые, неравномернозернистые или порфировидные породы зеленовато-серого и светло-серого цвета. Минералогический состав их тот же, что и у эвдиалитовых луявритов. От лейкократовых эвдиалитовых луявритов они отличаются главным образом количественными соотношениями минералов и текстурно-структурными особенностями.

**Порфировидные ювиты** мало распространены среди пород комплекса эвдиалитовых луявритов. Это серые мелкозернистые породы с плохо заметной на глаз трахитоидностью. Главные породообразующие минералы порфировидных ювитов — нефелин, калиевый полевой шпат, эвдиалит, эгирин, второстепенные — арфведсонит, акцессорные — лампрофиллит, рамзаит, мурманит, лопарит, вторичные — цеолиты и содалит.

**Эвдиалитовые уртиты** — мелкозернистые и среднезернистые породы зеленовато-серого и желтовато-серого цвета. Они состоят главным образом из нефелина, эвдиалита и апатита.

Нефелин встречается в виде изометричных кристаллов с прямоугольными и квадратными сечениями, местами сильно цеолитизирован. Мелкие идиоморфные кристаллы эвдиалита выполняют пространство между более крупными кристаллами нефелина и имеют удлиненную, реже округлую форму.

Апатит составляет иногда до 30% породы. Его кристаллы обычно хорошо ограничены, имеют удлиненную форму и находятся обычно на контактах более крупных зерен нефелина.

Эгирин, обычно игольчатый, располагается между зернами нефелина и присутствует в переменных, часто незначительных количествах. Из акцессорных минералов встречаются: лопарит, мурманит, ринколит и лампрофиллит.

Содалит иногда присутствует в большом количестве и образуется по нефелину.

Текстура эвдиалитовых уртитов массивная, иногда полосчатая, структура гипидиоморфнозернистая.

**Сфен-амфиболовые эвдиалитовые луявриты** макроскопически отличаются от других эвдиалитовых луявритов зеленовато-черным цветом из-за присутствия в породе помимо эгирина черных призм амфибола. Главными породообразующими минералами этих пород являются микроклин, нефелин, эгирин, арфведсонит, эвдиалит и сфен, причем последний вместе с апатитом содержится в породах в переменных количествах и может попадать в разряд второстепенных или акцессорных минералов

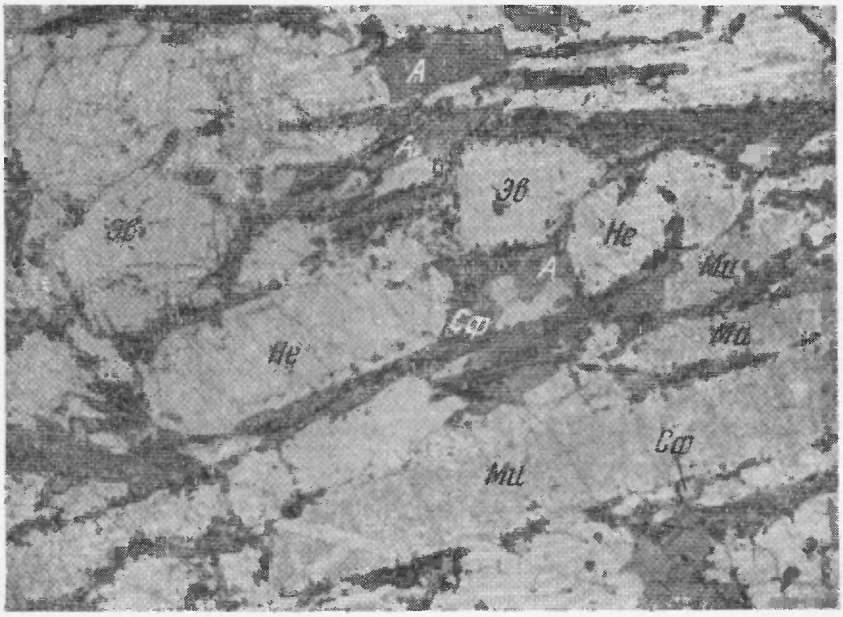



Рис. 22. Сфен-амфиболовый эвдиалитовый луяврит. *Не* — нефелин, *Ми* — микроклин, *Эг* — эгирин, *А* — арфведсонит, *Эв* — эвдиалит, *Сф* — сфен. Увел 20, без анализатора

(рис. 22). Обычными акцессорными минералами этих луявритов являются ринколит, лампрофиллит и рамзаит, вторичными — канкринит, альбит, цеолиты, редко содалит.

Микроклин встречается в сфен-амфиболовых эвдиалитовых луявритах в виде идиоморфных лейст, иногда почти не содержащих пертитов и не имеющих ясной микроклиновой решетки, часто двойникование по жарлсбадскому закону. В краевых зонах лейсты полевого шпата обычно содержат включения мелкопгольчатого эгирина и иногда сфена.

Нефелин образует идиоморфные выделения с прямоугольными и квадратными сечениями, часто включает мелкие кристаллы эгирина и сфена. В некоторых разновидностях сфен-амфиболовых эвдиалитовых луявритов (названных нами «пятнистыми») нефелин встречается в виде пойкилитовых вростков в эвдиалите.

Эвдиалит имеет такую же форму выделения, как и во вмещающих эвдиалитовых луявритах. «Пятнистые» сфен-амфиболовые эвдиалитовые луявриты, в отличие от остальных, характеризуются крупными (до 1,5 *см*) округлыми выделениями эвдиалита, содержащими большое количество пойкилитовых включений нефелина, K-Na полевого шпата, амфибола, апатита, сфена и эгирина.

Эгирин по морфологии и оптическим свойствам аналогичен эгирину эвдиалитовых луявритов.

Арфведсонит по количеству часто не уступает эгирину, причем его содержание обычно возрастает одновременно с содержанием сфена. Он встречается обычно в виде крупных призматических выделений, включающих мелкие кристаллы сфена, иглы эгирина, реже — зерна нефелина и микроклина.

Сфен присутствует в породах в разных количествах: от единичных зерен в краевых зонах контаминированных участков до 7—10% в их центральных частях. Обычно образует клиновидные кристаллы, реже — выделения неправильной формы и встречается среди скоплений темноцветных

минералов; изредка крупные кристаллы сфена содержат включения арфведсонита и апатита. Ориентировка кристаллов сфена в породе обычно подчиняется общей трахитоидности.

Апатит встречается в виде мелких, столбчатых, хорошо ограненных кристаллов и более крупных выделений неправильной формы, включающих зерна сфена, эгирина и арфведсонита. Большей частью апатит располагается в скоплениях темноцветных минералов и имеет одинаковую с ними ориентировку, реже включен в арфведсонит и лампрофиллит.

Лампрофиллит — обычный акцессорий этих пород — встречается в виде крупных пластинчатых выделений, с включениями всех вышеописанных минералов.

Рамзаит, часто решетовидный, пойкилитовый, обычно включает темноцветные минералы, нефелин и эвдиалит, реже — лампрофиллит и апатит. Обычно повышенное содержание рамзаита наблюдается в краевых частях контаминированных участков, где количество сфена понижено.

Ринколит ассоциирует с эгирином и арфведсонитом и выполняет пространство между темноцветными минералами.

Характерным вторичным минералом в сфен-амфиболовых разностях, в отличие от эвдиалитовых луявритов, является канкринит.

Текстура пород трахитоидная. Структура гипидиоморфнозернистая.

**Эвдиалититы** представляют собой массивную средне- или крупнозернистую породу красноватого цвета. Доминирующим породообразующим минералом является эвдиалит, в подчиненном количестве встречаются нефелин, калиевый полевой шпат, эгирин, арфведсонит, к второстепенным относятся лампрофиллит, мурманит, рамзаит, содалит, сульфиды; вторичным — катаплеит, циркон, цеолиты; акцессорным — сфен, апатит, нептунит, пектолит (Елисеев, 1940а).

**Полевошпатовые порфировидные луявриты** относятся к субфазе данной интрузивной фазы (см. табл. 35).

Это серо-зеленые мелкозернистые породы с вкрапленниками нефелина, эгирина, лейст полевого шпата и изредка эвдиалита, отчетливо выделяющихся на фоне афанитовой основной массы. Породообразующими минералами этих пород являются калиевый полевой шпат, нефелин, эгирин, эвдиалит, арфведсонит.

Микроклин (промежуточный микроклин) встречается главным образом во вкрапленниках (до 1—2 *см* длиной). Он сдвойникован по альбитовому, реже карлсбадскому и бавенскому законам; оптические свойства: $2V = -68—75°$, $Ng : \perp (010) = 7°$ (Елисеев, Федоров, 1953); содержит небольшое количество пертитов и включений мелкоигольчатого эгирина.

Анортоклаз (высокий микроклин) встречается главным образом в основной массе в виде зерен неправильной формы и кристаллов с прямоугольными сечениями (0,1—1 *мм* в поперечнике), $2V = -48—50°$, $Ng : \perp (010) = 4—8°$, содержит пертитовые вростки альбита и иногда сдвойникован по карлсбадскому закону.

Нефелин вкрапленников обычно хорошо ограничен и часто содержит мелкие включения эвдиалита и эгирина.

Эгирин встречается в виде игольчатых и призматических кристаллов. Флюидально расположенные иглы эгирина обычно «обтекают» вкрапленники алюмосиликатов. Кроме обычного для эвдиалитовых луявритов арфведсонита в этих породах встречается еще его разновидность голубоватого цвета с плеохроизмом от голубовато-желтого по $Ng$ до голубого по $Np$ ($c : Np = 28—29°$; $2V = -60°$), $Ng - Np = 0{,}006$, плоскость оптических осей (010). Порфировидные выделения амфибола обычно включают мелкие зерна эвдиалита и нефелина.

Эвдиалит обычно встречается в основной массе в виде зональных кристаллов овальной формы, мелкие зерна эвдиалита иногда включены в

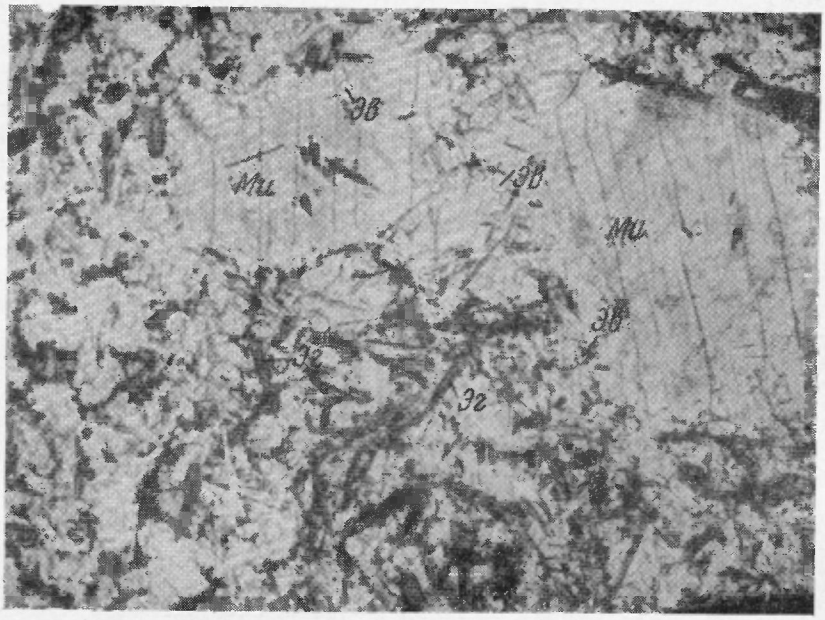



Рис. 23. Полевошпатовый порфировидный луяврит. *Ми* — микроклин; *Эг* — эгирин; *Эв* — эвдиалит. Увел. 20, без анализатора

краевые части кристаллов нефелина и полевого шпата, реже эвдиалит образует вкрапленники.

Лампрофиллит и мурманит являются редкими минералами. Мурманит образует решетчатые скелетные кристаллы, лампрофиллит встречается в виде пойкилитовых выделений, содержащих включения всех вышеописанных минералов, кроме мурманита.

Из вторичных минералов следует отметить альбит, содалит и цеолиты. Текстура пород массивная или директивная; структура порфировидная (рис. 23).

**Ловозерит-мурманитовые порфировидные луявриты.** В эту группу пород мы включаем все порфировидные луявриты, содержащие ловозерит и повышенное количество мурманита и лампрофиллита по сравнению с полевошпатовыми порфировидными луявритами. Это афанитовые и мелкозернистые, реже средне- и крупнозернистые породы, с вкрапленниками ловозерита, мурманит-ломоносовита, лампрофиллита, эгирина, арфведсонита. Главными породообразующими минералами их являются калиевый полевой шпат, нефелин, эгирин, арфведсонит, эвдиалит, присутствующие как во вкрапленниках, так и в основной массе породы, а также ловозерит, мурманит-ломоносовит и лампрофиллит, встречающиеся преимущественно во вкрапленниках.

Акцессорными минералами являются пектолит, шизолит, нептунит, ильменит, розенбушит, вторичными — альбит, содалит, натролит, цирфесит, лейкоксен, вудъяврит, чинглусуит, гидроокислы железа и марганца, хлоритоподобный минерал и др. (Буссен, 1962).

Породообразующие минералы (полевые шпаты, нефелин, эгирин, арфведсонит, эвдиалит) мурманит-ловозеритовых луявритов по своей морфологии и оптике весьма близки к минералам полевошпатовых порфировидных луявритов.

Лампрофиллит встречается в виде пластинок размером до 10 × × 2 *мм*, розетковидных скоплений диаметром до 3—4 *мм*, имеющих слабый плеохроизм, и тонковолокнистой разновидности, образующей округлые выделения.

Мурманит-ломоносовит образует пластинчатые вкрапленники (до 2 *см*), содержащие большое количество неправильных включений нефелина, эвдиалита, полевого шпата, арфведсонита и эгирина. Мурманит встречается в виде тонких фиолетовых пластинок неправильной формы. Ломоносовит образует хорошо ограненные пластинки фиолетово-коричневого цвета с полисинтетическим двойникованием.

Ловозерит образует крупные изометричные выделения (до 2 *см*), содержащие включения нефелина, полевого шпата и эгирина, обычно полисинтетически сдвойникован; иногда зерна ловозерита в породе располагаются цепочками, чаще беспорядочно. Часто происходит замещение ловозеритом кристаллов эвдиалита. Ловозерит иногда замещается чинглусуитом.

Рамзаит встречается реже, чем лампрофиллит и мурманит, и образует идиоморфные кристаллы.

Альбит образует пертитовые вростки и встречается в виде полисинтетически сдвойникованных лейст в основной массе, часто в большом количестве, нередко приурочен к скоплениям ловозерита. Крупные выделения ловозерита нередко сопровождаются участками крупнозернистых выделений цеолитов и анальцима. Реже встречается содалит.

Текстура ловозерит-мурманитовых порфировидных луявритов массивная или неотчетливо директивная. Структура порфировидная с трахитоидным расположением минералов основной массы. На основании петрографических наблюдений над взаимоотношениями минералов устанавливается следующий порядок кристаллизации ловозерит-мурманитовых луявритов: а) вкрапленники нефелина, микроклина, эвдиалита; б) основная масса породы: нефелин, анортоклаз, эвдиалит, эгирин, арфведсонит, а также вкрапленники арфведсонита и эгирина; в) пойкилитовые вкрапленники лампрофиллита, мурманит-ломоносовита, ловозерита; г) альбит, анальцим, цеолиты.

* * *

Характерной особенностью большинства разновидностей эвдиалитовых луявритов является идиоморфизм выделений эвдиалита и сходное положение его в структуре породы с кристаллами нефелина и полевого шпата. В меланократовых эвдиалитовых луявритах это проявлено особенно четко: идиоморфные нефелин, полевой шпат и эвдиалит «обтекаются» игольчатыми выделениями эгирина.

Ранняя кристаллизация эвдиалита в эвдиалитовых луявритах (среднее содержание $ZrO_2 = 1{,}29\%$), в отличие от пород II интрузивной фазы (среднее содержание $ZrO_2 = 0{,}29$), является вероятной с физико-химической точки зрения, несмотря на относительно небольшое по сравнению с главными компонентами других породообразующих минералов ($Na_2O$, $K_2O$, $Al_2O_3$, $Fe_2O_3$ + + FeO) содержание $ZrO_2$. Действительно, как установлено для систем $ZrO_2$—$SiO_2$, $ZrO_2$ — $Na_2SiO_3$ (Эйтель, 1963), тугоплавкий компонент — $ZrO_2$ и его соединения,— может выделяться из расплава раньше более легкоплавких (такими в случае этих систем являются

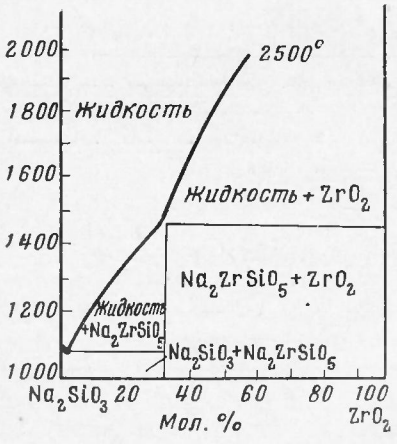



Рис. 24. Бинарное сечение системы метасиликат натрия — двуокись циркония (Эйтель, 1963)

$SiO_2$ и $Na_2SiO_3$) при крайне незначительной концентрации $ZrO_2$ в расплаве (рис. 24).

То же положение, видимо, справедливо и для систем с $TiO_2$ в изученной А. Принцем (Эйтель, 1963) системе сфен — альбит — диопсид — анортит, первоначальная кристаллизация сфена возможна при содержании в расплаве $CaTiSiO_5$, меньшем чем 7,5% (в пересчете на $TiO_2$, меньшем чем 3%).

Таким образом, хотя изученные к настоящему времени системы не являются полной аналогией расплава эвдиалитового луяврита, они устанавливают принципиальную возможность ранней кристаллизации эвдиалита и сфена при содержаниях $ZrO_2$ и $TiO_2$, сопзмеримых с таковыми в эвдиалитовых луявритах.

Вряд ли правильно представление (Елисеев, Федоров, 1953) о метасоматическом генезисе всего эвдиалита эвдиалитовых луявритов, основанное главным образом на идиоморфизме выделений эвдиалита из контактных образований. Мы не можем согласиться с мнением Н. А. Елисеева об исключительно высокой кристаллизационной способности эвдиалита, благодаря которой во всех контактных образованиях эвдиалит, по наблюдениям этого автора, встречается исключительно в форме идиобластичных выделений. Во-первых, в этом случае вызывает недоумение, почему при столь сильной кристаллизационной способности в породах дифференцированного комплекса эвдиалит находится в ксеноморфных выделениях, и, во-вторых, по нашим наблюдениям, в контактных образованиях (краевых зонах фонолитов и порфировидных нефелиновых сиенитов) встречаются ксеноморфные и даже скелетные выделения этого минерала. Таким образом, идиоморфизм кристаллов эвдиалита не является исключительной особенностью контактных образований и не может рассматриваться как критерий метасоматического происхождения минерала. Петрографические наблюдения (одинаковый идиоморфизм и взаимоотношения с раннемагматическими минералами — нефелином и полевым шпатом) несомненно свидетельствуют о его раннемагматическом происхождении. Приведенные выше физико-химические данные подтверждают возможность ранней кристаллизации эвдиалита.

Заканчивая петрографическое описание пород III фазы интрузии, можно отметить следующее:

1. Эвдиалитовые луявриты по составу и структурным особенностям близки к эгириновым луявритам II фазы интрузии, но отличаются высоким содержанием эвдиалита и его идиоморфизмом, что связано с ранней кристаллизацией этого минерала из расплава.

2. Эвдиалитовые луявриты весьма сходны по минералогическому составу и различаются лишь по количественным взаимоотношениям минералов и их морфологическим особенностям.

3. Наиболее распространенными акцессорными минералами эвдиалитовых луявритов являются лампрофиллит, мурманит и в меньшей степени рамзаит.

4. Гибридная фация сфен-амфиболовых эвдиалитовых луявритов отличается от пород главной фазы интрузии типоморфной ассоциацией минералов сфен — апатит — ринколит.

5. Порфировидные луявриты близки к эвдиалитовым луявритам по составу и морфологическим особенностям породообразующих минералов. Основными отличиями этих пород являются текстурные особенности и иные количественные соотношения редкометальных и титансодержащих минералов с главными породообразующими: характерной чертой ловозерит-мурманитовых разностей является выделение основной массы редкометальных и титансодержащих минералов (лампрофиллита, мурманит-ломоносовита, ловозерита) на поздних стадиях кристаллизации.

6. Выделение главных породообразующих минералов — нефелина, полевого шпата, эвдиалита — происходило почти одновременно. Поэтому кристаллизация эвдиалитовых луявритов, вероятно, была близкой к анхиэвтектической (схема III).

Схема III

**Стадии минералообразования в эвдиалитовых луявритах**

| Магматическая стадия | | Постмагматическая стадия | |
|---|---|---|---|
| Ранняя | Поздняя | Ранняя | Поздняя |
| Нефелин | | | |
| Микроклин | | | |
| Эвдиалит | | | |
| Эгирин | | | |
| Лопарит | | | |
| Арфведсонит | | | |
| | Лампрофиллит | | |
| | Рамзаит | | |
| | Мурманит | | |
| | | Ловозерит | |
| | | Альбит | |
| | | Содалит | |
| | | | Нептунит |
| | | | Цеолиты |

## ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

На основании данных многих исследователей (Воробьева, 1937; Елисеев, Федоров, 1953; Буссен, 1962; Власов и др., 1959) и анализов, проведенных в лаборатории ГЕОХИ (табл. 37), нами были выведены средние химические составы для основных групп пород комплекса эвдиалитовых луявритов (табл. 38, рис. 25, 26).

В настоящее время опубликовано 34 анализа пород комплекса эвдиалитовых луявритов. Для вывода средних составов главных групп пород

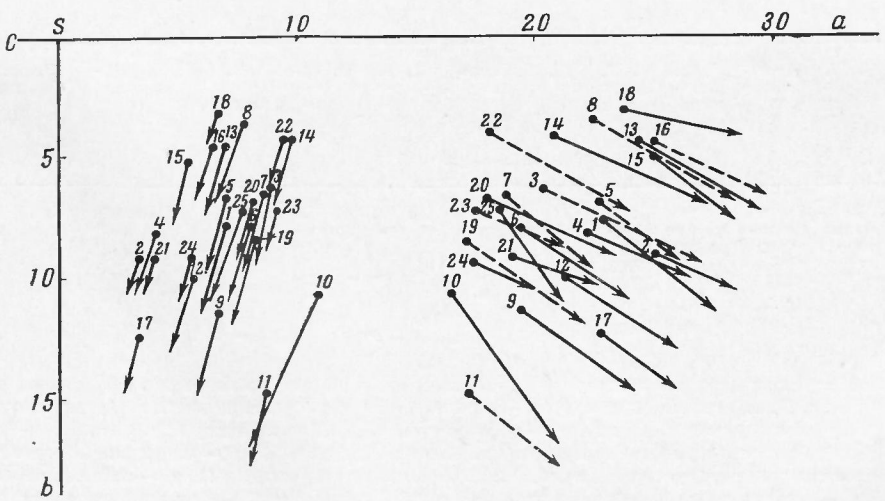



Рис. 25. Векторная диаграмма химических составов пород III интрузивной фазы. Номера анализов см. в табл. 37

| Компоненты | Номера | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
| $SiO_2$ | 53,29 | 53,68 | 54,18 | 53,94 | 52,85 | 53,91 | 54,44 | 54,68 | 51,85 | 48,59 | 49,06 | 52,65 | 54,46 |
| $TiO_2$ | 0,64 | 1,35 | 1,06 | 0,64 | 1,67 | 1,28 | 1,35 | 1,11 | 2,10 | 3,12 | 3,58 | 2,40 | 0 62 |
| $ZrO_2$ | 1,37 | Н.о. | 1,22 | 1,67 | 0,97 | 1,19 | 1,57 | 0,71 | 1,39 | 3,45 | 0,80 | 0,96 | 0,96 |
| $Nb_2O_5$ | — | — | — | 0,25 | — | — | 0,16 | — | 0,28 | 0,06 | — | — | — |
| $Al_2O_3$ | 16,58 | 18,42 | 14,64 | 17,63 | 16,39 | 13,87 | 13,41 | 15,95 | 13,84 | 11,30 | 12,44 | 15,42 | 17,30 |
| $Fe_2O_3$ | 6,64 | 5,91 | 8,06 | 5,19 | 5,68 | 8,37 | 7,33 | 6,79 | 6,06 | 9,38 | 5,72 | 6,12 | 6,61 |
| FeO | 1,71 | 2,57 | 1,40 | 1,77 | 1,60 | 1,60 | 1,69 | 1,30 | 2,47 | 2,02 | 3,30 | 1,82 | 0,96 |
| MnO | 0,35 | 0,75 | 0,30 | 0,31 | 0,42 | 0,45 | 0,52 | 0,33 | 0,62 | 1,05 | 0,62 | 0,43 | 0,27 |
| MgO | 1,25 | 0,88 | 0,86 | 0,88 | 1,03 | 1,01 | 1,15 | 0,72 | 2,35 | 1,32 | 4,18 | 1,82 | 0,46 |
| CaO | 2,36 | 2,05 | 2,20 | 1,62 | 2,02 | 2,25 | 1,02 | 1,31 | 3,70 | 3,93 | 2,94 | 3,30 | 1,32 |
| SrO | — | — | — | 0,31 | — | — | 0,08 | — | — | 0,04 | — | — | — |
| BaO | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,11 | 0,14 | — | — | — |
| $TR_2O_3$ | — | — | — | 0,21 | — | — | 0,40 | 0,19 | 0,20 | 0,30 | — | — | — |
| $Na_2O$ | 10,20 | 9,46 | 10,50 | 9,03 | 10,66 | 8,87 | 9,51 | 9,66 | 9,00 | 10,24 | 10,57 | 8,97 | 9,95 |
| $K_2O$ | 4,50 | 4,92 | 3,90 | 5,13 | 4,92 | 4,52 | 5,04 | 5,28 | 3,60 | 1,86 | 4,13 | 4,27 | 5,18 |
| $Li_2O$ | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,09 | 0,04 | — | — | — |
| $H_2O+$ | 0,68 | } 0,89 | 1,36 | 0,77 | 1,20 | 1,28 | 1,76 | — | 0,96 | 2,86 | 0,98 | 0.75 | 0,87 |
| $H_2O-$ | 0,11 | | 0,22 | 0,29 | 0,25 | 0,32 | 0,62 | 0,16 | 0,02 | 0,26 | 0,06 | 0,11 | 0,11 |
| $V_2O_5$ | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,01 | 0,01 | — | — | — |
| $P_2O_5$ | — | — | — | 0,02 | 0,14 | — | 0,03 | — | 0,57 | 0,06 | 0,88 | 0,26 | — |
| F | — | — | — | 0,09 | — | — | 0,09 | — | 0,12 | нет | 0,72 | — | — |
| Cl | — | — | — | 0,19 | — | — | 0,14 | 0,32 | 0,21 | 0,33 | 0,05 | — | — |
| S | — | — | — | 0,07 | — | — | 0,1 | — | 0,99 | 0,15 | — | — | — |
| П.п.п. | 0,27 | — | 0,20 | 0,36 | 0,05 | 0,38 | — | 1,43 | — | — | — | 0,11 | 0,20 |
| $\Sigma_1$ | 99,95 | 100,88 | 100,10 | 100,17 | 99,85 | 99,30 | 100,32 | 99,94 | 100,54 | 100,51 | 100,03 | 99.39 | 99,27 |
| $-O=(F, Cl)_2, S$ | — | — | — | 0,08 | — | — | 0,07 | 0,07 | 0,10 | 0,08 | 0,31 | — | — |
| Сумма | 99,95 | 100,88 | 100,10 | 100,09 | 99,85 | 99,30 | 100,25 | 99,87 | 100,44 | 100,43 | 99,72 | 99,39 | 99,27 |
| *a* | 22,8 | 25,0 | 20,3 | 24,4 | 22,7 | 19,3 | 18,8 | 22,4 | 19,3 | 16,3 | 17,0 | 21,2 | 24,2 |
| *c* | 7,0 | 3,4 | 8,8 | 4,0 | 7,1 | 8,0 | 8,8 | 7,8 | 6,7 | 10,9 | 8,7 | 5,6 | 6,5 |
| *b* | 7,4 | 9,0 | 6,1 | 8,0 | 6,8 | 7,7 | 6,4 | 3,4 | 11,2 | 10,4 | 14,7 | 9,7 | 4.1 |
| *s* | 62,8 | 62,6 | 64,8 | 63,6 | 63,4 | 65,0 | 66,0 | 66,4 | 62,8 | 62,4 | 59.6 | 63,5 | 65,2 |
| *f'* | 11 | 50 | — | 37 | — | 21 | — | — | 15 | 8 | — | **19** | 14 |
| *n'* | — | — | 10 | — | 27 | — | 31 | 4 | — | — | 28 | — | — |
| *m'* | 38 | 17 | 33 | 19 | 27 | 33 | 32 | 35 | 36 | 23 | 31 | 32 | **32** |
| *c'* | 40 | 33 | 45 | 33 | 38 | 37 | 22 | 48 | 42 | 49 | 35 | 43 | **40** |
| *z'* | 11 | — | 12 | 11 | 8 | 9 | 15 | 13 | 7 | 20 | 3 | 6 | **14** |
| *n* | 71 | 70 | 70 | 68 | 68 | 65 | 60 | 64 | 72 | 82 | 64 | 69 | **68** |
| *c'/z'* | 3,6 | — | 3,7 | 3,0 | 4,7 | 4,1 | 1,5 | 3,7 | 6,0 | 2,5 | 12,6 | 7,2 | 2,9 |
| *—Q* | 27 | 28,2 | 19,8 | 25,4 | 15,6 | 16,6 | 14,4 | 19,8 | 19,7 | 18,7 | 24,5 | 21,0 | 24,5 |
| *t* | 0,9 | 1,9 | 1,5 | 1,0 | 2,3 | 1,7 | 1,8 | 1,5 | 3,0 | 4,6 | 5,2 | 3,0 | 0,9 |
| $\frac{Na_2O+K_2O}{K_2O}$ | 1,31 | 1,13 | 1,46 | 1,15 | 1,39 | 1,41 | 1,58 | 1,35 | 1,35 | 1,66 | 1,75 | 1,26 | 1,27 |
| Аналитик | Л. П. Воронина | Петерсон | Л. П. Воронина | Е. И. Успенская | Л. П. Воронина | | Е. И. Успенская | Е. А. Свержинская | Ю. С. Нестерова | С. Я. Кузнецова | | Л. П. Воронина | |
| Источник | Настоящая работа | Рамзай (Ramsay, 1897—1899) | Настоящая работа | И. В. Буссен, (1962) | Настоящая работа | | И. В. Буссен, (1962) | Н. А. Елисеев, Э. Е. Федоров (1953) | К. А. Власов и др. (1959) | Настоящая работа | | | |

1 — лейкократовый эвдиалитовый луяврит, г. Флора, проба 2670; 2 — лейкократовый эвдиалитовый луявый луяврит, г. Кедыквернахк, проба 1100; 5—мезократовый эвдиалитовый луяврит, г. Куамдеспахк, проба луяврит (крупнозернистый), г. Аллуайв; 8— мезократовый эвдиалитовый луяврит, г. Вавнбед; 9—мезокра- 11 — сфен-амфиболовый эвдиалитовый луяврит, р. Мотчисуай, проба 2337; 12 — амфиболовый эвдиалитовый 14 — полевошпатовый порфировидный луяврит, г. Кедыквернахк, проба 8411; 15 — полевошпатовый пордеспахк; 17 — полевошпатовый порфировидный луяврит, г. Карнасурт; 18 — полевошпатовый порфировидсок, проба 263; 20 — мурманит-ловозеритовый порфировидный луяврит, г. Флора, проба 2895; 21 — мурфировидный луяврит, г. Вавнбед; [23 — мурманит-ловозеритовый порфировидный луяврит, г. Паргуайв; товый порфировидный луяврит, Ловозеритовый мысок

Таблица 37

**пород III интрузивной фазы**

| анализов | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 |
| 54,70 | 54,50 | 54,76 | 52,34 | 54,78 | 54,32 | 53,95 | 53,47 | 53,56 | 53,50 | 52,26 | 53,40 |
| 0,58 | 0,60 | 0,62 | 0,98 | 1,01 | 1,56 | 1,99 | 2,38 | 2,24 | 2,20 | 3,06 | 2,14 |
| 1,18 | 0,46 | 1,26 | 0,18 | — | 1,61 | 1,66 | 2,03 | 1,88 | 2,33 | 1,81 | 1,89 |
| — | — | — | — | — | — | — | 0,18 | 0,23 | 0,23 | 0,33 | 0,17 |
| 14,83 | 17,90 | 18,09 | 16,59 | 16,69 | 11,97 | 12,57 | 13,22 | 12,28 | 12,25 | 11,86 | 12,97 |
| 8,86 | 6,67 | 4,52 | 8,04 | 7,12 | 6,31 | 7,62 | 7,48 | 8,14 | 6,95 | 9,16 | 7,08 |
| 1,24 | 1,31 | 1,16 | 1,60 | 1,03 | 2,30 | 0,88 | 1,12 | 1,98 | 1,65 | 0,83 | 1,30 |
| 0,25 | 0,30 | 0,34 | 0,44 | 0,63 | 0,26 | 1,10 | 1,10 | 0,98 | 0,87 | 1,24 | 1,30 |
| 0,39 | 0,75 | 0,61 | 1,71 | 0,22 | 1,71 | 0,95 | 0,56 | 0,75 | 0,58 | 0,82 | 0,58 |
| 1,60 | 1,21 | 1,25 | 2,64 | 1,20 | 2,74 | 2,06 | 1,44 | 0,87 | 0,88 | 1,02 | 0,8 |
| — | — | — | — | — | — | — | | 0,23 | 0,26 | 0,14 | 0,38 |
| — | — | — | — | — | — | — | | — | — | — | — |
| — | — | 0,25 | 0,06 | — | — | — | 0,20 | 0,39 | 0,37 | — | 0,14 |
| 9,85 | 10,01 | 10,29 | 9,09 | 9,23 | 8,00 | 8,60 | 7,45 | 8,85 | 9,67 | 6,99 | 7,83 |
| 4,89 | 5,12 | 5,52 | 3,85 | 5,95 | 4,45 | 3,64 | 3,87 | 4,19 | 4,59 | 3,99 | 4,98 |
| — | — | — | 0,07 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 0,51 | 0,62 | — | 1,68 | 1,97 | 4,43 | 3,52 | 3,01 | 1,84 | 1,77 | 3,28 | |
| 0,24 | 0,06 | 0,09 | 0,28 | | 0,10 | 0,47 | 0,85 | 1,32 | 1,39 | 0,92 | 0,80 |
| — | — | — | 0,008 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | 0,30 | — | 0,03 | — | 0,48 | 0,05 | 0,38 | 0,04 | 0,16 | 0,34 | 0,19 |
| — | — | — | — | — | — | — | 0,12 | 0,08 | 0,08 | 0,08 | 0,10 |
| — | — | 0,25 | 0,18 | 0,13 | — | — | 0,03 | 0,18 | 0,13 | 0,10 | 0,02 |
| — | — | — | 0,50 | — | — | — | 0,01 | 0,14 | 0,20 | 0,01 | 0,03 |
| 0,28 | 0,16 | 1,23 | — | — | — | — | 0,36 | — | — | 0,08 | 3,46 |
| 99,40 | 99,97 | 100,24 | 100,60 | 99,96 | 100,24 | 99,06 | 99,12 | 100,17 | 100,06 | 98,32 | 99,56 |
| — | — | 0,05 | 0.05 | 0.03 | — | — | 0.06 | 0,14 | 0,16 | 0,06 | 0,05 |
| 99,40 | 99,97 | 100,19 | 100,55 | 99.93 | 100,24 | 99,06 | 99,06 | 100,03 | 99,90 | 98,21 | 99,51 |
| 20,7 | 24,9 | 25,2 | 22,6 | 23,6 | 17,2 | 18,1 | 19,0 | 18,0 | 17,5 | 17,3 | 18,5 |
| 9,8 | 5,5 | 5,4 | 3,4 | 6,9 | 8,2 | 7,8 | 4,0 | 9,7 | 8,9 | 5,7 | 7,7 |
| 4,0 | 5,0 | 4,4 | 12,2 | 3,0 | 8,2 | 6,6 | 9,0 | 3,9 | 7,0 | 9,1 | 6,8 |
| 65,5 | 64,6 | 65,0 | 61,8 | 66,5 | 66,4 | 67,5 | 68,0 | 68,4 | 66,6 | 67,9 | 67,0 |
| — | 38 | — | 43 | 34 | — | 18 | 55 | — | — | 55 | 19 |
| — | — | 24 | — | — | 3 | — | — | 8 | 48 | — | — |
| 29 | 26 | 24 | 25 | 12 | 37 | 27 | 11 | 34 | 15 | 16 | 42 |
| 53 | 30 | 35 | 31 | 54 | 39 | 41 | 21 | 30 | 17 | 17 | 23 |
| 18 | 6 | 17 | 1 | — | 12 | 14 | 13 | 28 | 20 | 12 | 16 |
| 64 | 69 | 70 | 76 | 62 | 64 | 69 | 72 | 63 | 60 | 64 | 58 |
| 3,0 | 5,0 | 2,2 | 31,0 | — | 3,2 | 3,0 | 1,5 | 1,1 | 0,9 | 1,4 | 1,4 |
| 20,2 | 26,0 | 25,8 | 25,0 | 21,1 | 9,9 | 9,0 | 6,0 | 8,9 | 10,7 | 4,6 | 10,7 |
| 0,9 | 0,8 | 0,9 | 0,6 | 1,4 | 2,2 | 2,7 | 3,5 | 3,0 | 3,0 | 4,7 | 3,0 |
| 1,46 | 1,22 | 1,25 | 1,12 | 1,26 | 1,33 | 1.31 | 1.21 | 1,55 | 1,70 | 1,33 | 1,42 |
| Л. П. Воронина | Е. А. Свержинская | Ю. С. Нестерова | С. Г. Цейтлин | Н. П. Еремеева и Л. П. Воронина | Л. П. Воронина | Е. И. Успенская | | | | | |
| Настоящая работа | Н. А. Елисеев, Э. Е. Федоров (1953) | К. А. Власов и др. (1959) | О. А. Воробьева, (1937) | Настоящая работа | И. В. Буссен (1962) | | | | | | |

рит, г. Аллуайв; 3 — «серый» эвдиалитовый луяврит, г. Кедыквернахк, проба 8165; 4 — «серый» эвдиалито- № XXV; 6 — мезократовый эвдиалитовый луяврит, р. Муруай, проба 2499; 7 — мезократовый эвдиалитовый товый эвдиалитовый луяврит, г. Карнасурт; 10 — меланократовый эвдиалитовый луяврит, г. Карнасурт; луяврит, г. Лепхе-Нельме, проба 846; 13 — полевошпатовый порфировидный луяврит, г. Аллуайв, проба 170; фировидный луяврит, г. Сенгисчорр, проба 2453; 16 — полевошпатовый порфировидный луяврит, г. Куамный луяврит, г. Маннепахк; 19 — мурманит-ловозеритовый порфировидный луяврит, Ловозеритовый мыманит-ловозеритовый порфировидный луяврит, Ловозеритовый мысок; 22 — мурманит-ловозеритовый пор- 24 — мурманит-ловозеритовый порфировидный луяврит, Ловозеритовый мысок; 25 — мурманит-ловозери-

комплекса были использованы 29 из них. При этом не были учтены анализы разновидностей пород, занимающих незначительное место в объеме комплекса, и анализы, не отвечающие минералогическому составу пород, что было установлено при пересчете методом Заварицкого.

Полученные результаты показывают, что эвдиалитовые луявриты по сравнению с породами II интрузивной фазы обеднены $SiO_2$, $Al_2O_3$, $Na_2O$ + + $K_2O$ и обогащены $ZrO_2$, $TiO_2$, $Fe_2O_3$, FeO, MnO, MgO, CaO. Порфировидные луявриты отличаются еще более низким содержанием глинозема и щелочей и более высоким $TiO_2$, $ZrO_2$, $Fe_2O_3$, MgO при почти одинаковом содержании кремнезема и суммарного железа. Породы верхней зоны комплекса эвдиалитовых луявритов отличаются от пород нижней зоны меньшим содержанием глинозема, щелочей и кремнезема и большим количеством окислов железа, титана, марганца, магния и кальция.

Среди пород субфазы также намечается дифференциация по химическому составу: обогащение полевошпатовых порфировидных луявритов $Na_2O$, $K_2O$, $Al_2O_3$, $SiO_2$, а ловозерит-мурманитовых — $Fe_2O_3$, FeO, $TiO_2$, $ZrO_2$, MgO, CaO, MnO.

Таблица 38

**Средние химические составы пород III интрузивной фазы**

| Компоненты | Номера анализов | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII |
| $SiO_2$ | 53,74 | 53,46 | 54,31 | 53,49 | 49,06 | 49,66 | 46,20 | 53,21 |
| $TiO_2$ | 0,89 | 1,39 | 0,69 | 2,22 | 3,58 | 1,75 | 0,77 | 1,26 |
| $ZrO_2$ | 1,19 | 1,34 | 0,81 | 1,89 | 0,80 | 7,63 | 0,37 | 1,26 |
| $Al_2O_3$ | 17,39 | 14,34 | 16,97 | 12,45 | 12,44 | 4,04 | 21,85 | 15,51 |
| $Fe_2O_3$ | 5,99 | 7,41 | 6,92 | 7,57 | 5,72 | 5,23 | 5,62 | 6,90 |
| FeO | 1,76 | 1,72 | 1,15 | 1,44 | 3,30 | 3,41 | 1,22 | 1,73 |
| MnO | 0,43 | 0,48 | 0,40 | 0,98 | 0,62 | 1,57 | 0,30 | 0,47 |
| MgO | 0,85 | 1,19 | 0,95 | 0,99 | 4,18 | 1,09 | 0,55 | 1,13 |
| CaO | 1,87 | 1,96 | 1,19 | 1,33 | 2,94 | 7,50 | 0,73 | 1,89 |
| $Na_2O$ | 9,53 | 9,39 | 9,64 | 8,20 | 10,57 | 9,87 | 14,60 | 9,58 |
| $K_2O$ | 5,03 | 4,70 | 5,30 | 4,24 | 4,13 | 1,46 | 3,65 | 4,81 |
| *a* | 24,1 | 20,3 | 23,7 | 18,0 | 17,0 | — | 31,6 | 21,8 |
| *c* | 5,1 | 8,9 | 6,4 | 8,1 | 8,7 | — | 6,8 | 7,7 |
| *b* | 6,9 | 5,4 | 5,0 | 6,2 | 14,7 | — | 4,1 | 5,9 |
| *s* | 63,9 | 65,5 | 64,9 | 67,7 | 59,6 | — | 57,5 | 64,6 |
| *f'* | 34 | 0 | 27 | 22 | — | — | — | 12 |
| *n'* | — | — | — | — | 28 | — | 47 | — |
| *m'* | 21 | 40 | 34 | 31 | 34 | — | 25 | 34 |
| *c'* | 34 | 47 | 29 | 29 | 35 | — | 23 | 41 |
| *z'* | 11 | 13 | 10 | 18 | 3 | — | 5 | 13 |
| *n* | 68,7 | 64,4 | 66,5 | 62,9 | 63,7 | — | 78,5 | 66,5 |
| —*Q* | 25,5 | 18,6 | 24,0 | 8,5 | 24,5 | — | 55,0 | 22,1 |
| *c'/z'* | 3,1 | 3,5 | 2,9 | 1,6 | 12,6 | — | 4,6 | 3,2 |
| *t* | 1,4 | 2,0 | 1,0 | 3,0 | 5,2 | — | 1,3 | 1,8 |
| $\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$ | 1,21 | 1,44 | 1,27 | 1,45 | 1,75 | — | 1,28 | 1,35 |
| Распространенность пород внутри III интрузивной фазы, % | 28 | 62 | 3 | 2 | 2 | 0,1 | 3 | 100 |

I — лейкократовые эвдиалитовые луявриты (нижняя зона), пять анализов; II — мезократовые эвдиалитовые луявриты (верхняя зона), девять анализов; III — полевошпатовые порфировидные луявриты, семь анализов; IV — мурманит-ловозеритовые порфировидные луявриты, семь анализов; V — сфен-амфиболовые эвдиалитовые луявриты, один анализ; VI — эвдиалититы, три анализа; VII — пойкилитовые содалитовые сиениты и тавиты, пять анализов; VIII — средний состав пород III интрузивной фазы, 34 анализа.

Наибольшее отличие химического состава от остальных пород комплекса эвдиалитовых луявритов отмечается в сфен-амфиболовых эвдиалитовых луявритах. Они занимают промежуточное положение между эвдиалитовыми луявритами и возникшими в результате замещения девонских эффузивов основного состава сфен-амфиболовыми ийолит-мельтейгитами и, в отличие от остальных пород комплекса, содержат повышенное количество $TiO_2$, FeO, MgO, CaO и пониженное $Al_2O_3$, $SiO_2$.

По петрохимическому типу все породы III интрузивной фазы относятся к ряду сильно пересыщенных щелочами. По сравнению со средним составом пород II интрузивной фазы в эвдиалитовых луявритах отмечено резкое снижение содержания $Al_2O_3$ и повышенное содержание $ZrO_2$ до такого количества, при котором $ZrO_2$ начинает играть роль петрогенного

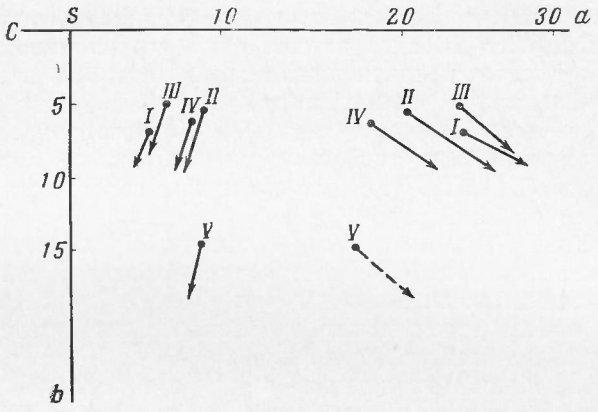



Рис. 26. Векторная диаграмма средних составов пород III интрузивной фазы. Номера анализов см. в табл. 38

окисла, а эвдиалит становится одним из главных породообразующих минералов. Это находит отражение в снижении роли щелочей в алюмосиликатах (уменьшении характеристики $a$) и увеличении коэффициента агпаитности.

Сравнение данных, полученных при пересчете средних химических анализов по методу Заварицкого [1], показывает, что в рядах эвдиалитовые луявриты нижней зоны → эвдиалитовые луявриты верхней зоны, а также полевошпатовые порфировидные луявриты [2] → ловозерит-мурманитовые луявриты происходит возрастание характеристики $s$ и коэффициента агпаитности и убывание $n$, $a$,— $Q$ (рис. 26). Уменьшение характеристики $a$ соответствует понижению в породах содержания нефелина и полевого шпата при возрастании количества эгирина в случае одновременного увеличения характеристики $\bar{c}$ (см. табл. 36).

Уменьшение дефицита кремнезема от нижней зоны и полевошпатовых порфировидных луявритов к породам верхней зоны и мурманит-ловозери-

[1] При пересчетах мы условно помещаем цирконий в группу $b$, как и другие элементы, не входящие в алюмосиликат и феррисиликат натрия (Na, $Fe^{3+}$, Ca, Mg) и принимающие участие в строении цирконосиликатов. Учитывая необычно большое содержание $ZrO_2$ в породах III фазы интрузии, мы ввели для их характеристики дополнительный параметр $Z' = \frac{\text{ат. кол. Zr} \cdot 100}{b}$, при графическом изображении составов объединяемый с $c'$, поскольку минералогическим выражением обеих этих характеристик в породах комплекса эвдиалитовых луявритов является главным образом эвдиалит.

[2] Все изученные к настоящему времени порфировидные полевошпатовые луявриты (независимо от их геологического положения) отличаются большим петрохимическим сходством.

товым луявритам соответствует понижению содержания нефелина (см. табл. 36). В мурманит-ловозеритовых луявритах при уменьшении дефицита кремнезема отмечается возрастание характеристик $b$ и $t$ вследствие увеличения в них количества $TiO_2$ и $ZrO_2$. Это находит отражение в том, что титано- и цирконосиликаты становятся породообразующими минералами.

В соответствии с содержанием $ZrO_2$ характеристика $z'$ является наименьшей в полевошпатовых порфировидных луявритах и наибольшей в ловозерит-мурманитовых. При этом отношение $c'/z'$, почти одинаковое для эвдиалитовых луявритов верхней и нижней зон и полевошпатовых порфировидных луявритов, резко падает в мурманит-ловозеритовых породах.

В сфен-амфиболовых эвдиалитовых луявритах в связи с изменением химического состава по сравнению с эвдиалитовыми луявритами (см. табл. 38) уменьшаются характеристики $a$ и $s$ и увеличиваются $t$ и $c'/z'$, в то время как $\bar{c}$ остается почти неизменной. Нами был построен график зависимости параметров $a$ и $Q$ для пород верхней и нижней зон комплекса, включая сфен-амфиболовые луявриты. Из графика видно, что фигуративные точки эвдиалитовых луявритов располагаются в виде узкой полосы на одной прямой (рис. 27). Точка типичного сфен-амфиболового луяврита не попадает в общий ряд.

Л. В. Дмитриев (1961) отмечает, что линейная зависимость между $a$ и $Q$, проявленная для составов гранитов чистой линии, отсутствует в их гибридных разновидностях. По-видимому, сфен-амфиболовые эвдиалитовые луявриты по петрохимическим признакам также следует относить к гибридной фации эвдиалитовых луявритов.

Графики зависимости параметров $a$ и $Q$ для составов пород дифференцированного комплекса, эвдиалитовых луявритов и порфировидных луявритов показывают (рис. 17,27), что фигуративные точки этих групп пород располагаются на одной прямой, что указывает на единый процесс эволюции пород Ловозерского плутона. Как предполагают Н. А. Елисеев, Э. Е. Федоров (1953), Л. Н. Когарко и В. П. Волков (1963), этот процесс является кристаллизационной дифференциацией магматического расплава.

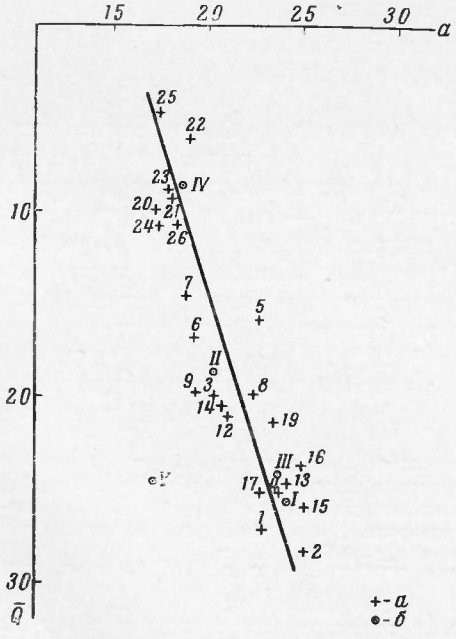



Рис. 27. Зависимость кремнекислотности ($Q$) пород III интрузивной фазы от величины характеристики $a$.

$a$ — отдельные анализы; $б$ — средние составы. Номера анализов см. в табл. 37, 38

Сфен-амфиболовые эвдиалитовые луявриты отличаются по химическому составу от всех пород комплекса обогащением CaO и MgO и приближаются к составу основных эффузивов девонского возраста. Таким образом, петрохимические данные указывают на происхождение их в результате контаминации.

Рассмотрим некоторые особенности химического состава главных породообразующих минералов пород III интрузивной фазы.

Нефелины. В табл. 39 приведены результаты определения $Na_2O$, $K_2O$ и их отношения в двух нефелинах из эвдиалитовых луявритов.

Эти данные свидетельствуют о близости химических составов нефелинов из эвдиалитовых луявритов к нефелинам из пород других интрузивных комплексов.

При сопоставлении с нефелинами из пород II интрузивной фазы в нефелинах эвдиалитовых луявритов намечается некоторое увеличение Na/K отношения.

Эгирины (табл. 40). В соответствии с особенностями химизма, пород III интрузивной фазы (повышенным содержанием $TiO_2$), эгирины эвдиалитовых луявритов отличаются большим содержанием титана, чем эгирины из пород II фазы интрузии.

По соотношению акмитовой и суммы диопсидовой и геденбергитовой молекул эгирины эвдиалитовых луявритов отличаются от эгиринов из луявритов II фазы интрузии большим содержанием акмитовой молекулы, приближаясь этим к эгиринам фойяитов и уртитов (см. табл. 31). Из табл. 41 видно, что в эгиринах из луявритов и фойяитов соотношение акмитовой и геденбергитовой молекул коррелируется со значением отношения $\frac{Na_2O+K_2O+Fe_2O_3}{CaO+MgO+FeO}$ в этих породах. На первой стадии кристаллизации в эвдиалитовых луявритах выделялся кроме нефелина и полевого шпата еще и эвдиалит, на образование которого расходовались кальций и железо (двух- и трехвалентное, приблизительно в соотношении 3 : 1, в весовых процентах). Вследствие такого явления содержание этих элементов в расплаве к началу кристаллизации основной массы эгирина понижалось относительно первоначального, и выделившийся эгирин оказался обеднен-

Таблица 39

**Содержание щелочей в нефелинах из эвдиалитовых луявритов**

| Компоненты | Номер образца | |
|---|---|---|
| | 2546 | 160 |
| $Na_2O$ | 17,3 | 15,5 |
| $K_2O$ | 5,5 | 4,6 |
| $\frac{Na}{K}$ | 2,8* | 3** |

Аналитик Ю. Б. Холина

* В атомных количествах 4,8.
** В атомных количествах 5,1.

Таблица 40

**Содержание щелочей, Fe, Ca, Mg и Ti в эгиринах из эвдиалитовых луявритов**

| Компоненты | Номера анализов | | |
|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 |
| $TiO_2$ | 3,48 | 3,81 | 3,48 |
| $Fe_2O_3$ | 24,62 | 21,87 | 24,21 |
| FeO | 2,55 | 4,11 | 2,26 |
| MgO | 1,99 | 1,93 | 1,59 |
| CaO | 3,87 | 3,32 | 1,38 |
| $Na_2O$ | 12,88 | 11,83 | 10,57 |
| $K_2O$ | 0,30 | 0,20 | 0,74 |
| $\frac{Na+K+Fe^{3+}}{Ca+Mg+Fe^{2+}}$ (в атомных количествах) | 4,7 | 4,0 | 6,8 |
| $NaFeSi_2O_6$+$NaAlSi_2O_6$ | 83,1 | 80,0 | 86,6 |
| $FeSiO_3$+$CaFeSi_2O_6$ | 6,0 | 8,8 | 5,7 |
| $MgSiO_3$+$CaMgSi_2O_6$ | 10,9 | 11,2 | 7,7 |
| Аналитик | Р. Л. Моисеева Ю. Б. Холина | Р. Л. Моисеева Ю. Б. Холина | М. Е. Владимирова |
| Источник | Настоящая работа | | По материалу В. И. Герасимовского |

1 — эгирин из лейкократового эвдиалитового луяврита, р. Мотчисуай, обр. 2546; 2 — эгирин из мезократового эвдиалитового луяврита с амфиболом, р. Муруай, обр. 2499; 3 — эгирин из эгиринита.

ным геденбергитовой и диопсидовой молекулами по сравнению с эгирином из луявритов II фазы.

В анализе пироксена из ловозеритового порфировидного луяврита (по данным И. В. Буссен) отношение акмитовой молекулы к сумме геденбергитовой и диопсидовой (в весовых процентах) равно 6,0 при среднем соотношении $\frac{Na_2O + K_2O + Fe_2O_3}{CaO + MgO + FeO}$ в породе, равном 5,3, т. е., как и в породах II интрузивной фазы, в породах III интрузивной фазы существует корреляция между составом расплава и составом эгирина.

Таблица 41

**Соотношение $\frac{Na_2O+K_2O+Fe_2O_3}{CaO+MgO+FeO}$ в породах дифференцированного комплекса, эвдиалитовых луявритах и эгиринах из этих пород, вес. %**

| $\frac{Na_2O+K_2O+Fe_2O_3}{CaO+MgO+FeO}$ | Порода II интрузивной фазы | | Порода III интрузивной фазы | |
|---|---|---|---|---|
| | Луявриты | Фойяиты | Эвдиалитовые луявриты | Ловозерит-мурманитовый порфировидный луяврит |
| В породах | 4,8 | 6,4 | 4,5 | 5,3 |
| В эгиринах | 2,8 | 5 | 4,0 | 6,0 |

В целом по массиву намечается тенденция обогащения пироксенов акмитовой молекулой к конечным стадиям интрузивного процесса. Это согласуется с установленной Ю. А. Билибиным (1946) эволюцией составов пироксенов в щелочных комплексах Алдана и Омолона: заметным обогащением их эгириновой молекулой к конечным стадиям кристаллизации.

Таблица 42

**Химический состав амфибола из эвдиалитового луяврита ***

| $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $H_2O^+$ | F | Сумма |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 52,73 | 1,10 | 3,22 | 8,01 | 8,13 | 1,33 | 10,62 | 2,14 | 8,65 | 1,70 | 1,21 | 2,01 | 100,85 |

* По материалам Л. Н. Когарко.

Арфведсонит. Амфибол из эвдиалитовых луявритов чрезвычайно близок к химическому составу амфиболов дифференцированного комплекса (табл. 42), особенно к амфиболу из амфиболовых луявритов. Небольшие различия отмечаются только в содержании железа, титана, кремния, кислорода и гидроксила: в амфиболе из эвдиалитового луяврита немного повышено содержание $Fe^{2+}$, Si, кислорода и меньше $Fe^{3+}$, Ti, OH по сравнению с амфиболом из амфиболовых луявритов.

## ПОЙКИЛИТОВЫЕ СОДАЛИТОВЫЕ СИЕНИТЫ И ТАВИТЫ

Пойкилитовые содалитовые сиениты встречаются среди пород II и III интрузивных фаз в виде отдельных тел линзовидной формы размером от нескольких сантиметров до нескольких сотен метров. Пойкилитовые содалитовые сиениты составляют менее 1% от общего объема комплекса уртитов — фойяитов — луявритов. В вертикальном разрезе комплекса основная масса этих пород сосредоточена в средней зоне, где они приурочены к горизонтам эгириновых луявритов, а отдельные редкие тела встречаются среди чередующихся луявритов и фойяитов в верхней и нижней

зонах разреза. Контакты между луявритами и телами пойкилитовых содалитовых сиенитов резкие, отчетливые; трахитоидность во вмещающих луявритах везде параллельна плоскости контакта. Аналогичное положение занимают фациальные пегматиты (Власов и др., 1959). Часто наблюдаются многочисленные взаимные инъекции пойкилитовых содалитовых сиенитов и луявритов (рис. 28). Группы горизонтов (слоев) в комплексе луявритов — фойяитов — уртитов изменяют простирание вблизи крупных тел пойкилитовых содалитовых сиенитов, причем отдельные горизонты

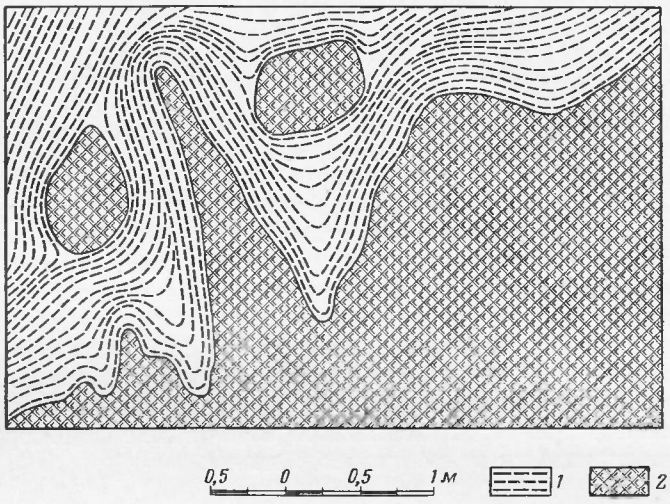



Рис. 28. Деталь контакта пойкилитовых содалитовых сиенитов и эгириновых луявритов II интрузивной фазы

*1* — луявриты; *2* — пойкилитовый содалитовый сиенит

могут при этом выклиниваться. Характерной особенностью тел пойкилитовых содалитовых сиенитов является отсутствие подводящих каналов, по которым мог бы поступать материал; их не удается обнаружить, несмотря на то, что контакты отдельных небольших тел этих пород с вмещающими луявритами хорошо доступны для наблюдения. Геологическое положение позволяет считать эти тела сингенетичными с вмещающими их луявритами. С телами пойкилитовых содалитовых сиенитов связаны наиболее крупные в массиве пегматитовые образования (Власов и др., 1959).

По внешнему облику пойкилитовые содалитовые сиениты представляют собой крупнозернистые породы светло-серой окраски, состоящие из содалита, K-Na полевого шпата, эгирина и нефелина в соотношениях, указанных в табл. 43. Отдельные участки этих пород, обогащенные содалитом или нефелином при отсутствии калиевого полевого шпата, носят названия соответственно тавитов или содалитовых уртитов. Второстепенными и акцессорными минералами являются арфведсонит, виллиомит, эвдиалит, мурманит, лампрофиллит, лопарит, реже — пектолит, ринколит. Названные минералы по оптическим свойствам весьма близки к минералам из пород II интрузивной фазы. Вторичные минералы: альбит, уссингит, канкринит, цеолиты.

Микроклин образует крупные пластинчатые выделения до 5 *см* переполненные включениями содалита и иногда нефелина. По оптической характеристике аналогичен K-Na полевому шпату из фойяитов и является «микроклин-изопертитом». Границы зерен микроклина и содалита неровные с извилистыми контурами. Минералы имеют коррозионные взаимоотношения, иногда микроклин замещается содалитом.

Таблица 43

**Количественный минералогический состав пойкилитовых содалитовых сиенитов (объемн. %)**

| Минералы | Породы, связанные с II интрузивной фазой | | Породы, связанные с III интрузивной фазой | |
|---|---|---|---|---|
| | содержание, % | среднее из 5 подсчетов % | содержание, % | среднее из 6 подсчетов % |
| Содалит . . . . . | 30—70 | 55 | 35—60 | 40 |
| Нефелин . . . . . | 0—40 | 20 | 5—30 | 10 |
| Микроклин+альбит | 5—20 | 10 | 0—35 | 25 |
| Эгирин+арфведсонит | 5—25 | 15 | 10—30 | 20 |
| Прочие . . . . . | 0—5* | — | 3—10** | 5 |

* Эвдиалит, мурманит, лампрофиллит, лопарит, пектолит, ринколит.
** Эвдиалит, мурманит, лампрофиллит, ловозерит.

Содалит представлен разновидностью, содержащей серу — гакманитом. Основная масса содалита встречается в идиоморфных додекаэдрических кристаллах с неровными извилистыми гранями, часто образует скопления и сростки зерен. Кристаллы содалита содержат многочисленные вростки мелкого эгирина, кроме того, наблюдаются неправильные, очевидно, более поздние выделения содалита, не содержащие иголочек эгирина. Встречаются случаи замещения содалитом нефелина и полевого шпата. Период кристаллизации содалита довольно длителен.

Нефелин встречается главным образом в виде идиоморфных выделений, включенных в пластины полевого шпата.

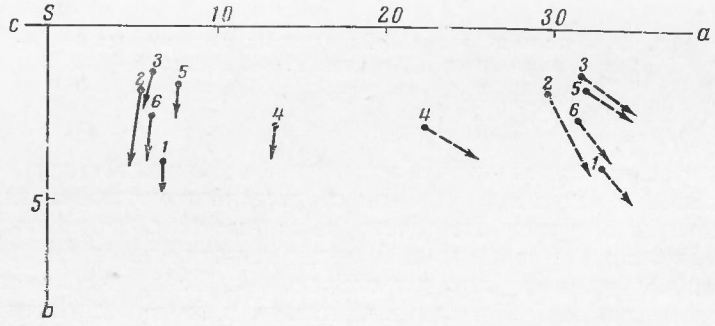



Рис. 29. Векторная диаграмма химических составов пойкилитовых содалитовых сиенитов и тавитов. Номера анализов см. в табл. 44

Эгирин образует крупные пойкилитовые выделения, включающие кристаллы содалита. Более поздний игольчатый эгирин развивается в промежутках зерен, иногда в виде сноповидных агрегатов. По эгирину развивается арфведсонит.

Эвдиалит в этих породах образует своеобразные изометричные кристаллы, в которых содержится до 60% пойкилитовых вростков содалита. Пойкилитовые срастания с содалитом дают также мурманит и лампрофиллит.

Для пород характерны массивная текстура и пойкилитовая структура. Пойкилитовые структуры в этих породах трактовались как первичномагматические, где содалит выделялся первым («Минералы Хибинских и Ловозерских тундр», 1937; Власов и др., 1959), однако многочисленные случаи замещения содалитом полевого шпата и нефелина позволяют предполагать, что при формировании этих пород большую роль могли играть процессы автометасоматоза с перекристаллизацией полевого шпата и других минералов и образованием при этом пойкилитовых структур.

Таблица 44

**Химический состав пойкилитовых содалитовых сиенитов и тавитов**

| Компоненты | Номера анализов | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| $SiO_2$ | 42,50 | 50,21 | 47,57 | 47,29 | 48,58 | 44,84 | 45,59 |
| $TiO_2$ | 0,52 | 0,50 | 0,44 | — | 1,51 | 1,09 | 1,03 |
| $ZrO_2$ | Не опр. | Не опр. | 0,37 | — | — | — | 0,26 |
| $Al_2O_3$ | 22,86 | 20,96 | 21,90 | 15,46 | 21,74 | 21,80 | 21,33 |
| $Fe_2O_3$ | 6,21 | 4,29 | 5,18 | 12,00 | 6,80 | 5,96 | 6,66 |
| FeO | 0,73 | 1,41 | 0,85 | 2,35 | 1,20 | 1,39 | 0,78 |
| MnO | 0,27 | 0,25 | 0,38 | — | 0,13 | 0,23 | 0,23 |
| MgO | 0,85 | 0,95 | 0,34 | 1,32 | 0,31 | 0,76 | 0,74 |
| CaO | 1,40 | 0,60 | 0,66 | 1,61 | 0,81 | 0,81 | 0,90 |
| $Na_2O$ | 18,00 | 12,64 | 12,78 | 14,74 | 16,28 | 16,42 | 14,17 |
| $K_2O$ | 1,16 | 3,46 | 5,58 | 1,85 | 1,34 | 1,72 | 2,71 |
| $H_2O^+$ | 1,46 | 1,25 | 0,11 | 1,23 | 2,62 | — | 1,76 |
| $H_2O^-$ | 0,14 | 0,25 | 0,94 | — | — | — | 0,24 |
| F | — | — | 0,25 | — | — | — | — |
| S | — | — | 0,51 | — | — | — | 0,69* |
| $P_2O_5$ | — | — | 0,71 | — | — | — | 0,14 |
| Cl | 3,10 | 2,00 | 2,69 | Не опр. | 2,56 | 2,78 | 2,27 |
| Сумма | 99,20 | 99,07 | 101,26 | 97,85 | 100,20 | | 99,68** |
| *a* | 32,9 | 29,8 | 31,8 | 22,5 | 32,0 | 31,6 | 31,5 |
| *c* | 6,8 | 5,5 | 6,2 | 13,5 | 7,8 | 6,2 | 7,3 |
| *b* | 7,9 | 3,7 | 2,7 | 5,6 | 3,3 | 5,2 | 3,1 |
| *s* | 54,2 | 61,0 | 55,3 | 58,4 | 56,9 | 56,0 | 58,1 |
| *m'* | 20 | 46 | 22 | 43 | 18 | 25 | 43 |
| *c'* | 21 | 22 | 34 | 38 | 32 | 20 | 38 |
| *n'* | 59 | 32 | 44 | 19 | 50 | 55 | 19 |
| *n* | 95 | 77 | 72 | 90 | 93 | 91,5 | 86 |
| —*Q* | 67,8 | 33,1 | 52,2 | 42,2 | 58 | 55,4 | 54,1 |
| $\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$ | 1,35 | 1,17 | 1,23 | 1,60 | 1,30 | 1,32 | 1,28 |
| Аналитик | Л. П. Воронина | М. И. Караханова | По материалам В. И. Герасимовского | Blanket | По материалам В. И. Герасимовского | | С. Я. Кузнецова |
| Источник | Настоящая работа | | | (Ramsay, 1897—1899) | | | Настоящая работа |

1 — пойкилитовый содалитовый сиенит из II интрузивной фазы, проба 2178, г. Нинчурт; 2 — содалитовый луяврит из II интрузивной фазы, проба 2293, г. Куамдеспахк; 3 — пойкилитовый содалитовый сиенит, р. Тавайок, из комплекса эвдиалитовых луявритов; 4 — тавит, р. Тавайок; из комплекса эвдиалитовых луявритов; 5 — тавит, р. Тавайок; из комплекса эвдиалитовых луявритов; 6 — тавит, среднее из четырех анализов, из комплекса эвдиалитовых луявритов; 7 — пойкилитовый содалитовый сиенит, средняя проба С-8, из комплекса эвдиалитовых луявритов.

* Пересчитано на $SO_3$.

** В том числе 0,07% $Nb_2O_5$ и 0,13% $TR_2O_3$.

С пойкилитовыми содалитовыми сиенитами связаны контактовые изменения, при этом в эндоконтакте увеличивается содержание содалита и уменьшается количество полевого шпата и темноцветных. В луявритах экзоконтакта происходит замещение содалитом полевого шпата и нефелина, а выделения эгирина сохраняют свой первоначальный облик. Интенсивность экзоконтактных изменений невелика, на расстоянии 0,5—1 *м* от контакта можно наблюдать неизмененный луяврит.

Данные по химическому составу пойкилитовых содалитовых сиенитов приведены в табл. 44. Для пород характерно низкое содержание кремнезема и весьма высокие содержания алюминия, щелочей и особенно хлора. По петрохимическому типу породы относятся к сильно пересыщенным щелочами; для них характерны: присутствие составляющей $n'$, значительная величина характеристики $a$ (32,9) (рис. 29), сильная недосыщенность кремнеземом, преобладание натрия над калием в составе алюмосиликатов.

Пойкилитовые содалитовые сиениты из III интрузивной фазы залегают главным образом среди мезократовых эвдиалитовых луявритов верхней зоны комплекса. Условия залегания и форма тел пойкилитовых содалитовых сиенитов аналогичны описанным для пород того же состава, связанных со II интрузивной фазой. В участках, богатых ксенолитами эффузивов, изредка наблюдаются обособления содалитовых пород, имеющие форму пластовых слабо ветвящихся жил (р. Коклухтиуай). В верховьях р. Тавайок в этих породах расположены ксенолиты измененных пойкилитовых гидросодалитовых сиенитов. Отмечены также случаи пересечения содалитовых сиенитов жилами порфировидных луявритов III интрузивной фазы. Содалитовые сиениты занимают около 3% от объема пород III интрузивной фазы.

Минералогический состав содалитовых пород III интрузивной фазы мало отличается от пойкилитовых содалитовых сиенитов, связанных со II интрузивной фазой (см. табл. 43). Характерно несколько большее содержание полевого шпата и темноцветных, чаще встречаются участки, сложенные тавитами (верховье р. Тавайок). Из акцессорных минералов наиболее характерны эвдиалит, мурманит и лампрофиллит, появляются ловозерит и чинглусуит, выделяющиеся на поздней постмагматической стадии формирования породы.

Химический состав пойкилитовых содалитовых сиенитов и тавитов приведен в табл. 44. Он сходен с составом аналогичных пород из II интрузивной фазы. От вмещающих луявритов II и III фаз интрузии пойкилитовые содалитовые сиениты отличаются резко пониженным содержанием кремнезема, в меньшей степени — железа и повышенным содержанием натрия, алюминия и особенно хлора.

Отметим некоторые характерные особенности пойкилитовых содалитовых сиенитов.

1. Пойкилитовые содалитовые сиениты залегают в виде обособленных тел линзообразной, округлой и редко жилоподобной формы, имеют резкие границы с вмещающими породами, обнаруживают характерные экзо- и эндоконтактовые изменения и сложены теми же минералами, что и другие магматические породы Ловозерского массива.

2. Характерна тесная ассоциация пойкилитовых содалитовых сиенитов с эгириновыми луявритами II интрузивной фазы и с эвдиалитовыми луявритами III интрузивной фазы и многочисленные взаимные инъекции этих пород.

3. Тела пойкилитовых содалитовых сиенитов занимают согласное положение относительно слоистости стратифицированных комплексов и трахитоидности вмещающих пород, подводящие каналы отсутствуют.

4. Пойкилитовые содалитовые сиениты активно воздействуют на вмещающие их луявриты.

5. Характерны гигантозернистые пойкилитовые структуры с коррозионными соотношениями породообразующих минералов.

6. Различие в химическом составе пойкилитовых содалитовых сиенитов и вмещающих их луявритов проявлено вполне определенно: первые обогащены щелочами, алюминием и особенно хлором, вторые — кремнеземом, железом, кальцием и магнием.

Нами делается предположение, что пойкилитовые содалитовые сиениты кристаллизовались из магматического расплава, обособившегося в луявритах в стадию, предшествовавшую их кристаллизации. Формирование содалитовых пород закончилось позднее, чем вмещающих их луявритов. Единственным механизмом, который может удовлетворительно объяснить перечисленные особенности, является разделение расплава на две несмешивающиеся фазы (явление ликвации) (Поляков, Костецкая, 1965). Этот механизм неоднократно использовался петрологами, однако он носит гипотетический характер из-за недостаточного количества экспериментальных данных и слабо разработанной теории ликвации. Так, до настоящего времени не изучены системы, близкие по составу к рассматриваемым породам (луяврит — пойкилитовый содалитовый сиенит). Хорошо известно, что явления ликвации часто наблюдаются в расплавах, содержащих в значительных количествах летучие — F, Cl, Br (Григорьев, Искюль, 1937; Котлова и др., 1960; Ершова, 1957). Известно также, что области ликвации в хлоридных системах значительно шире, чем во фторидных и окисных, так как хлор является одним из наиболее крупных анионов, значительно отличающихся по ионному радиусу от кислорода. Из систем, наиболее близких по составу к рассматриваемым породам, где отмечаются явления ликвации, можно назвать такие, как $Na_3AlF_6 — Al_2O_3 — SiO_2$ (Балашев, Журин, 1933), $MeF_2 — Al_2O_3 — SiO_2$ (Ершова, 1957). NaCl и $SiO_2$ совсем не смешиваются в расплавленном состоянии, причем содержание хлора будет выше в той фазе, которая содержит больше щелочей (Котлова и др., 1960). В расплавах, богатых натрием, области несмесимости должны быть более широкими, чем в калиевых расплавах.

В изучаемых природных объектах явления несмесимости могут возникать в расплавах, близких по составу к луявритам. Действительно, пойкилитовые содалитовые сиениты приурочены к эвдиалитовым или эгириновым луявритам. Кроме Ловозерского массива эгириновые луявриты известны в массиве Илимауссак (юго-западная Гренландия), где с ними тесно ассоциируют науяиты — породы, являющиеся аналогами пойкилитовых содалитовых сиенитов (Ussing, 1912). Науяиты и луявриты массива Илимауссак относятся к различным фазам внедрения, в этом случае можно предполагать появление несмесимости еще до поступления расплава в магматическую камеру.

Расплавы, обособившиеся в результате возникновения несмесимости, кристаллизуются самостоятельно. Равновесие между разделившимися при ликвации фазами может быть нарушено на поздних стадиях кристаллизации при понижении температуры. С этим связаны явления содалитизации в луявритах на контакте с пойкилитовыми содалитовыми сиенитами.

*Глава 6*

## ПОРОДЫ IV ИНТРУЗИВНОЙ ФАЗЫ

К IV фазе интрузивной деятельности относится дайковая серия, представленная щелочными лампрофирами. Дайки встречаются довольно редко, преимущественно в северо-западной и южной частях массива, и характеризуются приблизительно широтным простиранием, крутыми углами падения и мощностью до первых метров. Щелочные лампрофиры имеют резкие эруптивные контакты с породами более молодых интрузивных фаз, иногда отмечаются мелкие ксенолиты вмещающих нефелиновых сиенитов.

По вещественному составу среди пород дайковой серии мы выделяем четыре группы (табл. 45): камптониты, мончикиты — фурчиты, нефелиновые базальты и тингуаиты. И. В. Буссен и др. (1960) упоминают, кроме того, лейцитовые базальты. В скважине, пробуренной Ловозерской экспедицией по породам нижней зоны дифференцированного комплекса (р. Парганъюн), обнаружено пересечение даек разного состава. Петрографическое изучение показало, что более древним образованием является тингуаит, пересекаемый дайкой фурчита.

Тингуаиты представлены очень плотными массивными породами с афанитовой основной массой и порфировыми вкрапленниками нефелина, оливина (около 80% форстерита) и эгирин-авгита (около 15% акмита). Основная масса породы имеет микродолеритовую структуру и представлена агрегатом зерен нефелина и K-Na полевого шпата, переполненных многочисленными игольчатыми кристаллами эгирина и эгирин-авгита. В основной массе не менее 15% составляют цеолиты, замещаемые еще более поздним карбонатом.

К группе камптонитов мы относим безнефелиновые щелочные лампрофиры, в которых преобладающими фемическими минералами являются авгит и баркевикит. Вкрапленники представлены кристаллами авгита, оливина, баркевикита и округлыми выделениями анальцима, часто полностью замещенного цеолит-карбонатным агрегатом. Основная масса обычно полнокристаллическая и сложена микролитами авгита и баркевикита, в подчиненном количестве — лейстами среднего плагиоклаза (около 45% анортита) и волокнистым агрегатом цеолитов и карбоната, который, вероятно, замещает фельдшпатиды или стекло того же состава. Структура основной массы панидиоморфнозернистая или микродолеритовая.

Бесполевошпатовые щелочные лампрофиры представлены фурчитами и мончикитами и являются наиболее распространенными породами дайкового комплекса. В виде вкрапленников встречаются фенокристаллы авгита, биотита и оливина. Оливинсодержащие разности, согласно классификации А. Н. Заварицкого (1961), следует относить к мончикитам. Для группы фурчитов — мончикитов характерны округлые выделе-

Таблица 45

**Минералогический состав пород дайковой серии Ловозерского массива**

| Породы | Состав вкрапленников | | Состав основной массы | |
|---|---|---|---|---|
| | фемические минералы | салические минералы | фемические минералы | салические минералы |
| Тингуаит | Эгирин-авгит, оливин | Нефелин | Эгирин-авгит, эгирин | Нефелин, K-Na полевой шпат [цеолиты] * |
| Камптонит | Авгит, баркевикит | Анальцим + цеолиты (псевдоморфозы по фельдшпатидам?) | Баркевикит, авгит | Андезин (№ 43), цеолиты, стекло |
| Авгит-биотитовые (фурчиты) и оливинсодержащие (мончикиты) щелочные лампрофиры | Биотит, оливин, авгит | [Анальцим + цеолиты + карбонаты] (псевдоморфозы по фельдшпатидам?) | Авгит, биотит | [Цеолиты], стекло [агрегат карбоната, хлорита и актинолита] |
| Нефелиновый базальт | Биотит, авгит, оливин | Нефелин | Авгит, биотит | Нефелин [цеолиты] |

* Вторичные минералы — в квадратных скобках.

ния, сложенные агрегатом цеолитов, анальцима и карбоната, вероятно, являющихся псевдоморфозами по фельдшпатидам. Основная масса сложена микролитами авгита, биотита и стеклом, почти нацело замещенным цеолитами и карбонатом. Из постериорных минералов широко развиты хлориты, амфиболы актинолитового ряда и рудный минерал. Структура основной массы панидиоморфная, или гиалопилитовая. Структура пород порфировая.

Таблица 46

**Химический состав щелочных лампрофиров IV интрузивной фазы**

| Компоненты | Щелочной лампрофир, Ловозеро | Мончикит (по Дэли) | Камптонит (по Дэли) | Петрохимические характеристики | Щелочной лампрофир, Ловозеро | Мончикит (по Дэли) | Камптонит (по Дэли) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 41,57 | 45,17 | 40,70 | *a* | 9,8 | 12,3 | 10,5 |
| $TiO_2$ | 2,92 | 1,90 | 3,86 | *c* | 3,8 | 3,9 | 6,4 |
| $Al_2O_3$ | 11,77 | 14,78 | 16,02 | *b* | 38,3 | 30,1 | 29,3 |
| $Fe_2O_3$ | 4,53 | 5,10 | 5,43 | *s* | 48,1 | 53,7 | 53,8 |
| FeO | 8,28 | 5,05 | 7,84 | *n* | 80 | 67 | 73 |
| MnO | 0,28 | 0,35 | 0,16 | —*Q* | 27,2 | 21,1 | 19,8 |
| MgO | 10,59 | 6,26 | 5,43 | *f'* | 30 | 32 | 45 |
| CaO | 11,24 | 11,06 | 9,36 | *m'* | 45 | 36 | 34 |
| $Na_2O$ | 3,63 | 3,69 | 3,23 | *c'* | 25 | 32 | 21 |
| $K_2O$ | 1,38 | 2,73 | 1,76 | | | | |
| $H_2O^+$ | 2,33 | 3,40 | 5,59 | $\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$ | 0,63 | 0,61 | 0,45 |
| $H_2O^-$ | 0,72 | | | $Fe_2O_3/FeO$ | 0,5 | 0,9 | 0,6 |
| П. п. п. | 3,04 | — | — | | | | |
| $P_2O_5$ | — | 0,51 | 0,62 | | | | |
| Сумма | 99,95 | 100,00 | 100,00 | | | | |
| Аналитик | Н. А. Елина | | | | | | |

Нефелиновые базальты относятся к наиболее редким представителям IV интрузивной фазы. По минералогическому составу они близки к мончикитам, но отличаются по присутствию нефелина в основной массе породы и в составе вкрапленников. Биотит встречается в основном в виде фенокристаллов, для которых характерны многочисленные включения авгита. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая, а структура породы порфировая.

По химическому составу щелочные лампрофиры близки к среднему мончикиту или камптониту по Дэли, если судить по единственному химическому анализу (Буссен и др., 1960; табл. 46).

Дайковый комплекс Ловозерского массива, представляя завершающий этап щелочного магматизма, является по своему минералогическому и химическому составу вполне аналогичным подобным жильным сериям во многих щелочных интрузиях (Хибины, о-ва Лос).

*Глава 7*

# ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЩЕЛОЧНОЙ МАГМЫ ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВА

Изучение геологии и петрографии щелочных пород Ловозерского массива представляет обширный материал для генетических построений. Большинство исследователей сходятся во мнении относительно магматического происхождения нефелиновых сиенитов массива, однако выдвигаются самые различные петрологические гипотезы, чему способствует определенная субъективность толкования ряда геологических и петрографических данных. Особенно это относится к вопросу о происхождении ритмически расслоенного комплекса уртитов — фойяитов — луявритов. Н. А. Елисеев и Э. Е. Федоров (1953), К. А. Власов и др. (1959), В. И. Герасимовский (1960, 1963б, в, г), Р. М. Яшина считают, что возникновение расслоенных пород представляет дифференциацию in situ. О. А. Воробьева (1940) и А. А. Чумаков (1947) признают разновременное последовательное внедрение щелочных расплавов разного состава. И. В. Буссен и А. С. Сахаров (1962) предполагают, что на больших глубинах формируются расплавы разного состава и уже расслоенная магма поднимается в верхний структурный этаж, образуя стратифицированные щелочные комплексы. Я. М. Фейгин (1964) объясняет возникновение первичной расслоенности явлениями гравитационной дифференциации и скольжением слоев расплавов — суспензий различной вязкости относительно друг друга.

Нам представляется, что проведение физико-химического анализа эволюции щелочной магмы на основе диаграмм плавкости некоторых силикатных систем является необходимым условием решения генетических вопросов, особенно в случае крайней сложности геолого-петрографического материала. Наши физико-химические построения применяются главным образом для детального рассмотрения эволюции состава пород II интрузивной фазы. I интрузивный комплекс (нефелиновые и гидросодалитовые сиениты) представлен серией пород, образованных в результате различных процессов (магматизм чистой линии, гибридизм, автометасоматоз), причем до сих пор не совсем ясен ряд вопросов их петрологии. В связи с этим при изучении эволюции магмы I фазы рассматривались только равномернозернистые нефелиновые сиениты, которые, как показано ранее, являются магматическими образованиями, почти не затронутыми постмагматическими процессами.

Основной петрохимической особенностью равномернозернистых нефелиновых сиенитов, в отличие от пород более молодых комплексов, является довольно низкий коэффициент агпаитности (табл. 47). Породы I интрузивной фазы имеют мпаскитовую ассоциацию акцессорных и цветных минералов, характеризующуюся повышенными содержаниями кальция. Кроме того, равномернозернистые нефелиновые сиениты обладают самой

Таблица 47

**Средние химические составы пород Ловозерского массива и их петрохимические характеристики**

| Компоненты | Сингенетическая серия | | | Эпигенетическая серия | | | Средний состав массива |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | уртит | фойяит | луяврит | равномернозернистые нефелиновые сиениты I фазы | породы II интрузивной фазы | породы III интрузивной фазы | |
| $SiO_2$ | 44,77 | 54,49 | 54,57 | 56,79 | 54,14 | 53,21 | 53,84 |
| $TiO_2$ | 1,57 | 0,60 | 0,91 | 1,03 | 0,81 | 1,26 | 0,91 |
| $ZrO_2$ | — | — | — | — | — | 1,26 | — |
| $Al_2O_3$ | 24,85 | 18,36 | 15,82 | 19,94 | 17,19 | 15,51 | 17,05 |
| $Fe_2O_3$ | 3,87 | 4,52 | 8,11 | 1,74 | 6,50 | 6,90 | 6,42 |
| FeO | 1,00 | 1,20 | 1,75 | 1,28 | 1,50 | 1,73 | 1,54 |
| MnO | 0,24 | 0,24 | 0,28 | 0,20 | 0,27 | 0,47 | 0,30 |
| MgO | 0,53 | 0,79 | 1,15 | 0,98 | 0,98 | 1,13 | 1,00 |
| CaO | 2,17 | 1,12 | 1,68 | 1,45 | 1,47 | 1,89 | 1,57 |
| $Na_2O$ | 13,65 | 9,83 | 9,10 | 8,13 | 9,58 | 9,58 | 9,63 |
| $K_2O$ | 4,02 | 6,23 | 4,61 | 5,94 | 5,23 | 4,81 | 5,16 |
| *a* | 35,5 | 25,6 | 21,8 | 27,0 | 24,0 | 21,8 | 23,9 |
| *c* | 2,8 | 5,4 | 5,8 | — | 5,8 | 7,7 | 6,0 |
| *b* | 5,7 | 3,8 | 7,5 | 6,4 | 5,4 | 5,9 | 5,4 |
| *s* | 56,0 | 65,2 | 64,9 | 66,6 | 64,8 | 64,6 | 64,7 |
| —*Q* | 61,8 | 26,2 | 19,6 | 20,8 | 24,2 | 22,1 | 24,4 |
| *f'* | 34 | *n'* = 26 | 41 | 47 | 32 | 12 | 28 |
| *m'* | 16 | 37 | 27 | 25 | 32 | 34 | 33 |
| *c'* | 50 | 37 | 32 | 28 | 36 | 41 | 39 |
| *n* | 75 | 68 | 69 | 67 | 68 | 67 | 68 |
| $\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$ | 1,08 | 1,25 | 1,26 | 1,00 | 1,24 | 1,35 | 1,28 |

высокой насыщенностью кремнекислотой (параметр — *Q*) и низкой концентрацией цветных компонентов. Различия в химизме привели к несколько иному порядку кристаллизации минералов нефелиновых сиенитов I интрузивной фазы по сравнению с породами других комплексов (калиевый полевой шпат кристаллизуется раньше нефелина). В результате более поздних автометасоматических процессов равномернозернистые нефелиновые сиениты переходят в пойкилитовые гидросодалитовые сиениты, в которых резко возрастает коэффициент агпаитности, уменьшается насыщенность кремнеземом, растет щелочность цветных минералов.

Исследование вещественного состава пород II и III интрузивных фаз позволяет отнести их к агпаитовой щелочной серии. Эти породы обладают рядом общих петрохимических особенностей: коэффициент агпаитности больше единицы, общий парагенезис породообразующих минералов, сходный порядок кристаллизации твердых фаз, агпаитовая ассоциация акцессорных и цветных минералов.

При исследованиях пород II интрузивной фазы, несмотря на сложность и противоречивость интерпретации некоторых особенностей строения и состава этих пород[1], можно выделить ряд закономерностей, представляющих наиболее общие геолого-петрологические критерии образова-

[1] Например, наличие пересечений отдельных горизонтов пород II интрузивной фазы дайками фойяитов, луяврито́в и уртитов; пойкилитовые структуры фойяитов и уртитов; характер распределения минералов по мощности горизонта; морфология кристаллов лопарита и апатита в породах и ряд других геолого-петрографических фактов истолковываются неоднозначно.

ния пород II интрузивной фазы путем кристаллизационной дифференциации:

1. Отсутствие эруптивных контактов между отдельными горизонтами пород комплекса.

2. Наличие постепенных переходов между определенными типами пород.

3. Выдержанность последовательности расположения пород в вертикальном разрезе по площади всего массива.

4. Закономерный характер эволюции химических составов пород, слагающих «элементарные пачки» во II интрузивной фазе, от уртита к луяврит у (табл. 47). Эта закономерность выражена в уменьшении роли щелочей в алюмосиликатах ($a$) и увеличении содержания цветных компонентов (Fe, Mg), агпаитности $\left(\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}\right)$ и кремнекислотности ($Q$) в ряду уртит — фойяит — луяврит. Такой тип петрохимической эволюции соответствует агпаитовому порядку кристаллизации минералов в породах II интрузивной фазы.

Эти закономерности позволяют предполагать, что породы II интрузивной фазы представляют сингенетическую серию нефелиновых сиенитов, образование которых подчинено единому процессу. С его помощью можно выявить схему последовательности кристаллизации пород, удовлетворяющую правилу фаз.

Для эвдиалитовых луяврит ов III интрузивной фазы характерна относительно слабая дифференциация по химическому составу; сильно недосыщенные кремнеземом породы типа уртитов и фойяитов крайне редки. Ритмическая расслоенность развита слабо и проявлена в чередовании мезократовых и меланократовых разностей пород в верхней зоне вертикального разреза; в нижней зоне преобладают лейкократовые эвдиалитовые луяврит ы. При сравнении петрохимических особенностей нефелиновых сиенитов, сформированных во II и III фазах агпаитового магматизма (агпаитовая эпигенетическая серия), со средними составами сингенетической серии (уртит — фойяит — луяврит) выявлены следующие эмпирические закономерности (см. табл. 47, рис. 30).

1. Происходит увеличение роли щелочей, связанных в алюмосиликатах ($a$), и содержания мафических компонентов (Fe, Mg) к конечным членам обеих серий пород.

2. Между содержанием щелочей в алюмосиликатах ($a$) и дефицитом кремнезема ($-Q$) наблюдается линейная зависимость.

3. Коэффициент агпаитности $\left(\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}\right)$ и насыщенность кремнекислотой ($Q$) увеличиваются от II интрузивного комплекса к III и от уртита к луяврит у.

4. Отмечается повышение щелочности темноцветных минералов (эгирин, арфведсонит) в эвдиалитовых луяврит ах по сравнению с породами II фазы интрузии. Аналогичная тенденция наблюдается и для акцессориев: кальциевые минералы (ринколит, пектолит, апатит) вытесняются в эвдиалитовых луяврит ах ультращелочными натровыми титаносиликатами (мурманит, рамзаит, лампрофиллит). Однако для сингенетической серии характерна обратная закономерность, что, вероятно, связано со специфическими особенностями кристаллизации резко стратифицированного комплекса пород II интрузивной фазы.

Детальный анализ геологии, петрографии и петрохимии сингенетической и агпаитовой эпигенетической (II и III фазы) серий щелочных пород Ловозерского массива позволяет сделать вывод об общности петрохимической эволюции пород от II к III интрузивной фазе и в ряду уртит — фойяит — луяврит.

Встает вопрос, какой процесс обусловил такую закономерную направленность химической эволюции пород сингенетической и эпигенетической серий пород и каков порядок кристаллизации пород в элементарной пачке дифференцированного комплекса? Нам представляется, что в тех случаях, когда эти вопросы нельзя решить однозначно с помощью одних только геолого-петрографических данных, физико-химический анализ должен играть первостепенную роль.

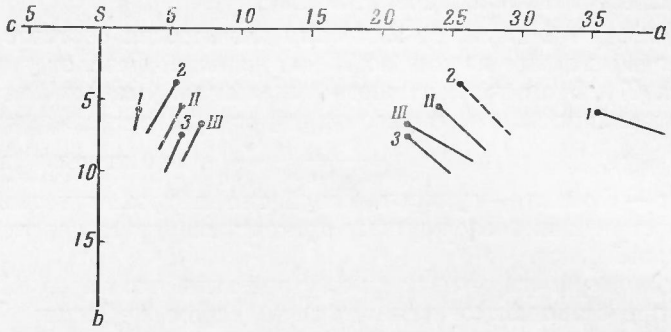



Рис. 30. Векторная диаграмма средних составов пород сингенетической серии и агпаитовой эпигенетической серии.

Породы сингенетической серии: *1* — уртит, средний состав; *2* — фойяит, средний состав; *3* — луяврит, средний состав. Породы агпаитовой эпигенетической серии: *II* — породы II интрузивной фазы, средний состав; *III* — породы III интрузивной фазы, средний состав

Для выяснения закономерностей кристаллизации щелочной магмы Ловозерского массива был проведен физико-химический анализ средних составов пород эпигенетического ряда (I, II, III интрузивные фазы) и сингенетической серии (уртит — фойяит — луяврит) на основе экспериментально изученной Д. Шайрером и Н. Боуэном (Schairer, Bowen, 1935) диаграммы плавкости нефелин — кремнезем — калиофиллит.

Данные химических анализов пород Ловозерского массива были пересчитаны методом CIPW, приведены к 100% и нанесены на диаграмму плавкости *Ne — Q — Kp* (нефелин — кремнезем — калиофиллит).

## ПОРОДЫ СИНГЕНЕТИЧЕСКОЙ СЕРИИ

Нанесение химических составов пород сингенетической серии на диаграмму *Ne — Q — Kp* показало (рис. 31), что:

1. Точка состава уртита (т. 1) попадает в поле нефелина.

2. Точки составов фойяита и луяврита (точки 2 и 3) ложатся недалеко от котектической линии нефелин — полевые шпаты, вблизи точки минимума плавкости в этой системе. Поскольку диаграмма состояния *Ne — Kp — Q* не учитывает меланократовой составляющей пород, в целях приближения к природным условиям мы попытались схематично изобразить возможный вид четырехкомпонентной системы с участием цветной фазы — акмита (рис. 32) [1].

В каждой из рассмотренных нами пород имеется определенное количество нормативного акмита, содержание которого возрастает от уртита к луявриту (табл. 48), вследствие этого точки 1, 2, 3 на диаграмме *Ne — Kp — Q — Ac* в четырехкомпонентной системе сместятся вверх относительно плоскости *Ne — Kp — Q* к вершине тетраэдра *Ac* (точки 1′, 2′,

[1] Гипотетический вид четырехкомпонентной системы выведен на основании экспериментально изученных тройных систем: *Di — Ab — An*, *Ne — Q — Di*, *K — Q — Di* (Morey, 1964).

Таблица 48

**Пересчеты составов пород Ловозерского массива**

| Нормативные компоненты | Сингенетическая серия | | | Эпигенетическая серия | | | Средний состав массива |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | уртит | фойяит | луяврит | I комплекс | II комплекс | III комплекс * | |
| *ne* | 59,5 | 27,0 | 18,3 | 28,4 | 25,2 | 21,6 | 24,2 |
| *or* | 15,2 | 38,2 | 28,2 | 26,5 | 31,5 | 29,6 | 30,2 |
| *ab* | — | 12,6 | 23,6 | 25,9 | 15,2 | 16,5 | 14,7 |
| *lc* | 7,0 | — | — | — | — | — | — |
| *ac* | 8,6 | 13,5 | 19,6 | — | 19,5 | 21,6 | 19,5 |
| *en* | 1,3 | 3,2 | 3,5 | — | 4,0 | 3,9 | 3,3 |
| *wo* | 4,2 | 2,3 | 3,5 | — | 3,1 | 3,0 | 3,4 |
| *mt* | — | — | 1,6 | 2,0 | — | — | 2,3 |
| *hm* | 1,0 | — | — | 1,2 | — | — | — |
| *il* | 2,6 | 1,2 | 1,7 | — | 1,5 | 2,9 | 2,4 |
| *tn* | 0,6 | — | — | — | — | — | — |
| *ns* | — | 2,0 | — | — | — | — | — |
| *di* | — | — | — | 10,3 | — | — | — |
| *ne* | 72,5 | 43,5 | 44,3 | 52,4 | 46,3 | 45,0 | 46,5 |
| *kp* | 17,0 | 27,8 | 23,1 | 18,6 | 25,0 | 25,0 | 24,8 |
| *q* | 10,5 | 28,7 | 32,6 | 28,8 | 28,7 | 30,0 | 28,4 |
| *ne* | 65,7 | 37,1 | 34,8 | — | 36,6 | 34,0 | 36,4 |
| *kp* | 15,4 | 23,8 | 17,6 | — | 19,6 | 19,0 | 19,3 |
| *q* | 9,4 | 24,3 | 25,7 | — | 22,5 | 22,8 | 22,3 |
| *ac* | 9,5 | 14,8 | 21,9 | — | 21,3 | 24,2 | 22,0 |

* В пересчет по CIPW введен нормативный эвдиалит: 0,9 «*eud*», принимая «*eud*» = $2\,Na_2O \cdot CaO \cdot 6ZrO_2$.

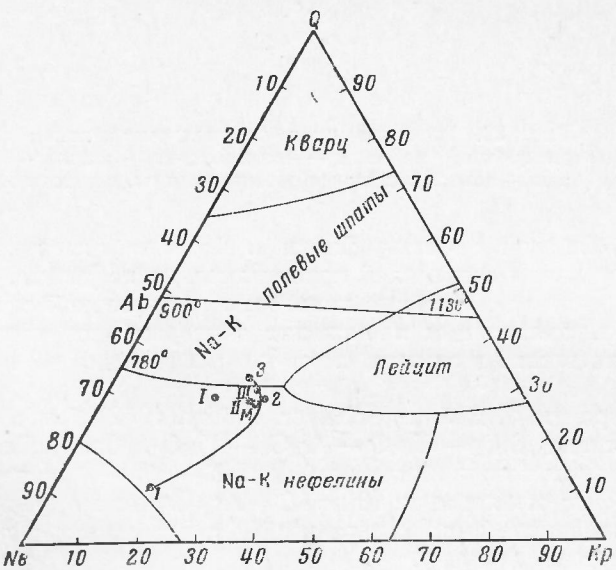



Рис. 31. Система нефелин—калиофиллит—кремнезем, при $P_{H_2O}$ = 1000 *атм*, по Д. Шайреру, Н. Боуэну (Schairer, Bowen, 1935) и В. Маккензи (Mackenzie, 1956). Условные обозначения см. в тексте

3′). Можно предположить, что состав луяврита будет отвечать точке минимума плавкости на котектической поверхности, ограничивающей поле кристаллизации цветного минерала.

Опишем возможный путь кристаллизации расплава, состав которого аналогичен среднему составу пород II интрузивной фазы (т. II), из кото-

рого в конечном итоге получилось три главных типа пород (уртит, фойяит, луяврит). Фигуративная точка II попадает в поле кристаллизации нефелина, который вследствие этого должен явиться первой твердой фазой, выпадающей из расплава такого состава. При этом состав жидкости меняется по кривой в направлении котектической поверхности нефелин — полевые шпаты до пересечения с ней. Твердые фазы, выпавшие в этом интервале кристаллизации, должны быть близки по составу к уртиту. В дальнейшем, с понижением температуры, состав жидкости должен меняться по линии, лежащей на котектической поверхности нефелин — полевые шпаты, вплоть до точки минимума плавкости на котектической кривой нефелин — полевой шпат — акмит. На втором этапе происходит одновременная кристаллизация нефелина и полевого шпата

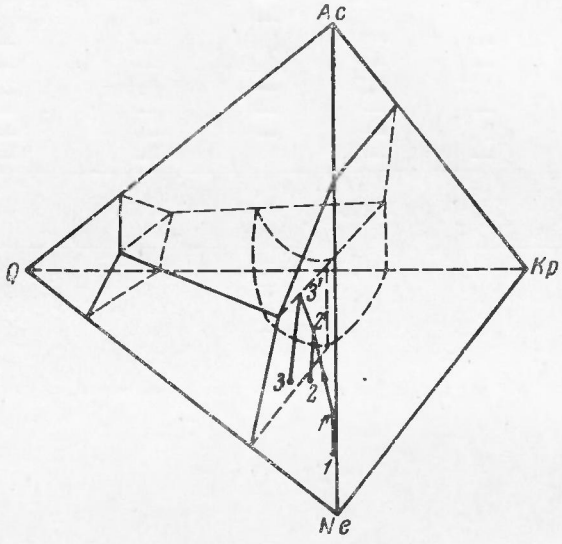



Рис. 32. Гипотетическая четырехкомпонентная диаграмма нефелин — калиофиллит — кремнезем — акмит. Условные обозначения см. в тексте

в пропорции, близкой к составу фойяита. Последний этап кристаллизации происходит на линии совместной кристаллизации нефелина, полевых шпатов и акмита в точке минимума плавкости [1] в четверной системе. На третьем этаже кристаллизации происходит одновременное выпадение нефелина, полевого шпата и акмита, смесь которых близка по составу к луявриту.

Д. Шайрером и Д. Бейли (Schairer, Bailey, 1962) был изучен частный разрез в системе $SiO_2 — Na_2O — Al_2O_3 — Fe_2O_3$. Они обнаружили, что вдоль моновариантной линии равновесия *Ne — Ab — Ac* содержание акмита в жидкой фазе меняется от 10 до 40% *Ac*. Составы луявритов попадают в этот интервал колебаний содержаний *Ac*, что может указывать на их анхиэвтектическую природу.

Таким образом, химические составы пород сингенетической серии изменяются в том же направлении, что и составы твердых фаз при кристаллизации магмы, отвечающей по составу среднему нефелиновому сиениту II интрузивной фазы. Отсюда следует, что в трехчленной пачке первым кристаллизовался уртит, затем фойяит и луяврит. В зависимости от колебаний состава исходной магмы могла образовываться не трехчленная,

[1] Точка минимума плавкости системы, аналогично эвтектике, характеризуется кристаллизацией при постоянной температуре и составе жидкости, отвечающей смеси твердых фаз.

а двучленная пачка. Допустим, что точка исходного состава попадает не в поле нефелина, а непосредственно на котектическую поверхность нефелин-полевые шпаты [1]. В этом случае элементарная пачка должна состоять из фойяита и луяврита (такие пачки широко развиты в средней и нижней зонах дифференцированного комплекса).

Рассмотренная выше схема кристаллизации пород в «элементарной пачке» находит подтверждение в исследовании Т. Ю. Базаровой (1965). Ею показано, что температура гомогенизации жидких включений в нефелинах закономерно падает от уртитов к фойяитам и луявритам. Были проведены некоторые опыты по оплавлению пород II интрузивной фазы. Поскольку исследование равновесных температур начала плавления и кристаллизации рассматриваемых пород осуществить чрезвычайно трудно, так как для достижения равновесия в образцах аналогичного состава при температурах около 1000° С требовалась выдержка в течение нескольких месяцев, мы провели опыты по неравновесному плавлению образцов пород.

Навески растертых пород (300 *мг*) — уртита (обр. 400), фойяита (обр. 433), эгиринового луяврита (обр. 423) и амфиболового луяврита (обр. 2743) выдерживались в печи при различных температурах в течение двух часов и отмечалось, какие породы сплавлялись в каплю, а какие сохранили первоначальную форму. Этот метод в общем аналогичен методу деформации конусов, применяемому в технологии для оценки плавкости глин (Гинзберг, 1951). При температуре 1000° С ни одна из исследованных пород не сплавилась в каплю, при 1050° С амфиболовый и эгириновый луявриты сплавились в каплю, а фойяит и уртит сохранили прежнюю форму, при 1100°С в каплю сплавились луявриты и фойяит, а уртит не обнаружил даже следов оплавления. Проведенные опыты показывают, что наиболее тугоплавкой породой в расслоенных пачках являются уртиты, а наиболее легкоплавкими — луявриты. Это подтверждает сделанное нами предположение о том, что луявриты близки по составу к точке минимума плавкости в четверной системе.

Таким образом, с помощью вышеизложенного метода удалось конкретизировать гипотезу Н. А. Елисеева, Э. Е. Федорова (1953), предполагавших порядок кристаллизации пород в элементарной пачке от уртита к луявриту.

Предложенная нами гипотеза о последовательности кристаллизации пород в элементарной пачке находится в соответствии со следствием правила фаз, согласно которому, раз начав кристаллизоваться, минерал не может прекратить выделения, если только он не замещается продуктом реакции. Другие схемы последовательности кристаллизации этому правилу противоречат (Власов и др., 1959; Воробьева, 1940).

## ПОРОДЫ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЙ СЕРИИ

В последовательном появлении интрузивных фаз отражается магматическая дифференциация единого глубинного очага при изменяющихся физико-химических условиях.

История магматизма Ловозерского массива началась с формирования пород, характеризующихся довольно низким коэффициентом агпаитности (I интрузивная фаза), а впоследствии на определенном этапе развития магматического очага возникают агпаитовые щелочные расплавы, кристаллизовавшиеся в виде пород II и III интрузивных фаз.

Можно принять, что состав агпаитового расплава примерно отвечает среднему составу Ловозерского массива (см. табл. 47), поскольку породы

[1] Незначительное развитие уртитов среди щелочных пород II комплекса (4.5%) можно объяснить тем, что средний состав комплекса (точка М) близок к котектической поверхности нефелин — полевые шпаты (см. рис. 31).

II и III интрузивной фаз составляют 95% от объема всего массива. Нанесение химических составов пород II и III интрузивных фаз и среднего состава массива (см. рис. 31, точка М) на диаграммы $Ne - Kp - Q$ и $Ne - Q - Kp - Ac$ показало совпадение геологически доказанной последовательности формирования комплексов с направлением кристаллизации исходной агпаитовой ловозерской магмы. Наблюдается аналогия в физико-химической эволюции пород сингенетической и агпаитовой эпигенетической серий. Возрастание нормативного акмита от II к III фазе (см. табл. 48) дает основание предполагать, что породы комплекса эвдиалитовых луявритов по составу должны приближаться к точке минимума плавкости в четверной системе $Ne - Q - Kp - Ac$. Об этом также свидетельствует близость химических составов луявритов дифференцированного комплекса к породам комплекса эвдиалитовых луявритов, что вряд ли является случайным.

Исследования Д. Бейли. Д. Шайрера, (Bailey, Schairer, 1963) показали, что одним из возможных путей изменения состава агпаитового расплава в системе $Na_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - Fe_2O_3$ является его приближение к четверной эвтектике нефелин — акмит — альбит — дисиликат натрия вдоль моноварианной линии $Ne - Ac - Ab$. Дисиликат натрия в качестве твердой фазы в природных условиях не образуется, однако в составе ультращелочных пород присутствует нормативный силикат натрия ($ns$ или $n'$). Минералогически $n'$ или $ns$, как известно, выражаются в наличии арфведсонита, содалита и редких цирконо- и титано-силикатов (эвдиалит, ловозерит, мурманит и др.). Подобное обогащение последовательно образующихся дифференциатов агпаитового типа нормативным дисиликатом натрия при одновременном увеличении содержания акмита характерно для эволюции магмы эвдиалитовых луявритов III фазы интрузии. Петрохимические особенности мурманит-ловозеритовых луявритов (возрастание коэффициента агпаитности и $\bar{c}$, обогащение Zr и Ti по сравнению с эвдиалитовыми луявритами, наличие характеристики $n'$ в ряде анализов) характеризуют остаточный характер агпаитового расплава, из которого сформировались эти породы.

Такие остаточные магмы, являющиеся производными пересыщенных щелочами меланократовых расплавов, кристаллизуются при относительно низких температурах (по Шайреру и Бейли, 1962, содержание нормативного акмита в этих жидкостях вдоль моноварианной линии $Ne - Ac - Ab$ не ниже 10%). Так, на кристаллизацию при 500—400° С стенструпиновых луявритов массива Илимауссак указывает Х. Сёренсен (Sørensen, 1962) на основании некоторых данных геотермометрии. Отметим, что стенструпиновые луявриты Гренландии напоминают по структуре и составу ловозерит-мурманитовые луявриты Ловозерского массива. Последние, однако, начали кристаллизоваться при температуре выше 440° С, поскольку содержат в своем составе эвдиалит, который, как показали опыты К. Мишель-Леви (Cristophe-Michel Levy, M., 1961), ниже этой температуры, по-видимому, не образуется.

Таким образом, применение физико-химических построений при анализе петрохимических закономерностей позволяет сделать вывод об общности процесса кристаллизационной дифференциации щелочной агпаитовой магмы в материнском очаге (II и III фазы) и сингенетическом ряду пород II интрузивной фазы. В связи с тем что породы I фазы имеют коэффициент агпаитности, близкий к единице, и поэтому не имеют нормативного акмита, их состав надо было бы наносить в тетраэдр системы $Ne - Q - Kp - Di$. Интересно тут же заметить, что щелочные породы Хибин, являющиеся, как предполагают некоторые исследователи, более ранними по отношению к ловозерским нефелиновым сиенитам, также характеризуются коэффициентом агпаитности, близким к единице, и не имеют нормативного акмита. Однако вследствие незначительного содержания темно-

цветных компонентов породы I фазы Ловозерского массива могут быть рассмотрены в салической системе $Ne — Kp — Q$. Нанесение химического состава равномернозернистых нефелиновых сиенитов на эту диаграмму показало, что хотя они и попадают в поле нефелина, однако располагаются близко к котектической линии нефелин — K-Na полевой шпат (это, в частности, отражается в уменьшении дефицита кремнекислоты в этих породах).

Учитывая, что с увеличением давления воды котектическая линия нефелин — полевой шпат смещается к стороне $Ne — Kp$ в системе $Ne — Kp — Q — H_2O$ (Hamilton, Mackenzie, 1960) можно предположить, что в условиях высокого давления не только воды, но и других летучих компонентов, которыми богата природная щелочная магма, поле кристаллизации полевых шпатов расширится настолько, что точка состава пород I интрузивной фазы попадет в сиенитовую область. Это подтверждается наблюдениями по порядку кристаллизации минералов в равномернозернистых нефелиновых сиенитах — в этих породах щелочной полевой шпат выделялся несколько раньше, чем нефелин.

Таким образом, физико-химический анализ щелочных пород I интрузивной фазы показал, что эти породы не могут быть рассмотрены на основе системы $Ne — Kp — Q — Ac$. Характер физико-химической эволюции эпигенетической серии (переход от пород I фазы ко II и III) можно объяснить, рассматривая агпаитовые породы в качестве крайних членов при кристаллизационной дифференциации либо базальтовой, либо гранитной магмы. В любом случае переход к агпаитовым нефелиновым сиенитам может осуществляться через серии пород сиенитового и нефелин-сиенитового состава миаскитового типа, являющиеся промежуточными членами в ходе фракционной кристаллизационной дифференциации.

Таким образом, несмотря на существенную разницу в химизме, все члены эпигенетического ряда пород Ловозерского массива укладываются в звенья единой комагматической серии. Появление на поздних стадиях развития этой серии пересыщенных щелочами расплавов приводит к агпаитовому типу петрохимической и физико-химической эволюции пород, прекрасно проявившейся в сингенетической и агпаитовой эпигенетической сериях.

## ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ СЛОИСТОСТИ

В основу гипотезы происхождения слоистости Ловозерского массива, выдвигаемой Н. А. Елисеевым и Э. Е. Федоровым (1953), были положены представления о гравитации и движении щелочного магматического расплава.

А. А. Полканов (1954) и И. В. Буссен (1960) отмечали, что в первичнорасслоенных массивах с большой протяженностью слоев гравитационно-кинетическая дифференциация, по-видимому, играла подчиненную роль.

На основании предложенной нами схемы последовательности кристаллизации пород в элементарной пачке (уртит — фойяит — луяврит) можно представить способ возникновения слоистости посредством ритмической кристаллизации. Впервые гипотеза о возникновении слоистости дифференцированного комплекса с помощью механизма ритмичной кристаллизации была предложена К. А. Власовым, М. В. Кузьменко и Е. М. Еськовой (1959) на основе иного порядка кристаллизации пород в элементарной пачке. В одной из работ А. П. Виноградов (1962а), основываясь на исследованиях А. А. Ярошевского и используя экспериментальные данные В. М. Агошкова, предположил, что возникновение ритмичных полосчатых структур в некоторых интрузиях и, в частности, в Ловозерском массиве может быть обусловлено процессами ритмичной эвтектической кристал-

лизации; аналогичные явления наблюдаются при зонной плавке металлических, солевых и силикатных систем.

Благодаря лакколитообразной форме Ловозерской интрузии и, вследствие этого, наличию протяженного нижнего контакта, кристаллизация в магматической камере могла начаться снизу вверх. Л. Р. Уэйджер (Wager, 1960), учитывая закономерности возрастания температуры плавления минералов с глубиной (с ростом давления), предположил, что в целом кристаллизация Скаергаардской интрузии началась снизу. И. М. Волохов и В. М. Иванов (1961) на основании геологических наблюдений и соображений относительно поведения летучих компонентов также приходят к выводу о вероятности кристаллизации интрузий снизу вверх (Лысогорский массив).

По мере удаления тепла от резервуара расплавленной магмы Ловозерского массива в наиболее холодной части снизу начиналась кристаллизация избыточного минерала — нефелина [1]. Так как остывание шло снизу вверх, интерстициальная жидкость отжималась вверх растущими зернами нефелина. По мере выделения нефелина в твердую фазу остаточная жидкость обеднялась Na и Al, расходующимися на постройку нефелина. В результате около фронта кристаллизации возникает зона расплава, отличная по составу от исходной магмы. Когда состав расплава в этой зоне достигнет состава, отвечающего котектической поверхности нефелин — полевые шпаты в системе $Ne - Kp - Q$ (вследствие удаления $Na_2O$, $Al_2O_3$ и обогащения $K_2O$, $Fe_2O_3$, $SiO_2$), начнется одновременная кристаллизация нефелина и полевого шпата (фойяита). При этом зона прилежащего к фронту кристаллизации расплава обедняется $Na_2O$, $K_2O$, $Al_2O_3$ и обогащается железом. После достижения диффузионной зоной состава минимума плавкости в рассмотренной четверной системе, происходит одновременная кристаллизация нефелина, полевого шпата и эгирина (луяврит). Она происходит до тех пор, пока не израсходуется диффузионный слой расплава, получившийся после кристаллизации уртита и фойяита. После формирования луяврита при дальнейшем продвижении вверх фронта кристаллизации, выделение минеральных фаз идет из расплава исходного состава; вновь происходит выделение избыточного компонента нефелина (уртита), затем нефелина и полевого шпата (фойяита) и нефелина, полевого шпата и эгирина (луяврита) и т. д.

В ходе формирования уртитовых и фойяитовых горизонтов для нормального роста нефелина и микроклина необходим диффузионный подток алюминия и щелочей к фронту кристаллизации. В процессе диффузии, вызываемой разностью химических потенциалов компонентов в зоне прилегающего к кристаллам расплава и исходным расплавом, щелочи значительно обгоняют алюминий, так как их коэффициенты диффузии в силикатном расплаве на порядок выше, чем Si, Al, Fe, Ti, и т. д. (Есин, 1957). Это может привести к избытку щелочей над алюминием (и железом) в интерстициальном остаточном расплаве, в результате чего темноцветные минералы в уртитах и фойяитах характеризуются более высоким содержанием щелочей, чем в луявритах, в процессе кристаллизации которых прекращается диффузионный обмен с исходным расплавом. Предложенный механизм образования ритмичной слоистости требует определенных соотношений между скоростями кристаллизации и диффузии в магматическом расплаве. Нарушение этого соотношения может привести к нарушению ритмической кристаллизации — состав образующихся пород будет отвечать составу исходного расплава, дифференциация проявится крайне

---

[1] Вокруг ксенолитов пород вмещающих Ловозерскую интрузию иногда наблюдаются зоны, сложенные нефелином. Это явление может подтвердить, что нефелин — избыточный минерал, и происходит вследствие «намерзания» его вокруг охлажденных участков пород.

слабо. Напомним, что средняя зона дифференцированного комплекса представляет по существу монотонную толщу луявритов.

Породы комплекса эвдиалитовых луявритов также обладают плохо выраженной ритмичной расслоенностью. Интересно, что фигуративная точка среднего состава эвдиалитовых луявритов, вероятно, близка к точке минимума плавкости в системе $Ne - Kp - Q - Ac$.

Таким образом, на примере щелочных пород Ловозера можно заметить, что чем ближе состав расплава к эвтектике (или точке минимума плавкости), тем меньше вероятность образования ритмично-полосчатых структур.

В заключение необходимо отметить, что предлагаемый механизм образования слоистости пород Ловозерского массива носит характер гипотезы, дискуссионность которой очевидна.

Окончательное решение этой интересной петрологической проблемы необходимо искать в сочетании теоретических исследований в области диффузионных явлений в силикатных расплавах с непосредственным экспериментальным моделированием процесса ритмической кристаллизации.

*Глава 8*

# ПЕГМАТИТЫ

Пегматиты Ловозерского массива привлекали внимание многих исследователей: Э. М. Бонштедт, Е. Е. Костылевой, Н. Н. Гутковой («Минералы Хибинских и Ловозерских тундр», 1937), В. В. Щербины (1933), В. И. Герасимовского (1939а), К. А. Власова, М. В. Кузьменко, Е. М. Еськовой (1959).

Первое сообщение по пегматитам массива выполнено автором (Герасимовский, 1939а). В нем отмечалось, что в вопросе трактовки генезиса пегматитов автор придерживается концепции А. Е. Ферсмана (1932), считавшего, что пегматиты формировались из остаточных расплавов, обогащенных редкими элементами и летучими компонентами.

Крупные исследования по пегматитам Ловозерского массива с 1947 по 1955 г. были выполнены Е. И. Семеновым, Л. С. Бородиным, И. П. Тихоненковым, М. В. Кузьменко и другими под руководством К. А. Власова. Результаты этих исследований обобщены К. А. Власовым, М. В. Кузьменко, Е. М. Еськовой (1959). Они подразделяют пегматиты Ловозерского массива на пегматиты чистой линии и пегматиты линии скрещения. По форме и взаимоотношению с вмещающими породами среди пегматитов чистой линии выделяются три группы: фациальные, фазовые и фациально-фазовые (промежуточные между фациальными и фазовыми). Первая группа (фациальные пегматиты) «...включает тела неправильной формы, размером от нескольких десятков сантиметров до 20—30 *м* в поперечнике, залегающие в материнских породах и характеризующиеся постепенными переходами с ними» (77 стр.). К первой группе и к промежуточной (фациально-фазовой) они относят пластовые пегматиты мощностью до 2,5 *м*, которые с перерывами прослеживаются среди пород II интрузивной фазы почти по всей площади массива. Фазовые пегматиты в виде жил и штокверкообразных тел приурочены к трещинам и тектонически ослабленным зонам. Их мощность колеблется от нескольких сантиметров до 4 *м*, а по простиранию они прослеживаются от десятков сантиметров до нескольких сот метров.

Кроме того, выделяются пегматиты линии скрещения. Последние в виде жил и прожилков небольших размеров обычно встречаются в ксенолитах девонских пород и во вмещающих породах архейского возраста.

Минералогический состав пегматитов очень разнообразен и нередко пегматиты отличаются от вмещающих пород не только по ассоциациям минералов, но также и по их количественным соотношениям. В пегматитах, по сравнению с породами, меньше нефелина (а иногда он вовсе отсутствует) и, как правило, в них более разнообразны минералы, содержащие редкие элементы (Nb, Zr, TR и др.), которые часто наблюдаются в больших количествах.

В пегматитах массива установлено 131 минералов и их разновидностей, из этого числа 86 относятся к силикатам, 27 — к окислам и гидро-

окислам, 7 — к фосфатам, 2 — к галогенидам, 2 — к карбонатам, 5 — к сульфидам, 1 — к сульфатам и 1 — к вольфраматам.

Пегматиты каждой интрузивной фазы массива характеризуются особой ассоциацией минералов, в той или иной степени отражающей состав породы, с которой они генетически связаны.

К породам I интрузивной фазы приурочены пегматиты, содержащие типоморфные минералы миаскитовых нефелиновых сиенитов, а с породами II и III фаз — пегматиты, в которых широко развиты минералы, характерные для агпаитовых нефелиновых сиенитов.

Типоморфные минералы нефелиновых сиенитов агпаитового ряда существенно отличаются от минералов миаскитовых пород (Герасимовский, 1956, 1965). Для агпаитовых пород типичны минералы, содержащие натрий (содалит, эгирин, арфведсонит, рамзаит, ломоносовит, мурманит, эвдиалит, виллиомит и др.), в то время как для миаскитовых пород типичны минералы кальция (сфен, апатит, флюорит, кальцит), а также циркония и титана, не содержащие щелочей (циркон, ильменит и др.).

Пегматиты массива, приуроченные к породам I интрузивной фазы (пойкилитовые нефелин-гидросодалитовые сиениты, равномернозернистые, порфировидные нефелиновые сиениты и др.), широко распространены лишь в юго-восточной части массива, особенно на горах Нинчурт и Суолуайв. Форма пегматитовых образований различна — это прожилки, жилы или выделения, напоминающие гнезда и шлиры неправильных очертаний. Преобладают прожилки и жилы. Мощность их колеблется от нескольких миллиметров до 1 *м* при видимой длине от 1 до 50 *м*. Размеры пегматитов гнездообразной и шлирообразной формы варьируют от нескольких сантиметров в диаметре до 3 $м^2$ при небольшой обычно мощности (до 30 *см* и редко более). Пегматиты, наблюдаемые в породах I интрузивной фазы, сложены в основном крупными выделениями K-Na полевого шпата, иногда со значительными количествами нефелина (до 25%), щелочного пироксена (эгирин-авгит) и щелочного амфибола (до 35%). Нефелин нередко значительно цеолитизирован. Характерные акцессорные минералы: мангано-ильменит, сфен, апатит, ловенит, сейдозерит, циркон и пирохлор.

С породами II (уртиты, фойяиты, луявриты) и III интрузивной фаз (эвдиалитовые луявриты, пойкилитовые содалитовые сиениты, тавиты) связаны пегматиты, в которых широко развиты минералы, характерные для агпаитовых нефелиновых сиенитов, а именно: содалит, эгирин, арфведсонит, эвдиалит, рамзаит, мурманит и др.

Вопрос о том, с какими породами генетически связан тот или иной пегматит, находящийся в породах II, а иногда и III интрузивной фазы — не всегда можно решить с достоверностью. В породах II фазы наблюдаются пегматиты, образовавшиеся из пегматитового расплава III интрузивной фазы. Породы III фазы формировались не одновременно: пегматиты генетически связаны не только с эвдиалитовыми луявритами, но также и с содалитсодержащими породами. Последние были источником большого числа пегматитов, очень богатых разнообразными минералами, содержащими редкие элементы (Nb, Ta, TR, Be и др.).

Пегматиты, возникшие из того же расплава, из которого формировались и содалитсодержащие породы, могут встречаться не только среди последних, но также и в породах I, II интрузивных фаз и в эвдиалитовых луявритах III фазы.

Пегматиты II интрузивной фазы очень разнообразны как по форме, размерам, так и по минералогическому составу. Наиболее характерными являются пегматиты, встречающиеся в виде пластовых залежей (прослоев), приуроченных к лежачим бокам уртитовых и йолит-уртитовых горизонтов. Мощность этих пегматитов от 10 *см* до 1 *м*, редко более. Иногда они прослеживаются с перерывами на протяжении до 25 *км*. Один из наи-

более крупных пегматитовых горизонтов под пйолит-уртитом, залегающим ниже малиньита, имеет мощность до 1,5—2,5 *м* и зональное строение.

В пегматитах второй интрузивной фазы К. А. Власов и др. (1959) выделяют три ассоциации минералов: нефелин-микроклиновую, эгириновую и натролит-альбитовую, различающихся по времени их образования. К нефелин-микроклиновой ассоциации относятся, кроме нефелина и микроклина, эгирин I, лопарит и частично — арфведсонит, ламприфиллит и эвдиалит. Эти минералы обычно приурочены к периферическим зонам пегматитов и формируются раньше эгирина II. Эгириновая ассоциация включает эгирин II, эвдиалит, рамзаит, мурманит, энигматит и частично — ламприфиллит. Эгирин II кристаллизовался позже других, поскольку он выполняет промежутки между минералами, совместно с которыми встречается. Натролит-альбитовая ассоциация состоит из альбита, натролита, анальцима, шабазита, нептунита и ряда редких минералов — лабунцовита, эвдиалита, эльпидита и др. Минералы этой ассоциации кристаллизовались из остаточного пегматитового раствора или образовались в процессе замещения минералов нефелин-микроклиновой и эгириновой ассоциаций.

Пегматиты III интрузивной фазы следует подразделять на две группы. Одна из них генетически связана с эвдиалитовыми луявритами, а другая — с содалитовыми породами (пойкилитовыми содалитовыми сиенитами и тавитами).

Пегматиты комплекса эвдиалитовых луявритов так же, как и пегматиты пород II интрузивной фазы, значительно различаются друг от друга по форме, размерам и минералогическому составу. Власов и др. (1959) отмечают, что в верхней части комплекса эвдиалитовых луявритов широко распространены гнездообразные, линзовидные и жилоподобные фациальные пегматитовые тела небольших размеров (до нескольких квадратных метров по площади). Крупные пегматитовые тела, по их данным, наблюдаются лишь в нижней части комплекса, вблизи контакта с породами II интрузивной фазы. Эти образования относятся к фациальным и фазовым. Фациальные пегматиты обычно имеют шлирообразную форму размером максимально до 40 *м*. Фазовые пегматиты, нередко пластообразной формы, иногда прослеживаются на протяжении сотен метров при мощности до 3 *м*.

Пегматиты эвдиалитового комплекса наиболее распространены в западной части массива (г. Кедыкверкпахк, верховья речек Тулбиьюнуай, Муруай, Куфтуай и др.)

Минералогический состав фазовых пегматитов, как правило, аналогичен составу эвдиалитовых луявритов, от которых они отличаются более высоким содержанием минералов, имеющих в своем составе цирконий и титан (эвдиалит, ламприфиллит и др.). Причем в крупных пегматитовых телах наблюдается (Власов и др., 1959) слабо выраженная зональность. Периферические зоны таких пегматитов обычно сложены микроклином с подчиненным количеством нефелина, эвдиалита, рамзаита, ламприфиллита, эгирина, арфведсонита и других минералов, а центральные — преимущественно эгирином II. В центральных частях пегматитов иногда появляется зона, сложенная преимущественно натролитом (80—90%), второстепенные минералы — гакманит и шизолит. В ассоциации с эгирином II и натролитом нередко наблюдается нептунит.

В пегматитах эвдиалитового комплекса обычно в значительной степени проявлены процессы замещения: содалитизация, альбитизация, натролитизация, а иногда и уссингитизация.

Пегматиты комплекса пойкилитовых содалитовых сиенитов и тавитов отличаются от пегматитов I и II интрузивных фаз и эвдиалитовых луявритов III фазы более разнообразным минералогическим составом, а также и строением. С комплексом содалитовых пород связано очень большое число пегматитов, широко распространенных на горах Карнасурт, Ал-

луайв, Маннепахк, в верховьях долины р. Чинглусуай и др. Эти пегматиты относятся к числу фациальных и фазовых.

Фациальные пегматиты обычно имеют шлирообразную форму выделений и небольшие размеры (до 1 *м* в диаметре, редко более). Они очень многочисленны. Минералогический состав этих пегматитов в большинстве случаев аналогичен составу вмещающей содалитсодержащей породы, но часто они обогащены минералами, содержащими цирконий или титан (эвдиалитом, лампрофиллитом, мурманитом, рамзаитом и др.). Пегматитовые выделения такого типа довольно многочисленны в долине р. Чинглусуай.

Фазовые пегматиты содалитсодержащих пород имеют жильную и штокообразную форму и достигают больших размеров — до 60 × 40 *м* по площади и обычно зонального строения. Они сложены нефелином, микроклином, эгирином, содалитом (гакманит), альбитом, уссингитом, цеолитами (натролит, анальцим). В пегматитах, наряду с минералами циркония и титана (эвдиалит, рамзаит, мурманит, лампрофиллит), широко распространены минералы редких земель и тория (стенструпин, рабдофанит, эрикит, карнасуртит, нордит и др.), а также лития (полилитионит, тайнолит) и бериллия (эпидидимит, чкаловит, лейкофан, бериллит).

К. А. Власов и др. (1959) подчеркивают, что в крупных фазовых пегматитах комплекса пойкилитовых сиенитов, к которым они относят не только пойкилитовые содалитовые сиениты, но и пойкилитовые гидросодалитовые сиениты, обнаружено более 120 минералов, т. е. почти все минералы, наблюдаемые в Ловозерском массиве. Типичными представителями фазовых пегматитов данного комплекса эти исследователи считают пегматитовые тела г. Карнасурт (гакманит-натролитовые, натролит-альбитовые), г. Лепхе-Нельме (ортоклаз-натролитовые и др.).

Пойкилитовые гидросодалитовые сиениты мы относим к породам I интрузивной фазы, а не к III. Исходя из этого пегматиты г. Лепхе-Нельме, залегающие среди пойкилитовых гидросодалитовых сиенитов или на контакте последних и пойкилитовых содалитовых сиенитов, следует рассматривать как пегматиты линии скрещения, поскольку в них наряду с типичными агпаитовыми минералами — эвдиалитом, рамзаитом, лампрофиллитом и другими — встречается и апатит — минерал, характерный для миаскитовых пород.

Уссингитсодержащие пегматиты г. Малый Пункаруайв (Власов, и др., 1959) относят к пегматитам комплекса пойкилитовых сиенитов. Возможно, они генетически связаны с породами II интрузивной фазы. На г. Малый Пункаруайв в коренном залегании обнаружено пять пегматитов с уссингитом, причем четыре из них представляют выделения шлирообразной формы величиной в диаметре от 50 *см* до 1,6 *м*, залегающие среди фойяитов, содержащих содалит, эвдиалит, рамзаит и мурманит. Пятое пегматитовое тело с уссингитом имеет линзовидную форму, размеры 15 × 6 *м*, и залегает среди фойяита и мезократового луяврита. Этот пегматит можно условно подразделить на две зоны: внешнюю, состоящую в основном из эвдиалита, и внутреннюю (или центральную), сложенную уссингитом. В эвдиалитовой зоне пегматита обычно наблюдаются в небольших количествах нефелин, шизолит, рамзаит, мурманит, рабдофанит (эрикит), уссингит, цеолиты, нептунит и др. В уссингитовой зоне (8×4 *м* по площади) кроме уссингита иногда сильно развиты микроклин, содалит, цеолиты (натролит), иногда — мурманит и шизолит. Из второстепенных минералов в этой зоне встречаются эгирин, арфведсонит, стенструпин, чкаловит, рабдофанит (эрикит), беловит, нептунит, галенит, сфалерит и др.

Пегматиты, генетически связанные с пойкилитовыми содалитовыми сиенитами и тавитами III интрузивной фазы, по минералогическому составу несколько отличаются от пегматитов II фазы и пегматитов эвдиалитовых луяврито III фазы. В первых, наряду с минералами титана и цир-

Таблица 49

**Текстурно-парагенетические типы пегматитов (Власов и др., 1959)**

| Группа пегматитов | Комплексы эвдиалитовых луявритов и дифференцированный | Комплекс пойкилитовых сиенитов |
|---|---|---|
| Мелкозернистые недифференцированные | I. Нефелин-эгирин (I)-микроклин-эвдиалитовый<br>II. Нефелин-эгирин (I)-микроклиновый | III. Содалит-нефелин-эгирин (I)-микроклин-эвдиалитовый с ломоносовитом, чинглусуитом и нордитом |
| Блоковые | IV. Микроклин-эгириновый (II) с эвдиалитом, рамзаитом, лампрофиллитом и мурманитом | V. Микроклин-эгирин (II)-содалитовый с эвдиалитом, рамзаитом и мурманитом<br>VI. Ортоклаз-эгирин (II)-натролитовый с эвдиалитом, лампрофиллитом и апатитом |
| Полно дифференцированные | VII. Микроклин-эгириновый с эвдиалитом, рамзаитом, лампрофиллитом и мурманитом | VIII. Ортоклаз-эгирин (II)-натролитовый с эвдиалитом, куплетскитом, мурманитом, апатитом и стенструпином |
| Дифференцированные, интенсивно замещенные | IX. Микроклин-эгирин-натролит-альбитовый с эвдиалитом, рамзаитом, лампрофиллитом и мурманитом | X. Ортоклаз-анальцим-альбитовый с апатитом, полилитионитом и лейкофаном<br>XI. Ортоклаз-эгирин-натролитовый, с тайниолитом, стенструпином и лейкофаном<br>XII. Микроклин-эгирин-уссингитовый со стенструпином, чкаловитом, беловитом и эриксом<br>XIII. Гакманит-натролит-альбитовый с ненадкевичитом, манганостенструпином, гидроцеритом, эпидидимитом и бериллитом<br>XIV. Гакманит-натролит-микроклиновый с полилитионитом, карнасуртитом и эпидидимитом |

кония (эвдиалит, рамзаит, мурманит, лампрофиллит), характерными для всех агпаитовых пегматитов массива, находятся содалит, минералы лития (тайниолит, полилитионит), бериллия (эпидидимит, лейкофан, бериллит) и редкоземельных элементов (стенструпин, нордит, гидроцерит, эриксит, карнасуртит), которые в других пегматитах, как правило, отсутствуют.

Пегматиты Ловозерского массива очень разообразны по минералогическому составу и ранее они классифицировались только по этому признаку. К. А. Власов и другие (1959) предложили текстурно-парагенетическую классификацию пегматитов (табл. 49).

Отнесение того или иного пегматита массива к одному из 14 текстурно-парагенетических типов в большинстве случаев практически затруднительно. Нередко в одном и том же пегматите можно видеть выраженные в какой-то степени структурно-текстурные особенности всех четырех групп пегматитов. Еще большие трудности представляет отнесение того или иного пегматита по минералогическому составу к выделенным типам, поскольку количественные соотношения минералов, слагающих пегматиты, наблюдаемые в одной и той же породе какого-либо участка массива, нередко значительно варьируют.

Главные породообразующие минералы нефелиновых сиенитов — K-Na полевые шпаты, нефелин, содалит, эгирин и арфведсонит — широко распространены и в пегматитах, но в последних нефелина меньше, чем в породах, с которыми они генетически связаны (Герасимовский, 1939а). Указанная особенность минералогии пегматитов объясняется изменением состава магматического расплава в процессе его эволюции. Породы II и III интрузивных фаз по сравнению с породами I фазы характеризуются

более низкими значениями коэффициентов $a$ и $-Q$ при одновременном возрастании роли щелочей, входящих в состав темноцветных минералов ($\bar{c}$) и коэффициента агпаитности. Для пегматитов, связанных с породами II и III интрузивных фаз, величины параметров $a$ и $-Q$ должны быть еще меньше, а величины $\bar{c}$ и коэффициента агпаитности — больше, поскольку пегматиты формируются за счет конечных продуктов эволюции магматического расплава. Этим можно было бы объяснить, почему в пегматитах меньше нефелина и больше темноцветных, чем в породах, генетически связанных с ними. Исходя из вышеизложенного впервые выполнены (аналитик С. Я. Кузнецова) три силикатных анализа пегматитов на материале из Ловозерского массива (табл. 50). Один анализ относится к пластовому пегматиту (№ 1400, г. Ангвундасчорр), залегающему под ийолит-уртитом, и генетически связан с породами II интрузивной фазы и два анализа пегматитов из эвдиалитовых луявритов — фациальный пегматит (№ 7857, р. Вавнйок) и фазовый пегматит (№ 7860, р. Уэлькуай). При этом оказалось, что анализы двух пегматитов (г. Ангвундасчорр и р. Вавнйок) подтверждают высказанное выше предположение о том, что величины параметров $a$ и $-Q$ этих пегматитов меньше, а величины $\bar{c}$ и коэффициента агпаитности больше, чем пород, с которыми они генетически связаны.

Ниже приводятся наиболее характерные особенности химизма и минералогии пегматитов агпаитовых и мнаскитовых нефелиновых сиенитов.

| Пегматиты агпаитовых нефелиновых сиенитов | Пегматиты мнаскитовых нефелиновых сиенитов |
|---|---|
| 1. Избыток щелочей над алюминием. Na преобладает над K. Характерны содалит, эгирин, арфведсонит, Ti и Zr-силикаты, содержащие Na | 1. Нет избытка щелочей над алюминием и значительного превышения Na над K. Содалит, Ti и Zr — силикаты, содержащие натрий нехарактерны |
| 2. Роль Ca мала. Минералы Ca отсутствуют. Имеются минералы Sr (лампрофиллит, нордит, беловит, лопарит) | 2. Большая роль Ca. Минералы Ca: апатит, флюорит, Sr-содержащий апатит. |
| 3. Много Mn (шизолит, нордит, стенструпин, чинглусуит, нептунит и др.)<br>Иногда высокая концентрация Mg в арфведсоните и тайниолите | 3. Mn содержится меньше (Mn-ильменит)<br>Высокая концентрация Mg установлена в биотите |
| 4. Значительно содержание Fe; $Fe_2O_3 > FeO$. Широко распространены эгирин и арфведсонит | 4. Железа меньше; $FeO > Fe_2O_3$. Железо входит в состав биотита, ильменита и др. |
| 5. Обычно большая концентрация Ti. Велико разнообразие минералов Ti, особенно Ti-силикатов, содержащих Na (ломоносовит, мурманит, рамзаит, лампрофиллит, нептунит и др.) | 5. Концентрация Ti ниже. Минералы Ti немногочисленны (сфен, ильменит и др.) |
| 6. Высокое содержание Zr, Hf, Nb, Ta, (Nb > Ta) и TR ($\Sigma Ce > \Sigma Y$)<br>Типоморфные минералы: эвдиалит, нордит, мурманит, беловит, стенструпин, ринколит и др. | 6. Низкое содержание Zr, Hf, Nb, Ta и TR<br>Типоморфные минералы: циркон, пирохлор и др. |
| 7. Установлены минералы Be и Li (чкаловит, эпидидимит, бериллосодалит, тайниолит, полилитионит и др.) | 7. Минералы Li и Be не обнаружены |
| 8. Значительная роль F (лампрофиллит, ринколит, арфведсонит), Cl (содалит, эвдиалит), $H_2O$ (мурманит, ловозерит, уссингит, цеолиты и др.) и малая $CO_2$ | 8. Значительная роль $H_2O$ (цеолиты, слюды), вероятно, F (биотит, апатит, флюорит), малая — Cl (содалит и эвдиалит отсутствуют) |
| 9. Для P характерна ассоциация с Na (минералы группы ломоносовита, беловит, эриктит) | 9. Для P характерна ассоциация с Ca (апатит) |
| 10. Тория больше (стенструпин, ринколит, лопарит и др.), чем урана. Последний самостоятельных минералов не образует | 10. Тория больше, чем урана. Типичен минерал торит |

В пегматитах Ловозерского массива, генетически связанных с агпаитовыми нефелиновыми сиенитами, иногда наблюдаются минералы (манганоильменит, сфен, апатит и др.), типичные для мпаскитовых пород. Эти пегматиты, согласно А. Е. Ферсману (1932), следует относить к пегматитам линии скрещения. Среди последних им выделяются два главных типа: контактный и мигматический. Разница между ними, по А. Е. Ферсману, обусловливается количеством поглощенных (ассимилированных) боковых пород. Если это поглощение «невелико и не меняет коренным образом хода процесса пегматита» (231 стр.), то последний относится к контактным. Если же количество ассимилированного материала значительно, то и развитие пегматитового процесса резко изменяется (мигматические пегматиты) (Ферсман, 1932).

В Ловозерском массиве пегматиты линии скрещения встречаются в тех участках массива, где наблюдаются ксенолиты вмещающих пород (главным образом девонского возраста), или на контакте щелочных пород данного массива с вмещающими породами. В этих пегматитах наряду с обычными агпаитовыми минералами — эвдиалитом, рамзаитом и лампрофиллитом,— как правило, появляются золотистый сфен, мангано-ильменит и апатит — минералы, характерные для мпаскитовых пород.

Минералы, типичные для мпаскитовых пород — флюорит, циркон и другие,— иногда образуются в агпаитовых пегматитах в результате увеличения кислотности послемагматических растворов на гидротермальной стадии минералообразования.

На постепенное повышение кислотности в послемагматических растворах и на их роль в процессах минералообразования за последние годы неоднократно обращал внимание в своих статьях Д. С. Коржинский (1960а, б). Еще раньше это отмечалось и в работах А. Е. Ферсмана (1932), который убедительно доказал, что эволюция гранитного пегматитового расплава заканчивается выпадением кварца.

Анализ геохимических диаграмм агпаитовых и мпаскитовых пегматитов нефелиновых сиенитов, данный А. Е. Ферсманом (1931), показал, что в процессе их формирования после пегматитовой «фазы начинается процесс, в общем весьма сходный в обоих случаях». Как в агпаитовых, так и в мпаскитовых пегматитах образуются аналогичные ассоциации минералов, причем «это сходство все увеличивается по мере охлаждения пегматитового остатка». Начиная с надкритической фазы F, по мнению А. Е. Ферсмана, «...намечается большая аналогия с гранитным процессом: таково альбитовое замещение, появление вторичных ильменита и циркона (F), потом усиление сульфидов (C — H), цеолитовый процесс (H — J)» (197—198 стр.).

Прекрасным примером пегматитов линии скрещения являются пегматитовые жилы на юго-восточном склоне г. Куйвчорр и полевошпато-цирконовые жилы г. Флора.

Пегматитовая жила г. Куйвчорр обнаружена и изучена Е. И. Семеновым (Власов и др., 1959). Она прослежена вниз по склону на протяжении 170 *м* при мощности от 3 до 6 *м*. Эта жила сечет породы I интрузивной фазы (мелкозернистые и среднезернистые нефелиновые сиениты, нефелиновые пойкилитовые сиениты), II фазы (луявриты, фойяиты) и ксенолит девонских пород. Главные минералы пегматита: ортоклаз, нефелин, эгирин, альбит, анальцим и эвдиалит, а второстепенные и акцессорные — лампрофиллит, лопарит, пирохлор, циркон, сфен, ильменит, апатит, флюорит, эпидидимит, тайниолит и др. В описываемом пегматите в ассоциации с типоморфными агпаитовыми минералами (эвдиалит, лампрофиллит) встречаются и типоморфные минералы мпаскитовых пород (циркон, сфен, ильменит, апатит, флюорит, пирохлор).

Полевошпато-цирконовые жилы г. Флора (Власов и др., 1959) приурочены к ксенолиту девонских авгитовых порфиритов, который находится

Таблица 50

**Химический состав пегматитов Ловозерского массива**

| Компонент | Средний состав пород массива | | Пегматиты | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | II фаза | III фаза | 1400 | 7860 | 7857 |
| $SiO_2$ | 53,94 | 52,89 | 54,48 | 52,58 | 52,05 |
| $TiO_2$ | 1,05 | 1,37 | 1,56 | 1,58 | 2,31 |
| $ZrO_2$ | 0,29 | 1,36 | 1,56 | 1,41 | 2,45 |
| $(Nb, Ta)_2O_5$ | 0,099 | 0,156 | 0,20 | 0,15 | 0,25 |
| $TR_2O_3$ | 0,235 | 0,264 | 0,26 | 0,16 | 0,39 |
| $Al_2O_3$ | 17,73 | 15,10 | 14,12 | 16,27 | 13,48 |
| $Fe_2O_3$ | 4,61 | 6,69 | 6,38 | 4,12 | 6,46 |
| FeO | 0,94 | 1,18 | 0,84 | 1,12 | 0,95 |
| MnO | 0,30 | 0,53 | 0,73 | 0,58 | 0,87 |
| MgO | 0,92 | 1,13 | 0,86 | 1,39 | 0,91 |
| CaO | 1,07 | 1,66 | 1,32 | 1,97 | 1,28 |
| $Na_2O$ | 11,16 | 10,28 | 9,01 | 9,88 | 10,57 |
| $K_2O$ | 6,11 | 4,91 | 5,89 | 5,56 | 4,83 |
| $H_2O^+$ | 0,94 | 1,17 | 2,83 | 2,54 | 2,75 |
| $H_2O^-$ | 0,15 | 0,06 | 0,08 | 0,31 | 0,22 |
| П. п. п. | 0,20 | 0,64 | Нет | 0,58 | Нет |
| Cl | 0,13 | 0,29 | — | — | — |
| $SO_3$ общ. | 0,078 | 0,087 | 0,40 | 0,35 | — |
| $P_2O_5$ | 0,22 | 0,10 | 0,09 | 0,03 | 0,04 |
| Сумма | 100,16 | 99,90 | 100,45 | 99,98 | 99,81 |
| *a* | 24,2 | 21,3 | 20,4 | 23,0 | 19,0 |
| *c* | 5,3 | 7,7 | 7,2 | 5,5 | 7,5 |
| *b* | 7,3 | 5,8 | 5,5 | 6,5 | 8,6 |
| *s* | 63,2 | 65,2 | 66,8 | 64,9 | 64,8 |
| — *Q* | 27,3 | 19,9 | 14,3 | 21,6 | 15,8 |
| *m'* | 22 | 35 | 27,3 | 37,7 | 18,5 |
| *c'* | 18 | 37 | 29,9 | 38,8 | 18,5 |
| *n'* | 62 | 40 | 42,8 | 23,3 | 63,0 |
| *n* | 63 | 65 | 55,5 | 63,3 | 61,2 |
| Коэффициент агпаитности | 1,41 | 1,50 | 1,58 | 1,31 | 1,67 |
| $Fe_2O_3/FeO$ | 4,5 | 5 | 7,3 | 3,6 | 6,2 |

на контакте пород II интрузивной фазы с эвдиалитовыми луявритами. Длина пегматитовых жил достигает 15 *м*, мощность 15 *см*. Они сложены ортоклазом (40—90%), мангано-ильменитом (до 30%), цирконом (до 20%) и эгирином (до 10%). Иногда встречаются содалит, эвдиалит, гентгельвин, апатит, натролит и альбит.

К пегматитам скрещения относятся и пегматиты, обнаруженные в верховьях р. Коклухтпуай (г. Куйвчорр). Они залегают среди эвдиалитовых луявритов и сложены K-Na полевым шпатом, эвдиалитом и эгирином. Второстепенные минералы: нефелин, сфен, иногда лампрофиллит и апатит. Описываемые пегматиты приурочены к тем участкам эвдиалитовых луявритов, среди которых встречаются ксенолиты эффузивно-осадочной толщи палеозоя, иногда значительно измененные и связанные постепенными переходами со сфен-амфиболовым ийолит-мельтейгитом.

Следует также отметить, что в пегматитах, находящихся среди пород I интрузивной фазы и генетически связанных с ними, нередко встречается эвдиалит и другие агпаитовые минералы. Эти породы обычно изменены вследствие воздействия на них расплава, из которого формировались породы II и III интрузивных фаз.

## ВЫВОДЫ

1. Пегматиты образуются из остаточных расплавов, обогащенных редкими элементами (Nb, Zr, TR, Be и др.) и летучими компонентами (F, Cl, $H_2O$). По химическому и минералогическому составу они близки к тем породам, с которыми генетически связаны.

2. Типоморфные минералы агпаитовых и миаскитовых пегматитов различны. Для первых характерны минералы, имеющие в своем составе натрий, а для вторых — кальций.

3. В пегматитах по сравнению с породами меньше нефелина и больше темноцветных минералов. Это обусловлено эволюцией магматического расплава, в котором к концу магматического процесса происходило уменьшение дефицита кремнекислоты ($-Q$) и щелочей, входящих в состав алюмосиликатов ($a$), при одновременном увеличении роли щелочей в формировании темноцветных минералов ($\bar{c}$).

4. В пегматитах агпаитовых нефелиновых сиенитов очень разнообразны минералы, содержащие Nb, Zr, TR, Be и F. Широко развиты вторичные постмагматические процессы минералообразования, особенно в гидротермальную стадию.

5. В пегматитах, генетически связанных с агпаитовыми нефелиновыми сиенитами, иногда наблюдаются минералы, характерные для миаскитовых пород (пегматиты линии скрещения). Эти минералы могли образоваться и в результате увеличения кислотности постмагматических растворов — в гидротермальную стадию минералообразования.

*Глава 9*

# ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВА

В Ловозерском массиве установлено большое число минералов и многие из них в других районах пока неизвестны. Кроме того, имеется и ряд очень специфических ассоциаций минералов. Это обусловлено химическими особенностями расплава, из которого формировались породы массива, и его эволюцией, происходившей в сложных геологических условиях и продолжавшейся длительное время. Массив формировался в несколько интрузивных фаз и даже в пределах одной фазы эволюция расплава приводила к образованию пород различного состава. Разнообразие минералов обусловлено также и изменением химического состава расплава в некоторых участках в результате ассимиляции вмещающих пород. Многие минералы в массиве появились уже в результате процессов выветривания.

В массиве найдено свыше 159 минералов и их разновидностей. Из них в породах установлено 86 минерала, а в пегматитах — 131, причем многие являются новыми минералами, впервые изученными и описанными на материале из данного массива. К их числу относятся следующие минералы и их разновидности: беловит, белянкинит, бериллит, бериллосодалит, беталомоносовит, виноградовит, власовит, гакманит, гельбертрандит, герасимовскит, гидросодалит, гидроцерит, карнасуртит, карпинскит, келдышит, куплетскит, лабунцовит, лампрофиллит, ловозерит, ломоносовит, манганостенструпин, металопарит, метамурманит, манганонептунит, мурманит, натроопал, ненадкевичит, нордит, рамзаит, сейдозерит, сферобертрандит, чинглусуит, чкаловит, цирконневый опал, цирфесит, бесхлорный шайерит.

Кроме того, некоторые малораспространенные минералы, впервые обнаруженные в щелочных массивах других регионов в Ловозерском массиве, являются широко распространенными. Таковы, например, виллиомит, нарсарсукит, уссингит и др.

Большинство минералов, встречающихся в Ловозерском массиве, относится к силикатам (98 минералов и их разновидностей). Менее разнообразны представители других групп: окислы и гидроокислы — 33, фосфаты — 7, карбонаты — 6, сульфаты — 2, вольфраматы — 1, галогениды — 2, сульфиды и их аналоги — 10 (см. приложение).

Главнейшие черты минералогии массива в первую очередь обусловлены составом расплава, из которого образовались породы массива. Для последних характерно:

1. Высокое содержание щелочей (в среднем около 12,89% Na + K). Натрий (8,12% Na) значительно преобладает над калием (4,86% K).

2. Избыток щелочей над алюминием (коэффициент агпантности пород выше единицы, в среднем для массива около 1,40).

3. Значительное содержание железа (4,24% Fe), причем содержание трехвалентного железа (3,45% $Fe^{3+}$) гораздо выше, чем двухвалентного (0,7% $Fe^{2+}$).

4. Высокая концентрация титана (0,67% Ti) и редких элементов — циркония (0,348% Zr), ниобия (0,0696% Nb), редкоземельных элементов (0,20% TR) и др.

5. Значительная роль фтора (0,14% F), хлора (0,16% Cl), серы (0,10% S) и воды (1,13% $H_2O$).

Для Ловозерского массива очень типичны минералы, содержащие:

а) натрий и железо,

б) титан, ниобий, цирконий и редкоземельные элементы,

в) фтор, хлор, фосфор и воду.

Избыток щелочей над алюминием в магматическом расплаве, из которого происходило формирование пород Ловозерского массива и генетически связанных с ними пегматитов, обусловил образование большого числа минералов, содержащих щелочи (главным образом натрий). Минералы, имеющие в своем составе натрий, очень характерны для массива. В последнем наряду с нефелином — главным породообразующим минералом — в большинстве пород массива широко распространены и другие фельдшпатиды, содержащие натрий: содалит и его разновидность — гакманит (пойкилитовый содалитовый сиенит, тавит и др.), а в породах I фазы, вероятно, и II — гидросодалит. Наряду с фельдшпатидами большое значение имеют натрийсодержащие пироксены и амфиболы — эгирин и арфведсонит, которые также являются породообразующими минералами (луявриты, фойяиты и др.). Кроме того, в породах и особенно в пегматитах установлено большое число минералов из группы титано- и циркоиосиликатов, содержащих натрий. Многие из них нередко являются и породообразующими минералами — мурманит, ламирофиллит, эвдиалит и ловозерит.

Нефелиновые сиениты принято подразделять на две группы — агпаитовые и миаскитовые. Термин «агпаиты» впервые введен в литературу Уссингом (Ussing, 1911) для нефелино-сиенитовых пород, в которых имеется значительный избыток щелочей относительно алюминия $\left(\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3} > 1{,}2\right)$. Затем А. Е. Ферсман (1936) предложил нефелиновые сиениты делить на две группы: агпаитовые и миаскитовые. Для агпаитовых пород, согласно А. Е. Ферсману, отношение $\frac{\text{число молекул } K_2O + Na_2O}{\text{число молекул } Al_2O_3}$ (названное им коэффициентом агпаитности) больше единицы, для миаскитовых пород оно меньше единицы. Типоморфные минералы агпаитовых и миаскитовых нефелиновых сиенитов существенно отличаются друг от друга. Для агпаитовых пород характерны минералы, имеющие в своем составе натрий (содалит, эгирин, арфведсонит, рамзаит, мурманит, эвдиалит, виллиомит и др.), в то время как для миаскитовых типичны минералы кальция (сфен, апатит, флюорит, кальцит), а также минералы циркония и титана, не содержащие щелочей (циркон, ильменит и др.).

Минералы кальция для агпаитовых нефелиновых сиенитов массива нехарактерны и обычно отсутствуют. Кальций в этих породах концентрируется в минералах, содержащих натрий: эгирине (0,80—2,56% Ca), арфведсоните (1,24—1,48%), эвдиалите (6,36—6,83%), катаплеите (1,46—4,57%), лопарите (2,48—3,90%), ломоносовите (0,57—0,89%), мурманите (1,82—2,24%), ламирофиллите (0,85—1,22%), энигматите (0,34%), ринколите (18,94%), нордите (3,17%) и др.

Для массива характерен стронций. Наиболее значительные концентрации этого элемента установлены в следующих минералах: ламирофиллите (12,32—14,25% Sr), нордите (6,29%), беловите (28,56%), лопарите (до 3,72%) и др. В миаскитовых породах наиболее высокое содержание стронция обнаружено в апатите (4,67%).

Породы массива по сравнению с другими типами магматических пород имеют повышенное содержание марганца (0,26% Mn). Это находит свое отражение и в составе минералов. В пегматитах встречаются: шизолит (18,15% Mn), куплетскит (18,17—21,25%), стенструпин и манганостенструпин (6,93—13,86%), чинглусуит (10,39—11,08%), нордит (2,77—4,62%), мангано-нептунит (6,85—9,93%), гентгельвин (7,85%) и др.

Магний концентрируется главным образом в арфведсоните (4,19—5,81% Mg) и эгирине (0,40—1,24%). Много магния имеется в составе тайниолита (10,45—11,56% Mg), но последний мало распространен и то лишь в пегматитах.

Для Ловозерского массива весьма характерны минералы титана, содержащие натрий. К их числу относятся: ломоносовит, беталомоносовит, мурманит, металомоносовит, эпистолит, расмовскит, белянкинит, рамзаит, лампрофиллит, астрофиллит, ринколит, мангано-нептунит, энигматит, ненадкевичит, лабунцовит, виноградовит, куплетскит, нарсарсукит, лопарит и др. Из них наиболее распространенными являются мурманит (17,70—18,24% Ti), лампрофиллит (15,18—18,78%), рамзаит (26,52—28,20%) и лопарит (19,57—24,60%).

Наряду с минералами титана в массиве широко распространены и минералы циркония, содержащие натрий: эвдиалит, мезодиалит и ловозерит, которые нередко концентрируются в породах в значительных количествах. В составе минералов циркония всегда находится гафний. Цирконие-вогафниевое отношение в минералах обычно колеблется от 41 до 60.

Ниобий и тантал, несмотря на их значительное содержание в породах массива, в главной своей массе концентрируются в минералах титана (мурманит, лопарит и др.), в меньшей степени — в минералах циркония (эвдиалит, ловозерит) и частично — в эгирине и арфведсоните, изоморфно замещая в них титан и цирконий. Ниобий в минералах значительно преобладает над танталом: ниобиево-танталовое отношение в них обычно около 10—12. Собственные минералы ниобия немногочисленны. К их числу относятся: эпистолит, расмовскит и пирохлор, причем первые два минерала очень редко и в незначительных количествах встречаются только в пегматитах.

Минералы редкоземельных элементов весьма разнообразны: ринколит, ловчоррит, нордит, стенструпин, лопарит, карнасуртит, беловит, TR-апатит, гидроцерит и рабдофанит (эрикит). Наиболее распространенными из них являются лопарит, ринколит и TR-апатит. Последний характерен для миаскитовых пород. В названных выше минералах элементы цериевой группы значительно преобладают над элементами иттриевой. Кроме того, в породах массива имеют большое распространение эвдиалит и мезодиалит, содержащие редкоземельные элементы (1,27—2,12% TR), в которых $\Sigma$ Ce : $\Sigma$ Y — около 1,1—1,9.

Из минералов бериллия в пегматитах установлены: чкаловит, бериллит, эпидидимит, эвдидимит, карпинскит, сферобертрандит, гельбертрандит, гентгельвин и бериллосодалит. Все они встречаются крайне редко, в незначительных количествах и только в пегматитах.

Литиевые минералы: тайниолит, полилитионит, гидротайниолит и гидрополилитионит обнаружены только в пегматитах, в которых имеют малое распространение.

Хлор входит в состав содалита и эвдиалита — очень широко распространенных минералов массива (пойкилитовые содалитовые сиениты, тавиты, эвдиалитовые луявриты и др.).

Фтор в основном связан с виллиомитом и фторсодержащими минералами: арфведсонитом, лампрофиллитом и ринколитом.

Сера входит в состав содалита (гакманита), гидросодалита и сульфидов (пирротин, молибденит, сфалерит и др.).

В массиве установлены минералы группы ломоносовита (ломоносовит, беталомоносовит и др.), в которых имеется до 7,17% Р. В них характерна ассоциация фосфора не с кальцием, а с натрием. Высокая концентрация фосфора также установлена в беловите, эриките, гидроцерите, карнасуртите и стенструпине. Кроме вышеназванных минералов для пород и пегматитов первой интрузивной фазы и уртитов второй фазы характерен апатит, типоморфный минерал миаскитовых пород.

Широко распространены в массиве минералы, содержащие воду, а именно: мурманит (10,2—12,5% $H_2O$), ловозерит (15,0%), натролит (8,9—9,5%) и гидросодалит (4,93%). Высокое содержание воды также известно еще в большом числе минералов массива: анальциме (9,54% $H_2O$), белянкините (25,1—25,7%), чинглусуите (21,7—23,8%), ненадкевичите (10,8—11,2%), герасимовските (18,5—20,5%), метамурманите (11,7%), катаплеите (10,5%), стенструпине (12,74%), карнасуртите (17,9—19,6%), гидроцерите (19,8%), бериллите (22,2%), гельбертрандите (23,8%), тайниолите (6,24%) и др.

В массиве широко развиты постмагматические процессы минералообразования в пневматолито-гидротермальную и гидротермальную стадии. Эти стадии нами выделяются условно, поскольку пневматолито-гидротермальная стадия, вероятно, постепенно сменяется гидротермальной. К числу

Таблица 51

**Типоморфные минералы Ловозерского массива**

| Элемент | Агпаитовые | Миаскитовые |
|---|---|---|
| Ti, Nb | **Рамзаит** *, **лампрофиллит, мурманит,** метамурманит, ломоносовит, беталомоносовит, эпистолит, герасимовскит, белянкинит, ненадкевичит, виноградовит, лабунцовит, куплетскит, ринколит, Mn-нептунит, чинглусуит, лопарит | **Сфен, Mn-ильменит,** окислы титана (рутил и др.), пирохлор |
| Zr | **Эвдиалит, мезодиалит, ловозерит,** келдышит, эльпидит, цирфесит | Циркон |
| TR и Th | **Стенструпин, ринколит, лопарит,** нордит, карнасуртит, беловит, рабдофанит (эрикит), гидроцерит | **TR-апатит,** торит |
| Be | Чкаловит, бериллосодалит, бериллит, эпидидимит — эвдидимит, сферобертрандит, гельбертрандит | — |
| Li | Тайниолит, полилитионит | — |
| F | **Виллиомит,** лампрофиллит, ринколит, **арфведсонит** | Флюорит, **TR-апатит,** биотит |
| Cl | **Содалит** (гакманит), эвдиалит, лампрофиллит | — |
| S | **Содалит** (гакманит), шайерит (бесхлорный) | **Сульфиды** (пирротин и др.) |
| P | Минералы группы **ломоносовита** | **TR-апатит** |
| Fe | **Эгирин, арфведсонит** | Эгирин-диопсид, биотит |
| Na, Al | **Содалит,** уссингит | — |
| Ca, Al | — | Канкринит, пектолит |

* Выделены минералы, широко распространенные в массиве. Ряд минералов — нарсарсукит, велерит, власовит, розенбушит, титаномагнетит — характерен для зон контакта агпаитовых пород с вмещающими породами.

минералов, образующихся в эти стадии, в пегматитах относятся: поздний содалит, альбит, уссингит, цеолиты (натролит, анальцим и др.), виллиомит, большинство минералов, содержащих титан и ниобий (ненадкевичит, лабунцовит, астрофиллит, куплетскит, мангано-нептунит, виноградовит, чинглусуит, белянкинит, герасимовскит и др.), цирконий (ловозерит, катаплеит, эльпидит, сейдозерит), редкоземельные элементы (овит, ринколит, стенструпин, нордит, карнасуртит, эрикит, гидроцерит и др.), а также минералы бериллия (чкаловит, бериллит, эвдидимит, эпидидимит, сферобертрандит, гельбертрандит, карпинскит, гентгельвин) и лития (тайниолит, полилитионит и др.), глинистые минералы (монтмориллонит, галлуазит и др.), сульфиды (молибденит, галенит, пирит, халькопирит и др.) и т. д.

Многие из минералов, сформировавшихся в пневматолито-гидротермальную и гидротермальную стадии, содержат в своем составе значительные количества воды. Среди них можно назвать ловозерит, натролит и множество других.

Большое число минералов, возникших в постмагматические стадии минералообразования, являются вторичными; например, содалит (развивается по нефелину и микроклину), альбит (по микроклину и содалиту), уссингит (по содалиту и микроклину), цеолиты (по нефелину, содалиту и микроклину), гидромусковит (по нефелину и микроклину), гидраргиллит

Таблица 52

**Средний минералогический состав пород Ловозерского массива, %**

| Минералы | Породы I фазы | Породы II фазы | | | Породы III фазы | | | | Массив в целом | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Уртиты | Фойяиты | Луявриты | Эвдиалитовые луявриты | Порфировидные луявриты | Ловозеритовые порфировидные луявриты | Пойкилитовые содалитовые сиениты | I * | II ** |
| Полевые шпаты | 31,5—73,2 | 11,9 | 49 | 45,6 | 37—38,2 | | 21,7 | 25 | 43 | 39 |
| Нефелин и цеолиты | 11—16,5 | 68,2 | 32,9 | 25 | 15—22,4 | 63 | 8,3 | 10 | 29 | 22 |
| | — | | | | 6,7—4,5 | | 12,5 | — | | 5,5 |
| Содалит и анальцим | — | 6,4 | 4,3 | 2,8 | 2,0—4,1 | | | 40 | 3,5 | 4,0 |
| Гидросодалит | 2,6—49,3 | — | — | — | — | — | — | — | 1,0 | 0,5 |
| Эгирин и другие пироксены | 2,2—4,8 | 6,8 | 7,5 | 21,7 | 16,1—20,8 | 29,1 | 31,7 | 20 | 14,5 | 19 |
| Арфведсонит | 0,2—4,9 | 0,6 | 2,3 | | 3,0—3,4 | | 4,0 | | 3,0 | 2 |
| Эвдиалит и ловозерит | — | 2,4 | 2,7 | 2,0 | 9,0—12,7 | 7,9 | 9,5 | — | 3,0 | 4 |
| Лампрофиллит | — | — | — | — | 1,4—1,9 | — | 4,1 | — | | 0,6 |
| Мурманит и ломоносовит | — | — | — | — | 0,3—0,6 | — | 7,9 | — | | 0,6 |
| Апатит | 0,1—0,2 | 0,6 | — | — | — | — | — | — | 3 | 0,5 |
| Сфен | 0,9—2,7 | — | — | — | — | — | — | — | | — |
| Прочие | — | 3,1 | 1,3 | 3,0 | 0,2—0,7 | — | 0,2 | 5 | | 2,3 |

* I — Средний минералогический состав пород массива вычислен с учетом данных А. И. Полякова по I интрузивной фазе, В. П. Волкова — по II фазе и Т. В. Сапрыкиной — по III фазе.

** II — К. А. Власов, М. В. Кузьменко, Е. М. Еськова (1959).

(по нефелину и содалиту), арфведсонит (по эгирину), ловозерит, катаплеит и эльпидит (по эвдиалиту и мезодиалиту), мурманит (по ломоносовиту), астрофиллит (по энигматиту), ненадкевичит (по мурманиту), герасимовскит (по эпистолиту), виноградовит и мангано-нептунит (по рамзаиту и лампрофиллиту), рабдофанит (по беловиту и ринколиту), гидроцерит (по мангано-стенструпину), бериллит, сферобертрандит и гельбертрандит (по эпидамиту) и др.

Из вторичных минералов наиболее широко распространены минералы, образовавшиеся в гидротермальную стадию. К ним относятся уссингит, развивающийся по содалиту и микроклину, цеолиты (главным образом натролит и др.) — по нефелину, содалиту и микроклину. В гидротермальную стадию минералообразования, вероятно, происходило формирование литиевых (полилитионит, тайниолит) и большинства бериллиевых минералов (бериллосодалит, бериллит, сферобертрандит, гельбертрандит, карпинскит), гидромусковита, глинистых минералов (монтмориллонит, галлуазит и др.), ряда титано- и цирконосиликатов (виноградовит, чинглусуит, белянкинит, герасимовскит, ненадкевичит, катаплеит и др.), а также многих сульфидов (галенит, сфалерит, халькопирит и др.).

Одной из наиболее существенных особенностей минералогии массива является широкое распространение в нем большого числа типоморфных агпаитовых минералов. Это обусловлено тем, что массив в основном сложен агпаитовыми породами. Наряду с типоморфными агпаитовыми минералами, имеющими в своем составе натрий, наблюдаются минералы, содержащие не натрий, а кальций, которые типичны для миаскитовых пород. Список типоморфных агпаитовых минералов, встречающихся в Ловозерском массиве, приведен в табл. 51, в которой помещены также и типоморфные миаскитовые минералы. Последние встречаются обычно в тех породах массива, которые характеризуются коэффициентом агпаитности около единицы, а также в пегматитах, генетически связанных с ними. Типоморфные миаскитовые минералы нередко находятся и в контакте агпаитовых пород с вмещающими их породами.

Средний минералогический состав пород массива дан в табл. 52. В связи с неравномерным распределением ряда минералов в породах точность цифр, приведенных в таблице, недостаточно высокая.

*ЧАСТЬ ВТОРАЯ*

# ГЕОХИМИЯ

## *Глава 1*

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД МАССИВА

Средний химический состав Ловозерского массива, учитывая лишь петрогенные элементы, впервые вычислен О. А. Воробьевой, однако эти данные не опубликованы. Позже средний состав массива был рассчитан К. А. Власовым и др. (1959) на основании 39 полных химических анализов

Таблица 53

**Место взятия средних проб пород массива**

| Номер пробы | Породы | Количество горизонтов | Опробованная мощность, *м* | Число проб | Примечание |
|---|---|---|---|---|---|
| | *Породы III интрузивной фазы* | | | | |
| С-7 | Мезократовый эвдиалитовый луяврит * . . . . . | — | — | 37 | Из разных участков массива |
| С-6 | Лейкократовый эвдиалитовый луяврит . . . . . | — | — | 25 | |
| С-10 | Порфировидные полевошпатовые луявриты . . . | — | — | 16 | |
| С-11 | Мурманит-ловозеритовые луявриты . . . . . | — | — | 23 | |
| С-8 | Пойкилитовые содалитовые сиениты и тавиты . . . | — | — | 18 | |
| | *Породы II интрузивной фазы* | | | | |
| | Верхняя зона разреза | | | | |
| С-3 | Луяврит (эгириновый) . . | 4 | — | 32 | г. Аллуайв и г. Карнасурт |
| С-4 | Луяврит (амфиболовый) | 3 | — | 8 | |
| С-2 | Фойяит . . . . . | 9 | — | 75 | |
| С-1 | Уртит . . . . . | 5 | — | 22 | |
| | Средняя зона разреза | | | | |
| С-31 | Луяврит ** . . . . . | 10 | 525 | — | г. Аллуайв |
| С-5 | Фойяит . . . . . | 6 | — | 14 | г. Аллуайв и г. Карнасурт |
| С-33 | Уртит . . . . . | 2 | 1,6 | — | г. Аллуайв |
| | Нижняя зона разреза (верхняя часть) | | | | |
| С-35 | Луяврит . . . . . | 21 | 91,6 | — | г. Аллуайв |
| С-34 | Фойяит . . . . . | 23 | 162,2 | — | |
| С-36 | Уртит и ювит . . . . . | 14 | 23,1 | — | |
| | Нижняя зона разреза (нижняя часть) | | | | |
| С-38 | Луяврит . . . . . | 21 | 75,1 | — | |
| С-37 | Фойяит . . . . . | 24 | 73,1 | — | |
| С-39 | Уртит и ювит . . . . . | 14 | 7,8 | — | |

* Средние пробы: С-7, С-6, С-10, С-11, С-8, С-1, С-2, С-3, С-4 и С-5 составлены из штуфных проб, представляющих отдельные горизонты комплекса.

** Средние пробы: С-33, С-31, С-35, С-34, С-36, С-38, С-37 и С-39 составлены из отдельных образцов той или иной породы, отобранных в разрезе комплекса через 1 *м*.

**Химический состав и основные петрохимические характеристики пород**

| Компонент | Уртиты | | | | | Фойяиты | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Номера анализов | | | | Средний состав из 4 анализов | Номера анализов | | | | Средний состав из 4 анализов |
| | С-1 | С-33 | С-36 | С-39 | | С-2 | С-5 | С-34 | С-37 | |
| $SiO_2$ | 45,98 | 47,72 | 47,44 | 46,77 | 46,57 | 54,36 | 54,89 | 53,77 | 53,43 | 54,03 |
| $TiO_2$ | 0,55 | 0,79 | 0,66 | 2,40 | 0,79 | 0,81 | 0,64 | 0,99 | 1,76 | 1,01 |
| $ZrO_2$ | 0,29 | 0,11 | 0,13 | 0,11 | 0,22 | 0,45 | 0,40 | 0,17 | 0,26 | 0,31 |
| $(Nb, Ta)_2O_5$ | 0,09 | 0,13 | 0,10 | 0,07 | 0,09 | 0,12 | 0,10 | 0,10 | 0,08 | 0,10 |
| $TR_2O_3$ | 0,27 | 0,83 | 0,41 | 0,50 | 0,33 | 0,12 | 0,29 | 0,22 | 0,17 | 0,195 |
| $Al_2O_3$ | 24,90 | 22,52 | 26,23 | 24,68 | 25,25 | 18,21 | 19,46 | 20,32 | 18,77 | 19,18 |
| $Fe_2O_3$ | 3,03 | 2,78 | 2,89 | 3,06 | 2,98 | 3,16 | 3,44 | 3,12 | 4,03 | 3,31 |
| FeO | 0,42 | 0,35 | 0,29 | 0,77 | 0,42 | 0,50 | 0,55 | 0,45 | 1,00 | 0,57 |
| MnO | 0,19 | 0,09 | 0,12 | 0,27 | 0,17 | 0,31 | 0,31 | 0,26 | 0,40 | 0,31 |
| MgO | 0,38 | 0,54 | 0,44 | 0,44 | 0,41 | 0,79 | 0,69 | 0,44 | 0,65 | 0,63 |
| CaO | 1,31 | 3,24 | 0,66 | 1,54 | 1,17 | 0,39 | 1,11 | 0,50 | 0,80 | 0,55 |
| $Na_2O$ | 14,66 | 11,40 | 14,65 | 13,45 | 14,46 | 11,48 | 9,84 | 11,86 | 10,59 | 11,35 |
| $K_2O$ | 4,29 | 5,55 | 4,57 | 4,57 | 4,43 | 6,99 | 6,57 | 6,31 | 5,64 | 6,49 |
| $H_2O^+$ | 1,85 | 1,02 | 0,58 | 0,44 | 1,27 | 1,75 | 1,24 | 0,77 | 0,64 | 1,17 |
| $H_2O^-$ | 0,15 | 0,14 | 0,12 | 0,18 | 0,14 | 0,05 | 0,13 | 0,26 | 0,14 | 0,14 |
| П. п. п. | Нет | 0,35 | 0,13 | 0,15 | 0,07 | 0,42 | Нет | Нет | 0,35 | 0,22 |
| Cl | 0,09 | 0,04 | 0,04 | 0,27 | 0,09 | 0,13 | 0,11 | 0,19 | 0,29 | 0,18 |
| $SO_3$** общ. | 0,24 | 0,28 | 0,13 | 0,19 | 0,20 | 0,26 | 0,20 | 0,25 | 0,25 | 0,25 |
| $P_2O_5$ | 0,79 | 2,08 | 0,26 | 0,08 | 0,57 | 0,14 | 0,48 | 0,14 | 0,06 | 0,17 |
| Сумма | 99,49 | 99,96 | 99,89 | 99,92 | 99,63 | 100,44 | 100,47 | 100,12 | 99,28 | 100,14 |
| *a* | 35,6 | 32,5 | 37,0 | 34,9 | 36,0 | 24,3 | 26,9 | 27,5 | 26,2 | 26,1 |
| *c* | 3,7 | 2,9 | 2,9 | 3,5 | 3,3 | 3,4 | 3,7 | 3,3 | 5,0 | 3,8 |
| *b* | 4,3 | 5,4 | 2,6 | 3,2 | 3,5 | 9,4 | 4,1 | 6,1 | 3,7 | 7,0 |
| *s* | 56,4 | 59,2 | 57,5 | 58,5 | 57,2 | 62,8 | 65,1 | 62,8 | 65,0 | 63,1 |
| $-Q$ | 62,1 | 49,5 | 61,9 | 56,5 | 60,9 | 26,3 | 27,1 | 32,4 | 27,3 | 29,8 |
| *m'* | 15,2 | 17,6 | 30,6 | 25,0 | 21 | 13,8 | 28,8 | 12,4 | 30,8 | 16 |
| *c'* | 42,4 | 78,4 | 33,4 | 63,7 | 44 | 4,4 | 33,9 | 10,1 | 26,9 | 10 |
| *n'* | 42,4 | 4,0 | 36 | *f'*= 11,3 | 35 | 81,8 | 37,3 | 77,5 | 42,3 | 74 |
| *n* | 81,2 | 73,5 | 81,2 | 80,4 | 81 | 58,5 | 63,5 | 66,3 | 68,0 | 63 |
| Коэффициент агпаитности | 1,16 | 1,10 | 1,11 | 1,10 | 1,13 | 1,46 | 1,20 | 1,30 | 1,26 | 1,34 |
| $Fe_2O_3/FeO$ | 6,3 | 6,8 | 9,0 | 3,5 | 6,3 | 5,6 | 5,7 | 5,8 | 3,6 | 5,2 |

* Химические анализы пород выполнены С. Я. Кузнецовой.
** Суммарное содержание серы в пересчете на $SO_3$.

средних проб различных пород и частных определений ряда элементов. Имеются более поздние данные состава пород Ловозерского массива, вычисленные авторами (Герасимовский, 1963б; Когарко, Волков, 1963).

Ловозерский массив в основном сложен породами II интрузивной фазы (77% объема массива), которые в данный момент доступны наблюдению и изучению до глубины около 1,6 *км*. Прежние исследования, включая и изучение химического состава пород, в основном относились лишь к верхней части разреза пород II интрузивной фазы. Мы поставили перед собой задачу провести изучение вещественного состава пород II интрузивной

**второй и третьей интрузивных фаз Ловозерского массива***

| Луявриты | | | | | Амфиболовый луяврит | Средний состав (II фаза) | Эвдиалитовый луяврит | | Порфировидный луяврит | Порфировидный луяврит с ловозеритом | Пойкилитовый содалитовый сиенит и тавит | Средний состав (III фаза) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Номера анализов | | | | Средний состав из 4 анализов | Номер анализа | | лейкократовый | мезократовый | | | | |
| С-3 | С-31 | С-35 | С-38 | | С-4 | | Номера анализов | | | | | |
| | | | | | | | С-6 | С-7 | С-10 | С-11 | С-8 | |
| 54,88 | 54,73 | 53,86 | 54,08 | 54,57 | 52,52 | 53,94 | 55,77 | 51,70 | 54,49 | 53,86 | 45,59 | 52,89 |
| 1,02 | 1,12 | 1,09 | 1,27 | 1,12 | 1,57 | 1,05 | 1,10 | 1,52 | 0,72 | 1,49 | 1,03 | 1,37 |
| 0,43 | 0,32 | 0,18 | 0,21 | 0,30 | 0,24 | 0,29 | 1,19 | 1,49 | 1,37 | 1,64 | 0,26 | 1,36 |
| 0,156 | 0,10 | 0,07 | 0,07 | 0,08 | 0,11 | 0,099 | 0,11 | 0,18 | 0,06 | 0,14 | 0,07 | 0,156 |
| 0,35 | 0,24 | 0,26 | 0,25 | 0,25 | 0,20 | 0,235 | 0,21 | 0,30 | 0,22 | 0,28 | 0,13 | 0,264 |
| 15,64 | 15,71 | 16,94 | 16,40 | 15,88 | 12,14 | 17,73 | 16,00 | 14,33 | 15,95 | 14,40 | 21,33 | 15,10 |
| 6,15 | 5,98 | 5,07 | 5,18 | 5,80 | 5,07 | 4,61 | 4,98 | 7,54 | 6,88 | 6,83 | 6,66 | 6,69 |
| 0,97 | 1,22 | 1,37 | 1,89 | 1,28 | 4,69 | 0,94 | 1,07 | 1,27 | 1,18 | 1,08 | 0,78 | 1,18 |
| 0,31 | 0,32 | 0,27 | 0,33 | 0,31 | 0,76 | 0,30 | 0,41 | 0,61 | 0,34 | 0,60 | 0,23 | 0,53 |
| 0,91 | 1,16 | 1,24 | 1,59 | 1,19 | 4,84 | 0,92 | 0,98 | 1,25 | 0,72 | 0,85 | 0,74 | 1,13 |
| 1,58 | 1,39 | 1,54 | 1,86 | 1,48 | 1,28 | 1,07 | 1,53 | 1,81 | 1,14 | 1,39 | 0,90 | 1,66 |
| 9,62 | 11,02 | 10,24 | 10,42 | 10,71 | 9,24 | 11,16 | 9,83 | 10,39 | 9,56 | 9,13 | 14,17 | 10,28 |
| 6,29 | 5,82 | 6,42 | 5,93 | 5,96 | 4,42 | 6,11 | 5,44 | 4,73 | 5,11 | 5,24 | 2,71 | 4,91 |
| 1,11 | 0,79 | 0,38 | 0,38 | 0,73 | 1,45 | 0,94 | 0,84 | 1,30 | 1,28 | 1,76 | 1,76 | 1,17 |
| 0,07 | 0,22 | Нет | Нет | 0,16 | 0,06 | 0,15 | 0,04 | 0,05 | 0,29 | 0,34 | 0,24 | 0,06 |
| 0,63 | Нет | 0,97 | Нет | 0,19 | 1,17 | 0,20 | 0,61 | 0,78 | 0,20 | 0,19 | 0,50 | 0,64 |
| 0,05 | 0,11 | 0,10 | 0,15 | 0,11 | — | 0,13 | 0,26 | 0,24 | 0,31 | 0,20 | 2,27 | 0,29 |
| 0,14 | 0,16 | 0,15 | 0,21 | 0,16 | 0,27 | 0,078 | 0,18 | 0,23 | 0,19 | 0,27 | 0,69 | 0,087 |
| 0,09 | 0,19 | 0,15 | 0,15 | 0,17 | 0,36 | 0,22 | 0,07 | 0,11 | 0,15 | 0,25 | 0,14 | 0,10 |
| 100,24 | 100,54 | 100,04 | 100,34 | 100,41 | 100,47 | 100,19 | 100,21 | 99,83 | 100,16 | 99,94 | 100,20 | 99,97 |
| 21,5 | 21,0 | 23,2 | 22,2 | 21,6 | 16,7 | 24,2 | 22,1 | 20,4 | 22,7 | 20,6 | 31,5 | 21,3 |
| 6,7 | 6,6 | 5,3 | 6,5 | 6,5 | 10,3 | 5,3 | 5,8 | 8,7 | 7,5 | 8,0 | 7,3 | 7,7 |
| 6,6 | 8,9 | 8,1 | 8,1 | 8,5 | 10,3 | 7,3 | 6,0 | 7,1 | 3,1 | 4,5 | 3,1 | 5,8 |
| 65,2 | 63,4 | 63,5 | 63,2 | 63,4 | 62,7 | 63,2 | 66,2 | 63,8 | 66,6 | 66,8 | 58,1 | 65,2 |
| 19,3 | 21,7 | 24,4 | 24,5 | 22,9 | 18,3 | 27,3 | 17,7 | 21,9 | 19,6 | 15,5 | 54,1 | 19,9 |
| 23,4 | 22,5 | 26,5 | 33,3 | 24 | 81,6 | 22 | 27,9 | 31,6 | 41,8 | 34,4 | 43 | 35 |
| 30,9 | 19,4 | 23,9 | 28,2 | 22 | 15,0 | 18 | 31,2 | 32,6 | 46,6 | 41,0 | 38 | 37 |
| 45,7 | 58,2 | 49,5 | 38,3 | 54 | 3,3 | 62 | 40,7 | 35,8 | $f'$=41,6 | 24,6 | 19 | 40 |
| 56,2 | 59,7 | 59,2 | 60,9 | 59 | 60,7 | 63 | 63,5 | 61,2 | 65,4 | 60,6 | 86 | 65 |
| 1,45 | 1,56 | 1,40 | 1,44 | 1,53 | 1,65 | 1,41 | 1,38 | 1,56 | 1,33 | 1,43 | 1,23 | 1,50 |
| 5,5 | 4,5 | 3,3 | 2,5 | 4,0 | 0,97 | 4,5 | 4,1 | 5,3 | 5,1 | 5,7 | 7,5 | 4,9 |

зоны, включая и нижнюю часть пород этой фазы. С этой целью были составлены и проанализированы средние пробы пород из керна скважин (табл. 53). Одновременно были выполнены химические анализы средних проб и из пород III интрузивной фазы (табл. 54). Учитывая лишь вновь выполненные химические анализы средних проб пород II и III интрузивных фаз, вычислен средний состав пород II, III интрузивных фаз и всего массива (табл. 55).

Определение среднего состава пород как отдельных интрузивных фаз, так и массива в целом представляет большие трудности по многим причинам. Первая — содержание отдельных элементов нередко в одной и той же породе варьирует очень значительно. Вторая — в массиве наблюдается

большое разнообразие пород. Третья — очень сложно определить объем, занимаемый той или иной породой в массиве. Наши данные по распространенности пород в массиве приведены в табл. 56. По породам II интрузивной фазы они в основном базируются на данных бурения.

Вновь выполненные химические анализы пород II и III интрузивных фаз показывают, что эти породы и массив в целом характеризуются более низким содержанием железа, магния, кальция и более высоким содержанием натрия и калия по сравнению с известными в литературе материалами (Власов и др., 1959; Герасимовский, 1963б) и данными, которые рассматриваются в настоящей работе — в разделах петрохимической характеристики пород. Но несмотря на эти различия, цифры, приведенные в табл. 54 и 55, подтверждают ранее установленные закономерные изменения среднего состава пород от I интрузивной фазы к III, а именно: происходит уменьшение дефицита кремнекислоты, величина — $Q$ становится меньшей; снижается роль щелочей, связанных в алюмосиликатах, и соответственно параметр $a$ уменьшается; возрастают величины параметров $\bar{c}$ и $S$;

Таблица 55

**Средний химический состав пород I, II, III интрузивных фаз и в целом массива и основные их петрохимические характеристики**

| Компонент | I фаза* | II фаза | III фаза | Массив в целом |
|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 51,39 | 53,94 | 52,89 | 53,62 |
| $TiO_2$ | 1,13 | 1,05 | 1,37 | 1,12 |
| $(Zr, Hf)O_2$ | 0,17 | 0,29 | 1,36 | 0,48 |
| $(Nb,Ta)_2O_5$ | 0,05 | 0,099 | 0,156 | 0,11 |
| $TR_2O_3$ | 0,12 | 0,235 | 0,264 | 0,24 |
| $Al_2O_3$ | 20,39 | 17,73 | 15,10 | 17,39 |
| $Fe_2O_3$ | 3,45 | 4,61 | 6,69 | 4,93 |
| FeO | 1,49 | 0,94 | 1,18 | 1,01 |
| MnO | 0,22 | 0,30 | 0,53 | 0,34 |
| MgO | 1,39 | 0,92 | 1,13 | 0,98 |
| CaO + SrO | 2,00 | 1,07 | 1,66 | 1,22 |
| $Na_2O$ | 10,61 | 11,16 | 10,28 | 10,97 |
| $K_2O$ | 5,13 | 6,11 | 4,91 | 5,86 |
| $H_2O^+$ | | 0,94 | 1,17 | 0,99 |
| $H_2O^-$ | 1,18 | 0,15 | 0,06 | 0,14 |
| П. п. п. | | 0,20 | 0,64 | 0,27 |
| Cl | 0,10 | 0,13 | 0,29 | 0,16 |
| $SO_3$ | 0,52 | 0,078 | 0,087 | 0,102 |
| $P_2O_5$ | 0,27 | 0,22 | 0,10 | 0,20 |
| Сумма | 99,61 | 100,17 | 99,87 | 100,0 |
| $a$ | 35,1 | 24,2 | 21,3 | 24,0 |
| $\bar{c}$ | 4,5 | 5,3 | 7,7 | 5,5 |
| $b$ | 7,6 | 7,3 | 5,8 | 7,0 |
| $s$ | 52,8 | 63,2 | 65,2 | 63,5 |
| $-Q$ | 69,1 | 27,3 | 19,9 | 26,5 |
| $m'$ | 40 | 22 | 35 | 24 |
| $c'$ | 41 | 18 | 37 | 21 |
| $n'$ | — | 62 | 40 | 65 |
| $n$ | 73 | 63 | 65 | 63,5 |
| Коэффициент агпаитности | 1,12 | 1,41 | 1,50 | 1,40 |
| $Fe_2O_3/FeO$ | 2,0 | 4,5 | 4,9 | 4,4 |

* Средний химический состав пород I интрузивной фазы приведен по данным А. И. Полякова.

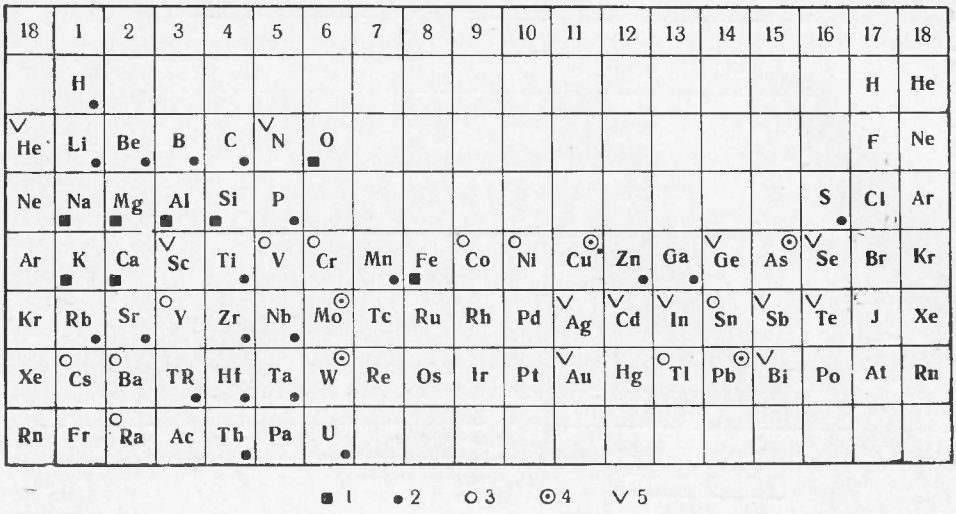



Рис. 33. Химические элементы, установленные в нефелиновых сиенитах Ловозерского массива

*1* — главные петрогенные элементы; *2* — характерные элементы, определяющие наряду с главными специфику геохимии и минералогии щелочных пород массива; элементы нехарактерные для массива: *3* — не образующие самостоятельных минералов; *4* — образующие самостоятельные минералы; *5* — обнаруженные в следах

Таблица 56

**Объемные соотношения между различными типами пород в массиве**

| Интрузивная фаза | %, занимаемый породой от объема массива | Порода | %, занимаемый породой от объема пород |
|---|---|---|---|
| I | 5 | Равномернозернистые нефелиновые сиениты | 5 |
| | | Нефелин-гидросодалитовые сиениты | 20 |
| | | Пойкилитовые гидросодалитовые сиениты | 45 |
| | | Метаморфизованные нефелиновые сиениты | 30 |
| II | 77 | Уртиты | 5 |
| | | Фойяиты | 42 |
| | | Луявриты | 53 |
| | | Пойкилитовые содалитовые сиениты | <1 |
| III | 18 | Лейкократовые эвдиалитовые луявриты | 30 |
| | | Мезократовые эвдиалитовые луявриты | 62 |
| | | Полевошпатовые порфировидные луявриты | 3 |
| | | Мурманит-ловозеритовые порфировидные луявриты | 2 |
| | | Пойкилитовые содалитовые сиениты и тавиты | 3 |
| IV | <0,01 | Щелочные лампрофиры. | |

**Объемные соотношения пород II интрузивной фазы по зонам, %**

| Зона | Уртиты | Фойяиты | Луявриты |
|---|---|---|---|
| Верхняя | 55 | 39 | 11 |
| Средняя | 2 | 8 | 67 |
| Нижняя: | | | |
| верхняя часть | 32 | 37 | 12 |
| нижняя « | 11 | 16 | 10 |
| | 100 | 100 | 100 |

Таблица 57

**Средние содержания химических элементов в породах Ловозерского массива и в главных типах магматических пород в n·10⁻⁴%.**

| Элемент | Породы Ловозерского массива | | Кислые породы | | | Основные | | Ультраосновные | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | мало Ca | много Ca | | | | |
| | Власов и др. (1959) | Настоящая работа | Виноградов (1962б) | Турекьян и Веденоль (Turekian, Wedepohl, 1961) | | Виноградов (1962б) | Турекьян и Веденоль (Turekian, Wedepohl, 1961) | Виноградов (1962б) | Турекьян и Веденоль (Turekian, Wedepohl, 1961) |
| Литий | 200 | 55 | 40 | 40 | 24 | 15 | 17 | 0,5 | 0.X. |
| Бериллий | 14 | 8,7 | 5,5 | 3 | 2 | 0,4 | 1 | 0,2 | 0.X. |
| Бор | — | 15 | 15 | 10 | 9 | 5 | 5 | 1 | 3 |
| Фтор | 1 700 | 1 400 | 800 | 850 | 520 | 370 | 400 | 100 | 100 |
| Натрий | 69 500 | 81 180 | 27 700 | 25 200 | 28 400 | 19 400 | 18 000 | 5 700 | 4 200 |
| Магний | 7 200 | 5 880 | 5 600 | 1 600 | 9 400 | 45 000 | 46 000 | 259 000 | 204 000 |
| Алюминий | 94 800 | 92 160 | 77 000 | 72 000 | 82 000 | 87 600 | 78 000 | 4 500 | 20 000 |
| Кремний | 245 700 | 250 400 | 323 000 | 347 000 | 314 000 | 240 000 | 230 000 | 190 000 | 205 000 |
| Фосфор | 900 | 880 | 700 | 600 | 920 | 1 400 | 1 100 | 170 | 220 |
| Сера | 1 700 | 1 020 | 400 | 300 | 300 | 300 | 300 | 100 | 300 |
| Хлор | 2 000 | 1 600 | 240 | 200 | 130 | 50 | 60 | 50 | 85 |
| Калий | 41 100 | 48 640 | 33 400 | 42 000 | 25 200 | 8 300 | 830 | 300 | 40 |
| Кальций | 14 600 | 8 700 | 15 800 | 5 100 | 25 300 | 67 200 | 76 000 | 7 000 | 25 000 |
| Титан | 7 100 | 6 700 | 2 300 | 1 200 | 3 400 | 9 000 | 13 800 | 300 | 300 |
| Ванадий | 30 | 108 | 40 | 44 | 88 | 200 | 250 | 40 | 40 |
| Хром | — | 27,8 | 25 | 4,1 | 22 | 200 | 170 | 2000 | 1600 |
| Марганец | 2 700 | 2 630 | 600 | 390 | 540 | 2000 | 1500 | 1500 | 1620 |
| Железо | 50 900 | 42 360 | 27 000 | 14 200 | 29 600 | 85 600 | 86 500 | 98 500 | 94 300 |
| Кобальт | — | <5 | 5 | 1 | 7 | 45 | 48 | 200 | 150 |
| Никель | 3 | 12 | 8 | 4,5 | 15 | 160 | 130 | 2000 | 2000 |
| Медь | 16 | 11 | 20 | 10 | 30 | 100 | 87 | 20 | 10 |
| Цинк | — | 210 | 60 | 39 | 60 | 130 | 105 | 30 | 50 |
| Галлий | 74 | 60 | 20 | 17 | 17 | 18 | 17 | 2 | 1,5 |
| Бром | — | 2,1 | 1,7 | 1,3 | 4,5 | 3 | 3,6 | 0,5 | 1 |
| Рубидий | — | 230 | 200 | 170 | 110 | 45 | 30 | 2 | 0,2 |
| Стронций | 900 | 610 | 300 | 100 | 440 | 440 | 465 | 10 | 1 |
| Редкоземельные элементы | 1200 | 2050 | 295 | 275 | 239 | 117 | 131 | — | — |
| Цирконий | 5500 | 3480 | 200 | 175 | 140 | 100 | 140 | 30 | 45 |
| Ниобий | 900 | 696 | 20 | 21 | 20 | 20 | 19 | 1,0 | 16 |
| Молибден | — | 1,7 | 1 | 1,3 | 1,0 | 1,4 | 1,5 | 0,2 | 0,3 |
| Иод | — | 0,5 | 0,4 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,1 | 0,5 |
| Цезий | — | 1,62 | 5 | 4 | 2 | 1 | 1,1 | 0,1 | 0.X. |
| Барий | 1100 | 680—700 | 830 | 840 | 420 | 300 | 330 | 1 | 0,4 |
| Гафний | — | 83 | 1 | 3,9 | 2,3 | 1 | 2,0 | 0,1 | 0,6 |
| Тантал | — | 60 | 3,5 | 4,2 | 3,6 | 0,48 | 1,1 | 0,018 | 1,0 |
| Таллий | — | 0,86 | 1,5 | 2,3 | 0,72 | 0,2 | 0,21 | 0,01 | 0,06 |
| Свинец | — | 14,6 | 20 | 19 | 15 | 8 | 6 | 0,1 | 1 |
| Торий | 65,3 | 35 | 18 | 17 | 8,5 | 3 | 4 | 0,005 | 0,004 |
| Уран | 14,7 | 16,1 | 3,5 | 3 | 3 | 0,5 | 1 | 0,003 | 0,001 |

увеличивается коэффициент агпаитности и отношение $Fe^{3+}/Fe^{2+}$. Аналогичная закономерность в изменении химического состава за исключением отношения $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ проявляется и в ряду пород II интрузивной фазы от уртита к фойяиту и луявриту.

В минералах, породах и пегматитах массива различными методами (химическими, рентгеноспектральными, спектроскопическими и др.) количественно определены 74 химических элемента. Их роль в формировании пород и минералов массива неодинакова. Мы их условно подразделяем, учитывая распространенность в массиве, на следующие группы (рис. 33):

1) петрогенные элементы: Na, K, Ca, Mg, Mn, Fe, Al, Si, O;

2) характерные элементы, наряду с главными петрогенными определяющие специфику геохимии и минералогии щелочных пород массива: Li, Rb, Be, Sr, Ga, TR, Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, U, Zn, H, B, C, P, S, F и Cl;

3) элементы, нехарактерные для пород массива (второстепенные): He, Cs, Ba, Sc, Ge, Sn, Mo, W, V, Cr, Co, Ni, Cu, Ag, Au, Cd, In, Tl, Pb, Ra, Sb, Bi, N, Se, Te, Br и J.

Среднее содержание многих элементов в породах Ловозерского массива выше, чем в других типах магматических пород — кислых, средних и ультраосновных (табл. 57).

При вычислении средних содержаний химических элементов в отдельных типах пород, интрузивных фазах и массиве в целом в первую очередь принимались во внимание данные анализов средних проб; были учтены и объемы, занимаемые той или иной породой в массиве (см. табл. 53 и 56).

Одной из характерных черт, определяющих в значительной степени геохимическую историю многих элементов в Ловозерском массиве, является высокое содержание щелочей, особенно натрия. Последние обусловили формирование агпаитовых пород массива, в которых имеют широкое распространение минералы, содержащие натрий. В этих минералах натрий находится в ассоциации почти со всеми элементами, установленными в массиве.

*Глава 2*

# ГЕОХИМИЯ ОТДЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

## ПЕТРОГЕННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

### Натрий

Натрий наряду с кремнием и алюминием принадлежит к числу основных породообразующих элементов щелочной магмы массива, а значительный его избыток над алюминием определяет главные геохимические особенности агпаитовых пород Ловозерского плутона. Не останавливаясь на деталях, укажем основные петрохимические особенности пород массива, связанные с поведением натрия.

1. Среди щелочных элементов натрий резко преобладает над калием.

2. В большинстве пород II и III интрузивных фаз фиксируется избыток щелочей над глиноземом, на что указывают высокий коэффициент агпаитности и появления акмитовой составляющей $\bar{c}$[1]. При пересчете анализов некоторых нефелиновых сиенитов отмечается характеристика $n'$. Это количество натрия, избыточное против алюминия и железа, входит в состав ультращелочного фельшпатида — содалита (в «боковой цепи» его кристаллической структуры), а также арфведсонита[2] и редких силикатов циркония и титана (эвдиалит, ловозерит, мурманит, рамзаит и др.)

3. Отношение суммы щелочей к глинозему (коэффициент агпаитности) увеличивается в соответствии с агпаитовым порядком кристаллизации пород к наиболее поздним дифференциатам сингенетической и эпигенетической серий. В то же время абсолютное содержание натрия во всех нефелиновых сиенитах массива (кроме уртитов и их петрохимических аналогов — содалитовых пород, содержащих до 17% $Na_2O$) примерно одинаково: в среднем 9—10% $Na_2O$ (табл. 58). Анхимономинеральные нефелиновые и содалитовые породы выделяются и по наиболее высокому отношению $Na/K (n > 70)$.

Натрий в значительных количествах входит в состав практически всех магматогенных минералов, встреченных в нефелиновых сиенитах массива, за исключением анатита, мангано-ильменита и сфена (табл. 59). В постмагматическую стадию основную роль также играют натровые алюмосиликаты: натролит, анальцим, содалит, уссингит. Примерный расчет распределения натрия по минералам фойяитов и луявритов показывает, что 50—80% его количества в породе связано в салических минералах, а в темноцветных минералах может содержаться до 40% натрия (в луявритах). На акцессорные минералы приходится в среднем 10% натрия.

---

[1] Отсутствие характеристики $\bar{c}$ в анализах некоторых уртитов пояснено в главе 4.

[2] В некоторых арфведсонитах $Na(Al + Fe) < 1$ (в атомных количествах), поэтому характеристика $n'$ отсутствует.

Таблица 58

**Содержание щелочей в породах Ловозерского массива, %**

| Интрузивный комплекс | Порода | $Na_2O$ | | Na | $K_2O$ | | K | Число анализов |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | пределы колебаний | среднее | | пределы колебаний | среднее | | |
| I | Равномернозернистые нефелиновые сиениты | 7,40—8,87 | 8,13 | 6,03 | 5,50—6,39 | 5,94 | 4,92 | 2 |
| | Нефелин-гидросодалитовые сиениты | 11,21—11,75 | 11,48 | 8,48 | 5,38—5,72 | 5,55 | 4,60 | 2 |
| | Пойкилитовые гидросодалитовые сиениты | 10,06—12,72 | 11,79 | 8,72 | 3,49—4,74 | 4,22 | 3,51 | 3 |
| | Метаморфизованные нефелиновые сиениты | 9,08—11,39 | 8,90 | 6,58 | 1,29—6,14 | 5,01 | 4,16 | 5 |
| II | Уртиты | 10,64—16,57 | 13,65 | 10,10 | 3,67—5,55 | 4,02 | 3,34 | 19 |
| | Фойяиты | 7,48—14,62 | 9,83 | 7,28 | 4,43—7,61 | 6,23 | 5,17 | 11 |
| | Эгириновые луявриты | 7,28—10,54 | 9,10 | 6,73 | 2,02—7,37 | 4,61 | 3,82 | 14 |
| | Амфиболовые луявриты | 8,28—12,50 | 9,94 | 7,35 | 4,23—5,31 | 4,88 | 4,05 | 5 |
| III | Эвдиалитовые луявриты | 8,87—10,66 | 9,58 | 7,09 | 1,86—5,28 | 4,81 | 4,00 | 14 |
| | Полевошпатовые порфировидные луявриты | 9,09—10,29 | 9,64 | 7,14 | 3,85—6,56 | 5,30 | 4,40 | 7 |
| | Мурманит-ловозеритовые порфировидные луявриты | 6,99—9,67 | 8,20 | 6,07 | 3,64—4,98 | 4,24 | 3,51 | 7 |
| | Содалитовые сиениты | 12,78—16,42 | 14,60 | 10,81 | 1,34—5,58 | 3,65 | 3,01 | 6 |
| IV | Щелочные лампрофиры | — | 3,63 | 2,67 | — | 1,38 | 1,15 | 1 |

Натрий является главным компонентом в породообразующих минералах переменного состава — нефелине ($NaAlSiO_4$ — $KAlSiO_4$) и эгирине ($NaFeSi_2O_6$ — $CaMgSi_2O_6$ — $CaFeSi_2O_6$), а в микроклине — второстепенным компонентом ($KAlSi_3O_8$ — $NaAlSi_3O_8$).

Выше были изложены данные по эволюции химического состава породообразующих минералов, здесь мы приведем лишь основные закономерности поведения натрия.

Изменение состава пироксенов эпигенетической серии отвечает обычной их эволюции по пути обогащения акмитовой составляющей к концу процесса дифференциации. В сингенетической серии наблюдается обратное явление: эгирин из уртитов и фойяитов содержит 82,4—89,2% $NaFeSi_2O_6$ + + $NaAlSi_2O_6$ (Ac + Jd) а из луявритов — 67,1—77,5%.

Изменение состава породообразующего арфведсонита аналогично: наиболее высокие содержания $Na_2O$ приурочены к арфведсонитам из фойяитов и уртитов сингенетической серии. В то же время в эпигенетической серии мы видим обычный путь эволюции: содержание $Na_2O$ увеличивается в породообразующих арфведсонитах II и III интрузивных фаз по сравнению с I.

Содержание натрия в нефелинах и микроклинах колеблется незначительно. Тем не менее наблюдается тенденция к обогащению натровым компонентом салических минералов уртитов и фойяитов по сравнению с луяв-

Таблица 59

**Содержание натрия и калия в минералах Ловозерского массива, %**

| Минералы | $Na_2O$ | | Na | Число анализов | $K_2O$ | | K | Число анализов |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | пределы колебаний | среднее | | | пределы колебаний | среднее | | |
| Нефелин . . . | 15,8—18,2 | 16,5 | 12,21 | 8 | 4,99—6,54 | 5,85 | 4,86 | 8 |
| Микроклин (из фойяитов) . . . . | 3,56—7,64 | 5,47 | 4,04 | 9 | 8,95—13,20 | 10,95 | 9,09 | 9 |
| Микроклин (из луявритов) . . . | 3,17—5,60 | 4,43 | 3,26 | 7 | 10,10—11,68 | 11,05 | 9,19 | 7 |
| Содалит . . . . | 22,27—25,96 | 24,10 | 17,83 | 6 | 0,16—0,43 | 0,32 | 0,27 | 5 |
| Анальцим . . . | — | 10,52 | 7,79 | 1 | — | 2,10 | 1,74 | 1 |
| Уссингит . . . | 19,08—19,66 | 19,28 | 14,28 | 3 | 0,83—0,90 | 0,86 | 0,71 | 2 |
| Натролит . . . | 13,60—16,09 | 15,05 | 11,14 | 3 | 0,42—0,83 | 0,59 | 0,49 | 3 |
| Альбит . . . . | — | 11,12 | 8,22 | 1 | — | 0,94 | 0,78 | 1 |
| Гидросодалит | — | 28,00 | 20,65 | 1 | — | 0,15 | 0,12 | 1 |
| Эгирин . . . . | 9,24—13,84 | 11,42 | 8,46 | 20 | 0,03—1,08 | 0,41 | 0,34 | 16 |
| Арфведсонит | 5,80—9,60 | 8,11 | 6,00 | 8 | 1,30—3,08 | 2,00 | 1,66 | 8 |
| Энигматит . . | — | 6,58 | 4,87 | 1 | — | 0,62 | 0,52 | 1 |
| Эвдиалит . . . | 11,16—15,82 | 13,46 | 9,99 | 10 | 0,31—1,19 | 0,74 | 0,62 | 10 |
| Мурманит-ломоносовит . . . . . | 7,44—26,09 | 14,80 | 10,95 | 14 | 0,56—1,88 | 1,10 | 0,94 | 9 |
| Лампрофиллит | 10,64—12,70 | 11,63 | 8,59 | 5 | 0,73—1,50 | 1,16 | 0,96 | 4 |
| Рамзаит . . . . | 16,20—17,29 | 16,74 | 12,38 | 4 | 0,12—0,94 | 0,48 | 0,40 | 4 |
| Ринколит . . . | — | 7,83 | 5,79 | 1 | — | 0,36 | 0,30 | 1 |
| Виллиомит . . | — | 53,83 | 39,79 | 1 | — | 0,32 | 0,27 | 1 |
| Лопарит . . . | 6,96—9,06 | 8,24 | 6,09 | 11 | 0,00—1,50 | 0,42 | 0,35 | 9 |
| Апатит . . . . | 0,50—0,74 | 0,60 | 0,44 | 5 | — | — | — | — |

ритами, что находится в соответствии с физико-химическими данными по системам $NaAlSiO_4$ — $KAlSiO_4$ и $KAlSi_3O_8$ — $NaAlSi_3O_8$ (при допущении кристаллизационного фракционирования, см. главы 4 и 7). В микроклинах альбитовый компонент выделяется в самостоятельную твердую фазу в виде пертитовых вростков.

Натрий является также одним из главных компонентов ряда редких минералов переменного состава (эвдиалит, лопарит и ринколит). В составе эвдиалита, по данным Е. В. Костецкой, соотношение натрия и кальция не изменяется в ходе кристаллизации пород II и III интрузивных фаз. Очень высокие содержания натрия наблюдаются в редком ниоботитаносиликате — ломоносовите (до 26%). Часть натрия, по-видимому, связана с фосфором, являющимся легковыщелачиваемым водой компонентом ломоносовита (Борнеман, 1946 а, б).

Кристаллохимия натрия характеризуется его ведущей ролью в кристаллических структурах алюмосиликатов и силикатов как крупного катиона (Белов, 1961). Салические породообразующие минералы имеют каркасные структуры (микроклин, все фельдшпатиды), которые рассматриваются как продукты конденсации кремнекислородных построек с диортогруппами $Si_2O_7$. Сравнительно крупные размеры катиона натрия в рыхлых каркасных постройках обусловливают его высокое координационное число (12 — в содалите и анальциме, 11 — в микроклине, 8 — в нефелине). Пересыщенность расплава натрием на последних этапах кристаллизации агпаитовых щелочных пород приводит к вхождению целых молекулярных группировок с натрием в наиболее рыхлые структуры (содалит, возможно ломоносовит).

В структурах темноцветных минералов (эгирин, арфведсонит, энигматит), а также рамзаите натрий располагается в плотнейших упаковках с более низкими координационными числами (6, 7). Натровые титано- и

цирконосиликаты в основном являются типичными представителями структур с диортогруппами $Si_2O_7$ при низкой координации натрия (6—8). К таким минералам относятся лампрофиллит, ринколит, ловозерит и ряд более редких характерных для пегматитов (группа ловенита и др.). Высокая координация натрия (12) характерна для структуры лопарита, представленной кубической плотнейшей упаковкой (тип перовскита).

Можно выделить следующие типы изоморфизма натрия с другими элементами.

Изовалентный изоморфизм с калием во всех фельдшпатидах, где калий входит на правах изоморфного компонента; в микроклине, наоборот, натрий является второстепенным компонентом, замещающим калий.

Изоморфизм с кальцием в лопарите, эвдиалите и ринколите. Здесь характерна гетеровалентная, компенсационная схема, типичная для титаносиликатов и тантало-титанониобатов: $Na + Nb^{5+} \rightarrow Ca^{2+} + Ti^{4+}$ (лопарит, ринколит). В эвдиалите, по-видимому, также имеет место компенсационный изоморфизм при замещении кальция редкими землями: $2Ca^{2+} \rightarrow \rightarrow TR^{3+} + Na^{1+}$ ( Власов и др., 1959). В постмагматическую стадию наблюдается изоморфизм натрия с кальцием в цеолитах.

### Выводы

1. Натрий входит хотя во все минералы щелочных пород массива, являясь одним из их главных компонентов. Избыток натрия по отношению к алюминию определяет основную петрохимическую особенность ловозерских нефелиновых сиенитов — их агпаитность.

2. Агпаитность возрастает в ходе эволюции магмы при кристаллизации сингенетической и эпигенетической серий пород.

3. В лейкократовых типах нефелиновых сиенитов подавляющая часть натрия породы связана в салических минералах, а в меланократовых — до 50% его количества в породе приходится на цветные минералы.

4. В сингенетической серии пород наблюдается тенденция к обогащению натровым компонентом породообразующего нефелина и микроклина из фойяитов и уртитов по сравнению с луявритами. Это соответствует характеру эволюции нефелина и микроклина при фракционной кристаллизации щелочного расплава, состав которого аналогичен магме II интрузивной фазы.

5. Роль натрия в составе щелочных пироксенов и амфиболов последовательно увеличивается в эпигенетической серии пород от I к III интрузивной фазе в соответствии с увеличением их агпаитности.

Для сингенетической серии характерна обратная закономерность: наиболее щелочные (обогащенные натрием) пироксены и амфиболы кристаллизуются в ранних, наименее агпаитовых, членах серии — уртитах и фойяитах.

6. Насыщенность щелочного расплава крупным катионом натрия обусловливает широкое развитие рыхлых каркасных структур с высокой координацией натрия (алюмосиликаты щелочей), а также минералов, мотивы которых определяются наличием диортогрупп (редкие натрово-кальциевые титано- и цирконосиликаты).

## Калий

Роль калия во всех щелочных породах массива резко отличается от роли натрия. Величина петрохимического параметра $n$, показывающего соотношение щелочных элементов в салических минералах, как правило, выше 50 (т. е. отношение $Na : K > 1$).

Наиболее обогащены калием фойяиты II интрузивной фазы (среднее содержание 6,23% $K_2O$ при $n = 63$). Меланократовые разности нефелиновых сиенитов (луявриты II и III интрузивных фаз) содержат около 5% $K_2O$ при $n$ от 65 до 69 (см. табл. 58). Отметим, что колебания содержания калия в отдельных образцах нефелиновых сиенитов достигают широких пределов от 1,86 до 7,61% $K_2O$, чему соответствует разнообразие петрографического состава этих пород от уртитов до меланократовых луявритов. Наи-

меньшие содержания калия (1,23% $K_2O$) фиксируются в меланократовых содалитовых сиенитах (тавитах). Уртиты Ловозерского массива по сравнению с уртитами других регионов относительно обогащены калием (среднее 4,02% $K_2O$), чему соответствует повышенное содержание калиевого полевого шпата (в среднем 12%).

В соответствии с ходом кристаллизации пород II интрузивной фазы максимальные содержания калия наблюдаются в фойяитах, для которых характерен парагенезис нефелина и микроклина, в то время как парагенезис альбит — калиофиллит не встречается. По мнению В. В. Щербины (1963а) этот факт указывает, что равновесие в реакции

$$\underset{\text{Альбит}}{NaAlSi_3O_8} + \underset{\text{Калиофиллит}}{KAlSiO_4} \rightleftarrows \underset{\text{Микроклин}}{KAlSi_3O_8} + \underset{\text{Нефелин}}{NaAlSiO_4}$$

в природных условиях всегда сдвинуто вправо. Это позволяет предположить, что в ходе кристаллизации агпаитовой магмы происходит увеличение роли более «кислых» анионов $[AlSi_3O_8]^{1-}$, которые и связывают наиболее сильное основание — калий в твердую фазу.

Приблизительное вычисление относительного количества калия породы, связанного в отдельных минералах из фойяитов и луявритов, показывает, что не менее $^2/_3$ калия породы сосредоточено в микроклине и 20—30% в нефелине. Роль темноцветных и акцессорных минералов как концентраторов калия ничтожна, даже в наиболее меланократовых нефелиновых сиенитах на их долю приходится едва ли 5% калия породы.

Содержание калия в породообразующих нефелинах сингенетической серии пород варьирует только в нефелинах из уртитов по сравнению с фойяитами и луявритами. В микроклинах развитие пертитов замещения весьма затрудняет интерпретацию данных по их химизму. Приведенные в главе 4 цифры показывают некоторую тенденцию к увеличению роли калиевой составляющей к конечным стадиям формирования массива. Наиболее высокое содержание калия отмечено в микроклине из пегматитов.

За исключением арфведсонита содержание калия во всех темноцветных и большинстве акцессорных минералов Ловозерского массива составляет десятые доли процента (см. табл. 59). В арфведсонитах содержание $K_2O$ достигает 3,08% (среднее 2,00% $K_2O$), что, по-видимому, связано с особенностями их структуры. Н. В. Белов (1950) и В. С. Соболев (1949) отмечают возможность вхождения «восьмых катионов» в структуру амфиболов, где имеются «незаселенные» октаэдры. В этих октаэдрах в структуре арфведсонита располагаются ионы натрия при компенсационной схеме замещения кремния $Al^{IV}(Si^{4+} \rightarrow Al^{3+} + Na^{1+})$. Возможно, частичное вхождение калия при таком типе изоморфизма более благоприятно, чем в структурах пироксенов, в которых такие «пустые» полиэдры отсутствуют, а возможность изоморфного вхождения калия исчерпывается одним способом ($Na^{1+} \rightarrow K^{1+}$).

Натровые фельдшпатиды и цеолиты, которые образуются в позднемагматическую и постмагматическую стадии кристаллизации (содалит, уссингит, натролит), содержат очень небольшие количества $K_2O$ (< 1%). Только в пегматитах стадия замещения представлена иногда калиевыми минералами (микроклин, литиевые слюды). Изредка в породах II интрузивной фазы отмечается замещение нефелина калиевой слюдой — либенеритом. Последний в основном приурочен к зоне контакта наиболее глубоких горизонтов дифференцированного комплекса с нефелиновыми сиенитами I интрузивной фазы. Характерной чертой геохимии калия является увеличение отношения $K_2O/Na_2O$ во вторичных натровых силикатах, образующихся в постмагматическую (гидротермальную) стадию. Так, в катаплеите и ловозерите отношение $K_2O/Na_2O$ достигает 0,6 против 0,05 в первичном эвдиалите. Аналогично поведение калия в поздних водных титаносиликатах (табл. 60).

Изменение отношения $\frac{K_2O}{Na_2O}$ в минералах, по-видимому, можно связывать с процессом послемагматического ощелачивания, при котором увеличивается роль калия (Коржинский, 1960а).

Кристаллохимические особенности калия связаны в основном с вхождением этого крупного катиона в структуры каркасного типа. В микроклине и нефелине калий характеризуется высокой координацией (11; 9).

Таблица 60

**Соотношение натрия и калия в титано-цирконосиликатах**

| Первичные минералы | $\frac{K_2O}{Na_2O}$ | Вторичные минералы | $\frac{K_2O}{Na_2O}$ |
|---|---|---|---|
| Эвдиалит . . . | 0,05 | Ловозерит . . . | 0,51 |
| | | Катаплеит . . . | 0,59 |
| Ломоносовит | 0,10 | Ненадкевичит . . | 0,66 |
| Лампрофиллит | 0,10 | Нептунит . . . . | 0,84 |
| Рамзаит . . . | 0,29 | Астрофиллит . . | 1,97 |
| | | Куплетскит . . . | 2,27 |
| | | Белянкинит . . . | 2,39 |

В натровых силикатах и алюмосиликатах калий изоморфно замещает натрий в основном по изовалентной схеме ($Na^{1+} \rightarrow K^{1+}$), за исключением описанного выше типа замещений в амфиболах. Небольшие количества калия фиксируются в эвдиалите, лопарите и других редких минералах натрия.

### Выводы

1. Калий играет в агпаитовых щелочных породах Ловозерского массива резко подчиненную роль по сравнению с натрием.
2. Главная масса калия связывается в твердых фазах при формировании нефелин-микроклинового парагенезиса пород. Единственным магматогенным собственно калиевым минералом является микроклин. Калий, как правило, замещает натрий во всех натровых силикатах и алюмосиликатах.
3. В ходе дифференциации щелочной магмы как на глубине, так и при образовании сингенетической серии уртит — фойяит — луяврит содержание калия несколько уменьшается к конечным наиболее меланократовым дифференциатам. Первичные темноцветные и акцессорные минералы агпаитовых нефелиновых сиенитов массива содержат около 0,5—1,0% $K_2O$, изоморфно замещающего натрий (за исключением арфведсонита — 2,00% $K_2O$).

В составе вторичных водных силикатов Zr и Ti, образующихся в послемагматическую стадию ощелачивания, резко возрастает отношение $K_2O/Na_2O$.

4. Для калия, как для крупного катиона, характерны сильно конденсированные каркасные мотивы (микроклин, нефелин) и высокая координация.

## Кальций

Кальций является одним из породообразующих элементов массива. Среднее содержание кальция в нефелиновых сиенитах Ловозерского массива ниже, чем в других типах магматических пород (см. табл. 57). Концентрация кальция в массиве значительно меньше, чем натрия. Средняя величина отношения Na/Ca для пород Ловозерского массива около 9,39, в то время как для нефелиновых сиенитов 3,66 (Гераспмовский, 1963а). Низкое содержание кальция по сравнению с натрием обусловливает отсутствие в агпаитовых породах массива кальциевых минералов, причем кальций содержится в минералах натрия (нефелин, эгирин, арфведсонит, цирконо- и титаносиликаты) в виде изоморфной примеси.

Концентрация кальция в породах Ловозерского массива варьирует значительно, например в уртитах II интрузивной фазы от 0,15 до 3,47% CaO.

Таблица 61

**Содержание кальция в породах Ловозерского массива, %**

| Интрузивный комплекс | Порода | CaO * | Ca ** | Na | Na/Ca |
|---|---|---|---|---|---|
| I | Равномернозернистые нефелиновые сиениты | 1,45 | 1,04 | 6,02 | 5,79 |
| | Нефелин-гидросодалитовые сиениты | 1,82 | 1,30 | 8,50 | 6,54 |
| | Пойкилитовые гидросодалитовые сиениты | 2,93 | 2,09 | 8,72 | 4,17 |
| | Метаморфизованные нефелиновые сиениты | 1,72 | 1,23 | 6,55 | 5,32 |
| | Среднее содержание | 2,00 | 1,43 | 7,85 | 5,49 |
| II | Уртиты | 1,17 | 0,83 | 10,62 | 12,8 |
| | Фойяиты | 0,55 | 0,39 | 8,35 | 21,4 |
| | Луявриты | 1,48 | 1,06 | 7,92 | 7,47 |
| | Амфиболовые луявриты | 1,28 | 0,92 | 6,83 | 7,43 |
| | Среднее содержание | 1,07 | 0,765 | 8,61 | 11,3 |
| III | Лейкократовые эвдиалитовые луявриты | 1,53 | 1,09 | 7,27 | 6,67 |
| | Мезократовые эвдиалитовые луявриты | 1,81 | 1,29 | 7,68 | 5,96 |
| | Полевошпатовые порфировидные луявриты | 1,14 | 0,64 | 7,06 | 11,0 |
| | Мурманит-ловозеритовые порфировидные луявриты | 1,39 | 0,99 | 6,75 | 6,82 |
| | Пойкилитовые содалитовые сиениты и тавиты | 0,90 | 0,64 | 10,49 | 16,4 |
| | Среднее содержание | 1,66 | 1,19 | 7,59 | 6,38 |
| | Среднее содержание в породах массива | 1,22*** | 0,87**** | 8,11 | 9,32 |

* Включая SrO.
** Включая Sr.
*** Включая около 0,0071% SrO.
**** Включая около 0,0060% Sr.

Содержания кальция в породах одной и той же интрузивной фазы также обнаруживают значительные колебания (табл. 61).

Среднее содержание кальция в породах I интрузивной фазы составляет около 2,00% CaO, II — 1,07%, III — 1,66%, а в целом по массиву — 1,22%. Как отмечено выше, наблюдается закономерное изменение среднего состава сингенетической серии пород II интрузивной фазы (от уртита к луявриту) и эпигенетической — от пород I фазы к III (величины параметров — $Q$ и $a$ уменьшаются, $\bar{c}$, $S$ и коэффициент агпаитности увеличиваются). В отношении цветной части пород, характеризуемой величинами $c'$, $m'$ и $f'$, закономерного изменения нет.

Величины $c'$ и $m'$ для пород II интрузивной фазы (соответственно 18 и 22) меньше, чем для I (41 и 40) и III (37 и 35). Аналогичное изменение проявляется и в ряду уртит ($c' = 44$, $m' = 21$) — фойяит ($c' = 10$, $m' = 16$) — луяврит ($c' = 22$, $m' = 24$).

Для агпаитовых пород массива и генетически связанных с ними пегматитов минералы кальция не характерны, поскольку в породах массива, как отмечено выше, натрий значительно преобладает над кальцием. Это

преобладание особенно резко выражено в фойяитах $\left(\frac{Na}{Ca} = 21{,}4\right)$ и пойкилитовых содалитовых сиенитах $\left(\frac{Na}{Ca} = 16{,}4\right)$. Кальций в незначительных количествах обнаружен в большом числе минералов разнообразного состава (табл. 62), но всегда в ассоциации с натрием. Вероятно, кальций изоморфно замещает натрий ($Ca^{2+} = 1{,}04$Å, $Na^{+} = 0{,}98$Å) по схемам: $Ca^{2+}Al^{3+} \rightarrow Na^{1+}Si^{4+}$ (в алюмосиликатах), $Ca^{2+}Mg^{2+} \rightarrow Na^{1+}Fe^{3+}$ (эгирине) и др. Имеется ряд минералов (ринколит, эвдиалит и др.), в которых кальций наряду с натрием является одним из главных компонентов.

Наиболее распространенными кальцийсодержащими минералами, в которых имеется свыше 0,6% Ca, являются нефелин, эгирин, арфведсонит,

Таблица 62

**Содержание кальция, стронция и натрия в минералах Ловозерского массива, %**

| Минерал, вмещающая порода | Ca * | Sr * | Na *** |
|---|---|---|---|
| Породы | | | |
| Нефелин | 0,31—0,84 | 0,002 ** | 12,21 |
| Эгирин | 0,43—4,11 | 0,003 ** | 8,46 |
| Арфведсонит | 0,72—1,31 | 0,020 ** | 6,00 |
| Эвдиалит | 4,28—8,24 | 0,11—1,21 | 9,99 |
| Ловозерит | 2,37 | 0,06 ** | 2,77 |
| Лопарит | 2,46—3,28 | 0,77 | 6,09 |
| Лампрофиллит | 1,30—1,76 | 11,42—12,00 | |
| Пегматиты | | | 8,59 |
| Лампрофиллит | 0,85—1,22 | 12,32—14,25 | |
| Ломоносовит | 0,57—0,89 | 0,028 ** | 19,31 |
| Мурманит | 1,82—2,24 | 0,039 ** | 5,51—7,68 |
| Рамзаит | 0,036—0,25 | 0,002 ** | 12,38 |
| Ринколит | 18,94 | 0,34 | 5,79 |
| Сейдозерит | 1,99 | — | 10,75 |
| Ненадкевичит | 1,24—3,05 | — | 2,48 |
| Лабунцовит | 0,84 | — | 2,36 |
| Куплетскит | 1,03—2,56 | — | 1,58 |
| Белянкинит | 4,12—4,83 | — | 0,17—0,41 |
| Чинглусуит | 1,24—1,35 | — | 3,72 |
| Стенструпин | 1,31 | — | 1,55 |
| Нордит | 3,17 | 6,29 | 8,75 |
| Пирохлор | 9,55 | 3,4—4,2 | — |
| Титаноловенит | 7,74—9,66 | — | 7,44 |
| Энигматит | 0,34 | 0,002 ** | 4,87 |
| Катаплеит | 1,46—4,57 | — | 2,51—6,85 |
| Лейкофан | 16,79 | — | 25,90 |
| Полилитионит | 0,43—0,83 | — | 1,59 |
| Беловит | 5,23 | 28,56 | 2,64 |
| Эриклит (рабдофанит) | | | |
| Гидроцерит | 1,11—1,35 | 0,77 | 1,08—0,74 |
| Карнасуртит | 2,01 | — | — |
| Шизолит | 1,18—1,58 | — | 0,37—0,78 |
| Микроклин | 9,03 | — | 5,72 |
| Микроклин породы, | 0,14—0,36 | — | 0,94 |
| Содалит, пегматиты | 0,07—0,44 | 0,002 ** | 3,26—4,04 |
| Уссингит, пегматиты | 0,11 | 0,005 ** | 8,22 |
| Натролит, пегматиты | 0,20—0,23 | 0,001 ** | 14,28 |
| Апатит, породы | 0,05—0,34 | 0,001 ** | 11,14 |
| Сфен, пегматиты | 33,06—36,87 | 1,96—5,31 | 0,44 |
| | 17,02—17,82 | 0,88 | 0,64—1,29 |

* Данные в основном взяты из работы К. А. Власова, М. В. Кузьменко, Е. М. Еськовой (1959) и др.

** Цифры получены фотоэлектрическим методом спектрального анализа на квантометре (аналитик Ю. И. Беляев).

*** Цифры содержания натрия в минералах в основном заимствованы из табл. 59.

эвдиалит, ловозерит, мурманит, ламинрофиллит, ринколит и лопарит, с которыми и связана основная масса кальция в породах массива. Из этих минералов на эгирин, нефелин и эвдиалит (учитывая данные, приведенные в табл. 62) приходится около 80% Ca, имеющегося в составе пород. Причем с эгирином, вероятно, связано около 0,37% Ca из общего содержания кальция в породе в 0,87%, с нефелином 0,16% и эвдиалитом 0,19%, на долю остальных минералов падает 0,15%. Высокое содержание кальция в натрийсодержащих минералах установлено в лопарите, белянкините, ненадкевичите, куплетските, катаплеите, нордите, беловите и других, но почти все они имеют малое распространение и характерны лишь для пегматитов.

В породах и пегматитах, близких по составу к миаскитовым, широко распространены самостоятельные минералы кальция — апатит и сфен. Они нередко характерны и для амфиболовых луявритов, имеющих высокий коэффициент агпаитности. Среднее содержание кальция в амфиболовых луявритах (1,28% Ca) ниже, чем в эгириновых луявритах (1,48% Ca), но для последних сфен и апатит не характерны. В эгириновых луявритах кальций рассеивается в основном в эгирине, в его составе кальция больше (2,44% Ca), чем в арфведсоните (1,24%) из амфиболовых луявритов из-за кристаллохимических особенностей этих минералов, что обуславливает появление в агпаитовой породе (амфиболовом луяврите) кальциевых минералов — сфена и апатита.

В кальцийсодержащих минералах массива кальций в свою очередь изоморфно замещается редкоземельными элементами ($Ce^{3+} = 1{,}02$Å; $Y^{3+} = 0{,}97$Å) и стронцием ($Sr^{2+} = 1{,}20$Å).

### Выводы

1. Кальций в породах массива по сравнению с натрием играет резко подчиненную роль (Na/Ca = 9,39).

2. Минералы кальция для агпаитовых пород массива не характерны и основная его масса связана с натрийсодержащими минералами (эгирином, нефелином, эвдиалитом и др.), в которых он изоморфно замещает натрий. Для пород, близких по составу к миаскитовым, типичны и минералы кальция — апатит и сфен.

## Магний

Магний — один из второстепенных петрогенных компонентов агпаитовой щелочной магмы Ловозерского массива. Как было показано выше, определяющим элементом меланократовых дифференциатов является железо (эгириновые, амфиболовые и эвдиалитовые луявриты), связанное в эгирине.

В лейкократовых разностях (фойяиты, уртиты, содалитовые породы) ловозерских нефелиновых сиенитов содержатся незначительные количества магния (0,53—0,79% MgO, табл. 63). Эгириновые и эвдиалитовые луявриты в среднем содержат около 1% MgO. Колебания содержания MgO весьма значительны — от десятых долей процента до 2,3%, что соответствует колебаниям в содержаниях всех фемических компонентов и минералогического состава от анхимономинеральных нефелиновых пород до меланократовых нефелиновых сиенитов. Резко выделяются амфиболовые (арфведсонитовые) луявриты, богатые магнием (в среднем 3,74% MgO).

Арфведсонит является единственным магнезиальным магматическим минералом (до 12,2% MgO). Содержание магния в наименее щелочных эгиринах из луявритов II интрузивной фазы достигает 5,34% MgO (табл. 64). В позднемагматическую стадию магний концентрируется в ряде силикатов Ti и Zr (содержащих Mn и $Fe^{2+}$) в количестве 0,2—2,0% (эвдиалит, ловозерит, ламинрофиллит и др.) при MgO/MnO от 0,1 до 0,4. На последних стадиях пегматитового процесса пути Mg и Mn расходятся:

Таблица 63

**Содержание магния и марганца в породах Ловозерского массива, %**

| Интрузивный комплекс | Порода | MgO | | Mg | MnO | | Mn | Число анализов |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | пределы колебаний | среднее | | пределы колебаний | среднее | | |
| I | Равномернозернистые нефелиновые сиениты | 0,83—1,04 | 0,98 | 0,59 | 0,17—0,23 | 0,20 | 0,15 | 2 |
| | Нефелин-гидросодалитовые сиениты . . . | — | 1,23 | 0,74 | 0,27—0,28 | 0,27 | 0,21 | 2 |
| | Пойкилитовые гидросодалитовые сиениты . | 1,12—1,85 | 1,48 | 0,89 | 0,05—0,14 | 0,11 | 0,08 | 3 |
| | Метаморфизованные нефелиновые сиениты . | 1,13—2,48 | 1,98 | 1,19 | 0,10—0,54 | 0,25 | 0,19 | 5 |
| II | Уртиты . . . . . | 0,20—2,33 | 0,53 | 0,32 | 0,01—0,58 | 0,24 | 0,18 | 19 |
| | Фойяиты . . . . . | 0,28—1,68 | 0,79 | 0,47 | 0,15—0,46 | 0,24 | 0,18 | 11 |
| | Эгириновые луявриты | 0,07—2,34 | 1,15 | 0,69 | 0,11—0,38 | 0,28 | 0,21 | 14 |
| | Амфиболовые луявриты . . . . . | 2,92—5,44 | 3,74 | 2,24 | 0,05—0,66 | 0,40 | 0,31 | 5 |
| III | Эвдиалитовые луявриты . . . . . | 0,72—2,35 | 1,13 | 0,68 | 0,30—1,05 | 0,47 | 0,36 | 14 |
| | Полевошпатовые порфировидные луявриты | 0,22—1,71 | 0,95 | 0,57 | 0,25—0,63 | 0,40 | 0,31 | 7 |
| | Мурманит-ловозеритовые порфировидные луявриты . . . . . | 0,56—1,71 | 0,99 | 0,59 | 0,26—1,30 | 0,98 | 0,75 | 7 |
| | Содалитовые сиениты | 0,31—1,32 | 0,55 | 0,33 | 0,13—0,38 | 0,30 | 0,23 | 6 |
| IV | Щелочные лампрофиры . . . . . | — | 10,59 | 6,35 | — | 0,28 | 0,21 | 1 |

содержание магния не превышает в белянкините, стенструпине, нептуните первых десятых долей процента, а отношение MgO/MnO — 0,01—0,03; магний входит в состав литиевых слюд и некоторых силикофосфатов редких земель.

Отношение MgO/MnO закономерно уменьшается в ходе кристаллизации магматических цветных минералов от 4,7—7,0 в пироксенах и амфиболах до 0,1—0,2 в силикатах циркония и титана, что аналогично эволюции отношения FeO/MnO в тех же минералах (см. табл. 65). Отсюда следует, что при образовании редких силикатов титана и циркония в условиях крайней пересыщенности щелочами по отношению к алюминию и трехвалентному железу, марганец более охотно, чем магний и двухвалентное железо, входит в состав этих минералов. Основная масса магния пород фиксируется в ходе образования щелочных пироксенов и амфиболов, в то время как остаточный расплав обогащается марганцем и, в меньшей степени, закисным железом.

Для магния характерно вхождение в октаэдры (координационное число 6) в структурах эгирина и арфведсонита, причем в эгирине, очевидно, имеет место изоморфизм типа $Na^{1+} + Fe^{3+} \rightarrow Ca^{2+} + Mg^{2+}$. В арфведсонитах, а также силикатах циркония и титана вероятны изоморфные отношения Mg с $Fe^{2+}$ и Mn. Н. В. Беловым (1959б) показано, что в сейдозерите половина Mn-октаэдров заселена катионами магния. Шестерная координация Mg проявлена и в наиболее богатых магнием минералах массива — Li-слюдах из пегматитов и биотитах I интрузивной фазы.

Таблица 64

**Содержание магния в минералах Ловозерского массива, %**

| Минералы | MgO | | Mg | Число анализов | MgO / MnO |
|---|---|---|---|---|---|
| | пределы колебаний | среднее | | | |
| Нефелин * | 0—0,19 | 0,09 | 0,05 | 9 | — |
| Микроклин | 0,03—0,22 | 0,10 | 0,06 | 5 | — |
| Содалит | 0,03—0,45 | 0,20 | 0,12 | 3 | — |
| Эгирин | 1,10—5,34 | 2,25 | 1,35 | 20 | 4,7 |
| Арфведсонит | 6,98—12,20 | 9,59 | 5,75 | 8 | 7,0 |
| Энигматит | — | 1,31 | 0,79 | 1 | 0,54 |
| Эвдиалит | 0,09—0,49 | 0,27 | 0,16 | 7 | 0,13 |
| Мурманит-ломоносовит | 0,13—0,93 | 0,48 | 0,29 | 14 | 0,24 |
| Лампрофиллит | 0,18—0,53 | 0,33 | 0,20 | 5 | 0,11 |
| Сейдозерит | — | 1,79 | 1,07 | 1 | 0,42 |
| Куплетскит-астрофиллит ** | 1,19—2,98 | 1,83 | 1,09 | 4 | 0,11 |
| Нордит | — | 2,00 | 1,20 | 1 | 0,33 |
| Нептунит | 0—0,15 | 0,08 | 0,05 | 2 | 0,01 |
| Ненадкевичит-лабунцовит | 0,42—0,52 | 0,46 | 0,28 | 3 | 0,21 |
| Белянкинит-герасимовскит | 0—1,10 | 0,24 | 0,14 | 7 | 0,03 |
| Ловозерит | — | 0,76 | 0,46 | 1 | 0,22 |
| Стенструпин | 0,05—0,70 | 0,38 | 0,23 | 2 | 0,03 |
| Карнасуртит | 0,45—3,41 | 1,34 | 0,80 | 4 | — |
| Эрикит | 0,20—0,98 | 0,59 | 0,35 | 2 | — |
| Тайниолит | 17,42—19,26 | 18,34 | 11,00 | 2 | 12,6 |
| Полилитионит | 0,24—2,94 | 1,48 | 0,90 | 4 | 12,3 |
| Шабазит | — | 2,34 | 1,41 | 1 | — |

* Данные А. В. Галахова (1962) по хибинским образцам.

** В том числе два анализа Э. М. Бонштедт (1931) по хибинским образцам.

### Выводы

1. Магний является второстепенным петрогенным элементом, содержание его увеличивается с 0,53% MgO в лейкократовых ранних дифференциатах (уртиты) до 1,15% в луявритах II и III интрузивных фаз. Особо выделяются резко обогащенные магнием (3,74%) арфведсонитовые (амфиболовые) луявриты II интрузивной фазы.

2. Подавляющая часть магния пород концентрируется в темноцветных минералах — эгирине и арфведсоните. В силикатах циркония и титана, содержащих Mn и $Fe^{+2}$ (энигматит, эвдиалит, мурманит, лампрофиллит и др.), фиксируются небольшие количества магния, изоморфно замещающего эти элементы. Отношение MgO/MnO закономерно убывает в наиболее поздних по времени образования минералах.

3. В постматматическом и пегматитовом процессах магний не является характерным элементом. Исключением являются литиевые пегматиты, где магний входит в состав литиевых слюд.

4. Для кристаллохимии магния типична шестерная координация в структурах цветных минералов и изоморфизм с Mn и $Fe^{2+}$, а в эгиринах, возможно с $Fe^{3+}$.

## Марганец

Как известно, марганец является второстепенным петрогенным элементом изверженных пород, однако собственные минералы марганца в магматических породах не образуются. Щелочные породы Ловозерского массива не являются исключением в этом смысле. В них имеется ряд марганецсодержащих минералов, а среднее содержание этого элемента в породах массива (0,33% MnO) чрезвычайно высоко,— в 2 раза превышает кларк марганца в изверженных породах и может быть сравнимо лишь с данными по другим ультращелочным горным породам островов Лос и Гренландии.

Содержание марганца в породах массива колеблется от 0,01% в наиболее лейкократовых разностях (уртиты, гидросодалитовые сиениты) до 1,30% в некоторых породах III интрузивной фазы (см. табл. 63). В общем

увеличение содержания MnO соответствует увеличению количества темноцветных минералов. Наиболее резко обогащены марганцем луявриты III интрузивной фазы, содержащие породообразующий эвдиалит и ловозерит, в частности, ловозерит-мурманитовые порфировидные луявриты содержат в среднем 0,98% MnO.

Почти весь марганец пород рассеивается в структурах цветных минералов. Каких-либо данных по содержанию марганца в салических минералах рассматриваемых пород не имеется; фиксация марганца в твердую фазу, вероятно, происходит только на поздних этапах кристаллизации пород. Марганец является спутником двухвалентного железа и замещает его в эгирине, арфведсоните, энигматите и натровых титано- и цирконосиликатах (эвдиалите, мурманите и лампрофиллите). В Ловозерском массиве в породах нижней зоны II интрузивной фазы, а также в контаминированных породах и пегматитах встречается мангано-ильменит, содержащий в среднем около 15% MnO (табл. 65); это наиболее богатый марганцем

Таблица 65

**Содержание марганца в минералах Ловозерского массива, %**

| Минералы | MnO | | Mn | Число анализов | FeO/MnO |
|---|---|---|---|---|---|
| | пределы колебаний | среднее | | | |
| Эгирин | 0,16—0,79 | 0,48 | 0,38 | 12 | 6,1 |
| Арфведсонит | 0,75—1,70 | 1,37 | 1,05 | 8 | 8,5 |
| Энигматит | — | 2,42 | 1,86 | 1 | 13,0 |
| Мангано-ильменит | 13,00—16,05 | 14,59 | 11,24 | 3 | 1,95 |
| Эвдиалит | 1,64—2,50 | 2,11 | 1,63 | 10 | 1,30 |
| Ловенит | 6,00—10,34 | 8,17 | 6,29 | 2 | 0,53 |
| Сейдозерит | — | 4,22 | 3,25 | 1 | 0,25 |
| Мурманит-ломоносовит | 1,00—3,80 | 2,02 | 1,56 | 13 | — |
| Лампрофиллит | 2,61—3,46 | 3,09 | 2,38 | 5 | 1,06 |
| Астрофиллит * | 6,65—6,92 | 6,78 | 5,23 | 2 | 3,5 |
| Куплетскит | 23,60—27,65 | 25,62 | 19,75 | 2 | 0,21 |
| Нептунит | 8,87—12,94 | 10,90 | 8,40 | 2 | 0,38 |
| Ненадкевичит-лабунцовит | 1,08—2,90 | 2,11 | 1,63 | 3 | — |
| Нордит | — | 6,04 | 4,65 | 1 | — |
| Стенструпин | 9,06—17,98 | 13,52 | 10,41 | 2 | — |
| Чинглусуит ** | 11,05—11,86 | 11,45 | 8,82 | 2 | — |
| Мангано-белянкинит ** | 5,26—11,45 | 8,35 | 6,44 | 2 | — |
| Ловозерит | — | 3,46 | 2,66 | 1 | — |
| Герасимовскит | 2,65—7,85 | 5,25 | 4,05 | 2 | — |
| Шизолит ** | — | 23,56 | 18,20 | 1 | — |
| Тайниолит | — | 1,38 | 1,06 | 1 | 1,4 |
| Полилитионит | 0,07—0,20 | 0,12 | 0,09 | 4 | — |
| Мангано-хлорит | — | 41,03 | 31,60 | 1 | — |
| Гентгельвин | — | 10,21 | 7,86 | 1 | 0,59 |

* По данным Э. М. Бонштедт (1931) для Хибинского массива.

** $MnO_2$ пересчитано на MnO.

минерал, встречающийся в изверженных породах. Абсолютные содержания марганца в цветных минералах увеличиваются в ряду пироксены → → амфиболы → силикаты титана и циркония от 0,48% MnO в эгирине до 2—8% в эвдиалите, лампрофиллите и др. Еще более высокие содержания MnO отмечаются в редких щелочных титано-силикатах из пегматитов, вплоть до 25% в куплетските. Е. И. Семенов (1960) обнаружил марганцевые минералы, образующиеся на гидротермальной и гипергенной стадиях формирования пегматитов (ряд гидроокислов марганца, мангано-хлорит и др.).

Помимо увеличения абсолютных содержаний марганца в ходе формирования пород и пегматитов, следует отметить, что отношение FeO/MnO

закономерно убывает от 6—13 в пироксенах и амфиболах, до 0,2—0,4 в редких пегматитовых минералах — куплетските и нептуните [1]. В ловените и сейдозерите, встречающихся в нефелиновых сиенитах и пегматитах I интрузивной фазы, также имеют место высокие абсолютные и относительные (в сравнении с $Fe^{2+}$) концентрации марганца (4—8% MnO при FeO/MnO 0,25—0,53). В этих минералах Е. И. Семенов (1959) обнаружил изоморфное замещение циркония титаном, до того времени неизвестное, причем в ловените, сейдозерите, а также куплетските отмечается корреляция между содержанием марганца, с одной стороны, и титана и циркония — с другой. Показано, что возрастание содержания марганца совпадает с одновременным уменьшением содержания циркония и увеличением содержания титана.

Н. В. Белов (1959б) предположил, что подобное явление может происходить за счет восстановления четырехвалентного титана марганцем по реакции: $Ti^{4+} + Mn^{2+} \rightleftarrows Ti^{3+} + Mn^{3+}(^1/_2Mn^{4+})$. В этом случае при переводе части титана в трехвалентную форму становится возможным изоморфизм $Zr^{4+}$ и $Ti^{3+}$, поскольку величины ионных радиусов достигают близких значений ($Zr^{4+}$ — 0,87Å, $Ti^{3+}$ — 0,83Å). Указанная выше окислительно-восстановительная реакция известна только в весьма кислой среде (Mason, 1949), поэтому такой процесс в магматическом расплаве маловероятен.

Кроме того, корреляция между количеством марганца и титана полностью отсутствует в таком, казалось бы, благоприятном для изоморфизма титана и циркония марганецсодержащем минерале, как эвдиалит. Поэтому допущение особой геохимической роли марганца как восстановителя титана в щелочных магмах нам представляется маловероятным.

Марганец, по-видимому, изоморфно замещает двухвалентное железо (титано- и цирконосиликаты) и магний (Li-слюды, арфведсонит), как правило, в шестерной координации в структурах силикатов. В мангано-ильмените он является ингредиентом гексагональной плотнейшей упаковки. В пегматитовом процессе проявлен также изоморфизм марганца с цинком (в бериллиевом минерале — гентгельвине) и кальцием (в шизолите).

### Выводы

1. Марганец является характерным элементом Ловозерского массива, причем среднее его содержание в породах вдвое превышает кларк марганца в изверженных породах.
2. Наиболее сильно обогащены марганцем меланократовые аттаитовые нефелиновые сиениты с эвдиалитом. В нефелиновых сиенитах II интрузивной фазы с низким отношением $Fe_2O_3/FeO$ присутствуют минералы с очень высоким содержанием марганца (мангано-ильменит, астрофиллит).
3. Большая часть марганца пород связана в темноцветных минералах, а также силикатах циркония и титана.
4. Марганец является спутником закисного железа; роль марганца по отношению к железу увеличивается в позднемагматическую и пегматитовую стадии формирования пород массива.
5. Характерна шестерная координация марганца в структурах силикатов и изоморфизм с $Fe^{2+}$ и Mg, а в пегматитовом процессе — с цинком.

## Железо

Железо является одним из главных породообразующих элементов ловозерских щелочных пород и входит хотя бы в незначительных количествах практически во все минералы.

---

[1] Исключением является астрофиллит (FeO/MnO = 4,0), однако следует иметь в виду, что приводимые цифры относятся к хибинским образцам, а изоморфизм Fe и Mn в ряду куплетскит — астрофиллит развит в весьма широких пределах.

Одной из главных геохимических особенностей железа является его фиксация в минералах наиболее поздних дифференциатов сингенетической и эпигенетической серий пород. По содержанию железа нефелиновые сиениты массива разделяются на группу лейкократовых (среднее содержание $Fe_2O_3$ + FeO 4—6%), куда входят уртиты, фойяиты и содалитовые сиениты, и меланократовых (среднее содержание $Fe_2O_3$ + FeO около 9%), представленных разнообразными луявритами, а также тавитами (табл. 66).

Таблица 66

**Содержание железа в породах Ловозерского массива, %**

| Интрузивный комплекс | Порода | FeO | | $Fe_2O_3$ | | Суммарное содержание Fe | Число анализов |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | пределы колебаний | среднее | пределы колебаний | среднее | | |
| I | Равномернозернистые нефелиновые сиениты | 1,25—1,31 | 1,28 | 1,33—2,15 | 1,74 | 2,22 | 2 |
| | Нефелин-гидросодалитовые сиениты | 1,37—1,47 | 1,42 | 2,42—2,91 | 2,67 | 2,94 | 2 |
| | Пойкилитовые гидросодалитовые сиениты | 0,99—1,91 | 1,45 | 3,05—4,50 | 3,52 | 3,59 | 3 |
| | Метаморфизованные нефелиновые сиениты | 0,97—3,02 | 1,67 | 3,40—8,08 | 4,81 | 4,67 | 5 |
| II | Уртиты | 0,31—4,53 | 1,00 | 2,45—4,86 | 3,87 | 3,49 | 19 |
| | Фойяиты | 0,47—2,07 | 1,20 | 2,45—9,09 | 4,52 | 4,10 | 11 |
| | Эгириновые луявриты | 0,74—3,03 | 1.75 | 4,17—13,20 | 8,11 | 7,04 | 14 |
| | Амфиболовые луявриты | 2,07—5,50 | 4,05 | 2,86—5,99 | 4,75 | 6,48 | 5 |
| III | Эвдиалитовые луявриты | 1,30—2,57 | 1,73 | 5,19—9,38 | 6,90 | 6,18 | 14 |
| | Полевошпатовые порфировидные луявриты | 0,96—1,60 | 1,15 | 4,52—8,86 | 6,92 | 5,74 | 7 |
| | Мурманит-ловозеритовые порфировидные луявриты | 0,83—2,30 | 1,44 | 6,31—9,16 | 7,57 | 6,42 | 7 |
| | Содалитовые сиениты | 0,85—2,35 | 1,22 | 5,18—12,00 | 5,62 | 4,89 | 6 |
| IV | Щелочные лампрофиры | — | 8,28 | — | 4,53 | 9,61 | 1 |

Колебания содержания железа, как и других петрогенных элементов в породах массива, охватывают весьма значительные интервалы.

Среднее отношение $Fe_2O_3/FeO$ во всех типах пород колеблется от 3,3 до 4,4. Исключением являются амфиболовые луявриты, где это отношение понижается до 1.05, а также некоторые уртиты II интрузивной фазы с породообразующими манган-ильменитом и энигматитом (0,95).

Выше было отмечено изменение отношения $Fe_2O_3/FeO$ в вертикальном разрезе пород II интрузивной фазы. Показано, что увеличение кислотности расплава на позднемагматической стадии влияет на окислительно-восстановительные равновесия и приводит к падению отношения $Fe_2O_3/FeO$. Это обусловливает кристаллизацию энигматита, манган-ильменита и увеличение роли арфведсонита по сравнению с эгирином в породах наиболее глубоких горизонтов комплекса.

Формирование обособленных пластов амфиболовых луявритов, наблюдающихся во всем вертикальном разрезе пород комплекса, по-видимому, можно связывать с локальным накоплением кислых минерализаторов, в основном фтора и воды, в анхиэвтектическую стадию. При этих условиях становится понятным падение отношения $Fe_2O_3/FeO$ и преимущественная кристаллизация арфведсонита вместо эгирина.

Железо содержится в составе большинства минералов Ловозерского массива (табл. 67), однако в качестве основного компонента оно входит лишь в пять магматогенных минералов (эгирин, арфведсонит, энигматит, мангано-ильменит, астрофиллит [1]). Кроме того, в гидротермальную и гипергенную стадии образуются сульфиды железа, разнообразные гидроокислы, глинистые минералы, ярозит и др. (Власов и др., 1959).

Таблица 67

**Содержание железа в минералах Ловозерского массива, %**

| Минералы | $Fe_2O_3$ | | Число анализов | FeO | | Число анализов | Суммарное содержание Fe | $\frac{Fe_2O_3}{FeO}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | пределы колебаний | среднее | | пределы колебаний | среднее | | | |
| Нефелин . . . | 0,77—1,79 | 1,28 | 2 | 0,14—0,16 | 0,15 | 2 | 1,02 | 8,5 |
| Нефелин ** . . | 0,98—3,32 | 1,43* | 13 | 0,22—0,36 | 0,27 | 4 | 1,21 | 6,8 |
| Микроклин . . | 0,11—0,71 | 0,29* | 5 | — | — | 5 | 0,20 | — |
| Содалит . . . | 0,17—0,85 | 0,51* | 3 | — | — | 3 | 0,36 | — |
| Натролит . . . | 0,18—0,25 | 0,21* | 3 | — | — | 3 | 0,15 | — |
| Эгирин . . . . | 20,05—25,36 | 22,05 | 20 | 1,31—4,23 | 2,99 | 20 | 17,83 | 7,4 |
| Арфведсонит . . | 5,01—8,61 | 7,45 | 7 | 8,13—13,82 | 11,45 | 7 | 14,16 | 0,65 |
| Энигматит . . | — | 6,28 | 1 | — | 31,50 | 1 | 29,00 | 0,20 |
| Эвдиалит . . . | 0,60—2,80 | 1,18 | 9 | 0,70—4,23 | 2,75 | 10 | 2,97 | 0,43 |
| Мурманит-ломоносовит . . . | 2,24—4,31 | 2,88* | 14 | — | — | 14 | 2,02 | — |
| Лампрофиллит | 0,29—1,36 | 0,70 | 4 | 2,31—5,21 | 3,28 | 5 | 3,05 | 0,21 |
| Рамзаит . . . . | 0,44—0,47 | 0,46 | 2 | 0,40—1,71 | 1,08 | 4 | 1,16 | 0,43 |
| Ловенит . . . . | 0,12—2,29 | 1,21 | 2 | 3,73—4,89 | 4,32 | 2 | 4,21 | 0,28 |
| Сейдозерит . . | — | 2,85 | 1 | — | 1,06 | 1 | 2,82 | 2,7 |
| Куплетскит . . | — | 7,80 | 1 | — | 5,35 | 1 | 9,63 | 1,5 |
| Астрофиллит ** | 2,76—6,66 | 4,71 | 2 | 20,27—26,71 | 23,49 | 2 | 21,64 | 0,20 |
| Нептунит . . . | 1,07—1,70 | 1,38 | 2 | 2,68—5,54 | 4,11 | 2 | 4,18 | 0,33 |
| Лопарит . . . | 0,06—1,26 | 0,46 | 13 | — | — | 13 | 0,32 | — |
| Мангано-ильменит . . . . . | 3,95—5,14 | 4,58 | 3 | 25,76—31,26 | 28,49 | 3 | 25,42 | 0,16 |

* Определена сумма железа в пересчете на $Fe_2O_3$.

** Данные по хибинским образцам: нефелин по А. В. Галахову (1962), астрофиллит по Э. М. Бонштедт (1931).

Отсутствие достаточного количества достоверных определений железа в салических минералах чрезвычайно затрудняет даже приблизительный расчет распределения железа по минералам. По данным А. В. Галахова (1963), хибинские нефелины содержат в среднем 1,43% $Fe_2O_3$ и 0,27% FeO. Постоянная примесь десятых долей процента железа отмечается в составе микроклина, содалита, цеолитов.

Основными минералами-концентраторами железа являются щелочные пироксены и амфиболы. Содержание $Fe_2O_3$ в эгиринах колеблется от 20 до 24% в соответствии с отмеченными выше закономерностями изменения их химического состава в ходе формирования пород массива. Наименьшее содержание $Fe_2O_3$ наблюдается в наименее щелочных пироксенах из луявритов II интрузивной фазы (67,1—77,5% $Ac + Jd$).

Выше было показано, что колебания отношения $Fe_2O_3/FeO$ в породообразующих эгиринах из фойяитов и уртитов II интрузивной фазы можно связывать с увеличением кислотности расплава при формировании пород нижней зоны. Среднее отношение $Fe_2O_3/FeO$ в эгиринах (7,4) в 2 раза превышает ту же цифру для пород. Вероятно, это объясняется тем, что двухвалентное железо преобладает над трехвалентным во всех второстепенных цветных минералах — арфведсоните, энигматите, манган-ильмените. Наиболее распространенные акцессории, содержащие 1—4% $Fe_2O_3$ +

[1] Крайний марганцевый член ряда астрофиллит — куплетскит, содержащий 13% $Fe_2O_3$ + FeO, встречен только в пегматитах.

+ $Fe_2O$ (эвдиалит, лампрофиллит и др.), также имеют весьма низкое отношение $Fe_2O_3/FeO$ (0,2—0,4). Высокий химический потенциал натрия в породах Ловозерского массива определяет минералогические формы нахождения железа в виде эгирина и арфведсонита. Работы И. А. Островского (1957), Г. Югстера (Eugster, 1959), В. Эрнста (Ernst, 1962) показали, что взаимоотношения железистых темноцветных минералов определяются парциальным давлением кислорода в газовой фазе над расплавом. И. А. Островский (1957) установил, что эгирин кристаллизуется лишь при высоком $P_{O_2}$, в то же время в водно-водородной атмосфере ($P_{H_2} = 1/6$; $P_{H_2O} = 5/6$) эгирин замещается косситритом (минерал группы энигматита) и железистым щелочным амфиболом типа арфведсонита.

Экспериментами В. Эрнста (Ernst, 1962) показано, что рибекит $[Na_2Fe_3^{2+}Fe_2^{3+}Si_8O_{22}(OH)_2]$ при магматических температурах неустойчив и не может кристаллизоваться из природных магм, в то время как арфведсонит является типичным минералом щелочных магм. По данным В. Эрнста, температура кристаллизации природных арфведсонитов не ниже 725°, а давление газово-флюидной фазы над расплавом не менее 1000 бар. Примерно те же параметры для арфведсонитов приводит и И. А. Островский (1957). По В. Эрнсту (Ernst, 1962), в ряду твердых растворов рибекит — арфведсонит содержание натрия увеличивается по мере падения $P_{O_2}$ к арфведсонитовым членам ряда при соответствующем уменьшении отношения $Fe_2O_3/FeO$.

Последовательное повышение $P_{O_2}$ в ходе кристаллизации породообразующих минералов в ряду энигматит — арфведсонит — эгирин наблюдалось на примерах щелочных габброидов и сиенитов Сахалина (Yagi, 1953). В породах Ловозерского массива интервалы кристаллизации эгирина и арфведсонита весьма близки, а энигматит может кристаллизоваться и раньше эгирина (фойяиты, уртиты II интрузивной фазы) и позже него (луявриты). По-видимому, в ходе формирования агпаитовых щелочных пород массива имели место колебания $P_{O_2}$. Однако равновесные взаимоотношения эгирина и арфведсонита в большинстве пород, за исключением эгириновых луявритов II фазы интрузии, возможно, свидетельствуют об относительном постоянстве $P_{O_2}$ в газово-флюидной фазе над расплавом. На такую интерпретацию факта сосуществования эгирин-акмита и арфведсонита в агпаитовых щелочных породах указывал Х. Серенсен (Sørensen, 1962).

Преобладание закисной формы железа в цирконо- и титано-силикатах, кристаллизующихся всегда позднее, чем эгирин, возможно, связано с реакцией восстановления $Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$ в обстановке повышающейся кислотности расплава (см. «Кремний»).

Отметим, что кристаллохимическая роль $Fe^{3+}$ резко отлична от роли алюминия. $Fe^{3+}$ не образует комплексных кремнекислородных анионов четверной координации, а входит в структуру эгирина в шестерной координации, если судить по аналогии с мотивом диопсида. Поскольку структура последнего обнаруживает отклонение от типа плотнейшей упаковки, не исключены некоторые отклонения и в координации железа в эгирине. Шестерная координация свойственна и $Fe^{2+}$ в арфведсоните, лампрофиллите, энигматите и манган-ильмените.

Весьма разнообразно проявление изоморфизма железа. Так, в эгирине наблюдается обычный для щелочных пироксенов гетеровалентный изоморфизм $Na^{1+} + Fe^{3+} \rightarrow Ca^{2+} + Mg^{2+}$. В силикатах циркония и титана (эвдиалит, лампрофиллит, ломоносовит) двухвалентное железо изоморфно замещается марганцем, а в арфведсоните — магнием. По данным А. В. Галахова (1962), $Fe^{3+}$ в нефелинах, вероятно, замещает алюминий, т. е. находится в четверной координации. Вопрос о формах вхождения $Fe^{2+}$ и $Fe^{3+}$ в те минералы, где оно является второстепенным компонентом, еще далек от своего разрешения.

### Выводы

1. Наиболее обогащенные железом нефелиновые сиениты (луявриты) образуются на последних этапах кристаллизационной дифференциации.

2. Основная масса железа в пересыщенных натрием щелочных породах массива связана в эгирине и находится в трехвалентной форме.

3. Колебания отношения $Fe_2O_3/FeO$ в породах II интрузивной фазы проявляются в образовании арфведсонитовых луявритов и пород, обогащенных энигматитом и манган-ильменитом, и связаны с локальным увеличением кислотности расплава.

4. Сосуществование эгирина и арфведсонита в большинстве пород Ловозерского массива, возможно, является индикатором относительного постоянства парциального давления кислорода в ходе кристаллизации щелочного расплава.

5. Для железа характерна шестерная координация в структурах темноцветных минералов. Широко распространен изоморфизм железа с магнием, марганцем и алюминием.

## Алюминий

Одной из основных петрохимических особенностей щелочных пород массива является недостаток алюминия по отношению к щелочам. Лишь в некоторых уртитах коэффициент агпаитности понижается до 0,90. В этом случае избыток глинозема компенсируется кальцием, входящим в нефелин

Таблица 68

**Содержание кремнезема и глинозема в породах Ловозерского массива, %**

| Интрузивный комплекс | Порода | $SiO_2$ | | Si | $Al_2O_3$ | | Al | Число анализов |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | пределы колебаний | среднее | | пределы колебаний | среднее | | |
| I | Равномернозернистые нефелиновые сиениты | 54,10—59,48 | 56,79 | 26,68 | 18,23—21,66 | 19,94 | 10,55 | 2 |
| | Нефелин-гидросодалитовые сиениты | 50,83—51,38 | 51,10 | 24,15 | 20,27—20,41 | 20,34 | 10,66 | 2 |
| | Пойкилитовые гидросодалитовые сиениты | 47,72—48,42 | 48,56 | 22,89 | 20,30—21,31 | 21,14 | 11,20 | 3 |
| | Метаморфизованные нефелиновые сиениты | 51,61—54,14 | 52,87 | 24,81 | 17,51—19,96 | 19,58 | 10,39 | 5 |
| II | Уртиты | 38,88—52,77 | 44,77 | 21,15 | 19,83—29,70 | 24,85 | 13,18 | 19 |
| | Фойяиты | 51,55—56,09 | 54,49 | 25,60 | 13,23—25,31 | 18,36 | 9,72 | 11 |
| | Эгириновые луявриты | 46,99—57,98 | 54,57 | 25,68 | 11,61—17,95 | 15,82 | 8,39 | 14 |
| | Амфиболовые луявриты | 50,74—54,46 | 52,93 | 24,86 | 12,87—19,66 | 15,36 | 8,14 | 5 |
| III | Эвдиалитовые луявриты | 48,59—54,68 | 53,21 | 25,00 | 11,30—18,42 | 15,51 | 8,24 | 14 |
| | Полевошпатовые порфировидные луявриты | 52,34—54,78 | 54,31 | 25,49 | 14,83—18,09 | 16,97 | 9,00 | 7 |
| | Мурманит-ловозеритовые порфировидные луявриты | 52,26—54,32 | 53,49 | 25,10 | 11,86—13,22 | 12,45 | 6,60 | 7 |
| | Содалитовые сиениты | 44,84—48,58 | 46,20 | 21,67 | 15,46—21,90 | 21,85 | 11,59 | 6 |
| IV | Щелочные лампрофиры | — | 41,57 | 19,60 | — | 11,77 | 6,24 | 1 |

Таблица 69

**Содержание кремния и алюминия в минералах Ловозерского массива, %**

| Минералы | $SiO_2$ | | Si | Число анализов | $Al_2O_3$ | | Al | Число анализов |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | пределы колебаний | среднее | | | пределы колебаний | среднее | | |
| Нефелин . . . | 43,12—45,17 | 43,60 | 20,49 | 2 | 32,29—32,31 | 32,30 | 17,11 | 2 |
| Микроклин . . | 63,87—65,57 | 64,50 | 30,32 | 6 | 18,38—19,75 | 19,10 | 10,18 | 6 |
| Содалит . . . . | 36,69—37,85 | 37,00 | 17,39 | 4 | 31,08—32,42 | 31,67 | 16,88 | 4 |
| Анальцим . . . | — | 52,47 | 24,62 | 1 | — | 24,77 | 13,14 | 1 |
| Натролит . . . | 47,12—47,45 | 47,20 | 22,20 | 3 | 26,74—27,92 | 27,35 | 14,52 | 3 |
| Эгирин . . . . | 50,76—52,58 | 51,67 | 24,30 | 20 | 0,95—4,22 | 2,54 | 1,35 | 12 |
| Арфведсонит . | 49,66—53,70 | 51,14 | 24,00 | 8 | 2,87—5,80 | 3,91 | 2,08 | 8 |
| Эвдиалит . . . | 47,45—51,23 | 49,55 | 23,30 | 10 | — | — | — | 10 |
| Мурманит-ломоносовит . . . . . | 24,07—32,46 | 29,19 | 13,72 | 14 | 0,10—0,38 | 0,27 | 0,14 | 5 |
| Ламинрофиллит | 29,60—31,76 | 30,90 | 14,52 | 5 | 0,56—0,66 | 0,66 | 0,35 | 2 |
| Ринколит . . . | — | 28,38 | 13,35 | — | — | 1,18 | 0,63 | — |
| Рамзаит . . . . | 33,94—34,25 | 34,00 | 15,99 | 4 | 0,24—0,90 | 0,14 | 0,07 | 3 |
| Лопарит . . . | 0,27—1,56 | 0,57 | 0,27 | 12 | 0,00—0,99 | 0,34 | 0,18 | 7 |
| Апатит . . . . | 0,09—0,39 | 0,16 | 0,08 | 6 | 0,20—0,70 | 0,41 | 0,22 | 5 |
| Мангано-ильменит . . . . . | 0,11—1,24 | 0,51 | 0,24 | 3 | 0,35—0,70 | 0,52 | 0,28 | 2 |

(анортитовая молекула). В агпаитовых щелочных породах содержание глинозема практически полностью отражается характеристикой *a*, где число атомов алюминия отвечает числу атомов щелочей в алюмосиликатах с Si : Al = 1 : 1. Как показано выше, для всех пород Ловозерского массива характерна линейная зависимость между величинами характеристики *a* и насыщенностью кремнекислотой.

Среди пород массива выделяются две группы по содержанию глинозема (табл. 68): высокоглиноземистые уртиты и содалитовые породы (до 30% $Al_2O_3$) и группа нефелиновых сиенитов (11—25% $Al_2O_3$).

Абсолютные содержания $Al_2O_3$ и величины характеристики *a* уменьшаются в ходе дифференциации пород сингенетической и эпигенетической серий в соответствии с агпаитовым порядком кристаллизации от ранних лейкократовых к поздним меланократовым членам серий. Приблизительный расчет распределения $Al_2O_3$ по минералам главных типов нефелиновых сиенитов массива показал, что свыше 95% алюминия пород содержится в полевых шпатах и фельдшпатидах. Даже в меланократовых луявритах на темноцветные минералы приходится немногим более 5% алюминия породы.

В. В. Щербина (1964) отмечает, что в расплавах высокой щелочности образование высокоглиноземистых и бедных $SiO_2$ породообразующих минералов (нефелин, содалит) обусловлено амфотерными свойствами алюминия в четверной координации, выполняющего «кислотную» функцию.

Таким образом, геохимия алюминия на магматическом этапе в основном определена его фиксацией в наиболее ранних минералах — нефелине и микроклине (табл. 69). Интересной особенностью кристаллизации лейкократовых агпаитовых нефелиновых сиенитов (фойяиты II интрузивной фазы) является резкое повышение активности кислых минерализаторов на позднемагматической стадии. Часть алюминия вновь связывается со щелочами в форме Cl и $H_2O$-содержащих фельдшпатидов — анальцима и содалита.

На постмагматической стадии алюминий, высвобождаясь из ранних алюмосиликатов, фиксируется в альбите и вторичных фельдшпатидах (содалит и анальцим II генерации, цеолиты, уссингит). Небольшие количества алюминия (в среднем около 0,5% $Al_2O_3$) отмечаются почти во всех

анализах редких минералов позднемагматической стадии кристаллизации нефелин-сиенитовой магмы. По вопросу о форме вхождения этого алюминия трудно сказать что-либо определенное. Как указывалось выше, алюминий в щелочном расплаве имеет в основном четверную координацию и замещает кремний в структурах щелочных полевых шпатов и фельдшпатидов. В темноцветных минералах большая часть глинозема, очевидно, изоморфно замещает трехвалентное железо в шестерной координации. В арфведсонитах возможен изоморфизм типа $Si^{4+} \rightarrow Al^{3+} + (Na,K)^{1+}$.

### Выводы

1. Главная масса щелочных пород массива недосыщена глиноземом по отношению к щелочам.
2. Свыше 95% глинозема связывается в полевых шпатах и нефелине на первых этапах кристаллизации пород.
3. Роль алюминия в салических минералах (параметр $a$) падает в ходе дифференциации нефелин-сиенитовой магмы в соответствии с агпаитовым типом кристаллизации.
4. При высоком содержании воды и хлора из пересыщенного натрием расплава уже после формирования темноцветных минералов вновь кристаллизуются натровые фельдшпатиды — анальцим и содалит.
5. Для кристаллохимии алюминия характерно его вхождение в алюмосиликаты в четверной координации. Лишь около 5% алюминия пород присутствует в щелочных пироксенах и амфиболах в шестерной координации.

## Кремний

Все щелочные породы Ловозерского массива относятся к недосыщенным кремнеземом ($Q < 0$). Сингенетическая серия пород II интрузивной фазы обнаруживает широкие колебания в содержании кремнекислоты от 38,88% в апатитовых уртитах почти до 58% в наиболее лейкократовых фойяитах. Интервалы колебаний содержания $SiO_2$ во всех главных типах нефелиновых сиенитов перекрывают друг друга, что соответствует постепенным переходам в химическом составе пород комплекса от анхимономинеральных нефелиновых пород до меланократовых луявритов.

По абсолютным содержаниям $SiO_2$ выделяются две группы пород: 1) наиболее бедные $SiO_2$ (40—45%) уртиты и их петрохимические аналоги — содалитовые сиениты; 2) все породы группы нефелиновых сиенитов (нефелиновые сиениты I фазы интрузии, фойяиты и луявриты II и III интрузивных фаз) содержат в среднем около 53% $SiO_2$, значительно различаясь по величине кремнекислотности ($Q$).

Как отмечалось выше, насыщенность кремнекислотой, в соответствии с агпаитовым порядком кристаллизации пород, увеличивается к поздним меланократовым дифференциатам как в сингенетической (уртит — фойяит — луяврит), так и в агпаитовой эпигенетической (II—III фазы) сериях пород. Как было показано выше, во всех щелочных породах массива проявлена линейная зависимость между величиной насыщенности кремнеземом ($Q$) и количеством щелочей в алюмосиликатах ($a$). В соответствии с исследованиями Л. В. Дмитриева (1961) подобная связь может свидетельствовать о преобладающей роли одного типа процесса при формировании пород (в нашем случае — кристаллизационной дифференциации).

Примерный расчет распределения $SiO_2$ по минералам основных типов пород массива показывает, что в фойяитах около 90% $SiO_2$ породы содержится в салических алюмосиликатах (60% — калиевый полевой шпат и 30% — нефелин), а 10% — в темноцветных и редких минералах. В луявритах темноцветные содержат 30—35% $SiO_2$ породы, около 50% $SiO_2$ приходится на микроклин, а 10% — на нефелин.

Отметим, что подавляющая масса кремнезема (90—95%) связывается в

минералах на раннемагматическом этапе. На позднемагматическом этапе вначале происходит формирование силикатов и алюмосиликатов, содержащих около 50% $SiO_2$ (пироксены, амфиболы, эвдиалит, вторичный содалит и др.), а затем бедных кремнекислотой силикатов титана (около 30% $SiO_2$). Из несиликатных минералов в породах массива можно отметить только четыре: манганоильменит, лопарит, апатит и виллиомит, где содержание $SiO_2$ не превышает 1,5% (табл. 69).

Эксперименты О. А. Есина (1947) показали существование в силикатных расплавах подвижных равновесий, выражаемых реакциями типа $2[SiO_4]^{4-} \rightleftarrows [Si_2O_7]^{6-} + O^{2-}$. Если равновесие сдвинуто влево, то можно говорить о влиянии ионов $O^{2-}$ на разрыв Si — O связей в кремнекислородных анионах, а сами ионы $O^{2-}$ будут играть роль основания, согласно теории обобщенных кислот и оснований (Шварцман, Томилин, 1957); отсюда следует, что расплавы высокой основности (щелочности) характеризуются реакциями, приводящими к разрыву Si — O связей в анионных группах, или, иными словами, к деполимеризации кремнекислородных тетраэдров. По мнению В. В. Щербины (1964), повышение основности силикатного расплава способствует переходу $Al^{VI}$ в $Al^{IV}$ и образованию алюмокремнекислородных комплексов, где алюминий играет роль центрального катиона, а $[SiO_4]^{4-}$ — адденда.

Увеличение степени полимеризации кремнекислородных анионов, отражающее по существу процесс связывания ионов $O^{2-}$, может свидетельствовать об увеличении силы поликремневых кислот (Ramberg, 1954). Исходя из этого можно выделить два звена с направленным возрастанием силы поликремневых кислотных радикалов в процессе кристаллизации агпаитовых нефелиновых сиенитов Ловозерского массива:

$$\underset{\text{нефелин}}{[AlSiO_4]^{1-}} \rightarrow \underset{\text{микроклин}}{[AlSi_3O_8]^{1-}} \quad \text{и} \quad \underset{\text{эгирин}}{[Si_2O_6]^{4-}} \rightarrow \underset{\text{арфведсонит}}{[Si_4O_{11}]^{6-}} \rightarrow \underset{\substack{\text{титаноцирконо-}\\\text{силикат}}}{[Si_2O_7]_n^{6-}}.$$

К сожалению, критерии оценки силы поликислотных радикалов не позволяют провести сравнение кислотных свойств кремниевых и алюмокремниевых кислот, поэтому судить об изменении кислотности агпаитового расплава на всех этапах его кристаллизации мы не можем. Тем не менее, приведенная оценка кислотности расплава на основе кристаллохимических (Ramberg, 1954) и химико-минералогических (Щербина, 1963, 1964) соображений позволяет высказать предположение о возрастании кислотности агпаитового щелочного расплава в ходе его кристаллизации.

Типы структурных мотивов силикатов и алюмосиликатов обнаруживают определенную связь с химизмом щелочной магмы. Н. В. Белов (1961) указывает, что условия господства крупных катионов (Na, K, Ca) вынуждают кремнекислородные тетраэдры приспосабливаться к их упаковкам, поэтому диортогруппы $[Si_2O_7]$ становятся основным «структурным кирпичом» главной массы ловозерских титано- и цирконосиликатов.

Как указывалось выше, можно предполагать направленную конденсацию кремнекислородных тетраэдров в позднемагматическую стадию кристаллизации пород. Пироксеновые цепочки сменяются лентами амфиболов, далее — трехмерными каркасными структурами содалита и анальцима и, наконец, структурами с диортогруппами $[Si_2O_7]$ (титано- и цирконосиликаты).

Для геохимии кремния характерен изоморфизм с алюминием и рядом других элементов. Кремний замещается алюминием в четверной координации в фельдшпатидах и полевых шпатах по схеме $Si^{4+} \rightarrow Al^{3+} + {} + Na^{1+}(K^{1+})$. Согласно Н. В. Белову (1950) и В. С. Соболеву (1949), подобная схема замещения присуща и амфиболам в случае, если число катионов в формуле минерала достигает восьми, что характерно для арфведсонитов. Пересчеты химических составов арфведсонита показывают, что

свыше половины алюминия в минерале должно принадлежать $Al^{IV}$, так что указанный тип замещения вполне вероятен.

Незначительные количества $SiO_2$, постоянно присутствующие в апатитах Ловозерского массива, заставляют предполагать изоморфизм кремния с фосфором, а для поздних стадий пегматитового процесса характерны типичные силикофосфаты: карнасуртит, рабдофанит, эриксит, беловит и др.

В пегматитовом процессе тенденция к повышению роли анионов с более сильными кислотными свойствами сохраняется. Еще Л. С. Бородин (1957) отмечал, что в хибинских пегматитах в случае резкого преобладания натрия над калием конечные стадии пегматитообразования характеризуются относительным накоплением кремнезема. Точно так же и в ловозерских пегматитах роль нефелина на ранних стадиях формирования чрезвычайно мала, что неоднократно отмечалось рядом исследователей (Герасимовский, 1939а; Власов и др., 1959), в то время как на поздних стадиях образования пегматитов кристаллизуются литиевые слюды, наиболее обогащенные $SiO_2$.

### Выводы

1. Щелочные породы массива недосыщены кремнекислотой по отношению к $Al_2O_3$ и щелочам.
2. Насыщенность кремнеземом возрастает к поздним дифференциатам сингенетической и эпигенетической серий пород.
3. Наблюдается тенденция к увеличению кислотности расплава в ходе кристаллизации пород, что коррелируется с усилением полимеризации кремнекислородных тетраэдров в кристаллических структурах минералов.
4. Кремний изоморфно замещается алюминием в фельдшпатидах, полевых шпатах и амфиболах.

## Кислород

Кислород — самый распространенный элемент земной коры, где его содержание по объему достигает 91,8%. Ион кислорода является основным простым анионом в кристаллических решетках породообразующих минералов. Высокая прочность связи кислорода с положительно заряженными ионами петрогенных элементов вызывает их совместную миграцию в эндогенных процессах, вследствие чего геохимия кислорода определяется поведением главных породообразующих катионов.

Некоторое увеличение содержания кислорода в ходе дифференциации магматических горных пород (от 42,5% в ультраосновных породах до 48,7% в гранитах) объясняется возрастанием концентрации кремнезема и глинозема, содержащих наибольшее количество кислорода по сравнению с другими породообразующими окислами. Среднее содержание кислорода в породах Ловозерского массива составляет 44,75%.

Наиболее интересными аспектами геохимии кислорода в магматических процессах являются: 1) изменение его структурного положения в решетках минералов и в магматическом расплаве в зависимости от химизма среды; 2) участие в окислительно-восстановительных равновесиях.

Структурное изучение кристаллических силикатов и физико-химические исследования расплавленных силикатных систем показали, что в фазах, сильно обогащенных $SiO_2$, кислород почти полностью находится в виде «мостиков» — Si — O — Si — в высокополимеризованных кремнекислородных и алюмокремнекислородных анионах. С увеличением основности происходит деполимеризация этих анионов, приводящая к росту количества «немостиковых» —Si — O....Me[1] кислородов и свободных ионов $O^{2-}$. В гранитных породах, пересыщенных $SiO_2$, весь кислород связан в прочные высокополимеризованные алюмокислородные комплексы. В щелочных агпаи-

[1] Me—K, Na, Ca, Mg и др.

товых породах, недосыщенных $SiO_2$, кислород входит в состав более слабых комплексов с участием $Ti^{4+}$, $Zr^{4+}$ и других менее электроотрицательных катионов. В результате этого в агпаитовых нефелиновых сиенитах возникают специфические парагенезисы акцессорных минералов (титанаты, титаносиликаты, цирконосиликаты — лопарит, ламирофиллит, эвдиалит и др.). Структурные исследования В. В. Бакакина и Н. В. Белова (1964) показали, что в этих минералах титанатные и цирконатные октаэдры выполняют ту же структурную роль, что и кремнекислородные и алюмокислородные тетраэдры. Это дало авторам основание приписывать Ti и Zr в титано- и цирконосиликатах анионные функции.

Высокая щелочность агпаитовых пород оказывает также существенное влияние на окислительно-восстановительные равновесия. Д. С. Коржинский (1963) показал, что анионы кислорода ($O^{2-}$) в силикатных расплавах играют такую же роль, как ионы гидроксила в водных растворах электролитов. Активность кислорода ($O^{2-}$) в силикатных расплавах может служить мерой его основности. Это связано с изменением структурного положения кислорода с ростом щелочности, выражающимся в увеличении концентрации свободных ионов $O^{2-}$. Базируясь на большом количестве диаграмм плавкости силикатных систем, Д. С. Коржинский пришел к выводу, что повышение основности расплава приводит к увеличению активности всех оснований, в особенности более сильных, и понижению активности кислотных окислов; вследствие этого возрастают коэффициенты активности окислов в низших степенях валентности по сравнению с высоковалентными окислами.

Равновесие закисного и окисного железа определяется константой реакции

$$\underset{\text{расплав}}{FeO} + \underset{\text{газ}}{O_2} = \underset{\text{расплав}}{Fe_2O_3},$$

$$K_1 = \frac{a\,[Fe_2O_3]}{a\,[FeO]\,P_{O_2}},$$

где $a$ — активность; $P$ — давление.

Принимая давление кислорода величиной постоянной, можем записать

$$K_{O_2} = \frac{a\,[Fe_2O_3]}{a\,[FeO]} = \frac{C_1\gamma_1\,[Fe_2O_3]}{C_2\gamma_2\,[FeO]},$$

где $C_1, C_2$ — концентрация FeO и $Fe_2O_3$ в расплаве;

$\gamma_1$, $\gamma_2$ — коэффициенты активности FeO и $Fe_2O_3$.

В щелочных расплавах, согласно Д. С. Коржинскому, величина $\gamma_2$ выше, чем $\gamma_1$. В условиях постоянного давления кислорода при установлении равновесия концентрация окисного железа должна превышать содержание закисного во столько же раз, во сколько отличаются их коэффициенты активности в щелочном расплаве. Приведенные рассуждения верны при допущении о вполне подвижном поведении кислорода в магматическом процессе.

Высокая активность кислорода в агпаитовой магме обусловила наличие эгирина в парагенезисе породообразующих минералов нефелиновых сиенитов. Этот минерал содержит до 28% окиси железа. Увеличение кислотности расплава приводит к росту содержания закисного железа и к смене эгирина амфиболом.

### Выводы

1. Особенности структурного положения кислорода в щелочных породах вызывают появление целого ряда акцессорных минералов, в которых Ti и Zr так же, как и кремний, играют анионную роль.

2. Высокая активность кислорода в агпаитовой магме привела к высокому содержанию окисного железа по сравнению с закисным и появлению эгирина в парагенезисе породообразующих минералов.

## ХАРАКТЕРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

### Литий

Литий в периодической системе Менделеева располагается в подгруппе щелочных металлов первой группы и по химическим свойствам близок к ним, величина же радиуса иона лития ($Li^{1+} = 0{,}68$Å) значительно отличается от величин ионных радиусов других щелочных элементов; она ближе к двухвалентному магнию ($Mg^{2+} = 0{,}74$Å) и железу ($Fe^{2+} = 0{,}80$Å), вследствие чего в минералах литий замещает изоморфно магний и железо. Минералы лития в Ловозерском массиве мало распространены и встречаются в небольших количествах только в пегматитах. Однако среднее содержание лития в породах этого массива выше, чем в среднем составе любого типа горных пород.

Содержание лития определялось методом пламенной фотометрии (аналитик Ю. Б. Холина). Полученный цифровой материал (табл. 70). показывает, что содержание Li в породах далеко не одинаково. Даже в составе средних проб одной и той же породы наблюдаются значительные колебания и они еще более значительны в различных породах. Так, например, среднее содержание лития в амфиболовых луявритах второй интрузивной фазы составляет около $185 \cdot 10^{-4}\%$ Li, в то время как в эгириновых луявритах той же фазы оно не превышает $49 \cdot 10^{-4}\%$.

Несмотря на то, что содержание лития в породах массива значительно колеблется, все же намечается определенная закономерность в его распределении. Наиболее высокая концентрация лития отмечается в среднем составе пород III интрузивной фазы, а наименьшая — в породах I фазы. Это указывает на накопление лития в расплаве к концу магматического процесса формирования массива. Среднее содержание лития в породах I фазы составляет около $30 \cdot 10^{-4}\%$, II — $55 \cdot 10^{-4}\%$, III — $65 \cdot 10^{-4}\%$, а в целом в массиве — $55 \cdot 10^{-4}\%$ Li. В пегматитах массива концентрация лития выше, чем в породах. В пластовом пегматите г. Аллуайв, залегающем среди пород II интрузивной фазы, обнаружено $109 \cdot 10^{-4}\%$ лития, а в пегматитах III фазы — $113 \cdot 10^{-4}\%$ (р. Уэлькуай) и $123 \cdot 10^{-4}\%$ (р. Вавнйок). В некоторых пегматитах, генетически связанных с III интрузивной фазой, появляются даже литиевые минералы — тайниолит и полилитионит.

Сравнительно высокое содержание лития в породах массива — около $55 \cdot 10^{-4}\%$, а по данным К. А. Власова и др. (1959), еще больше — $200 \cdot 10^{-4}\%$ — оказалось неожиданным. Существовало представление, что литий не является характерным элементом для нефелиновых сиенитов Ловозерского массива. Это нашло отражение и в литературе. А. Е. Ферсман (1941) при геохимическом анализе Хибинского и Ловозерского массивов, исходя из очень скудных в то время данных о распространении литиевых минералов, писал: «Характерно почти полное отсутствие лития в щелочных плутонах, кроме ничтожных листочков тайниолита».

Наиболее высокое содержание лития установлено в амфиболовых луявритах ($180 \cdot 10^{-4}\%$ Li), в которых по сравнению с другими породами массива отмечается и максимальная концентрация магния — 2,90% Mg. Одновременно следует отметить, что в наиболее распространенных породах массива II интрузивной фазы имеет место обратная зависимость: в фойяитах магния значительно меньше (0,26—0,48% Mg), чем в луявритах (0,55—0,95% Mg), а лития в фойяитах несколько больше ($46—60 \cdot 10^{-4}\%$ Li) по сравнению с луявритами ($36—59 \cdot 10^{-4}\%$).

Магний-литиевое отношение в породах массива значительно варьирует (табл. 71). Например, в породах II интрузивной фазы оно колеблется от 44 до 206, причем эта величина меньше для лейкократовых пород (уртиты — от 44 до 75, фойяиты — от 57 до 83) и больше — для меланократовых (эгириновые луявриты от 100 до 206, амфиболовый луяврит — 173).

Таблица 70

**Содержание лития в породах Ловозерского массива**

| Номера проб | Породы, местонахождение | Содержание Li, $n \cdot 10^{-4}$% и пределы колебаний |
|---|---|---|
| | *Ловозерский массив* | |
| | Породы I интрузивной фазы | |
| 72, 75, 77 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, г. Пункаруайв | 32 (28—38) |
| 196 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, г. Аллуайв | 37 |
| 431 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, перевал Тавайок | 28 |
| 1521 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, г. Суолуайв | 21 |
| 816 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, р. Муруай | 24 |
| 817 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, сильно измененный, р. Муруай | 23 |
| 68 | Порфировидный нефелиновый сиенит, г. Нинчурт | 28 |
| 183, 185а 188а, 193 | Порфировидный нефелиновый сиенит, г. Аллуайв | 32 (26—37) |
| 69, 139 | Равномернозернистый нефелиновый сиенит, г. Нинчурт | 31 (30—32) |
| 815 | Равномернозернистый нефелиновый сиенит, р. Муруай | 44 |
| 999 | Равномернозернистый нефелиновый сиенит, г. Аллуайв | 22 |
| | Среднее содержание лития в породах первой фазы | 30 |
| | Породы II интрузивной фазы | |
| 262 | Уртит, г. Аллуайв | 78 |
| 268 | Уртит с апатитом, г. Аллуайв | 64 |
| 14б | Ийолит-уртит, г. Карнасурт | 16 |
| С-1 | Уртит, г. Аллуайв | 52 |
| С-33 | То же | 48 |
| С-36 | » » | 42 |
| С-39 | Уртит, г. Аллуайв | 36 |
| | Среднее содержание лития | 47 |
| 26 | Фойяит трахитоидный, г. Карнасурт | 56 |
| 315 | Фойяит трахитоидный, г. Паргуайв | 37 |
| 980 | Фойяит трахитоидный, г. Аллуайв | 42 |
| 143 | Фойяит, г. Карнасурт | 41 |
| 144 | Фойяит с виллиомитом, г. Карнасурт | 83 |
| С-2 | Фойяит, г. Аллуайв | 60 |
| С-5 | То же | 60 |
| С-34 | » » | 46 |
| С-37 | » » | 47 |
| | Среднее содержание лития | 53 |
| 26, 28 | Луяврит, г. Карнасурт | 48 (37—60) |
| 264 | Луяврит, г. Аллуайв | 44 |
| 386 | Луяврит, г. Паргуайв | 41 |
| С-3 | Луяврит, г. Аллуайв | 55 |
| С-31 | То же | 59 |
| С-35 | » » | 36 |
| С-38 | » » | 47 |
| | Среднее содержание лития | 55 |

Таблица 70 (продолжение)

| Номера проб | Породы, местонахождение | Содержание Li, $n \cdot 10^{-4}$% и пределы колебаний |
|---|---|---|
| 8 | Амфиболовый луяврит, г. Карнасурт | 236 |
| 124 | Амфиболовый луяврит, г. Аллуайв | 274 |
| 335 | Амфиболовый луяврит, г. Паргуайв | 152 |
| С-4 | Амфиболовый луяврит, г. Аллуайв | 170 |
| | Среднее содержание | 185 |
| С-9 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, разные участки массива | 37 |
| | Среднее содержание лития в породах II фазы | 54 |
| | **Породы III интрузивной фазы** | |
| XXV | Эвдиалитовый луяврит, г. Куамдеспахк | 83 |
| 160 | Эвдиалитовый луяврит, г. Аллуайв | 51 |
| 245 | Эвдиалитовый луяврит г. Аллуайв | 118 |
| 846 | Эвдиалитовый луяврит с лампрофиллитом, г. Лепхе-Нельме | 123 |
| 2670 | Эвдиалитовый луяврит, г. Флора | 111 |
| С-7 | Эвдиалитовый мезократовый луяврит (разные участки массива) | 80 |
| С-6 | Эвдиалитовый лейкократовый луяврит (разные участки массива) | 45 |
| | Среднее содержание лития | 68 |
| 246 | Порфировидный ювит, г. Аллуайв | 28 |
| С-10 | Порфировидный луяврит, разные участки массива | 23 |
| XXI | Порфировидный луяврит с мурманитом, г. Флора | 56 |
| 106 | Порфировидный луяврит с ловозеритом, г. Вавибед | 210 |
| 263 | Порфировидный луяврит с ловозеритом, г. Карнасурт | 200 |
| С-11 | Порфировидный луяврит с ловозеритом, различные участки массива | 67 |
| | Среднее содержание лития | 67 |
| 92 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, р. Уэлькуай | 115 |
| 141 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, р. Чинглусуай | 82 |
| 266 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, р. Тулбньюнуай | 65 |
| 742 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, г. Киткньюн | 37 |
| 430 | Тавит, перевал Тавайок | 33 |
| С-8 | Пойкилитовый содалитовый сиенит и тавит, различные участки массива | 45 |
| | Среднее содержание лития | 45 |
| 850 | Сфен-амфиболовый йолит-мельтейгит, р. Суолуай | 64 |
| | Среднее содержание лития в породах III фазы | 65 |

Таблица 70 (окончание)

| Номера проб | Породы, местонахождение | Содержание Li, $n \cdot 10^{-4}$% и пределы колебаний |
|---|---|---|
| | **Породы IV интрузивной фазы** | |
| 6155 | Тингуаит, г. Паргуайв | 28 |
| 325 | Щелочной лампрофир, г. Паргуайв | 55 |
| 1393 | Щелочной лампрофир, г. Карнасурт | 42 |
| | Среднее содержание лития | 42 |
| 1400 | Пегматит (II интрузивная фаза), г. Аллуайв | 109 |
| 7860 | Пегматит (III фаза), р. Уэлькуай | 123 |
| 7861 | Эвдиалитовый луяврит (вмещающая порода), р. Уэлькуай | 108 |
| 7857 | Пегматит (III фаза), р. Вавнйок | 113 |
| 7859 | Эвдиалитовый луяврит (вмещающая порода), р. Вавнйок | 103 |
| | Среднее содержание лития в породах Ловозерского массива | 55 |
| | *Вмещающие породы Ловозерского массива* | |
| 6657, 6659 | Фонолит-порфир, г. Нинчурт | 40 (33—47) |
| 7271 | Ромбен-порфир, г. Нинчурт | 35 |
| 7340 | Ромбен-порфир, г. Куамдеспахк | 34 |
| 6606 | Авгит-порфирит, г. Аллуайв | 13 |
| 6702 | Пикрит-порфирит, м. Кеснерк | 22 |
| 6662 | Слоистый туф, г. Нинчурт | 25 |
| 6672 | Слоистый туф, г. Куамдеспахк | 16 |
| 7344 | Туфосланец, г. Куамдеспахк | 37 |
| 6577 | Биотитовый гнейс, г. Аллуайв | 13 |

Существенные колебания магний-литиевого отношения для пород II (от 44 до 206) и III (от 76 до 187) интрузивных фаз показывают, что закономерности распределения лития в породах массива не определяются только геохимической историей магния.

Известно, что закономерности распределения магния и лития в общем ряду дифференциации пород резко различны. Концентрация магния в ряду ультраосновные — основные — кислые породы уменьшается, тогда как для лития она увеличивается. По данным А. П. Виноградова (1962б), содержание магния и лития в этих породах таково: ультраосновные $259\,000 \cdot 10^{-4}$% Mg, $0{,}5 \cdot 10^{-4}$% Li, основные — $45\,000 \cdot 10^{-4}$% Mg, $15 \cdot 10^{-4}$% Li, кислые — $5\,600 \cdot 10^{-4}$% Mg, $40 \cdot 10^{-4}$% Li. Величины магний-литиевого отношения для этих пород соответственно равны 51 800, 3 000 и 140.

В породах Ловозерского массива распределение лития вероятно коррелируется с содержанием фтора и с главными петрохимическими параметрами, характеризующими эти породы. Самое высокое содержание лития в породах II интрузивной фазы установлено в амфиболовом луяврите ($170 \cdot 10^{-4}$% Li), в этой же породе отмечается и максимальная концентрация фтора (0,78% F).

На тесную ассоциацию лития с натрием и фтором в природных процессах акцентировалось внимание неоднократно рядом исследователей: А. Е. Ферсманом (1939), Н. И. Гинзбургом (1957) и др.

О формах нахождения лития в породах массива. Минералы лития в породах массива, за исключением пегматитов, не установлены. В пегматитах они встречаются редко и обычно в малых количест-

Таблица 71

**Магний-литиевое отношение в породах массива**

| Номера проб | Породы | Содержание | | | Mg/Li |
|---|---|---|---|---|---|
| | | Li, $n \cdot 10^{-4}$% | Mg, % | F, %* | |
| С-1 | Уртит | 52 | 0,23 | 0,15 | 44 |
| С-36 | То же | 42 | 0,27 | | 64 |
| С-39 | Уртит и ювит | 36 | 0,27 | 0,17 | 75 |
| С-2 | Фойяит | 60 | 0,47 | 0,14 | 78 |
| С-5 | То же | 60 | 0,41 | 0,25 | 68 |
| С-34 | » » | 46 | 0,26 | 0,26 | 57 |
| С-37 | » » | 47 | 0,39 | — | 83 |
| С-3 | Луяврит (эгириновый) | 57 | 0,55 | 0,19 | 100 |
| С-31 | То же | 59 | 0,70 | 0,17 | 118 |
| С-35 | » » | 36 | 0,74 | 0,12 | 206 |
| С-38 | » » | 47 | 0,95 | 0,24 | 202 |
| С-4 | Амфиболовый луяврит | 170 | 2,94 | 0,78 | 173 |
| С-6 | Эвдиалитовый луяврит (лейкократовый) | 45 | 0,59 | 0,14 | 131 |
| С-7 | Эвдиалитовый луяврит (мезократовый) | 80 | 0,75 | 0,16 | 94 |
| С-10 | Порфировидный луяврит | 23 | 0,43 | 0,15 | 187 |
| С-11 | Порфировидный луяврит с ловозеритом | 67 | 0,51 | 0,10 | 76 |
| С-8 | Пойкилитовый содалитовый сиенит | 45 | 0,44 | 0,106 | 98 |
| 1400 | Пегматит | 109 | 0,52 | — | 48 |
| 7860 | То же | 123 | 0,83 | — | 68 |
| 7857 | » » | 113 | 0,55 | — | 49 |

* Аналитик А. М. Тузова.

вах. Из литиевых минералов в пегматитах установлены тайниолит и полилитионит. Претерпевая изменения, тайниолит переходит в гидротайниолит, а полилитионит — в гидрополилитионит.

Среди главнейших минералов пород и пегматитов наиболее высокое содержание лития (табл. 72) установлено в арфведсоните (0,308%), значительно меньшее — в эгирине (0,0438%), эвдиалите (0,0064—0,0128%), лампрофиллите (0,0092—0,0386%), мурманите (0,0037—0,0198%), мало — в содалите (0,0031) и очень мало — в нефелине (0,00013—0,0017%) и K-Na полевом шпате (0,0003%). Приведенные выше данные позволяют заключить, что основная масса лития в породах массива связана не с лейкократовыми минералами, а с темноцветными — арфведсонитом и эгирином.

Самая высокая концентрация лития в массиве оказалась в минералах, содержащих много магния,— в арфведсоните и биотите. Принято считать, что в них литий ($Li^{1+} = 0{,}68$ Å) изоморфно замещает магний ($Mg^{2+} = 0{,}74$Å) по схеме $Li^{1+} + Al^{3+} \rightarrow 2Mg^{2+}$. В составе арфведсонита из Ловозерского массива имеется около 4,2—5,60% Mg и до 3,10% Al. Нахождение лития в эгирине, вероятно, тоже обусловлено изоморфным замещением магния, а может быть, и двухвалентного железа ($Fe^{2+} = 0{,}80$Å). В ловозерских эгиринах кроме двухвалентного железа всегда имеются магний (0,40—1,44% Mg), а также и алюминий (0,32—1,05% Al).

Таблица 72

**Содержание лития в минералах Ловозерского массива**

| Минерал, вмещающая порода | Li, $n \cdot 10^{-4}$% | Источник |
|---|---|---|
| Тайниолит, пегматит | 14 800 | Аналитик Шумилов И. И. |
| То же | 11 200 | Е. И. Семенов (1958) |
| Полилитионит, пегматит | 16 800—28 700 | К. А. Власов и др. (1959) |
| То же | 28 000 | Аналитик Холина Ю. Б. |
| Нептунит, пегматит | 4600 | То же |
| Арфведсонит, различные породы | 2470—3760 (среднее 308) | » » |
| Эгирин, различные породы | 166—850 (среднее 438) | » » |
| Нефелин, различные породы | 1,3—17 (среднее 6) | » » |
| Биотит, пойкилитовый гидросодалитовый сиенит | 740 | » » |
| Эвдиалит, эвдиалитовый луяврит | 97 | » » |
| Эвдиалит, фойяит | 64 | » » |
| Эвдиалит, пегматит | 128 | » » |
| Лампрофиллит, пегматит | 92—386 | » » |
| Мурманит, пегматит | 37—198 | » » |
| Содалит, пегматит | 31 | » » |
| K-Na полевой шпат, пегматит | 3 | » » |
| Сподиофиллит, пегматит | 2140 | Е. И. Семенов (1958) |
| Ферригаллуазит, пегматит | 217 | То же |
| Лабунцовит, пегматит | 216 | » » |
| Куплетскит, пегматит | 442 | » » |
| Чкаловит, пегматит | 18 | » » |
| Анальцим, пегматит | 9 | » » |
| Криптомелан, пегматит | 1890 | » » |

Кроме арфведсонита и эгирина, литий в Ловозерском массиве обнаружен в цирконо- и титаносиликатах, эвдиалите, лампрофиллите, мурманите, нептуните и др. В них литий также, видимо, изоморфно замещает магний и двухвалентное железо.

Для лития в минералах Ловозерского массива характерна ассоциация с щелочными элементами (Na, K) и фтором. Последний имеется в составе тайниолита, полилитионита, лампрофиллита, арфведсонита и др. Наиболее высокая концентрация лития и одновременно фтора установлена в тайниолите и полилитионите — минералах, формирующихся в конце пегматитового процесса минералообразования.

Характер вхождения лития в лейкократовые минералы (полевые шпаты, нефелин, содалит) пока неясен. В. М. Гольдшмидт (Гольдшмидт, Берман, Гутман и Петерс, 1938; Гольдшмидт, Бауэр и Витте, 1938) делает предположение, что литий в нефелине изоморфно замещает натрий. Допустимо и другое объяснение: литий в этих минералах находится в рассеянном состоянии (в дефектах кристаллических структур минералов, сорбирован на поверхности кристаллов и зерен, растворен в составе жидких включений и др.).

Имеются немногочисленные данные о содержании лития и формах его нахождения в контактных породах массива (Тихоненкова, Тихоненков, 1962). Они показывают, что концентрация лития в контактных породах ниже ($31—35 \cdot 10^{-4}$% Li), чем в нефелиновых сиенитах массива ($55 \cdot$

$\cdot 10^{-4}$% Li), и колеблется очень значительно (0—70 $\cdot 10^{-4}$% Li), особенно в послемагматических породах, образующихся в результате метасоматического процесса.

В самых молодых породах, образующихся в результате этого процесса,— альбититах — литий не обнаружен. В фенитах и олигоклазитах, по мнению тех же исследователей, литий связан с темноцветными минералами — биотитом и арфведсонитом, а в микроклинитах — с литиевым минералом — полилитионитом.

### Выводы

1. Литий является характерным элементом Ловозерского массива. Среднее содержание его в породах массива больше, чем в среднем составе любого типа магматических пород.

2. Основная масса лития в массиве связана с темноцветными породообразующими минералами (арфведсонитом и эгирином), в которых он изоморфно замещает магний и двухвалентное железо.

3. Для лития в минералах характерна ассоциация с магнием, железом, натрием и фтором.

4. Закономерности распределения лития в породах определяются не только геохимической историей магния, а также и ряда других элементов — железа, натрия и фтора.

5. К концу магматического процесса происходит накопление лития: породы III интрузивной фазы богаче литием, чем породы II и I фаз.

## Рубидий

Близость химических свойств рубидия и калия (табл. 73) обусловливает общность их геохимической истории.

Таблица 73

**Некоторые химические константы калия и рубидия**

| | Радиус иона | Потенциал ионизации | Электроотрицательность |
|---|---|---|---|
| Калий | 1,33Å | 4,32 *в* | 0,8 |
| Рубидий | 1,49Å | 4,19 *в* | 0,8 |

Рубидий является типичным рассеянным элементом земной коры, он не образует собственных минеральных видов и концентрируется в минералах калия, являясь его изоморфным спутником. Многочисленные исследования по геохимии рубидия в магматическом процессе на примере известково-щелочных серий (Ahrens, 1952; Horstman, 1957; Таусон, 1961 и др.) выявили ряд закономерностей:

1) содержание Rb закономерно увеличивается от основных пород к кислым;

2) при рассмотрении генетически связаных серий горных пород известково-щелочного ряда показано заметное обогащение рубидием наиболее поздних дифференциатов;

3) большинство исследователей считает, что для гранитоидного ряда следует принять постоянство отношения K/Rb для каждой отдельно взятой генетической серии пород.

Щелочные генетически связанные серии горных пород обнаруживают в общем те же закономерности поведения рубидия (связь с калием и пр.), однако характеризуются рядом специфических особенностей (Ноккольдс, Аллен, 1958; Злобин, Лебедев, 1960; Таусон, 1961; Butler, и др., 1962).

1. Содержание рубидия в ходе эволюции магматического очага может оставаться постоянным, но нередко в наиболее поздних дифференциатах отмечается его накопление. Имеются примеры и обратной картины: в поздних дифференциатах содержание рубидия падает.

2. Отношение K/Rb для ряда серий пород практически неизменно, однако отмечается как увеличение, так и падение K/Rb в наиболее поздних дифференциатах.

3. Колебания содержания Rb и K/Rb прежде всего связаны с геохимическими особенностями петрографических провинций. Одни и те же петрохимические типы пород, принадлежащие к разным провинциям, обнаруживают резко различные значения K/Rb и содержания рубидия.

До проведения исследований по геохимии Ловозерского массива (Герасимовский, Лебедев, 1959; Волков, Савинова, 1959, 1961) данные по содержанию редких щелочей в агпаитовых нефелиновых сиенитах отсутствовали. При исследовании щелочных пород Ловозерского массива было отобрано свыше 100 проб горных пород, для которых выполнены определения калия и рубидия. Большинство анализов пород и минералов на калий и рубидий выполнено Е. Н. Савиновой по известным спектрографическим методикам (Королев, Вайнштейн, 1958), а часть — В. И. Лебедевым и Ю. Б. Холиной методом пламенной фотометрии (Вайнштейн, Лебедев, 1961) [1].

Данные по распределению рубидия в нефелиновых сиенитах отдельных интрузивных фаз Ловозерского массива представлены в табл. 74.

Содержание рубидия в нефелиновых сиенитах I интрузивной фазы колеблется от 105 до $250 \cdot 10^{-4}$%. Несмотря на существенные различия структуры и состава пород I фазы, содержание рубидия в основной массе образцов колеблется в пределах $120—160 \cdot 10^{-4}$%, а среднее содержание Rb составляет $150 \cdot 10^{-4}$% при K/Rb = 260. Нефелиновые сиениты I фазы обязаны своим происхождением различным процессам (магматизм чистой линии, метасоматоз), однако это не отражается на абсолютных содержаниях рубидия в породах. Отношение K/Rb в породах I комплекса остается практически неизменным.

Нефелиновые сиениты II интрузивной фазы обнаруживают достаточно сложную картину распределения рубидия по отдельным разновидностям пород.

Уртиты и ювиты содержат от 140 до $300 \cdot 10^{-4}$% Rb при K/Rb от 155 до 270. Можно выделить две группы образцов: с низкими ($140—200 \cdot 10^{-4}$%) и высокими ($230—300 \cdot 10^{-4}$%) содержаниями Rb, соответственно для первых характерны высокие (>200), а для вторых низкие (150—170) отношения K/Rb.

Подобные закономерности распределения рубидия, по-видимому, связаны с наличием двух морфологических типов нефелина, содержащих различное количество рубидия. Среднее содержание Rb в уртитах составляет $190 \cdot 10^{-4}$% Rb, а K/Rb = 200.

Фойяиты отличаются наиболее высоким содержанием рубидия от 170 до $340 \cdot 10^{-4}$% при K/Rb от 135 до 290. Подавляющее большинство значений содержания Rb приходится на интервал $240—310 \cdot 10^{-4}$%, а K/Rb 170—200. Колебания в соотношении салических минералов практически не отражаются на валовом содержании рубидия, несмотря на то, что минералогический состав пород этой группы достаточно изменчив. Как показано ниже, содержания рубидия в нефелинах и калишпатах фойяитов представлены достаточно близкими величинами. Среднее содержание рубидия в фойяитах составляет $260 \cdot 10^{-4}$%, а K/Rb = 180.

---

[1] Точность спектрального и фотометрического определений составляет 5—7%; сопоставление аналитических данных для одних и тех же образцов, полученных обоими методами, дает среднюю относительную ошибку ±9%.

Таблица 74

**Среднее содержание калия и рубидия в породах Ловозерского щелочного массива**

| Фаза интрузии | Породы | Число анализов | K, % | Rb·10⁻⁴% | K/Rb |
|---|---|---|---|---|---|
| I | Равномернозернистые нефелиновые сиениты, нефелин-гидросодалитовые и пойкилитовые гидросодалитовые сиениты; метаморфизованные нефелиновые сиениты . . | 18 | 3,9 | 150 | 260 |
| II | Луявриты эгириновые | 20 | 4,1 | 200 | 200 |
| | Фойяиты . . . . . | 13 | 4,7 | 260 | 180 |
| | Уртиты . . . . . | 12 | 3,8 | 190 | 200 |
| | Луявриты амфиболовые . . . . . | 7 | 4,0 | 170 | 235 |
| | Пойкилитовые содалитовые сиениты . . . | 3 | 2,6 | 90 | 290 |
| | Среднее | 55 | 4,3 | 225 | 190 |
| III | Луявриты эвдиалитовые . . . . . | 16 | 4,15 | 230 | 180 |
| | Луявриты порфировидные . . . . . | 5 | 4.25 | 270 | 160 |
| | Ювиты порфировидные . . . . . | 1 | 3,65 | 150 | 240 |
| | Среднее | 22 | 4,15 | 230 | 180 |
| | Пойкилитовые содалитовые сиениты и тавиты . . . . . | 4 | 3,05 | 155 | 195 |
| IV | Щелочные лампрофиры . . . . . | 2 | 0,8 | 80 | 100 |
| | Среднее в массиве . . | 101 | 4,25 | 220 | 185 |

Изучение распределения рубидия в эгириновых луявритах указывает на зависимость валового содержания рубидия от количественного взаимоотношения фемпческих и салпческих минералов в породах. Содержание Rb колеблется от 100 до $310 \cdot 10^{-4}$%, причем максимальное обогащение рубидием приурочено к лейкократовым разновидностям луявритов. Отношение K/Rb колеблется от 150 до 365. Среднее содержание Rb в эгириновых луявритах составляет $200 \cdot 10^{-4}$% при K/Rb = 200.

Амфиболовые луявриты обнаруживают довольно низкие содержания рубидия от $150 \cdot 10^{-4}$% до $190 \cdot 10^{-4}$%, а K/Rb соответственно повышается (210—270). По-видимому, это обусловлено тем, что почти все амфиболовые луявриты являются меланократовыми породами, а в амфиболы и пироксены рубидий входит в очень небольших количествах. Среднее содержание Rb в амфиболовых луявритах наиболее низкое среди всех пород II интрузивной фазы ($170 \cdot 10^{-4}$%, K/Rb = 235).

Были исследованы пойкилитовые содалитовые сиениты, пространственно связанные с нефелиновыми сиенитами II интрузивной фазы. Рубидий

в них содержится в небольшом количестве ($60—120 \cdot 10^{-4}\%$) отношение K/Rb высокое (240—425). Среднее содержание рубидия в пойкилитовых содалитовых сиенитах составляет $90 \cdot 10^{-4}$ K/Rb = 290.

Известно, что содержания химических элементов в горных породах являются переменными случайными величинами, которые подчиняются законам теории вероятностей (Родионов, 1961а, б). Поэтому для оценки закономерностей их распределения были применены методы математической статистики. Как содержания рубидия, так и калия в породах II интрузивной фазы (43 анализа) распределены по логарифмически-нормальному закону.

Проверка гипотезы логнормального распределения осуществлена методом моментов (Крамер, 1948), а результаты проверки представлены в табл. 75.

Таблица 75

**Проверка закона распределения K и Rb в породах II интрузивной фазы**

| Элемент | Число анализов | Дисперсия логарифмов, $S^2$ | Коэффициент асимметрии, $\gamma_1$ | Эксцесс, $\gamma_2$ | $\frac{\gamma_1}{\sigma\gamma_1}$ | $\frac{\gamma_2}{\sigma\gamma_2}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Калий . . . | 43 | 0,00312 | —0,2 | —1,4 | 0,54 | —1,47 |
| Рубидий . . | 43 | 0,0162 | 0,43 | 0,33 | 1,15 | 0,05 |

Эвдиалитовые и порфировидные луявриты III интрузивной фазы не обнаруживают существенных отличий распределения рубидия по сравнению с щелочными породами II интрузивной фазы. Содержание рубидия, равно как и отношение K/Rb, колеблется примерно в 2 раза ($150—340 \cdot 10^{-4}\%$ Rb при K/Rb от 130 до 260) в зависимости от содержания цветных компонентов. Средние данные по содержанию рубидия и K/Rb в породах III фазы почти совпадают с цифрами по II интрузивной фазе. Количество рубидия составляет $230 \cdot 10^{-4}\%$ (во II интрузивной фазе $225 \cdot 10^{-4}\%$), а K/Rb = 180 (II фаза — 190).

Пойкилитовые содалитовые сиениты III интрузивной фазы отличаются по характеру распределения рубидия от своих аналогов во II интрузивной фазе. Они содержат большие количества Rb ($130—175 \cdot 10^{-4}\%$) при более низком K/Rb (170—240). Средние значения составляют $155 \cdot 10^{-4}\%$ и K/Rb = 195, что более чем в 1,5 раза отличается от цифр по содалитовым сиенитам II фазы интрузии. Имея в виду почти полную тождественность минерального состава, можно говорить, что содалитсодержащие дериваты разновозрастных комплексов массива обнаруживают различия в геохимии рубидия. Это позволяет более уверенно говорить о разновозрастности содалитовых пород Ловозерского массива, которая была обоснована с помощью геолого-петрографических критериев А. И. Поляковым и Е. В. Костецкой (1965).

Дайковая серия пород Ловозерского массива резко обеднена рубидием (среднее по двум пробам $80 \cdot 10^{-4}\%$), а отношение K/Rb сильно колеблется (75 и 180). Эти цифры находятся в пределах значений, отмеченных для щелочных габброидов (Ноккольдс, Аллен, 1958).

Единичные определения рубидия в калиевых полевых шпатах и нефелине из пегматитов (табл. 76) не позволяют сделать вывода о преимущественном накоплении рубидия в главных минералах щелочных пегматитов. В пегматитовом процессе, по данным Е. И. Семенова (1960), отмечается обычная для рубидия ассоциация с литием и калием в слюдах (сподиофиллит, литиевые слюды, мусковит) и поздних калийсодержащих титаносиликатах (нептунит, куплетскит, лабунцовит). Наиболее высокое содержание рубидия (0,34% Rb, K/Rb = 15) найдено в куплетските; порядок

Таблица 76

**Содержание K и Rb в породообразующих минералах щелочных пород Ловозерского массива, %**

| Порода | Число анализов | K | Rb·10⁻⁴ | K/Rb | Аналитик | Источник |
|---|---|---|---|---|---|---|
| *Нефелины* | | | | | | |
| Нефелиновый сиенит (I фаза интрузии) | 1 | 3,4 | 160 | 210 | Е. Н. Савинова | По материалам В. П. Волкова |
| Уртиты * (II фаза интрузии) | 11 | 3,5 | 260 | 135 | То же | То же |
| То же (II фаза интрузии) | 11 | 3,7 | 365 | 100 | » » | » » |
| Фойяиты (II фаза интрузии) | 6 | 4,7 | 280 | 170 | » » | » » |
| Луявриты эгириновые (II фаза интрузии) | 6 | 4,6 | 300 | 150 | » » | » » |
| Эвдиалитовый луяврит (III фаза интрузии) | 1 | — | 470 | — | » » | » » |
| Пегматит | 3 | 3,7 | 480 | 80 | » » | » » |
| То же | 1 | 5,08 | 90 | 560 | А. Г. Исаева | Е. И. Семенов (1960) |
| K-Na *полевые шпаты* | | | | | | |
| Фойяиты (II фаза интрузии) | 8 | 9,05 | 480 | 190 | В. И. Лебедев | По материалам В. П. Волкова |
| Луявриты эгириновые (II фаза интрузии) | 6 | 9,08 | 410 | 220 | То же | То же |
| Эвдиалитовый луяврит (III фаза интрузии) | 1 | 8,46 | 470 | 180 | » » | » » |
| Пегматит | 1 | 11,33 | 670 | 170 | А. Г. Исаева | Е. И. Семенов (1960) |
| *Эгирины* | | | | | | |
| Уртиты (II фаза интрузии) | 2 | 0,42 | 25 | 170 | Ю. Б. Холина | По материалам В. П. Волкова |
| Фойяиты (II фаза интрузии) | 3 | 0,72 | 25 | 290 | То же | То же |
| Луявриты эгириновые (II фаза интрузии) | 3 | 0,38 | 15 | 250 | » » | « » |
| *Арфведсониты* | | | | | | |
| Луявриты амфиболовые (II фаза интрузии) | 3 | 1,39 | 25 | 550 | » » | » » |
| Сфен-амфиболовый йолит-мельтейгит | 1 | 1,44 | 80 | 180 | » » | » » |

* Нефелины зональные, свободные от включений.

содержаний рубидия и значение K/Rb в остальных минералах совпадает с цифрами для породообразующих нефелинов и полевых шпатов (300—500 · $10^{-4}$ % Rb при K/Rb от 150 до 250).

Для выявления закона распределения K и Rb в породах всего массива (78 анализов) применен метод моментов, а данные статистической оценки сведены в табл. 77.

Некоторое отклонение распределения логарифмов содержаний калия и рубидия от теоретического нормального распределения связано, по-видимому, с тем, что в данной выборке учтены содержания рубидия и калия в породах I и III интрузивных фаз, в которых распределение этих элементов отличается от пород II интрузивной фазы (отличаются как средние содержания, так и дисперсии).

Для точной оценки характера связи между калием и рубидием в породах Ловозерского массива вычислен выборочный коэффициент корреля-

Таблица 77

**Проверка закона распределения K и Rb в породах Ловозерского массива**

| Элемент | Число анализов | Дисперсия логарифмов, $S^2$ | Коэффициент асимметрии, $\gamma_1$ | Эксцесс, $\gamma_2$ | $\frac{\gamma_1}{\sigma\gamma_1}$ | $\frac{\gamma_1}{\sigma\gamma_2}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Калий . . . | 78 | 0,0047 | —0,8 | 1,0 | 2,88 | 1,80 |
| Рубидий . . | 78 | 0,0208 | —0,6 | 0,75 | 2,04 | 1,35 |

ции ($r$). Величина $r_{K/Rb} = 0{,}62$ при 78 степенях свободы для 5%-ного уровня значимости намного превышает доверительные границы (0,22). Это позволяет считать величину истинного коэффициента корреляции значимо отличающейся от нуля. Поэтому можно уверено говорить о наличии связи между калием и рубидием в породах Ловозерского массива.

Нами были отобраны мономинеральные фракции породообразующих минералов из двух наиболее типичных пород Ловозерского массива — фойяита и луяврита II интрузивной фазы. Аналитические данные получены методом пламенной фотометрии и сведены в табл. 78. Общая закономерность распределения рубидия по минералам агпаитовых нефелиновых сиенитов Ловозерского массива та же, что и в других типах магматических пород: рубидий концентрируется в калиевых минералах. Проведенные мономинеральные балансы обнаруживают, что минералами-концентраторами рубидия в фойяитах и луяврите являются калиевый полевой шпат и нефелин, содержащие значительное количество рубидия. Минералом-носителем (термин Л. В. Таусона) является калиевый полевой шпат, подобно тому, как это отмечалось (Злобин, Лебедев, 1960; Таусон, 1961) для

Таблица 78

**Распределение рубидия по минералам щелочных пород II интрузивной фазы ***

| Минерал | Содержание минерала, вес. % | Содержание K в минерале, % | Содержание Rb в минерале, $n\cdot10^{-4}$ % | K/Rb | Количество Rb породы, приходящееся на минерал | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | в $n\cdot10^{-4}$% | в вес. % (определенное в породе — 100%) |
| Обр. 2719—21. Фойяит ($260\cdot10^{-4}$% Rb; K/Rb = 235) | | | | | | |
| Микроклин . . . . . | 61,2 | 8,12 | 400 | 200 | 245 | 94,3 |
| Нефелин . . . . . | 18,1 | 5,2 | 300 | 175 | 54 | 20,8 |
| Эгирин . . . . . | 7,15 | 0,90 | 30 | 300 | 2 | 0,8 |
| Прочие (анальцим, арфведсонит и др.) . . | 13,55 | — | — | — | — | — |
| Сумма . . . . . | 100,00 | | | | 301 | 115,9 |
| Обр. 2771. Луяврит амфибол-эгириновый ($210\cdot10^{-4}$% Rb; K/Rb = 190) | | | | | | |
| Микроклин . . . . . | 38,5 | 8,40 | 390 | 220 | 150 | 71,5 |
| Нефелин . . . . . | 33,1 | 4,85 | 250 | 195 | 83 | 39,5 |
| Эгирин . . . . . | 16,0 | 0,33 | 15 | 200 | 2 | 1,1 |
| Прочие (арфведсонит и др.) . . . . . | 12,4 | — | — | — | — | — |
| Сумма . . . . . | 100,00 | | | | 235 | 112,1 |

* Аналитики В. И. Лебедев, Ю. Б. Холина.

гранитоидов и сиенитов (около 75% рубидия породы приходится на микроклин).

Изучение распределения рубидия в нефелинах Ловозерского массива показало, что содержание рубидия в них колеблется от 160 до $680 \cdot 10^{-4}$%, причем самое низкое содержание рубидия фиксируется в единичном образце нефелина из пород I интрузивной фазы, а самое высокое — в пегматите. Аналитические данные показывают, что зональные нефелины, свободные от газово-жидких включений и иголочек эгирина, содержат меньше калия и рубидия, чем нефелины другого морфологического типа (см. табл. 76). Содержание Rb в породообразующих микроклинах варьирует от $355 \cdot 10^{-4}$ до $740 \cdot 10^{-4}$%, однако (исключая две аномально высокие цифры) колебания незначительны. Среднее содержание Rb в микроклинах из фойяитов — $480 \cdot 10^{-4}$%, а из луявритов — $410 \cdot 10^{-4}$%. Отношение K/Rb в основном колеблется в незначительных пределах, составляя для фойяитов 190, а для луявритов 220. Содержание рубидия в калишпатах пегматита, по данным двух определений, находится в пределах тех же значений, какие получены для калишпатов из пород; то же относится и к K/Rb.

Данные по распределению рубидия в породообразующих минералах нефелиновых сиенитов согласуются с закономерностями распределения рубидия в породах. Выше мы показали, что распределение содержаний рубидия в породах II интрузивной фазы отвечает логарифмически-нормальному закону. По Д. А. Родионову (1961а), логнормальный вид распределения содержаний элемента обусловлен наличием одного минерала, в котором содержится основная масса данного элемента. Как раз в нашем случае логнормальное распределение в породах отвечает наличию одного минерала-носителя (микроклин).

Ряд определений рубидия в эгиринах (см. табл. 76) показал ничтожную роль темноцветных в балансе рубидия в нефелиновых сиенитах массива (около 1%), что соответствует данным Б. И. Злобина и В. И. Лебедева (1960) для сиенитов массива Сандык. Содержания рубидия в эгиринах низкие ($15—30 \cdot 10^{-4}$%), изменений количеств Rb и K/Rb в зависимости от типа породы (исследовались только эгирины II интрузивной фазы) не наблюдается. Определения калия и рубидия в породообразующих арфведсонитах показали, что структура щелочного амфибола не является благоприятной для вхождения больших количеств рубидия. Количество рубидия в амфиболах не превышает $80 \cdot 10^{-4}$%, а K/Rb в арфведсоните из амфиболовых луявритов выше любых цифр для пород и породообразующих минералов массива (400—600) (см. табл. 76).

Отношения K/Rb в главных породообразующих минералах нефелиновых сиенитов (микроклин, нефелин, эгирин) представлены весьма близкими цифрами (табл. 78) и соответствуют K/Rb породы. Это отличает наши породы от гранитоидов и сиенитов, в которых обычно минерал-концентратор (биотит) имеет наиболее низкое отношение K/Rb.

Определенный интерес представляет нахождение коррелятивных связей между содержанием редких элементов и петрохимическими параметрами, что является основой сравнения геохимии редких и петрогенных элементов. С. Р. Ноккольдс и Р. Аллен (1958) применяли для этой цели вариационные диаграммы, где по оси ординат откладываются абсолютные содержания того или иного элемента, а по оси абсцисс — коэффициент $(^1/_3\ Si + K) - (Ca + Mg)$. Этот коэффициент отражает изменение количества кремнезема в ходе эволюции магмы в зависимости от количества остальных петрогенных элементов, входящих в силикаты. В советской петрологической литературе широко применяются пересчеты по системе А. Н. Заварицкого. В этой системе параметр $Q$ (дефицит или избыток кремнезема) по своему смыслу близок к коэффициенту, применяемому С. Р. Ноккольдсом и Р. Алленом. Изменение параметра $Q$ четко отражает смену петрохимических типов пород в ходе эволюции магмы Ловозерского

массива. Корреляцию распределения щелочных элементов (K и Rb) в породах с изменением величины $Q$ удобно проводить и в связи с существованием линейной зависимости между величинами $a$ (щелочи в алюмосиликатах) и $Q$, проявленной в эпигенетической и сингенетической сериях Ловозерского массива.

Данные по нефелиновым сиенитам сингенетической серии показывают отсутствие зависимости содержания Rb и K/Rb в породах от кремнекислотности. По-видимому, поведение рубидия в ходе дифференциации нефелин-сиенитовой магмы этой серии полностью определялось поведением калия, что обусловило некоторое обогащение фойяитов рубидием по сравнению с уртитами и луявритами.

В эпигенетической серии пород абсолютное и относительное (по сравнению с калием) накопление Rb проявлено только в агпаитовых нефелиновых сиенитах II и III фаз интрузии по сравнению с миаскитовыми породами I фазы. Напомним, что парагенезис главных породообразующих минералов (нефелин, калишпат, эгирин) не изменяется в ходе формирования главных (II и III) интрузивных комплексов массива. Исключительная приуроченность рубидия к калиевым породообразующим минералам подтверждает отсутствие его накопления в эвдиалитовых луявритах (III фаза) по сравнению с породами II интрузивной фазы. Близость геохимических закономерностей поведения рубидия в породах II и III интрузивных фаз на фоне их различия по сравнению с I фазой можно сопоставить с близостью петрохимии именно этих двух главных фаз интрузии, что говорит о тесной связи геохимической судьбы рубидия с характером эволюции магматического очага в целом.

Наличие региональных различий содержаний рубидия в щелочных породах одного петрохимического типа указывает, что первостепенное значение для геохимии рубидия имеет его начальное содержание в магме той или иной петрографической провинции. На примере Ловозерского массива можно видеть, что накопление рубидия относительно калия сказывается только в эпигенетической серии и то в случае длительного во времени процесса дифференциации, приведшего к глубокому изменению состава и структурного положения интрузивных фаз (I фаза по отношению к II и III).

Л. Х. Аренс и другие (1952) показали, что логарифмы содержаний калия и рубидия в главных типах пород земной коры (щелочные породы не учитывались) находятся в прямой пропорциональной зависимости. На рис. 34 построен график зависимости логарифмов содержаний K и Rb в породах Ловозерского массива. Из графика следует, что закономерность, установленная Л. Х. Аренсом, справедлива и в отношении щелочных пород Ловозерского массива. При рассмотрении сводных данных по щелочным породам (рис. 34) оказалось, что логарифмы средних содержаний K и Rb в породах Ловозерского массива и массивов Сандык (Злобин, Лебедев, 1960) и Кзыл-Омпул (Таусон, 1961) находятся в прямой пропорциональной зависимости, однако резко выделяются щелочные граниты Нигерии (Butler, и др., 1962). По-видимому, изменение характера зависимости логарифмов содержаний K и Rb в щелочных гранитах отвечает иному типу геохимической связи этих элементов. Не случайно Батлер и др. (1962) указывают на вероятность воздействия метасоматических процессов на генезис этих щелочных гранитов.

Петрологический анализ эволюции щелочной магмы Ловозерского массива показал, что главным процессом формирования изученных нефелиновых сиенитов является кристаллизационная дифференциация щелочной магмы. Составы подавляющего большинства пород находятся вблизи котектики нефелин — полевые шпаты в системе нефелин — калиофиллит — кремнезем и почти во всех породах массива наблюдается нефелин в парагенезисе с микроклином. По-видимому, геохимическая судьба калия и ру-

бидия должна определяться условиями равновесия нефелин — микроклин, тем более что увеличение кремнекислотности, проявляющееся на поздних стадиях дифференциации, отражается в основном в смене парагенезисов цветных минералов. Действительно, наши исследования показали, что рубидий распределяется только между нефелином и микроклином в кристаллических структурах этих минералов. Это обусловливает весьма близкие

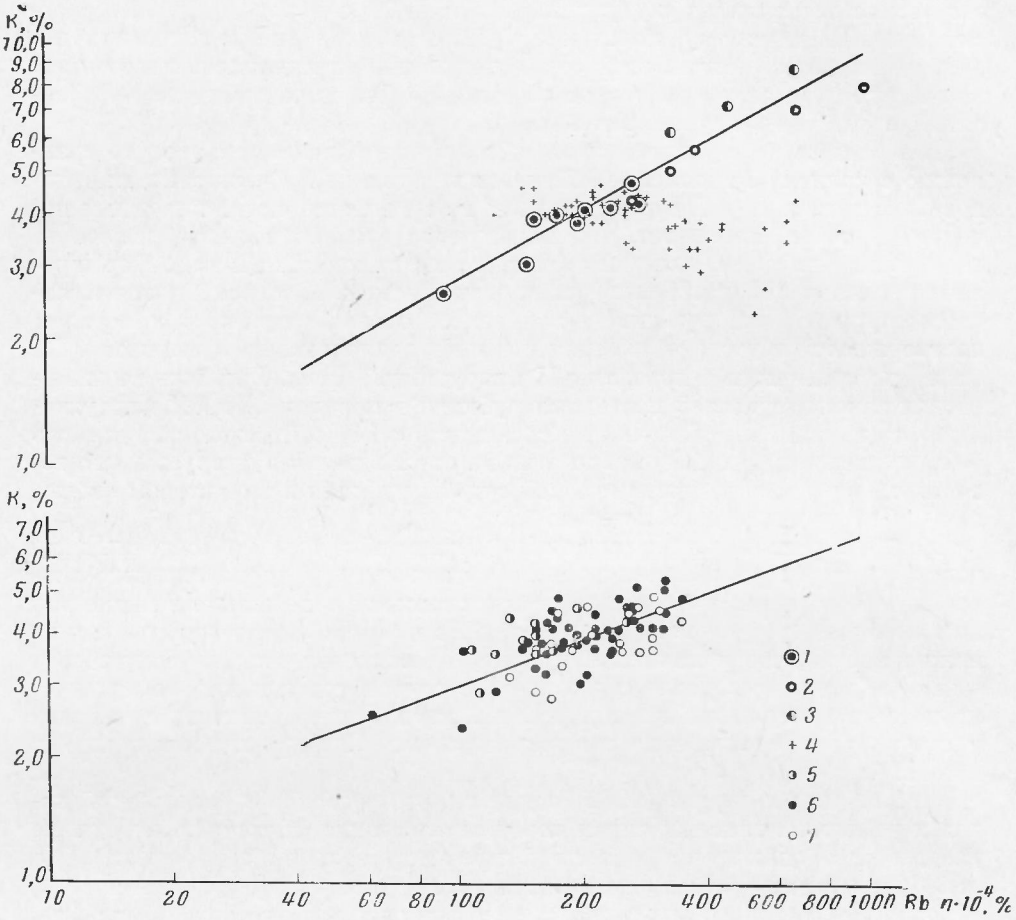



Рис. 34. Соотношение калия и рубидия в интрузивных щелочных породах (в логарифмическом масштабе). Среднее содержание K и Rb в отдельных типах пород:

*1* — Ловозерский массив; *2* — массив Сандык; *3* — массив Кзыл-Омпул. Содержания K и Rb в отдельных образцах: *4* — щелочные граниты Нигерии; *5* — I интрузивная фаза Ловозерского массива; *6* — II интрузивная фаза; *7* — III интрузивная фаза

значения отношения K/Rb в породах и минералах-концентраторах рубидия (микроклин, нефелин) и в конечном итоге — отсутствие накопления Rb в породах близкого петрохимического типа, но принадлежащих к разным интрузивным фазам (II и III комплексы).

### Выводы

1. Геохимия рубидия в агпаитовых нефелиновых сиенитах Ловозерского массива полностью определяется поведением калия в ходе кристаллизации сиалической части составов нефелиновых сиенитов.

2. Абсолютное и относительное (по сравнению с калием) накопление рубидия проявлено лишь в породах агпаитовой эпигенетической серии (II и III фазы интрузии) по сравнению с нефелиновыми сиенитами миаскитового типа (I фаза интрузии). Наблюдается прямая пропорциональная зависимость между величинами логарифмов содержаний калия и рубидия во всех щелочных породах массива.

3. Для агпаитовых нефелиновых сиенитов характерно наличие двух минералов-концентраторов — микроклина и нефелина, в которых рубидий изоморфно замещает калий. Минералом-носителем является микроклин, содержащий свыше 75% рубидия породы, что согласуется с логнормальным распределением рубидия в нефелиновых сиенитах массива.

4. Структуры породообразующих минералов (микроклин, нефелин, эгирин) не благоприятствуют предпочтительному вхождению в них рубидия по отношению к калию. Отношение K/Rb главных породообразующих минералов весьма близко к K/Rb породы.

## Бериллий

Бериллий — типичный литофильный элемент. В природе он находится главным образом в рассеянном состоянии. В Ловозерском массиве почти весь бериллий распределен в кристаллических структурах породообразующих минералов, содержащих кремнезем, и только в небольшом числе пегматитов обнаружены минералы бериллия. Определяющей особенностью изоморфизма бериллия в силикатах является кристаллохимическое сходство тетраэдрических комплексов $[BeO_4]^{6-}$, $[SiO_4]^{4-}$ и $[AlO_4]^{5-}$ («Геохимия редких элементов», т. I, 1964).

Среднее содержание бериллия в Ловозерском массиве выше, чем в среднем составе любого типа горных пород.

Определение бериллия в породах массива проводилось на кварцевом спектрографе ИСП-28 по линии 2348.6 Å (аналитики Павленко Л. И. и Несмеянова Л. И.). Полученный цифровой материал по содержанию бериллия в породах приведен в табл. 79. Прежде чем перейти к его интерпретации, следует отметить, что большие исследования по этому вопросу были выполнены Л. Л. Шилиным, Л. П. Царевой (1957), К. А. Власовым и др. (1959). Среднее содержание бериллия в породах Ловозерского массива, по их данным, составляет $12—14 \cdot 10^{-4}$%.

Полученные нами результаты (Герасимовский и др., 1965б) по количественному определению бериллия (табл. 79) показывают, что концентрация его в породах массива варьирует весьма значительно от $3{,}1 \cdot 10^{-4}$ до $50 \cdot 10^{-4}$%, но чаще — в более узких пределах от $4 \cdot 10^{-4}$ до $13 \cdot 10^{-4}$% Be. Несмотря на большие колебания в содержании бериллия в породах, все же можно заметить определенную закономерность в его распределении. Наиболее высокая концентрация бериллия наблюдается в породах III интрузивной фазы, а наименьшая — в породах I фазы. Среднее содержание бериллия в породах I фазы составляет около $5 \cdot 10^{-4}$%, II — $9{,}1 \cdot 10^{-4}$% и III — $10.8 \cdot 10^{-4}$%, а в целом по массиву — $9{,}2 \cdot 10^{-4}$%.

Максимальное количество бериллия обнаружено в породах, генетически связанных с III интрузивной фазой,— в пойкилитовом содалитовом сиените ($17.7 \cdot 10^{-4}$% Be) и порфировидном луяврите с ловозеритом ($48{,}5 \cdot 10^{-4}$% Be). Приведенные выше факты указывают на накопление бериллия в расплаве к концу магматического процесса формирования массива. В пегматитах концентрация бериллия, вероятно, еще выше, чем в породах. В ряде пегматитов, генетически связаных с III интрузивной фазой, появляются минералы бериллия: чкаловит, бериллосодалит, лейкофан, эпидидимит, эвдидимит, бериллит, сферобертрандит, гельбертрандит и гентгельвин. Эти минералы образовались в позднюю стадию формирования пегматитов. С позднемагматическими процессами минералообразования связана повышенная концентрация бериллия и в породах. Например, в пойкилитовом гидросодалитовом сиените имеется $4{,}2 \cdot 10^{-4}$% Be, а в измененной его разности — $10{,}5 \cdot 10^{-4}$%. Еще более четко это прослеживается на примере порфировидных луявритов. В порфировидном луяврите без ловозерита содержание бериллия составляет около $6{,}5 \cdot 10^{-4}$%, а в порфировидном ловозеритовом луяврите, в котором широко проявлены вторичные процессы минералообразования (замещение эвдиалита ловозеритом, нефелина — содалитом и др.), оно достигает $50 \cdot 10^{-4}$%.

Таблица 79

**Содержание бериллия в породах Ловозерского массива**

| Порода | Число определений | Содержание Be, $n \cdot 10^{-4}$% | |
|---|---|---|---|
| | | среднее содержание | пределы колебаний |
| **Ловозерский массив** | | | |
| *Породы I интрузивной фазы* | | | |
| Нефелиновый сиенит | 4 | 5 | 3,1—6,5 |
| Среднезернистый нефелиновый сиенит | 4 | 6 | 4,8—7,9 |
| Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит | 2 | 4,2 | 4,0—4,4 |
| Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит (измененный) | 1 | 10,5 | — |
| Среднее содержание по 1 интрузивной фазе | | 5 | |
| *Породы II интрузивной фазы* | | | |
| Уртит | 2 | 4,2 | 4,0—4,4 |
| Ювит | 2 | 7,5 | 7,4—7,6 |
| Уртит с апатитом | 2 | 9,4 | 6,8—12 |
| Уртит с акцессорным лопаритом | 1 | 20 | — |
| Уртит (С-1), г. Аллуайв | 1 | 13 | — |
| Уртит (С-33), г. Аллуайв | 1 | 8,1 | — |
| Уртит (С-36), г. Аллуйав | 1 | 7,4 | — |
| Уртит и ювит (С-39), г. Аллуайв | 1 | 6 | — |
| Среднее содержание | | 10,3 | |
| Фойяит из разных участков массива | 10 | 8,4 | 4,5—14 |
| Фойяит (С-2), г. Аллуайв | 1 | 14 | — |
| Фойяит (С-5), г. Аллуайв | 1 | 10,2 | — |
| Фойяит (С-37), г. Аллуайв | 1 | 10 | — |
| Фойяит (С-34), г. Аллуайв | 1 | 8 | — |
| Среднее содержание | | 10,8 | |
| Луяврит из разных участков массива | 9 | 7,5 | 4,7—12 |
| Луяврит (С-3), г. Аллуайв | 1 | 9,1 | — |
| Луяврит (С-31), г. Аллуайв | 1 | 8,5 | — |
| Луяврит (С-35), г. Аллуайв | 1 | 4,5 | — |
| Луяврит (С-38), г. Аллуайв | 1 | 4,4 | — |
| Среднее содержание | | 7,8 | |
| Амфиболовый луяврит из разных участков | 4 | 11,5 | 5,2—19 |
| Амфиболовый луяврит (С-4), г. Аллуайв | 1 | 8,3 | — |
| Среднее содержание | | 9,9 | |
| Среднее содержание по II интрузивной фазе | | 9,1 | |
| *Породы III интрузивной фазы* | | | |
| Эвдиалитовый луяврит из разных участков массива | 8 | 11,4 | 5,2—21 |
| Эвдиалитовый лейкократовый луяврит из разных участков массива (С-6) | 1 | 8,7 | — |
| Эвдиалитовый мезократовый луяврит из разных участков массива (С-7) | 1 | 12 | — |
| Среднее содержание | | 10,7 | |

Таблица 79 (окончание)

| Порода | Число определений | Содержание Be, $n \cdot 10^{-4}$ % | |
|---|---|---|---|
| | | среднее содержание | пределы колебаний |
| Порфировидный ювит | 1 | 6,5 | |
| Порфировидный луяврит из разных участков массива (С-10) | 1 | 6,5 | |
| Порфировидный луяврит с ловозеритом и минералом из группы ломоносовита-мурманита | 2 | 48,5 | 47—50 |
| Порфировидный луяврит с ловозеритом из разных участков массива (С-11) | 1 | 13,5 | — |
| Пойкилитовый содалитовый сиенит | 3 | 17,7 | 17—18 |
| Пойкилитовый содалитовый сиенит из разных участков массива (С-8) | 1 | 13 | — |
| Сфен-амфиболовый ийолит-мельтейгит | 2 | 8,7 | 7,5—10 |
| Среднее содержание по III интрузивной фазе | | 10,8 | |
| *Породы IV интрузивной фазы* | | | |
| Тингуаит | 1 | 4,2 | — |
| Щелочные лампрофиры | 3 | 3,7 | 3,4—3,9 |
| Среднее содержание по IV интрузивной фазе | | 3,8 | |
| Среднее содержание бериллия в массиве | | 9,2 | |
| *Вмещающие породы Ловозерского массива* | | | |
| Фонолит-порфир | 2 | 7,7 | 5,7—7,8 |
| Псевдолейцитовый фонолит-порфир | 1 | 7,1 | — |
| Авгит-порфирит | 2 | 4,35 | 4,3—4,4 |
| Туф авгит-порфирита | 1 | 4,7 | — |
| Туфогенный сланец | 2 | 10,3 | 6,6—14 |
| Габбро-диабаз | 1 | $<2,9$ | — |
| Биотитовый гнейс | 2 | 2,9 | 2,9—2,9 |

Концентрация бериллия в породах одной и той же интрузивной фазы неодинакова. Например, в фойяитах II фазы среднее содержание бериллия около $10{,}1 \cdot 10^{-4}$%, а в луявритах той же фазы — $6{,}8 \cdot 10^{-4}$%, причем в названных породах оно тем больше, чем гипсометрически выше расположена порода. Так, в фойяите из нижней зоны имеется $9 \cdot 10^{-4}$% Be, а в фойяите из верхней зоны — $14 \cdot 10^{-4}$%, соответственно в луяврите — $4{,}45 \cdot 10^{-4}$ и $9{,}1 \cdot 10^{-4}$%. Неравномерное распределение бериллия в одной и той же породе указывает на то, что в расплаве, из которого происходило ее формирование, имело место его перераспределение. Оно, вероятно, обусловлено миграцией ряда элементов из более низких частей камеры, где происходила кристаллизация магматического расплава, в более верхние. А. А. Беус отмечает («Геохимия редких элементов», т. 1, 1964), что миграция бериллия осуществляется в форме различных комплексных соединений, а также и «в паровой фазе».

В породах Ловозерского массива распределение бериллия коррелируется с главными петрохимическими параметрами, характеризующими эти породы.

О форме нахождения бериллия в породах массива. В породах массива, за исключением пегматитов, минералы бериллия не установлены. Из минералов бериллия в пегматитах обнаружены: чкаловит, бериллосодалит, лейкофан, минералы группы эпидидимита, бериллит,

Таблица 80

**Содержание бериллия в минералах Ловозерского массива**

| | Число определений | Содержание Be, % | | Источник |
|---|---|---|---|---|
| | | среднее содержание | пределы колебаний | |
| Чкаловит | 1 | 4,56 | — | В. И. Герасимовский (1939в) |
| Бериллосодалит | 1 | 1,91 | — | Е. И. Семенов и А. В. Быкова (1960) |
| Лейкофан | 1 | 4,15 | — | Е. И. Семенов (1957б) |
| Эпидидимит | 5 | 3,74 | 3,48—4,03 | К. А. Власов и др. (1959) |
| Бериллит | 1 | 14,40 | — | То же |
| Сферобертрандит | 1 | 16,27 | — | Е. И. Семенов (1957в) |
| Гельбертрандит | 1 | 12,30 | — | То же |
| Карпинскит | 1 | 0,93 | — | К. А. Власов и др. (1959) |
| Гентгельвин | 1 | 4,32 | — | То же |
| | | $n \cdot 10^{-4}$ % | | |
| K-Na полевой шпат | 2 | — | <2,9 и 3,9 | В. И. Герасимовский и др. (1965) |
| Нефелин | 1 | 3,6 | — | |
| Полевой шпат и нефелин (смесь) * | 1 | 3,6 | — | |
| Альбит | 1 | <2,9 | — | |
| Содалит | 3 | 5,3 | 4,4—5,9 | |
| Уссингит | 1 | <2,9 | — | |
| Натролит | 2 | <2,9 | — | |
| Эгирин | 2 | 9,4 | 9,3—9,6 | |
| Эгирин * | 1 | 7,9 | — | |
| Арфведсонит | 2 | 7,4 | 6,2—8,7 | |
| Эвдиалит | 3 | — | <2,9 и 3,5 | |
| Ловозерит * | 1 | 22 | — | |
| Лампрофиллит | 1 | 3,2 | — | |
| Рамзаит | 1 | 4,2 | — | |
| Ломоносовит | 1 | 4 | — | |
| Мурманит | 2 | 9,1 | 8,3—9,8 | |
| Мурманит * | 2 | 21 | 18—24 | |
| Лопарит * | 2 | 12,5 | 12—13 | |
| Сфен * | 1 | 4 | — | |
| Циркон | 1 | 3,1 | — | |
| Апатит | 1 | <2,9 | — | |
| Мангано-ильменит | 1 | 4,5 | — | |

* Минералы отобраны для анализа из пород; остальные — из пегматитов.

сферобертрандит, гельбертрандит, карпинскит, гентгельвин. Из них наиболее характерными для агпаитовых пегматитов являются чкаловит, бериллосодалит и минералы группы эпидидимита. При изменении последних происходит образование бериллита, сферобертрандита и гельбертрандита. Лейкофан характерен для пегматитов миаскитового типа, а гентгельвин — для пегматитов линий скрещения, в которых он ассоциирует с манганоильменитом и цирконом (Еськова, 1957).

Бериллий в породах массива находится в рассеянном состоянии. Из породообразующих минералов лейкократовые минералы (K-Na полевой шпат, альбит, нефелин и содалит) значительно менее обогащены бериллием, чем темноцветные (эгирин и арфведсонит, см. табл. 80). Из второстепенных и

акцессорных минералов наиболее высокое содержание бериллия установлено в ловозерите и мурманите — минералах, формировавшихся в позднемагматическую стадию минералообразования.

Основная масса бериллия в породах приходится на породообразующие минералы, причем с лейкократовыми минералами (K-Na полевой шпат, нефелин, содалит), вероятно, связано значительно больше бериллия, чем с темноцветными породообразующими минералами (эгирин, арфведсонит), поскольку лейкократовые минералы слагают около 77% объема пород массива, а темноцветные — 18%.

Значительно меньшая доля бериллия приходится на второстепенные и акцессорные минералы титана и редких элементов.

Практически весь бериллий, имеющийся в породах массива, входит в состав силикатов и лишь очень небольшая его часть связана с другими минералами. В состав силикатов бериллий входит вследствие изоморфного замещения кремния (Гольдшмидт и др., 1938; Беус, 1956). При изоморфном замещении кремния бериллием, по представлениям А. А. Беуса («Геохимия редких элементов», т. 1, 1964), «главным фактором, определяющим особенности изоморфизма бериллия в силикатах, является кристаллохимическое сходство тетраэдрических комплексов $[BeO_4]^{6-}$, $[SiO_4]^{4-}$ и $[AlO_4]^{5-}$». Одновременно им также акцентируется внимание и на факторах, определяющих судьбу бериллия в щелочных породах: а) значительное содержание и длительное участие ряда высоковалентных катионов (редкоземельных элементов, циркония, титана) в процессах минералообразования, которые могли компенсировать в структуре того или иного силикатного минерала электростатическое равновесие, нарушенное замещением $Si^{4+}$ на $Be^{2+}$; б) «повышенная щелочность среды, определяющая возможность присутствия комплекса $[BeO_4]^{6-}$».

Имеются сведения о содержании бериллия в контактных породах массива (Тихоненков, Тихоненкова, 1962). По данным этих исследователей, высокие концентрации бериллия установлены в первом комплексе контактных пород: фенитах (экзоконтактные фации) — $24 \cdot 10^{-4}$%, пегматоидных нефелиновых сиенитах и мезократовых нефелиновых сиенитах (эндоконтактовые фации) — $16 \cdot 10^{-4}$%. Более низкие содержания бериллия найдены во втором комплексе контактных пород (олигоклазит, микроклинит, альбититы) — $6 \cdot 10^{-4}$% и во вмещающих породах гнейсового комплекса — $5 \cdot 10^{-4}$%.

Несмотря на значительную концентрацию бериллия в первом комплексе контактных пород, минералы бериллия в них не обнаружены. В очень малых количествах бериллий обнаружен спектральным анализом почти во всех минералах, но его содержание даже в одних и тех же минералах пород различных комплексов значительно варьирует.

## Выводы

1. Бериллий — характерный минерал Ловозерского массива: концентрация его в породах массива выше, чем в ультраосновных и основных породах, и аналогична таковой для кислых пород.

2. Минералы бериллия в породах массива, за исключением некоторых пегматитов, не установлены. Бериллий в породах и в большинстве минералов находится в рассеянном состоянии, изоморфно замещая в минералах кремний, а возможно, и алюминий. Содержание бериллия в породообразующих лейкократовых минералах хотя и ниже, чем в темноцветных и многих второстепенных и акцессорных минералах, но на долю лейкократовых минералов приходится не менее половины всего бериллия, имеющегося в породах массива.

3. Содержание бериллия в породах III интрузивной фазы больше, чем в породах II и I фаз. Это указывает на накопление бериллия в расплаве к концу магматического процесса.

## Стронций

Стронций — литофильный элемент. Основная масса его в породах находится в рассеянном состоянии: он изоморфно замещает в минералах кальций и калий ($Sr^{2+}$ = 1,20 Å, $Ca^{2+}$ = 1,01 Å, $K^{1+}$ = 1,33 Å). Для Ловозерского массива стронций очень характерный элемент. Среднее содержание его в породах выше, чем в любом другом типе горных пород. В массиве широко распространен стронциевый минерал лампрофиллит, а также ряд других минералов с высоким содержанием стронция (эвдиалит, лопарит и др.).

Первые исследования по геохимии стронция в Ловозерском массиве выполнены В. И. Герасимовским и В. И. Лебедевым (1958). Было установлено, что породы массива характеризуются высоким стронциевокальциевым отношением при среднем содержании в них стронция около 0,102%. Позже эти исследования были продолжены К. А. Власовым и др. (1959) и В. И. Герасимовским и Ю. И. Беляевым (1963а).

Результаты наших исследований по определению количества стронция в породах массива помещены в табл. 81.

Определение стронция проводилось двумя способами: 1) методом пламенной спектрофотометрии и 2) фотоэлектрическим. Первым методом исследования выполнены аналитиками В. И. Лебедевым и Ю. Б. Холиной. Чувствительность метода ± 5% для пород с содержанием от 0,05 до 1% и значительно ниже — до ± 25% для пород, содержащих менее 0,05% Sr. Фотоэлектрический метод спектрального анализа с использованием квантометра фирмы ARL, специально реконструированного для исследования химического состава геологических объектов, выполнен Ю. И. Беляевым. Чувствительность метода $n \cdot 10^{-3}$%, точность ± 15—20%.

Содержание стронция в породах массива варьирует в очень широких пределах — от 0,01 до 0,43%. Оно значительно колеблется не только в породах одной и той же интрузивной фазы, но даже в пределах одной и той же породы. Так, например, в уртитах II фазы концентрация стронция меняется от 0,002 до 0,43%, в эвдиалитовых луявритах от 0,03 до 0,35%. Это находит отражение и в неравномерном распределении стронцийсодержащих минералов — апатита в уртитах, эвдиалита и лампрофиллита в фойяитах и эвдиалитовых луявритах.

Среднее содержание стронция в породах I интрузивной фазы составляет 0,14%, II—0,055% и III—0,134%, а в целом по массиву 0,067%. Неожиданным оказалось более высокое содержание стронция в породах I фазы по сравнению со II, поскольку в породах II фазы широко распространены минералы, содержащие стронций (лампрофиллит, эвдиалит, лопарит и ринколит).

Среднее содержание стронция в породах массива (0,067% Sr) значительно ниже, чем это было принято считать на основании данных В. Нолля (Noll, 1933—1934), по определениям которого величина среднего содержания стронция в нефелиновых сиенитах составляет 0,119%. Об этом свидетельствуют выполненные нами (Герасимовский, Беляев, 1963) исследования по определению концентрации стронция в нефелиновых сиенитах ряда массивов. В породах Хибинского массива имеется около 0,068% Sr, Сахарпокского — 0,001%, Вишневогорского — 0,014% и Илимауссакского — 0,004%.

О формах нахождения стронция. В массиве, как и в породах, так и в пегматитах, широко распространены стронцийсодержащие минералы. В породах и пегматитах I интрузивной фазы наиболее распространены апатит (до 5,31% Sr) и сфен (около 0,88%), а в породах и пегматитах II и III фаз — эвдиалит (до 1,21% Sr), лампрофиллит (11,42—12%), лопарит (до 2,91%), ринколит (0,34%) и др. В пегматитах, генетически связанных с породами II и III фаз, редко и в небольших количествах находятся: беловит (28,56% Sr), нордит (6,29%), эриклит (0,77%).

Таблица 81

**Содержание стронция в породах массива**

| Номер анализа | Порода, местонахождение | Содержание, % | | | Sr/Ca·10³ |
|---|---|---|---|---|---|
| | | Sr | Ca | Ba | |
| | *Породы I интрузивной фазы* | | | | |
| 69 | Нефелиновый сиенит равномернозернистый, г. Нинчурт | 0,28 | — | 0,12 | |
| 139 | То же | 0,23 | — | 0,14 | |
| 68 | Нефелиновый сиенит порфировидный, г. Нинчурт | 0,15 | — | 0,13 | |
| 2248 | То же | 0,07 | — | 0,05 | |
| 815 | Нефелиновый сиенит равномернозернистый, р. Муруай | 0,23 | — | 0,12 | |
| 816 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, р. Муруай | 0,09 | — | 0,05 | |
| 817 | То же | 0,07 | — | 0,045 | |
| 66 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, г. Суолуайв | 0,19* | — | — | |
| 431 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, перевал р. Тавайок | 0,04 | — | 0,15 | |
| 5815 | Нефелиновый сиенит равномернозернистый, г. Аллуайв | 0,14 | — | 0,12 | |
| 183 | Нефелиновый сиенит порфировидный, г. Аллуайв | 0,09 | — | 0,08 | |
| 185а | То же | 0,11 | — | 0,11 | |
| 188а | » » | 0,07 | — | 0,07 | |
| 193 | » » | 0,15 | — | 0,13 | |
| 196 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, г. Аллуайв | 0,17 | — | 0,10 | |
| | Среднее содержание в породах I фазы | 0,14 | 1,43 | 0,11 | 98 |
| | *Породы II интрузивной фазы* | | | | |
| 2705—07 | Уртит, г. Карнасурт | 0,04 | — | 0,045 | |
| 146 | Ийолит-уртит, г. Карнасурт | 0,12 | — | 0,027 | |
| 132 | То же | 0,19 | — | 0,036 | |
| 187 | » » | 0,04 | — | 0,045 | |
| 262 | Уртит, г. Аллуайв | 0,20 | — | 0,045 | |
| 268 | Уртит с апатитом, г. Аллуайв | 0,43 | — | 0,036 | |
| 276 | Уртит, г. Аллуайв | 0,02 | — | 0,036 | |
| 957 | То же | 0,002 | — | 0,036 | |
| 2777 | » » | 0,02 | — | 0,036 | |
| 2942 | Ювит, г. Аллуайв | 0,04 | — | 0,036 | |
| С-1 | Уртит, г. Аллуайв | — | 0,94 | — | |
| С-33 | То же | — | 2,32 | — | |
| С-36 | » » | — | 0,47 | — | |
| С-39 | Уртит и ювит, г. Аллуайв | — | 1,10 | — | |
| | Среднее содержание | 0,10 | 0,83 | 0,036 | 120 |
| 26б | Фойяит, г. Карнасурт | 0,11 | — | 0,09 | |
| 143 | То же | 0,10* | — | — | |
| 144 | » » | 0,18 | — | 0,14 | |
| 2698 | » » | 0,09 | — | 0,08 | |
| 2719-21 | » » | 0,09 | — | 0,13 | |
| 38 | Фойяит, г. Аллуайв | 0,08 | — | — | |
| 130 | То же | 0,14 | — | 0,14 | |
| 272 | » » | 0,03 | — | 0,07 | |
| 974 | » » | 0,02 | — | 0,045 | |
| 980 | » » | 0,01 | — | 0,036 | |
| 2010 | » » | 0,02 | — | 0,036 | |
| 2775 | » » | 0,04 | — | 0,036 | |

Таблица 81 (продолжение)

| Номер анализа | Порода, местонахождение | Содержание, % | | | Sr/Ca·10³ |
|---|---|---|---|---|---|
| | | Sr | Ca | Ba | |
| С-2 | Фойяит, г. Аллуайв | 0,07 ** | 0,28 | — | |
| С-5 | То же | 0,07 ** | 0,79 | — | |
| С-34 | » » | 0,07 ** | 0,36 | — | |
| С-37 | » » | — | 0,57 | — | |
| | Среднее содержание | 0,08 | 0,39 | 0,08 | 205 |
| 26 | Луяврит, г. Карнасурт | 0,03 | — | — | |
| 28 | То же | 0,03 | — | 0,06 | |
| 2695 | » » | 0,03 | — | 0,06 | |
| 2712-13 | » » | 0,03 | — | 0,06 | |
| 374 | Луяврит, г. Паргуайв | 0,03 | — | 0,036 | |
| 190 | Луяврит, г. Аллуайв | 0,04 | — | 0,07 | |
| 264 | То же | 0,04 | — | 0,06 | |
| 921 | » » | 0,02 | — | 0,045 | |
| 982 | » » | 0,01 | — | 0,036 | |
| 2771 | » » | 0,03 | — | 0,036 | |
| С-3 | Луяврит (средняя проба), г. Аллуайв | 0,03 ** | 1,13 | — | |
| С-31 | То же | 0,03 ** | 0,99 | — | |
| С-35 | » » | 0,02 ** | 1,10 | — | |
| С-38 | » » | 0,02 ** | 1,33 | — | |
| | Среднее содержание | 0,03 | 1,06 | 0,05 | 28 |
| 8 | Амфиболовый луяврит, г. Карнасурт | 0,05 | — | 0,07 | |
| 19 | То же | 0,06 | — | 0,07 | |
| 316 | Амфиболовый луяврит, г. Паргуайв | 0,14 | — | 0,07 | |
| 335 | То же | 0,04 | — | 0,07 | |
| 124 | Амфиболовый луяврит, г. Аллуайв | 0,12 | — | 0,06 | |
| С-4 | То же | — | 0,92 | | |
| | Среднее содержание | 0,08 | 0,92 | 0,06 | 87 |
| | Среднее содержание по II фазе | 0,055 | 0,765 | 0,06 | 72 |
| | *Породы III интрузивной фазы* | | | | |
| 899 | Лейкократовый луяврит с мурманитом, г. Пялкимпорр | 0,09 | — | 0,08 | |
| 2546 | Эвдиалитовый луяврит, лейкократовый, р. Мотчисуай | 0,08 | — | 0,06 | |
| 2337 | Эвдиалитовый луяврит, мезократовый, р. Мотчисуай | 0,30 | — | 0,06 | |
| 8165 | Эвдиалитовый луяврит, лейкократовый, г. Кедыкверкпахк | 0,03 | — | 0,07 | |
| XXV | Эвдиалитовый луяврит, мезократовый, г. Куамдеспахк | 0,11 | — | | |
| 846 | Эвдиалитовый луяврит, мезократовый, г. Лепхе-Нельме | 0,12 | — | 0,07 | |
| 2498 | Эвдиалитовый луяврит, мезократовый, р. Чинглусуай | 0,35 | — | 0,14 | |
| 2667 | Эвдиалитовый луяврит, мезократовый, г. Флора | 0,14 | — | 0,06 | |
| 160 | Эвдиалитовый луяврит, мезократовый, г. Аллуайв | 0,15 | — | 0,06 | |
| 168а | То же | 0,10 | — | 0,08 | |
| 245 | » » | 0,11 | — | 0,06 | |
| С-6 | Эвдиалитовый луяврит, лейкократовый. | 0,053 ** | 1,09 | — | 49 |
| С-7 | Эвдиалитовый луяврит, мезократовый | 0,167 ** | 1,29 | — | 130 |
| | Среднее содержание | 0,13 | 1,21 | 0,07 | 108 |

Таблица 81 (продолжение)

| Номер анализа | Порода, местонахождение | Содержание, % | | | Sr/Ca·10³ |
|---|---|---|---|---|---|
| | | Sr | Ca | Ba | |
| 2453 | Порфировидный луяврит, г. Сенгисчорр | 0,04 | — | 0,07 | |
| 8411 | Порфировидный луяврит, г. Кедыкварк-пахк | 0,05 | — | 0,05 | |
| 246 | Порфировидный ювит, г. Аллуайв | 0,17 | — | — | |
| 170 | Порфировидный луяврит, г. Аллуайв | 0,08** | — | — | |
| С-10 | Порфировидный луяврит. Из разных участков массива | 0,09** | 0,64 | — | |
| | Среднее содержание | 0,09 | 0,64 | 0,06 | 141 |
| XXI | Порфировидный луяврит с мурманитом, г. Флора | 0,06 | — | 0,06 | |
| 2895 | Порфировидный луяврит, с ловозеритом, г. Флора | 0,16 | — | 0,06 | |
| 106 | Порфировидный луяврит с ловозеритом, г. Вавнбед | 0,25 | — | 0,07 | |
| 263 | Порфировидный луяврит с ловозеритом, г. Карнасурт | 0,10 | — | 0,06 | |
| 249 | Порфировидный луяврит с мурманитом, г. Аллуайв | 0,05 | — | 0,05 | |
| С-11 | Порфировидный луяврит с мурманитом. Из разных участков массива | 0,12** | 0,99 | — | |
| | Среднее содержание | 0,12 | 0,99 | 0,06 | 121 |
| 430 | Тавит, р. Тавайок | 0,017 | — | — | |
| 430 | То же | 0,034* | — | — | |
| 141 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, р. Чинглусуай | 0,017 | — | 0,045 | |
| 141 | То же | 0,034* | — | — | |
| 266 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, р. Тулбньнуай | 0,026 | — | 0,045 | |
| 266 | То же | 0,034* | — | | |
| | Среднее содержание | 0,03 | 0,64 | 0,045 | 47 |
| | Сфен-амфиболовый ийолит-мельтейгит, р. Суолуай | >0,42 | — | — | |
| | Среднее содержание по III фазе | 0,126 | 1,19 | 0,07 | 106 |
| | *Породы IV интрузивной фазы* | | | | |
| 6155 | Тингуаит, г. Паргуайв | 0,26 | — | 0,15 | |
| 325 | Щелочной лампрофир, г. Паргуайв | 0,11 | — | 0,15 | |
| 1393 | Щелочной лампрофир, г. Карнасурт | 0,03 | — | 0,06 | |
| XXII | Щелочной лампрофир, г. Аллуайв | 0,08 | — | 0,15 | |
| | Среднее содержание в массиве | 0,061 | 0,87 | 0,07 | 70 |
| | *Вмещающие породы Ловозерского массива* | | | | |
| 6577 | Биотитовый гнейс, г. Аллуайв | 0,017 | — | 0,07 | |
| 6579 | Габбро-диабаз (дайка), г. Аллуайв | 0,026 | — | 0,06 | |
| 6671 | Туф авгит-порфирита, г. Куамдеспахк | 0,03 | — | 0,06 | |
| 6672 | Туфогенный сланец, г. Куамдеспахк | 0,05 | — | 0,08 | |
| 794 | Псевдолейцитовый фонолит-порфир, г. Куамдеспахк | 0,15 | — | 0,07 | |
| 6662 | Туфогенный сланец, г. Нинчурт | 0,06 | — | 0,09 | |
| 783 | Фонолит-порфир, г. Нинчурт | 0,20 | — | 0,14 | |
| 6658 | То же | 0,05 | — | 0,12 | |
| 6669 | » » | 0,21 | — | 0,15 | |

Таблица 81 (окончание)

| Номер анализа | Порода, местонахождение | Содержание, % | | | Sr/Ca · $10^3$ |
|---|---|---|---|---|---|
| | | Sr | Ca | Ba | |
| 6697 | Туфогенный сланец, р. Коклухтиуай | 0,05 | — | 0,06 | |
| 6653 | Туфогенный сланец (измененный), г. Апуайв | 0,05 | — | 0,08 | |
| 6606 | Авгит-порфирит, г. Апуайв | 0,026 | — | 0,07 | |
| 8209 | Псевдолейцитовый фонолит-порфир, г. Тулбньуай | 0,06 | — | 0,05 | |
| 992 | Биотитовый гнейс, г. Аллуайв | 0,017 | — | 0,06 | |

Примечание. Стронций определялся фотоэлектрическим методом спектрального анализа (аналитик Ю. И. Беляев). Некоторые определения выполнены методом пламенной спектрофотометрии.

* Аналитик В. И. Лебедев.
** Аналитик Ю. Б. Холина.

Кроме того, стронций установлен (Власов и др., 1959) в пирохлоре (3,40—4,25% Sr), катаплеите (0,42%), флюорите (2,55%), штаффелите (2.20%) и др.

Концентрация стронция в породообразующих минералах очень низка — 0,00 *n*% (см. табл. 62). Основная масса его в породах массива связана с второстепенными и акцессорными минералами, в основном — с эвдиалитом, лампрофиллитом и лопаритом в породах II и III интрузивных фаз, а также с апатитом и сфеном — в породах I фазы. В этих минералах, за исключением лампрофиллита, который является самостоятельным стронциевым минералом, стронций изоморфно замещает кальций.

Для стронция в минералах агпаитовых пород массива характерна ассоциация не только с кальцием, но также с натрием и редкоземельными элементами (табл. 82).

Породы Ловозерского массива значительно отличаются от других типов магматических пород высоким стронциево-кальциевым отношением. Средняя величина этого отношения (Sr/Ca · $10^3$) для пород данного массива составляет около 60, для нефелиновых сиенитов — 25 (Нолль, Noll, 1933—1934), основных пород — 0,43, средних — 6,6 и кислых — 19 (Виноградов, 1962б).

Величина среднего значения стронций-кальциевого отношения (Sr/Ca · $10^3$) в породах массива варьирует в значительных пределах. Так, например, в породах II интрузивной фазы от 28 (луявриты) до 205 (фойяиты), причем для пород I интрузивной фазы она около 98, II — 72 и III — 106.

Прямой корреляции между содержанием кальция и стронция в породах массива не устанавливается. Это можно проследить на составе луявритов и фойяитов II интрузивной фазы. Концентрация стронция в фойяитах (0,08% Sr) выше, чем в луявритах (0,03% Sr), в то время как в фойяитах содержание кальция (0,39% Ca) значительно меньше, чем в луявритах (1,05% Ca). Одновременно следует отметить, что самое высокое содержание стронция установлено в мезократовых эвдиалитовых луявритах (0,167% Sr), которые имеют в своем составе много и кальция (1,29% Ca).

Относительно высокое содержание стронция по сравнению с кальцием в расплаве, из которого формировались породы массива, и обусловило образование стронциевого минерала — лампрофиллита, широко распространенного в породах и пегматитах массива. Например, в породах II интрузивной фазы самое высокое стронциево-кальциевое отношение, как уже

Таблица 82

**Содержание кальция, натрия и редкоземельных элементов в стронцийсодержащих минералах**

| Минерал | Содержание, % | | | | Источник |
|---|---|---|---|---|---|
| | Sr | Ca | Na | TR | |
| Лампрофиллит . . . . | 11,42—14,25 | 2,84 | 10,64 | — | К. А. Власов и др. (1959) |
| Беловит . . | 28,56 | 5,23 | 3,60 | 24,00 | Л. С. Бородин, М. Е. Казакова (1954) |
| Нордит . . | 6,29 | 4,46 | 11,70 | 20,20 | В. И. Герасимовский (1941) |
| Лопарит. . | 0,77—3,02 | 2,46—3,80 | 8,10—8,50 | 25,58—30,77 | Настоящая работа |
| Эвдиалит . . | 0,11—1,21 | 7,01—11,60 | 11,16—15,82 | 0,81—2,43 | К. А. Власов и др. (1959) |
| Ринколит | 0,34 | 26,68 | 7,83 | 18,55 | |
| Эриксит (рабдофанит) . . | 0,77 | 1,90 | 1,36 | 50,30—55,96 | В. И. Герасимовский (1937) |
| Апатит . . | 2,31—6,14 | 43,81—51,93 | 0,50—0,74 | 2,40—7,71 | К. А. Власов и др. (1959) |
| Сфен . . . | 0,88 | 23,97 | 0,87—1,75 | 0,74 | То же |

отмечалось выше, наблюдается в фойяитах, в которых широко распространен и лампрофиллит. Последний типичен и для луявритов III интрузивной фазы, характеризующихся высокими значениями этого отношения (эвдиалитовые луявриты — 116, порфировидные луявриты с ловозеритом — 121).

Величина стронциево-кальциевого отношения ($Sr/Ca \cdot 10^3$) варьирует не только в породах, но и в минералах. Например, в лопарите из пород II интрузивной фазы она изменяется от 701 (верхняя часть пород данного комплекса) до 260 (нижняя часть), поскольку содержание стронция в лопарите соответственно уменьшается от 2,58 до 0,77%. Это, вероятно, обусловлено тем, что концентрация стронция в расплаве, из которого формировались породы II интрузивной фазы, была неодинаковой. В той части расплава, из которой образовались породы, залегающие гипсометрически, ниже по разрезу, концентрация стронция была меньше.

## Выводы

1. Стронций — характерный элемент Ловозерского массива. Содержание стронция в породах массива, равно как и величины стронций-кальциевого отношения, их характеризующие, выше, чем в иных типах магматических пород. В массиве широко распространен стронциевый минерал — лампрофиллит и стронцийсодержащие минералы (эвдиалит и др.).

2. Для стронция в минералах характерна ассоциация с кальцием, который он изоморфно замещает, но в минералах агпаитовых пород стронций ассоциирует не только с кальцием, но также с натрием и редкоземельными элементами.

3. Основная масса стронция в породах массива связана не с породообразующими минералами, а с второстепенными и акцессорными (лампрофиллит, эвдиалит и др.), некоторые из них (эвдиалит) иногда являются и породообразующими (эвдиалитовые луявриты).

Для агпаитовых пород массива типоморфными стронцийсодержащими минералами являются лампрофиллит, эвдиалит, лопарит, ринколит, беловит, нордит, а для пород с коэффициентом агпаитности около единицы и ниже — апатит и сфен.

4. Среднее содержание стронция в нефелиновых сиенитах разных массивов меняется в очень большом диапазоне — от 0,001% и менее до 0,08%. Данные В. Нолля о среднем содержании стронция в нефелиновых сиенитах (0,118% Sr) являются сильно завышенными.

## Галлий

Галлий является типичным рассеянным элементом и собственных минералов не образует. По химическим и кристаллохимическим свойствам он близок к алюминию, а потому изоморфно замещает его в алюминийсодержащих минералах.

В минералах Ловозерского массива галлий впервые был обнаружен С. А. Боровик в 1936 г. с помощью спектрального анализа (Герасимовский, 1939а). Позднее количественные спектральные определения галлия в породах и минералах массива производились Н. В. Лизуновым (Власов и др., 1959).

Результаты наших исследований по содержанию галлия и алюминия в породах Ловозерского массива приведены в табл. 83, а галлия в минералах — в табл. 84. Определение содержания галлия в породах и минералах (аналитики В. С. Рассказова и А. М. Тузова) проводилось по методике В. С. Салтыковой и Е. А. Фабриковой (1958). Примененный метод, основанный на экстракции хлоргаллата родамина Б смесью из одного объема эфира с тремя объемами бензола без предварительного отделения сопутствующих элементов, позволяет определять малые количества галлия (до 0,0001%). Погрешность методики составляет 10—15%.

Данные по содержанию галлия в породах и минералах, полученные при помощи родаминового метода, были сопоставлены с результатами, полученными спектральным методом (Герасимовский, Тузова, Борисенок, Рассказова, 1959).

Концентрация галлия в породах массива варьирует от $30 \cdot 10^{-4}$ до $100 \cdot 10^{-4}$% (табл. 83). Среднее его содержание в породах I интрузивной фазы около $42{,}5 \cdot 10^{-4}$%, II — $61 \cdot 10^{-4}$%, III — $60 \cdot 10^{-4}$%, а среднее по массиву — $60 \cdot 10^{-4}$%.

Галлий в породах массива, как это следует из цифр, помещенных в табл. 84, в основном связан с алюмосиликатами (нефелин, микроклин, содалит, натролит и др.), изоморфно замещая в них алюминий ($Al^{3+}$ = = 0,57 Å, $Ga^{3+}$=0,62 Å). Кроме алюмосиликатов галлий находится и в силикатах, содержащих железо (эгирин, арфведсонит), в которых он, вероятно, замещает трехвалентное железо ($Fe^{3+}$=0,67 Å). В породообразующем эгирине имеется от 20 до $40 \cdot 10^{-4}$% Ga, всего лишь в 2 раза меньше, чем в микроклине ($40—60 \cdot 10^{-4}$% Ga).

В титано- и цирконосиликатах (эвдиалит, ломоносовит, мурманит, лампрофиллит и др.), не содержащих алюминия и железа, галлий, как правило, находится в малых количествах (табл. 84).

Наибольшая доля галлия, находящегося в породах Ловозерского массива, сконцентрирована в двух минералах — нефелине и микроклине, значительно меньшая — в эгирине, амфиболе, содалите и др. При этом надо иметь в виду, что породы массива в основном сложены нефелином и микроклином, на долю которых приходится не менее 70% от объема пород.

Величина отношения $Ga/Al \cdot 10^4$ для пород массива варьирует от 3,52 до 12,38. Минимальные значения этого отношения получены для пород I интрузивной фазы (3,52—5,31), в среднем около 3,88, а максимальные — для пород III фазы (5,37—12,38), в среднем — 7,50. Наибольшие величины данного отношения в породах III фазы наблюдаются в порфировидных луявритах (7,94—12,61), сформировавшихся позже эвдиалитовых луявритов, с которыми они генетически связаны. Эти факты указывают на относительное накопление галлия, по сравнению с алюминием, к концу магматического процесса. Об этом можно судить и по содержанию галлия в одном и том же минерале из пород и пегматитов. Например, в нефелине, микроклине и эгирине из пегматитов галлия содержится больше, чем в этих же минералах из пород (табл. 84).

Среднее содержание галлия в массиве — $60 \cdot 10^{-4}$% (а по данным Власова и др., 1959, $74 \cdot 10^{-4}$%) — оказалось выше среднего значения, приве-

Таблица 83

**Содержание галлия и алюминия в породах Ловозерского массива**

| Номер образца | Порода, местонахождение | Ga, $n \cdot 10^{-4}$ % | | Al, %, химический анализ*** | Ga/Al·$10^4$ |
|---|---|---|---|---|---|
| | | химический анализ * | спектральный анализ ** | | |
| | *Породы I интрузивной фазы* | | | | |
| 139 | Равномернозернистый нефелиновый сиенит, г. Нинчурт . . . | — | 41 | 10,63 | 3,86 |
| 69 | То же . . . . . | 40 | 48 | — | — |
| 183 | Порфировидный нефелиновый сиенит, г. Аллуайв . . . . . | 50 | 58 | 10,92 | 4,57; 5,31 |
| 185а | То же . . . . . | 45 | 52 | — | — |
| 193 | » » . . . . . | 45 | 48 | — | — |
| 66 | Пойкилитовый нефелин, г. Суолуайв, гидросодалитовый сиенит | 40 | 43 | 11,37 | 3,52; 3,78 |
| 431 | Пойкилитовый нефелингидросодалитовый сиенит, р. Тавайок | 30 | 34 | — | — |
| 188а | Пойкилитовый нефелингидросодалитовый сиенит, г. Аллуайв | 40 | 37 | — | — |
| 196 | То же . . . . . | 40 | 36 | 11,20 | 3,57; 2,68 |
| | Среднее содержание . . . | 41 | 44 | 10,81 **** | 3,88 |
| | *Породы II интрузивной фазы* | | | | |
| 276 | Уртит, г. Аллуайв . . . . . | 80 | 77 | — | — |
| 262 | То же . . . . . | 80 | 70 | 11,30 | 7,08; 6,20 |
| 132 | Ийолит-уртит, г. Аллуайв . . | 80 | 80 | — | — |
| 145 | Ийолит-уртит, г. Карнасурт | 90 | — | 13,72 | 6,56 |
| 187 | Ийолит-уртит, г. Аллуайв . . | 100 | 100 | 14,24 | 7,02; 7,02 |
| 268 | Уртит с апатитом, г. Аллуайв | 55 | 70 | 9,93 | 5,54 |
| XIX | Уртит с апатитом, г. Куфтньюн | 70 | 50 | — | |
| 143 | Фойяит, г. Карнасурт . . . . | 75 | 70 | 10,11 | 7,91; 7,06 |
| 144 | Фойяит, г. Карнасурт . . . . | — | 76 | 9,87 | 7,7 |
| 182б | Фойяит, г. Аллуайв . . . . . | 70 | 67 | — | — |
| 272 | То же . . . . . | 60 | 60 | — | — |
| 130 | » » . . . . . | 70 | 58 | — | — |
| 26б | Луяврит лейкократовый, г. Карнасурт . . . . . | 70 | 50 | 10,62 | 6,57; 4,70 |
| 26 | Луяврит мезократовый, г. Карнасурт . . . . . | 70 | 50 | 10,62 | 6,57; 4,70 |
| 362 | Луяврит мезократовый, г. Пургуайв . . . . . | 50 | 58 | — | — |
| 264 | Луяврит мезократовый, г. Аллуайв . . . . . | 50 | 54 | 7,08 | 7,06; 7,64 |
| 190 | То же . . . . . | 50 | 56 | — | — |
| 27 | Луяврит меланократовый, г. Карнасурт . . . . . | 50 | 40 | 8,37 | 5,96; 4,78 |
| 8 | Луяврит амфиболовый, г. Карнасурт . . . . . | 49 | 47 | 7,15 | 6,92; 6,58 |
| 124 | Луяврит амфиболовый, г. Аллуайв . . . . . | 40 | 56 | — | — |
| 19 | Луяврит амфиболовый, г. Карнасурт . . . . . | 40 | 75 | — | — |
| 1367 | Малиньит, г. Карнасурт . . . | 35 | 38 | 6,06 | 5,78; 6,27 |
| | Среднее содержание . . . | 62 | 60 | 9,40 **** | 6,28 |

Таблица 83 (окончание)

| Номер образца | Порода, местонахождение | Ga, $n \cdot 10^{-4}$ % | | Al, %, химический анализ *** | Ga/Al·$10^4$ |
|---|---|---|---|---|---|
| | | химический анализ * | спектральный анализ ** | | |
| | *Породы III интрузивной фазы* | | | | |
| 160 | Эвдиалитовый луяврит, г. Аллуайв | 60 | 60 | 8,37 | 7,16; 7,16 |
| 245 | То же | 50 | 55 | 9,03 | 6,22; 6,86 |
| 168а | » » | 50 | 75 | — | — |
| 168б | » » | 60 | 72 | — | — |
| 263 | Порфировидный луяврит с ловозеритом, г. Карнасурт | 60 | 82 | 6,50 | 9,25; 12,61 |
| 106 | Порфировидный луяврит с ловозеритом, г. Вавнбед | 80 | 79 | 6,46 | 12,38; 12,22 |
| XXI | Порфировидный луяврит с мурманитом, г. Флора | 70 | 65 | 8,18 | 8,56; 7,94 |
| 249 | Порфировидный луяврит с мурманитом, г. Аллуайв | 70 | 66 | — | — |
| 170 | Порфировидный луяврит, г. Аллуайв | 70 | 100 | — | — |
| 246 | Порфировидный ювит, г. Аллуайв | 70 | 72 | 10,42 | 6,71; 6,20 |
| 141 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, р. Чинглусуай | 60 | 58 | 10,12 | 5,91; 5,73 |
| 266 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, р. Тулбньнуай | 60 | 100 | 11,18 | 5,37 |
| 92 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, р. Уэйлькуай | 70 | 70 | — | — |
| 430 | Тавит, р. Тавайок | 80 | 78 | 11,33 | 7,06; 6,88 |
| 110 | Эвдиалитит, г. Вавнбед | 30 | 38 | — | — |
| | Среднее содержание | 56 | 64 | 8,00 **** | 7,50 |
| | *Породы IV интрузивной фазы* | | | | |
| 1393 | Щелочной лампрофир, г. Карнасурт | 30 | 30 | — | — |
| XXII | Щелочной лампрофир, г. Аллуайв | 20 | 19 | — | — |
| | Среднее содержание | 2,5 | 2,5 | — | — |
| | Среднее содержание в массиве | 60 | 60 | 9,11 | 6,51 |

* Аналитики — В. С. Рассказова и А. М. Тузова.

** Аналитик — Л. А. Борисенок.

*** Аналитик — Ю. Б. Холина.

**** Среднее содержание алюминия в породах интрузивной фазы вычислено по данным силикатных анализов (см. табл. 54 и 55).

денного для нефелиновых сиенитов в работах Гольдшмидта и др. (1938) — $38{,}5 \cdot 10^{-4}$%, Л. А. Борисенок (1959) — $43 \cdot 10^{-4}$%.

Величины отношения Ga/Al·$10^4$% для пород массива (средняя величина — 6,59) также оказались более высокими по сравнению с цифрами, полученными Л. А. Борисенок (1959) для нефелиновых сиенитов других районов Советского Союза (от 3,0 до 5,6, в среднем 4,1), а также и других типов пород. По ее данным, в породах Советского Союза содержание галлия составляет в ультраосновных от 0,0001 до 0,0003% (отношение

Таблица 84

**Содержание галлия в минералах Ловозерского массива**

| Номер образца | Название минерала | Ga, $n \cdot 10^{-4}$ % | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | Пегматит | | Порода | |
| | | химический анализ * | спектральный анализ** | химический анализ | спектральный анализ |
| 1498 | Нефелин | 115 | — | — | — |
| 1531 | То же | 120 | — | — | — |
| 1170 | » » | — | 140 | — | — |
| 815 | » » | — | — | 70 | — |
| — | Содалит | — | 270 | — | — |
| 1018 | То же | 310 | 300 | — | — |
| 1322 | » » | 100 | — | — | — |
| — | Уссингит | 100 | 106 | — | — |
| 1025 | Натролит | 200 | 191 | — | — |
| — | То же | 110 | 70 | — | — |
| 1119 | Альбит | 50 | 46 | — | — |
| 1246 | То же | — | 80 | — | — |
| 1276 | » » | 115 | 110 | — | — |
| 1288 | Li-содержащая слюда | 110 | 265 | — | — |
| 1084 | Биотит | 50 | — | — | — |
| 1286 | Микроклин | — | 88 | — | — |
| 1592 | То же | 70 | — | — | — |
| 138/2 | » » | 50 | — | — | — |
| 1202 | » » | — | 70 | — | — |
| XVIII | » » | — | — | 40 | — |
| XII | » » | — | — | 60 | — |
| 1493 | Эгирин | 50 | — | — | — |
| 1187 | То же | 40 | — | — | — |
| XVIII | » » | — | — | 30 | 32 |
| XII | » » | — | — | 20 | — |
| 245 | » » | — | — | 24 | — |
| — | Эгирин (из малиньита) | — | — | 40 | — |
| 1236 | Арфведсонит | 22,5 | 25 | — | — |
| 1322 | То же | 20 | 50 | — | — |
| 243а | Эвдиалит | 5 | — | — | — |
| 1289 | Ломоносовит | 6 | 6 | — | — |
| 1289 | Мурманит | — | 3 | — | — |
| 1289 | Лампрофиллит | <5 | Не обн. | — | — |
| 1289 | Белянкинит | — | 20 | — | — |
| 1020 | Эпидидимит | — | 5 | — | — |
| — | Na-опал | — | 2 | — | — |
| 1104 | Рамзаит | — | 3 | — | — |
| 217/3 | Катаплеит | — | 4 | — | — |
| 1395 | Лопарит | — | Нет | — | — |

* Аналитики В. С. Рассказова и А. М. Тузова.
** Аналитик Л. А. Борисенок.

$Ga/Al \cdot 10^4$ около 1), основных — 0,0011—0,0019% Ga (отношение 1,6—2,5), средних — 0,0010—0,0023% (отношение 1,6—2,5) и кислых — 0,0014—0,0023% (отношение 2.2—3,2).

## Выводы

1. Содержание галлия и галлий-алюминиевое отношение в породах массива выше, чем в нефелиновых сиенитах других массивов, равно как и в иных типах магматических пород (см. табл. 57).

2. Значение величин галлиево-алюминиевого отношения возрастает от пород I интрузивной фазы к III, что указывает на накопление галлия относительно алюминия к концу магматического процесса.

3. Галлий в породах массива имеет общую геохимическую историю не только с алюминием, но частично и с трехвалентным железом, изоморфно его замещая в эгирине, арфведсоните и других минералах. Основная масса галлия в массиве сконцентрирована в нефелине и микроклине и значительно меньшая — в эгирине и других породообразующих минералах.

## РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ИТТРИЙ

Поведение редкоземельных элементов (р. з. э.) и иттрия в природных системах определяется рядом химических и кристаллохимических свойств этих элементов, из которых наиболее важны следующие.

Р. з. э. являются трехвалентными элементами. При изменении окислительно-восстановительного потенциала лишь Eu и Ce способны менять валентность (в природных условиях).

По величине ионных радиусов р. з. э. и иттрий располагаются между Sr и Sc, чем определяются их довольно сильные основные свойства. По ионному радиусу и электроотрицательности к р. з. э. из петрогенных элементов близок Ca.

Размеры ионных радиусов р. з. э. постепенно уменьшаются в ряду La... Lu, что обусловливает последовательное уменьшение основности и увеличение комплексообразующей способности р. з. э. В том же направлении возрастают температуры плавления окислов р. з. э.

Разнообразие факторов, определяющих формирование природных систем, обусловливает проявление тех или иных свойств р. з. э. и является причиной разделения р. з. э. в природных процессах, анализ которых на примере Ловозерского щелочного массива приводится ниже.

Первые фактические данные по геохимии р. з. э. в Ловозерском массиве были получены в 30—50-е годы в связи с изучением геологического строения и минералогии пород и пегматитов этого массива. Среди работ этого периода наиболее важны обнаружение и анализ акцессорного лопарита (Воробьева, Герасимовский, 1935; Быкова, 1941) в нефелиновых сиенитах массива. Показано было направленное изменение химического состава этого минерала в вертикальном разрезе II интрузивной фазы (сверху вниз — увеличение суммы р. з. э., уменьшение содержания Nb, Sr и т. д.). Существенный вклад был сделан исследованием состава р. з. э. в различных минералах массива (Боровский, Герасимовский, 1945; Герасимовский, Туранская, 1957; Власов, Кузьменко, Еськова, 1959; Семенов, 1957е, 1958 и др.). Итогом этих работ явилось установление факта резкого обогащения легкими лантаноидами минералов и пород Ловозерского массива, разнообразия минералов, содержащих р. з. э. (более 45); были получены также предварительные данные о среднем содержании и составе р. з. э. в отдельных интрузивных фазах и массиве в целом, которые показали значительную обогащенность Ловозерского массива р. з. э. по сравнению со средним в земной коре (в 5 раз).

Новые сведения, касающиеся в основном распределения р. з. э. по средним пробам пород в породах и пегматитах Ловозерского массива, полученные в последнее время, составляют основу для рассмотрения геохимии р. з. э. в массиве. Анализ состава р. з. э. осуществлялся рентгеноспектральным методом (Туранская, 1958) после предварительного выделения и взвешивания суммы окислов р. з. э. по несколько измененному нами способу, предложенному Г. М. Варшал и Д. И. Рябчиковым (1964).

Данные по распределению р. з. э. в главных типах пород, интрузивных фазах и средняя распространенность р. з. э. в Ловозерском массиве приведены в табл. 85.

Прежде всего обращает на себя внимание относительно высокое содержание р. з. э. ($2400 \cdot 10^{-4}$% $TR_2O_3$) в Ловозерском массиве, превышающее в 10 раз распространенность р. з. э. в земной коре по А. П. Виноградову

Таблица 85

**Средний состав и содержание редкоземельных элементов в породах Ловозерского щелочного массива ($n \cdot 10^{-4}$ %)**

| Порода | Число анализов состава TR | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tu | Yb | Lu | Y | $\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$ | Число анализов $TR_2O_3$ | Среднее содержание $TR_2O_3$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *I интрузивная фаза* | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Равномернозернистые нефелиновые сиениты | 5 | 230 | 415 | 53 | 195 | 37 | 23 | 7 | 14 | 4 | 10 | — | 8 | — | 95 | 6,0 | 3 | 1300 |
| Порфировидные нефелиновые сиениты | 3 | 245 | 390 | 47 | 170 | 27 | 20 | — | 12 | — | 7,5 | — | 5 | — | 85 | 6,6 | 3 | 1200 |
| Пойкилитовые гидросодалитовые и нефелин-гидросодалитовые сиениты | 6 | 230 | 415 | 53 | 195 | 39 | 25 | — | 14 | — | 4 | — | — | — | 50 | 7,2 | 4 | 1200 |
| Среднее для фазы | 14 | 235 | 410 | 51 | 187 | 35 | 23 | 7 | 14 | 4 | 6 | — | 5,5 | — | 68 | 6,8 | 10 | 1200 |
| *II интрузивная фаза* | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Уртиты и ийолит-уртиты | 4* | 690 | 1280 | 143 | 460 | 67 | 41 | — | 23 | — | 14,5 | — | 10,5 | — | 146 | 10 | 4* | 3300 |
| Фойяиты | 4* | 400 | 755 | 81 | 240 | 32 | 21 | — | 12 | — | 6,0 | — | 3,5 | — | 47 | 16,5 | 4* | 1950 |
| Луявриты эгириновые и амфиболовые | 5* | 570 | 1050 | 125 | 300 | 26 | 15 | — | 8 | — | 4,0 | — | 2,0 | — | 35 | 29,5 | 5* | 2500 |
| Пойкилитовый содалитовый сиенит | 1* | 340 | 645 | 71 | 220 | 14 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | (35) | 1* | 1600 |
| Пегматит пластовый | 1 | 320 | 680 | 84 | 350 | 98 | 80 | 21 | 79 | 16 | 42 | 3,5 | 28 | 6 | 390 | 2,3 | 1 | 2600 |
| Среднее для фазы** | — | 520 | 960 | 110 | 285 | 31 | 19 | — | 10 | — | 5 | — | 3 | — | 46 | 21 | — | 2350 |

Таблица 85 (окончание)

| Порода | Число анализов состава TR | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tu | Yb | Lu | Y | $\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$ | Число анализов $TR_2O_3$ | Среднее содержание $TR_2O_3$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *III интрузивная фаза* *** | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Лейкократовые эвдиалитовые луявриты | 1 * | 191 | 410 | 63 | 278 | 92 | 77 | 13 | 69 | 13 | 50 | — | 36 | — | 460 | 1,45 | 1 * | 2100 |
| Эвдиалитовый луяврит со сфеном | 1 | 360 | 790 | 100 | 400 | 79 | 72 | 14 | 47 | 11 | 18 | — | — | — | 160 | 5,0 | 1 | 2500 |
| Мезократовые и меланократовые эвдиалитовые луявриты | 1 * | 335 | 610 | 90 | 400 | 117 | 97 | — | 90 | 27 | 64 | — | 47 | — | 640 | 1,7 | 1 * | 3000 |
| Порфировидные луявриты | 1 * | 220 | 507 | 59 | 275 | 79 | 77 | — | 71 | — | 45 | — | 35 | — | 420 | 1,7 | 1 * | 2200 |
| Мурманит-ловозеритовые порфировидные луявриты | 1 * | 250 | 625 | 92 | 350 | 105 | 120 | — | 98 | — | 53 | — | 43 | — | 575 | 1,6 | 1 * | 2800 |
| Пойкилитовые содалитовые сиениты | 1 * | 259 | 500 | 70 | 190 | 25 | 14 | — | 10 | — | 6 | — | — | — | — | — | 1 * | 1300 |
| Тавиты | 2 | 170 | 280 | 29 | 100 | 13 | 9 | — | 5 | — | — | — | — | — | — | — | 1 | 740 |
| Пегматит | 1 | 390 | 1000 | 105 | 460 | 140 | 98 | 32 | 125 | 38 | 74 | — | 67 | 9 | 750 | 1,8 | 1 | 3900 |
| Среднее для фазы ** | — | 275 | 540 | 79 | 350 | 105 | 88 | 16 | 81 | 20 | 57 | — | 42 | — | 550 | 1,6 | — | 2640 |
| *IV интрузивная фаза* | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Щелочные лампрофиры | 3 | 50 | 74 | 10 | 35 | 7 | 5,5 | 1,7 | 3 | 0,7 | 2,1 | — | 1,9 | — | 21 | 4,2 | 4 | 250 |
| Среднее для массива ** | | 481 | 860 | 101 | 298 | 45 | 32 | 6 | 23 | 5 | 14 | 1,2 | 10 | 1,8 | 135 | 7,9 | — | 2400 |

* Указанные анализы выполнены из средних проб.

** Среднее для отдельных фаз и массива выведено с учетом распространенности пород внутри фаз и самих фаз.

*** Среднее содержание Eu в породах III фазы, определенное по средним пробам, равно $29 \cdot 10^{-4}$ %.

(1962б). При этом в составе р. з. э. преобладают легкие лантаноиды $\left(\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y} = 7{,}9\right.$, где в ΣCe условно включены элементы La... Eu, а в ΣY — остальные р. з. э. и иттрий), относительное накопление которых в массиве заметно превышает соотношение р. з. э. в земной коре $\left.\left(\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y} = 2{,}8\right)\right.$.

Из табл. 85 следует также, что среднее содержание р. з. э. возрастает последовательно от I к III интрузивной фазе Ловозерского массива (соответственно, $1200 \cdot 10^{-4}$, $2350 \cdot 10^{-4}$ и $2640 \cdot 10^{-4}$% $TR_2O_3$). Щелочные лампрофиры IV интрузивной фазы характеризуются уменьшением суммы р. з. э. на порядок ($250 \cdot 10^{-4}$% $TR_2O_3$). Анализ изменения содержания отдельных р. з. э. по фазам массива показывает, что от I ко II интрузивной фазе возрастает содержание только самых легких лантаноидов (La... Nd). В III интрузивной фазе, наоборот, содержание легких лантаноидов (La... Pr) падает, а более тяжелых (Nd... Yb) и иттрия увеличивается. В итоге, от I ко II интрузивной фазе среднее отношение $\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$ увеличивается с 6,8 до 21, а в III интрузивной фазе уменьшается до 1,6.

Рассматривая распределение р. з. э. по породам внутри каждой фазы массива, можно отметить сравнительную близость состава и содержания р. з. э. в породах I интрузивной фазы $\left(\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y} = 4{,}5—8{,}0\right.$ при 1000—$1400 \cdot 10^{4-}$% $TR_2O_3$; Балашов, 1962), хотя в среднем намечается возрастание отношения $\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$ от мелкозернистых нефелиновых сиенитов $\left(\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y} =\right.$ $= 6{,}0)$ к их порфировидным разностям $\left(\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y} = 6{,}6\right)$ и пойкилитовым гидросодалитовым сиенитам $\left.\left(\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y} = 7{,}2\right)\right.$ (табл. 85).

По отдельным частным пробам в породах II интрузивной фазы колебания отношения $\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$ могут достигать величин 1,9—48,0 (Балашов, Туранская, 1960в), а содержания суммы р. з. э.— в 5 и более раз, при этом в типичной для разреза II интрузивной фазе зональности уртит — фойяит — луяврит или фойяит — луяврит обычно центральная часть фойяита относительно обогащена тяжелыми лантаноидами, а соседние луяврит и уртит — легкими р. з. э. (рис. 35). Анализ средних проб, составленных для главных типов пород по каждой зоне в вертикальном разрезе II интрузивной фазы (табл. 86), показывает, однако, иную достаточно однородную для всех зон направленную изменчивость состава р. з. э. В ряду уртит — фойяит — луяврит обнаруживается последовательное относительное накопление легких лантаноидов, что в целом для II интрузивной фазы отражается в увеличении отношения $\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$ в главных типах пород с 10 в уртитах до 16,5 в фойяитах и 29,5 в луявритах (табл. 85). Пойкилитовый содалитовый сиенит из этой же фазы отличается еще более резким накоплением легких лантаноидов $\left(\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y} = 35\right)$; напротив, в пластовом пегматите (валовая проба) обнаруживается значительное обогащение тяжелыми лантаноидами $\left(\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y} = 2{,}3\right)$.

Если выразить изменения состава р. з. э. в ряду уртит — фойяит — луяврит для каждой зоны графически методом комплементарности составов р. з. э., то в разрезе II интрузивной фазы обнаруживается четкое относительное обогащение легкими лантаноидами при переходе от верхней к средней и нижней зонам (рис. 36). Этот вывод подтверждается качественно и подсчетами среднего состава р.з.э. отдельных зон (верхняя зона: $\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y} = 9{,}1$ в средней и нижней зонах $\left.\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y} = 25 — 35\right)$.

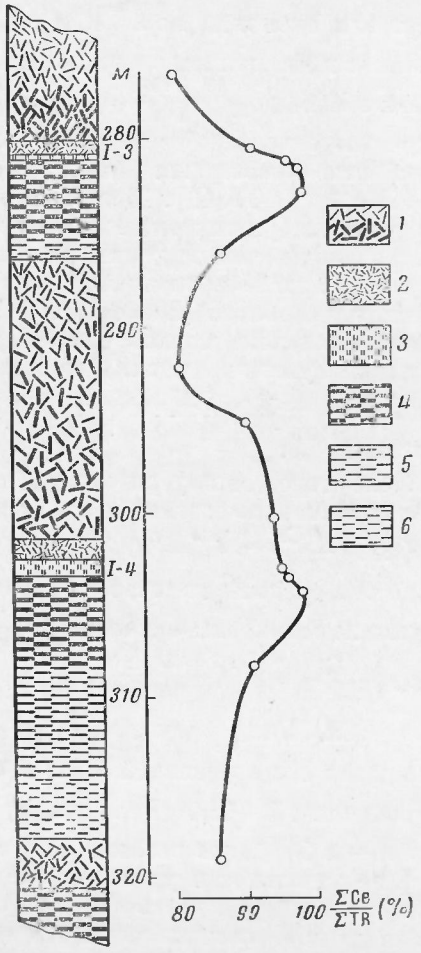



Рис. 35. Периодические колебания соотношения р. з. э. в разрезе пород II интрузивной фазы Ловозерского массива

*1* — фойяит; *2* — ювит; *3* — уртит; *4* — меланократовый луяврит; *5* — мезократовый луяврит; *6* — лейкократовый луяврит; *I-3* — номенклатура горизонта пород II интрузивной фазы, по А. В. Атаманову и др. (1961)

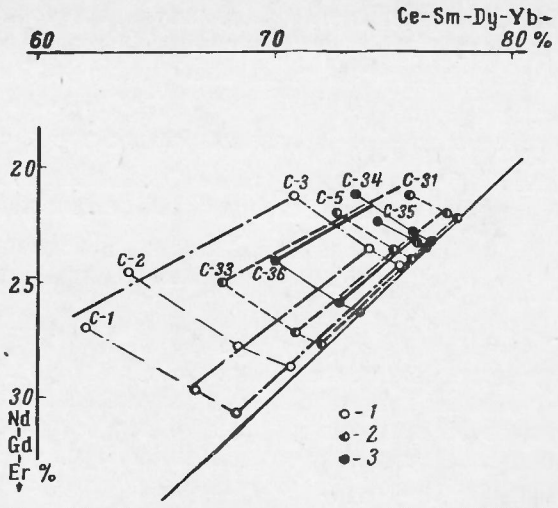



Рис. 36. Диаграмма составов р.з.э. в породах II интрузивной фазы Ловозерского массива

*1* — верхняя зона; *2* — средняя зона; *3* — нижняя зона

Весьма контрастны изменения суммы р. з. э. в породах II интрузивной фазы, причем для верхней и нижней зон разреза минимум суммы р. з. э. наблюдается в фойяитах, а для средней зоны — в луявритах (табл. 86). Кроме того, в разрезе II интрузивной фазы от верхней к нижней зонам заметно возрастает сумма р. з. э. (с $2050 \cdot 10^{-4}\%$ до $2450—2500 \cdot 10^{-4}\%$ $TR_2O_3$).

В III интрузивной фазе эвдиалитовые луявриты, порфировидные луявриты и мурманит-ловозеритовые порфировидные луявриты имеют весьма близкий состав р. з. э. $\left(\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y} = 1{,}45 — 1{,}7;\ см.\ табл.\ 85\right)$. Обогащение легкими лантаноидами наблюдается лишь в эвдиалитовых луявритах с акцессорным сфеном или лопаритом $\left(\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y} = 4{,}5—5{,}3;\ Балашов,\ Туранская,\ 1961\right)$ и в пойкилитовых содалитовых сиенитах и тавитах, содержащих также акцессорный лопарит. Однако перечисленные породы занимают подчиненное положение (по распространенности) в III интрузивной фазе, так что для большинства пород характерен достаточно постоянный состав р. з. э. Пегматиты III интрузивной фазы идентичны по составу р. з. э. эвдиалитовым луявритам $\left(\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y} = 1{,}8;\ см.\ табл.\ 85\right)$.

Вариации суммы р. з. э. в породах III интрузивной фазы в целом менее контрастны, чем во II интрузивной фазе. По увеличению суммы р. з. э. рассматриваемые породы располагаются в следующий ряд: тавиты, пойкилитовые содалитовые сиениты, лейкократовые эвдиалитовые луявриты и порфировидные луявриты, мурманит-ловозеритовые порфировидные луявриты и мезо-меланократовые эвдиалитовые луявриты (см. табл. 85).

Изученные щелочные лампрофиры IV интрузивной фазы однородны по составу и содержанию р. з. э. $\left(\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y} = 4{,}2\right.$ при $\left.TR_2O_3 = 210—290 \cdot 10^{-4}\%$; Балашов, 1962).

Основными формами нахождения р. з. э. в минералах из пород Ловозерского массива являются вхождение р. з. э. как изоморфной примеси в различные стронций-кальций-торий- и марганецсодержащие минералы и образование самостоятельных акцессорных редкоземельных минералов, в которых р. з. э. выступают как главный компонент. Как следует из табл. 87, в которой суммированы известные к настоящему времени данные по составу и содержанию р. з. э. в минералах Ловозерского массива, легкие лантаноиды концентрируются преимущественно в ниобо-титанатах, титаносиликатах и фосфатах, а тяжелые лантаноиды и иттрий — в минералах циркония. Состав р. з. э. в одних минералах (лопарит, лампрофиллит) относительно постоянный, в других (апатит, сфен, эвдиалит) может значительно варьировать. Весьма существенной особенностью распределения р. з. э. в минералах Ловозерского массива является резкая обогащенность многих из них лантаном (нордит, лампрофиллит, лопарит, мангано-стенструпин, лабунцовит, бастнезит). В Ловозерском массиве обнаружена также группа минералов, характеризующихся отчетливым дефицитом церия (цирфесит, галлуазит, герасимовскит, белянкинит). Напротив, в цирконе из микроклинитов контактной зоны наблюдается резкое обогащение этим элементом. Необходимо отметить также, что в пределах Ловозерского массива существуют минералы, отличающиеся относительным накоплением р. з. э. средних номеров (Nd... Dy) — чинглусуит, торит, циркон (из альбититов контактной зоны). Наконец, для минералогии р. з. э. Ловозерского массива существенно, что все собственно редкоземельные минералы (лопарит, металопарит, рабдофанит, ринколит и др.) характеризуются всегда цериевым составом р. з. э.

Несмотря на разнообразие форм нахождения р. з. э. в Ловозерском массиве, главная масса р. з. э., как показали подсчеты (табл. 88), сосредоточена лишь в нескольких минералах. В породах I интрузивной фазы р. з. э. не образуют самостоятельных минералов, а концентрируются преимущест-

Таблица 86

**Распределение редкоземельных элементов в средних пробах пород II интрузивной фазы по вертикальному разрезу (La = 1) ***

| Номера проб | Порода | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Dy | Er | Yb | Y | $\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$ | $TR_2O_3$, $n \cdot 10^{-4}$ % |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| С-1 | Уртиты верхней зоны | 1 | 1,84 | 0,21 | 0,80 | 0,14 | 0,032 | 0,080 | 0,052 | 0,034 | 0,028 | 0,36 | 6,7 | 2700 |
| С-2 | Фойяиты верхей зоны | 1 | 1,92 | 0,21 | 0,74 | 0,14 | 0,032 | 0,096 | 0,066 | 0,027 | 0,019 | 0,23 | 8,4 | 1200 |
| С-3 | Луявриты верхней зоны | 1 | 1,78 | 0,22 | 0,54 | 0,08 | — | 0,059 | 0,032 | 0,017 | 0,010 | 0,15 | 12,0 | 3500 |
| | Среднее для верхней зоны | 1 | 1,83 | 0,21 | 0,64 | 0,11 | 0,03 | 0,075 | 0,046 | 0,023 | 0,016 | 0,23 | 9,1 | 2050 |
| С-33 | Уртиты средней зоны | 1 | 1,54 | 0,18 | 0,57 | 0,07 | — | 0,050 | 0,026 | (0,012) | (0,007) | (0,11) | 15 | 8300 |
| С-5 | Фойяиты средней зоны | 1 | 1,78 | 0,17 | 0,54 | 0,06 | — | (0,040) | (0,020) | (0,010) | (0,005) | (0,09) | 20 | 2900 |
| С-31 | Луявриты средней зоны | 1 | 1,89 | 0,24 | 0,53 | 0,04 | — | (0,02) | (0,01) | (0,005) | (0,002) | (0,05) | 40 | 2400 |
| | Среднее для средней зоны | 1 | 1,88 | 0,23 | 0,53 | 0,045 | — | 0,022 | 0,012 | 0,0055 | 0,0025 | 0,054 | 35 | 2455 |
| С-36 | Уртиты верхней части нижней зоны | 1 | 1,54 | 0,18 | 0,53 | 0,06 | — | (0,04) | (0,02) | (0,01) | (0,005) | (0,09) | 18 | 4100 |
| С-34 | Фойяиты верхней части нижней зоны | 1 | 1,84 | 0,19 | 0,53 | 0,06 | — | (0,04) | (0,02) | (0,01) | (0,003) | (0,09) | 20,0 | 2200 |
| С-35 | Луявриты верхней части нижней зоны | 1 | 1,69 | 0,15 | 0,51 | 0,04 | — | (0,02) | (0,01) | (0,005) | (0,003) | 0,040) | 36,0 | 2600 |
| С-39 | Уртиты нижней части нижней зоны | 1 | 1,56 | 0,22 | 0,60 | 0,08 | — | (0,05) | (0,03) | (0,02) | (0,01) | (0,15) | 12,0 | 5000 |
| С-37 | Фойяиты нижней части нижней зоны | 1 | 2,10 | 0,27 | 0,67 | 0,07 | — | (0,04) | (0,02) | (0,01) | (0,005) | (0,09) | 22,0 | 1700 |
| С-38 | Луявриты нижней части нижней зоны | 1 | 1,69 | 0,20 | 0,48 | 0,04 | — | (0,02) | (0,01) | (0,005) | (0,002) | (0,03) | 46,0 | 2200 |
| | Среднее для верхней части нижней зоны | 1 | 1,72 | 0,17 | 0,52 | 0,053 | — | 0,033 | 0,016 | 0,008 | 0,005 | 0,07 | 24 | 2500 |
| | Среднее для нижней части нижней зоны | 1 | 1,82 | 0,23 | 0,56 | 0,055 | — | 0,031 | 0,016 | 0,008 | 0,004 | 0,06 | 26 | 2100 |
| С-4 | Амфиболовые луявриты | 1 | 1,65 | 0,22 | 0,59 | 0,07 | — | 0,058 | 0,034 | 0,018 | 0,09 | 0,15 | 13 | 2000 |
| | Среднее для II интрузивной фазы | 1 | 1,83 | 0,21 | 0,55 | 0,06 | 0,015 | 0,036 | 0,020 | 0,010 | 0,006 | 0,09 | 21 | 2350 |

* Цифры в скобках полуколичественные (расчетные).

Таблица 87

**Состав и содержание редкоземельных элементов в минералах Ловозерского щелочного массива * (La = 1)**

| №№ п/п | Минерал | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tu | Yb | Lu | Y | $TR_2O_3$, % |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | Лопарит из пород II и III фаз | 1 | 1,8 | 0,17 | 0,48 | 0,03 | 0,003 | 0,02 | 0,002 | 0,005 | 0,0003 | 0,0006 | 0,0001 | 0,0003 | 0,0001 | — | 30,0—36,2 |
| 2 | Лопарит из пегматитов | 1 | 1,8 | 0,17 | 0,49 | 0,03 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 30,6—33,8 |
| 3 | Металопарит из уртита II фазы | 1 | 1,8 | 0,18 | 0,50 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 34,2 |
| 4 | Апатит из уртитов II фазы | 1 | 1,9 | 0,20 | 0,75 | 0,10 | 0,01 | 0,08 | 0,02 | 0,04 | — | 0,02 | — | 0,01 | — | — | 6,8—7,7 |
| 5 | Апатит из краевой части пегматита | 1 | 1,7 | 0,15 | 0,39 | 0,007 | — | 0,003 | — | — | — | — | — | — | — | — | 4,9 |
| 6 | Апатит из центральной части пегматита | 1 | 2,2 | 0,32 | 1,0 | 0,18 | 0,02 | 0,06 | 0,01 | 0,02 | — | 0,02 | — | 0,01 | — | 0,15 | 2,9 |
| 7 | Апатит из эндоконтактных нефелиновых сиенитов | 1 | 2,0 | 0,30 | 0,85 | 0,08 | 0,013 | 0,05 | 0,01 | 0,013 | — | — | — | — | — | — | 5,42 |
| 8 | Беловит из пегматита | 1 | 1,9 | 0,21 | 0,8 | 0,08 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 24,0 |
| 9 | Рабдофанит (эрикит) из пегматита | 1 | 1,4 | 0,10 | 0,25 | 0,01 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 50,3—56,0 |
| 10 | Рабдофанит из фенитов | 1 | 2,2 | 0,16 | 0,48 | 0,07 | — | 0,055 | 0,008 | 0,03 | — | — | — | — | — | — | — |
| 11 | Карнасуртит из пегматита | 1 | 2,4 | 0,19 | 0,46 | 0,07 | 0,004 | 0,02 | — | — | — | — | — | — | — | — | 16,4—17,6 |

* Литература по анализу р. з. э. для каждого минерала:
1—3. Воробьева, Герасимовский (1935); Быкова(1941); Семенов (1957в); Семенов, Баринский (1958); Балашов, Туранская (1960б); Балашов (1962); Власов и др. (1959).
4—7. Власов и др. (1959); Еськова (1959); Балашов, Туранская (1960б); Семенов (1962б); Тихоненкова, Тихоненков (1962).
8. Бородин, Казакова (1954); Семенов, Баринский (1958); Балашов, Туранская (1960б).
9—10. Власов и др. (1959); Семенов, Баринский (1958); Герасимовский (1937); Герасимовский, Туранская (1957); Тихоненкова, Тихоненков (1962).
11. Кузьменко, Кожанов (1959); Власов и др. (1959).
12—15. Балашов (1962); Тихоненков, Тихоненкова (1962).
16—19. Семенов, Баринский (1958); Балашов, Туранская (1960б); Тихоненкова, Тихоненков (1962).
20—21. Балашов, Туранская (1961).
22—26. Балашов, Туранская (1960а); Тихоненкова, Тихоненков (1962).
27. Семенов, Баринский (1958).
28—29. Балашов (1962).
30. Герасимовский (1941б); Герасимовский, Туранская (1957); Балашов, Туранская (1960); Семенов (1960).
31—32. Герасимовский (1936а); Семенов, Баринский (1958); Власов и др. (1959).
33—34. Семенов, Баринский (1958).
35. Тихоненкова, Тихоненков (1962).
36. Семенов, Казакова (1961а).
37. Семенов (1963).
38—44. Балашов, Туранская (1960, 1961); Тихоненкова, Тихоненков (1962).
45. Балашов (1962); Балашов, Дорфман, Туранская (1965).
46. Семенов, Баринский (1958); Семенов (1962а).
47—48. Семенов, Кочемасов, Быкова (1963).
49—50. Тихоненков, Тихоненкова (1962).
51—53. Семенов (1963).
54. Тихоненкова, Тихоненков (1962).

Таблица 87 (продолжение)

| №№ п/п | Минерал | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tu | Yb | Lu | Y | $TR_2O_3$, % |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 12 | Сфен из гидросодалитового сиенита I фазы | 1 | 2,3 | 0,38 | 1,7 | 0,33 | — | 0,22 | — | 0,15 | 0,04 | 0,08 | — | 0,08 | — | 1,1 | 0,74 |
| 13 | Сфен из эвдиалит-микроклинового фенита | 1 | 2,2 | 0,39 | 0,95 | 0,12 | 0,014 | 0,07 | 0,01 | 0,035 | — | 0,01 | — | 0,005 | — | — | 2,5 |
| 14 | Сфен из амфибол-йолит-мельтейгита | 1 | 2,3 | 0,37 | 1,4 | 0,31 | — | 0,20 | — | 0,14 | — | 0,065 | — | 0,06 | — | 0,8 | — |
| 15 | Сфен из амфиболового луяврита II фазы | 1 | 2,2 | 0,46 | 2,0 | 0,58 | — | 0,36 | — | 0,24 | — | 0,06 | — | — | — | — | — |
| 16 | Ринколит из луяврита II фазы | 1 | 2,1 | 0,22 | 0,85 | 0,10 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 17 | Ринколит из пегматита | 1 | 3,0 | 0,47 | 1,10 | 0,23 | 0,01 | 0,03 | — | 0,025 | — | 0,006 | — | — | — | — | — |
| 18 | Ринколит из фенитов | 1 | 3,4 | 0,39 | 1,10 | 0,39 | 0,03 | 0,33 | 0,045 | 0,13 | 0,028 | 0,055 | 0,014 | 0,52 | 0,065 | 1,3 | — |
| 19 | Ринколит из пегматоидов экзоконтакта | 1 | 2,4 | 0,31 | 0,95 | 0,18 | 0,02 | 0,11 | 0,02 | 0,05 | 0,01 | 0,03 | 0,005 | — | — | — | 23,1—25,9 |
| 20 | Ломоносовит из пегматита | 1 | 2,0 | 0,25 | 1,0 | 0,19 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 21 | Мурманит из мурманит-ловозеритовых луявритов III фазы | 1 | 2,0 | 0,27 | 1,0 | 0,20 | — | 0,19 | 0,05 | 0,20 | 0,05 | 0,080 | — | — | — | — | — |
| 22 | Лабунцовит из пегматита | 1 | 1,3 | 0,16 | 0,55 | 0,14 | — | 0,08 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 23 | Лампрофиллит из нефелиновых сиенитов II фазы | 1 | 0,6 | — | 0,15 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,15 |
| 24 | Лампрофиллит из эвдиалитового луяврита | 1 | 0,62 | — | 0,17 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,13 |
| 25 | Лампрофиллит из пегматита | 1 | 0,67 | 0,038 | 0,07 | 0,004 | — | 0,003 | — | — | — | — | — | — | — | 0,13 | 0,16—0,21 |
| 26 | Лампрофиллит из пегматоидных нефелиновых сиенитов контакта | 1 | 0,75 | — | 0,08 | — | — | — | — | 0,01 | — | — | — | 0,03 | — | — | 0,01 |
| 27 | Чинглусуит из пегматита | 1 | 6,8 | 2,2 | 8,1 | 3,9 | 0,45 | 3,1 | 0,52 | 2,9 | 0,61 | 1,3 | 0,26 | 0,94 | 0,19 | — | 0,95—1,20 |
| 28 | Белянкинит из пегматита | 1 | 0,75 | 0,22 | 0,75 | 0,16 | — | 0,15 | — | 0,08 | — | — | — | — | — | — | — |
| 29 | Герасимовскит из пегматита | 1 | 0,16 | 0,23 | 0,9 | 0,22 | — | 0,21 | 0,036 | 0,15 | — | 0,045 | — | — | — | — | 0,4 |
| 30 | Нордит из пойкилито-содалитовых сиенитов III фазы | 1 | 1,0 | 0,07 | 0,17 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 20,2—20,9 |
| 31 | Стенструпин из пегматита | 1 | 2,0 | 0,30 | 0,85 | 0,03 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 24,2 |
| 32 | Мангано-стенструпин из пегматита | 1 | 0,8 | 0,21 | 0,40 | 0,02 | — | 0,003 | — | 0,006 | — | — | — | — | — | — | 19,2 |
| 33 | Торит из пегматита | 1 | 2,5 | 0,27 | 0,70 | 0,09 | — | 0,014 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 34 | Апофиллит из пегматита | 1 | 1,95 | 0,36 | 1,25 | 0,36 | 0,04 | 0,34 | 0,05 | 0,24 | 0,06 | 0,14 | 0,010 | 0,10 | 0,02 | — | — |

Таблица 87 (окончание)

| №№ п/п | Минерал | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tu | Yb | Lu | Y | $TR_2O_3$, % |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 35 | Апофиллит из эвдиалит-микроклинового фенита | 1 | 3,6 | 0,50 | 2,3 | 0,73 | 0,12 | 0,73 | 0,10 | 0,38 | 0,06 | 0,10 | 0,025 | 0,06 | — | 2,5 | 1,0—1,6 |
| 36 | Гидроторит из пегматита | 1 | 2,5 | 0,27 | 0,70 | 0,09 | — | 0,014 | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,6—2,5 |
| 37 | Пирофанит из пегматита | 1 | 1,65 | 0,22 | 1,0 | 0,45 | 0,055 | 0,61 | 0,03 | 0,28 | 0,055 | 0,17 | — | — | — | 1,4 | 0,6 |
| 38 | Ловозерит из пегматита | 1 | 2,0 | 0,26 | 1,0 | 0,30 | — | 0,33 | — | 0,46 | — | 0,30 | — | — | — | 3,3 | — |
| 39 | Эвдиалит из фойянита верхней зоны II фазы | 1 | 2,0 | 0,26 | 1,0 | 0,24 | — | 0,19 | — | 0,15 | — | 0,07 | — | 0,06 | — | 1,1 | 2,18 |
| 40 | Эвдиалит из фойянита нижней зоны II фазы | 1 | 2,0 | 0,29 | 1,1 | 0,33 | — | 0,32 | 0,08 | 0,45 | 0,11 | 0,27 | — | 0,21 | — | 2,7 | 2,60 |
| 41 | Эвдиалит из эвдиалитового луяврита | 1 | 1,7 | 0,29 | 1,2 | 0,38 | — | 0,39 | — | 0,48 | 0,14 | 0,28 | — | 0,21 | — | 2,6 | 1,6—2,5 |
| 42 | Эвдиалит из пегматита II фазы | 1 | 2,1 | 0,29 | 1,1 | 0,33 | — | 0,33 | — | 0,44 | 0,11 | 0,25 | — | 0,23 | — | 2,7 | 1,7—2,5 |
| 43 | Эвдиалит из эвдиалитита | 1 | 2,6 | 0,38 | 1,65 | 0,50 | — | 0,58 | 0,085 | 0,68 | — | 0,42 | — | 0,43 | — | 4,3 | 1,8—2,3 |
| 44 | Эвдиалит из эвдиалит-микроклинового фенита | 1 | 2,4 | 0,29 | 1,0 | 0,22 | 0,035 | 0,31 | 0,05 | 0,19 | 0,04 | 0,11 | 0,016 | 0,06 | 0,01 | 1,0 | 1,5—2,3 |
| 45 | Цирфесит из пегматита | 1 | 0,35 | 0,28 | 1,1 | 0,33 | — | 0,32 | 0,07 | 0,38 | 0,09 | 0,17 | — | 0,16 | — | 1,4 | 2,1 |
| 46 | Галлуазит из пегматита | 1 | 0,75 | 0,27 | 0,95 | 0,20 | 0,038 | 0,20 | 0,033 | 0,15 | 0,03 | 0,08 | 0,01 | 0,075 | 0,015 | 0,95 | 0,16—0,70 |
| 47 | Циркелит из мельтейгита контакта | 1 | 6,3 | 1,3 | 3,1 | 0,65 | 0,10 | 0,48 | 0,05 | 0,34 | 0,03 | 0,10 | — | 0,03 | — | 1,5 | 8,47 |
| 48 | Циркелит из фенитов | 1 | 6,5 | 1,6 | 5,7 | 2,4 | 0,50 | 2,0 | 0,23 | 1,4 | 0,17 | 0,77 | 0,11 | 0,34 | 0,11 | 5,7 | 16,30 |
| 49 | Циркон из микроклинитов контакта | 1 | 5,0 | 0,25 | 0,9 | 1,5 | 0,19 | 8,7 | 1,8 | 20 | 6,0 | 25 | 3,9 | 44 | — | — | — |
| 50 | Циркон из альбититов контакта | 1 | 2,2 | 0,80 | 2,8 | 4,6 | 1,2 | 12 | 2,6 | 26 | 6,6 | 22 | 3,4 | 22 | 4,0 | 80 | 0,2—0,4 |
| 51 | Гетит из пегматита | 1 | 1,65 | 0,33 | 1,25 | 0,22 | — | 0,16 | — | 0,11 | 0,03 | 0,11 | — | 0,11 | — | (0,9) | 0,2 |
| 52 | Тодорокит из пегматита | 1 | 2,3 | 0,25 | 0,85 | 0,08 | — | 0,08 | — | 0,08 | — | 0,02 | — | 0,04 | — | (5,3) | 0,92 |
| 53 | То же | 1 | 3,4 | 0,85 | 2,40 | 2,6 | 0,35 | 3,4 | 0,51 | 2,2 | 0,42 | 0,72 | 0,14 | 0,47 | 0,07 | (5,0) | 0,60 |
| 54 | Бастнезит из эвдиалит-микроклинового фенита | 1 | 2,1 | 0,18 | 0,65 | 0,11 | — | 0,08 | 0,01 | 0,025 | — | — | — | — | — | — | — |

Таблица 88

**Концентрирование редкоземельных элементов пород в акцессорных минералах из них**

| Минерал | Содержание минерала в породе, вес. % | Содержание $TR_2O_3$ в минерале, $n \cdot 10^{-4}$ % | Количество $TR_2O_3$, приходящееся на минерал, от суммы в породе | | Содержание $TR_2O_3$ в породе, $n \cdot 10^{-4}$ % |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | $n \cdot 10^{-4}$ % | % от $TR_2O_3 = 100$ | |
| *Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит I фазы, № 816* | | | | | |
| Сфен | 3,16 | 7000 | 220 | 22 | 1000 |
| Апатит | 0,94 | 2500 | 240 | 24 | |
| | | Всего | 460 | 46 | |
| *Энигматитовый уртит II фазы, № 2777* | | | | | |
| Лопарит | 0,45 | 340 000 | 1530 | 80 | 1900 |
| Эвдиалит | 1,50 | 20 000 | 300 | 16 | |
| | | Всего | 1830 | 96 | |
| *Луяврит мезократовый II фазы, № 2771* | | | | | |
| Лопарит | 1,0 | 340 000 | 3400 | 140 | |
| Эвдиалит | 0,1 | 22 600 | 22 | 2 | 2400 |
| | | Всего | 3422 | 142 | |
| *Фойяит II фазы, № 2775* | | | | | |
| Лопарит | 0,2 | 340 000 | 680 | 34 | 1900 |
| Эвдиалит | 10,0 | 23 400 | 2340 | 123 | |
| | | Всего | 3020 | 157 | |
| *Мезократовый эвдиалитовый луяврит III фазы, № 160* | | | | | |
| Эвдиалит | 15,5 | 24 800 | 3850 | 49,4 | |
| Лопарит | 1,2 | 301 000 | 3600 | 46,1 | 7800 |
| Лампрофиллит | 1,2 | 1 300 | 16 | 0,2 | |
| | | Всего | 7466 | 95,7 | |
| *Лейкократовый эвдиалитовый луяврит III фазы, № 2546* | | | | | |
| Эвдиалит | 10,9 | 20 000 | 2200 | 85 | 2600 |

венно в апатите ($2500 \cdot 10^{-4}$% $TR_2O_3$) и сфене ($7400 \cdot 10^{-4}$% $TR_2O_3$), на долю которых приходится около 50% от суммы р. з. э. породы. Так как средний состав р. з. э. пород I интрузивной фазы отличается преобладанием легких лантаноидов по сравнению с составом р. з. э. в сфене $\left(\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y} = 6{,}8\right.$ и 3,2—4,8 соответственно), то можно ожидать в апатите более резкого относительного накопления цериевой группы, чем в сфене.

Во II интрузивной фазе минералы-концентраторы р. з. э. более разнообразны. Для нижних приконтактных (с луявритами) участков многих горизонтов уртитов характерны скопления богатого р. з. э. апатита (6,8—7,7% $TR_2O_3$), вплоть до мономинеральных прослоев небольшой мощности (0,5—5,0 *см*). Во всех уртитах в переменных количествах присутствуют также акцессорные лопарит и эвдиалит. Эти минералы характерны и для фойяитов, причем распределение их весьма неравномерное, часто встречаются кучные скопления эвдиалита в центральных частях горизонтов крупнозернистых фойяитов. Наконец, для луявритов главным акцессорным концентратом р. з. э. является лопарит; реже встречаются ринколит, эвдиалит и сфен (последний — в амфиболовых луявритах). Ориентировочный подсчет количества р. з. э., сосредоточенных в акцессорных минералах из ур-

тита, фойяита и луяврита нижней зоны разреза II интрузивной фазы (см. табл. 88), показал, что главная масса р. з. э. в каждой породе приходится на лопарит и эвдиалит (более 80% от суммы р. з. э. в породе).

Поэтому остановимся на более детальной характеристике распределения р. з. э. в обоих минералах из пород II интрузивной фазы. Определение р. з. э. в лопарите из различных зон в вертикальном разрезе II интрузивной фазы показывает отчетливое увеличение суммы р. з. э. сверху вниз (с 31,85 до 36,25% $TR_2O_3$) (Быкова, 1941; Балашов, Туранская, 1960б). При близости состава р. з. э. в лопарите из различных нефелиновых сиенитов рассматриваемой фазы для лопарита из уртитов и луявритов намечается весьма небольшое, но направленное изменение в вертикальном разрезе сверху вниз в сторону относительного обогащения самыми легкими лантаноидами — La, Pr и Ce (табл. 89). Заметим, что подобное изменение состава р. з. э. в вертикальном разрезе II интрузивной фазы характерно и для апатита из уртитов ($\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$ увеличивается с 6,1 до 11,0). Изменение состава р. з. э. в эвдиалите иное. Анализ р. з. э. эвдиалита из фойяитов II интрузивной фазы в вертикальном разрезе по различным частям массива показал, что во всех случаях сверху вниз увеличивается относительное содержание тяжелых лантаноидов. Наиболее отчетливо это изменение проявлено в эвдиалите из северо-западного участка ($\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$ падает с 2,7 до 1,1), гораздо менее контрастно в других частях массива. Сумма р. з. э. растет в эвдиалите также от верхней к средней и нижней зоне (с 2,18 до 2,87% $TR_2O_3$); некоторое уменьшение наблюдается лишь в самых нижних горизонтах (2,34% $TR_2O_3$).

Таким образом, для лопарита, апатита и эвдиалита в разрезе II интрузивной фазы наблюдаются направленные изменения состава и содержания р. з. э. При этом для лопарита и апатита увеличение суммы р. з. э. сверху вниз сопровождается относительным обогащением легкими лантаноидами синхронно с подобным же изменением редкоземельных параметров в среднем для зон (см. табл. 86).

В породах III интрузивной фазы главным концентратором р. з. э. является эвдиалит, к которому для некоторых типов нефелиновых сиенитов присоединяется лопарит (см. табл. 88). Составы р. з. э. эвдиалита и лопарита из пород III интрузивной фазы весьма близки к составам р. з. э. соответствующих минералов II интрузивной фазы (Балашов, Туранская, 1960б). Небольшое обогащение тяжелыми лантаноидами отмечается лишь в эвдиалите из эвдиалититов ($\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y} = 0{,}85—0{,}95$).

Оценивая распределение р. з. э. в породах Ловозерского массива, можно отметить, что увеличение суммы р. з. э. с преимущественным накоплением легких лантаноидов при переходе от I ко II интрузивной фазе не противоречит механизму кристаллизационной дифференциации и может быть объяснено различием температур плавления окислов легких и тяжелых лантаноидов, для легких лантаноидов температуры плавления окислов ниже (Савицкий и др., 1962; Павленко, Балашов, Геворкян, Туранская, 1966; Балашов, Шараськин, 1965). В пользу этого механизма говорит и то, что породы I и II интрузивных фаз образуют единую систему комплементарности составов р. з. э. (рис. 37). Однако породы III интрузивной фазы, обогащенные тяжелыми лантаноидами, имеют иную комплементарность составов р. з. э.

Инверсия в распределении р. з. э., обнаруживаемая при переходе от II к III интрузивной фазе, следовательно, должна рассматриваться в предположении о дополнительном воздействии иных, помимо кристаллизационной дифференциации, факторов. Не вызывает сомнения, что кристаллизация пород отдельных интрузивных фаз протекала в условиях высокой

Таблица 89

**Изменение состава редкоземельных элементов в лопарите, апатите и эвдиалите в вертикальном разрезе через II интрузивную фазу Ловозерского массива (Балашов, 1962)**

| Номер образца | Вмещающая порода | Горизонт | Зона | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Yb | Y | $\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$ | $\Sigma R_2O_3$, % |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | | | *Лопарит из уртитов* | | | | | | | | |
| — | Уртит 4 горизонта . . . . | I-4 | Верхняя | 1 | 1,76 | 0,16 | 0,48 | 0,04 | — | — | — | — | — | — | — | (48) * | 31,85 |
| XIX | Апатитовый уртит . . . . . | II-7 | Средняя | 1 | 1,78 | — | 0,48 | — | — | — | — | — | — | — | — | (48) | — |
| 8142 | Уртит . . . . . | III-8 | Нижняя | 1 | 1,92 | 0,16 | 0,50 | 0,04 | — | — | — | — | — | — | — | (48) | 35,45 |
| — | Ювит . . . . . | III-16 | То же | 1 | 1,86 | 0,18 | 0,45 | 0,04 | — | — | — | — | — | — | — | (50) | 36,20 |
| — | Уртит . . . . . | IV-1 | » » | 1 | 1,90 | 0,18 | 0,48 | 0,04 | — | — | — | — | — | — | — | (50) | — |
| — | То же . . . . . | IV-6 | » » | 1 | 1,90 | 0,18 | 0,48 | 0,03 | — | — | — | — | — | — | — | (50) | 36,25 |
| | | | | | | | | | *Лопарит из луяврито в и малиньита* | | | | | | | | |
| — | Малиньит . . . . . | I-5 | Верхняя | 1 | 1,76 | 0,16 | 0,48 | 0,04 | — | — | — | — | — | — | — | (48) | 32,62 |
| 19 | Амфиболовый луяврит . . | — | Средняя | 1 | 1,80 | 0,13 | 0,49 | 0,03 | — | — | — | — | — | — | — | (49) | — |
| 8088 | Мезократовый луяврит . . | III-8 | Нижняя | 1 | 1,82 | 0,19 | 0,45 | 0,04 | — | — | — | — | — | — | — | (50) | 35,33 |
| 8093 | Луяврит . . . . . | — | То же | 1 | 1,85 | 0,18 | 0,50 | 0,04 | — | — | — | — | — | — | — | (49) | — |
| — | То же . . . . . | IV-2 | » » | 1 | 1,82 | 0,18 | 0,45 | — | — | — | — | — | — | — | — | (50) | — |
| | | | | | | | | | *Апатит из уртитов* | | | | | | | | |
| 146 | Нйолит-уртит . . . . . | II-5 | Верхняя | 1 | 1,55 | 0,18 | 0,77 | 0,12 | 0,12 | — | 0,06 | — | — | — | — | 6,1 | 7,1 ** |
| XIX | Уртит апатитовый . . . . | II-7 | Средняя | 1 | 1,46 | 0,17 | 0,67 | 0,09 | 0,08 | — | 0,03 | — | — | — | — | 9,0 | 7,4 ** |
| 2782 | Уртит . . . . . | IV-1 | Нижняя | 1 | 1,66 | 0,17 | 0,67 | 0,09 | 0,06 | — | 0,027 | — | 0,013 | 0,01 | 0,2 | 11,0 | — |
| | | | | | | | | | *Эвдиалит из фойяитов северо-западной части массива* | | | | | | | | |
| 65 | Фойяит, 5 горизонт . . . | — | Верхняя | 1 | 2,0 | 0,26 | 1,0 | 0,24 | 0,19 | — | 0,15 | — | 0,07 | 0,03 | 1,1 | 2,7 | 2,18 |
| 11 | Фойяит над малиньитом | — | То же | 1 | 2,1 | — | 1,25 | 0,33 | 0,35 | — | 0,37 | — | 0,15 | 0,14 | 1,5 | 1,9 | 2,45 |
| 45а | Фойяит . . . . . | — | Нижняя | 1 | 2,0 | — | 1,25 | 0,59 | 0,44 | — | 0,55 | — | 0,27 | — | 2,7 | 1,1 | 2,87 |
| 2775 | Фойяит . . . . . | — | То же | 1 | 2,1 | 0,27 | 1,1 | 0,30 | 0,32 | 0,09 | 0,41 | 0,10 | 0,25 | 0,20 | 2,4 | 1,2 | 2,34 |
| | | | | | | | | | *Эвдиалит из фойяитов восточной части массива* | | | | | | | | |
| 777 | Фойяит, 1 горизонт . . . . | — | Верхняя | 1 | 1,80 | 0,24 | 0,91 | 0,25 | 0,34 | — | 0,32 | 0,09 | 0,21 | 0,20 | 2,1 | 1,3 | — |
| 757 | Фойяит над малиньитом . . | — | То же | 1 | 2,1 | 0,28 | 1,1 | 0,32 | 0,33 | 0,1 | 0,42 | 0,11 | 0,27 | 0,25 | 2,6 | 1,1 | — |
| | | | | | | | | | *Эвдиалит из фойяитов юго-западной части массива* | | | | | | | | |
| 421 | Фойяит, 1 горизонт . . . . | — | Верхняя | 1 | 2,0 | 0,27 | 1,0 | 0,28 | 0,27 | 0,08 | 0,38 | 0,10 | 0,19 | 0,18 | 1,8 | 1,5 | — |
| 426 | Фойяит, 4 горизонт . . . . | — | То же | 1 | 2,3 | 0,37 | 1,4 | 0,52 | 0,56 | 0,14 | 0,63 | 0,15 | 0,33 | 0,30 | 3,1 | 1,0 | — |
| | | | | | | | | | *Эвдиалит из фойяитов западной части массива* | | | | | | | | |
| 330 | Фойяит над малиньитом . . | — | Верхняя | 1 | 2,0 | 0,28 | 1,0 | 0,29 | 0,29 | 0,08 | 0,36 | 0,09 | 0,22 | 0,22 | 2,2 | 1,4 | — |
| 320 | Фойяит . . . . . | — | Средняя | 1 | 2,0 | — | 1,25 | 0,40 | 0,39 | — | 0,40 | — | 0,16 | 0,14 | 1,9 | 1,3 | — |

* Результаты в скобках получены с незначительной степенью точности.
** По данным К. А. Власова и др. (1959).

активности щелочных элементов исходного расплава. В пользу этого говорит парагенезис существенно щелочных породообразующих минералов, избыток натрия в агпаитовых породах (выделение минеральной фазы — виллиомита), высокие коэффициенты агпаитности рассматриваемых пород. Как отмечает Д. С. Коржинский (1958), высокая активность щелочей в расплаве расширяет поле кристаллизации наиболее сильных оснований в результате кислотноосновного взаимодействия компонентов расплава. Применительно к р. з. э. это должно означать расширение поля кристаллизации наиболее основных элементов цериевой группы.

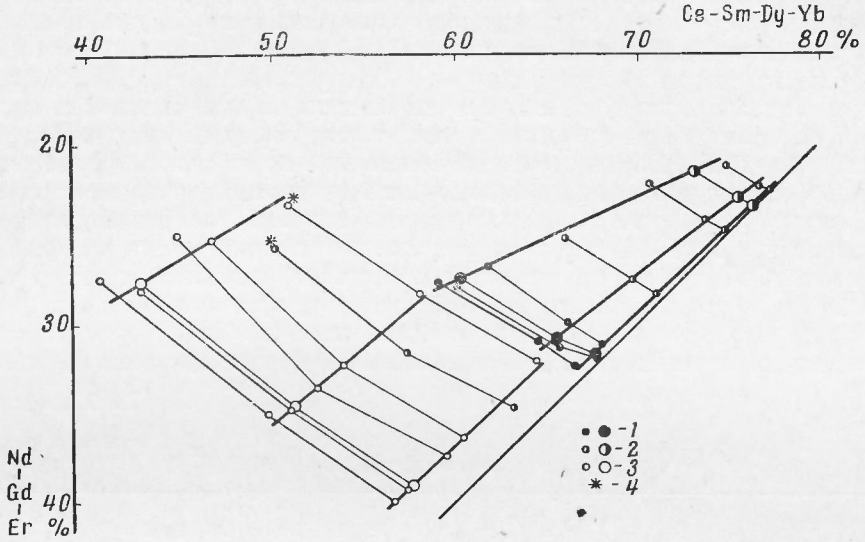



Рис. 37. Диаграмма составов р. з. э. в породах Ловозерского массива

*1* — породы I интрузивной фазы; *2* — породы II интрузивной фазы; *3* — породы III интрузивной фазы; *4* — пегматит. Малые кружки обозначают составы отдельных типов пород

Тождественность парагенетической ассоциации породообразующих минералов для всех интрузивных фаз не позволяет использовать метод парагенетического анализа для идентификации различий в щелочности расплавов, из которых образовались породы каждой фазы. Изменение химического состава некоторых породообразующих минералов при переходе от I ко II интрузивной фазе (например, эгирин-диопсид I фазы сменяется эгирином в породах II фазы) позволяет, однако, предполагать увеличение активности щелочных элементов в расплаве, из которого формировались породы II интрузивной фазы. Последнее должно способствовать накоплению в продуктах кристаллизации преимущественно легких лантаноидов, что действительно и наблюдается в целом для пород II интрузивной фазы. Вследствие этого остаточный расплав, т. е. III интрузивная фаза, обогащается тяжелыми лантаноидами. Подобная картина накопления тяжелых лантаноидов характерна и для остаточного расплава (внутри II интрузивной фазы), из которого кристаллизовался пластовый пегматит. На графике комплементарности составов р. з. э. (см. рис. 37) состав р. з. э. пластового пегматита почти точно отвечает соотношению р. з. э. в III интрузивной фазе.

Не останавливаясь на анализе изменений распределения р. з. э. внутри отдельных интрузивных фаз, можно отметить, что большинство обнаруженных закономерностей в эволюции р. з. э. не противоречит представлению о влиянии кристаллизационной дифференциации при высокой щелочности на распределение р. з. э. в породах и минералах массива.

Распределение р. з. э. внутри пегматитовых тел нами не изучалось. По данным К. А. Власова и др. (1959), для зональных пегматитов намечается изменение в распространенности легких и тяжелых лантаноидов от краевых частей к ядрам в сторону относительного обогащения тяжелыми, хотя не исключена и обратная зональность, связанная, вероятно, с проявлением более поздних стадий процесса (низкотемпературных гидротермальных растворов). В последнем случае наблюдается замещение более высокотемпературных минералов: эриксит развивается по беловиту, белянкинит и герасимовскит — по эпистолиту или минералам группы мурманита-ломоносовита (?). Состав р. з. э. во вновь образовавшихся минералах изменяется по сравнению с составом р. з. э. исходных минералов в сторону еще большего обогащения легкими лантаноидами.

В ту же сторону эволюционирует состав р. з. э. при гипергенном замещении эвдиалита цирфеситом, причем выщелачивание иттриевой группы р. з. э. сопровождается выносом главной массы церия (Балашов, Дорфман, Туранская, 1965). Последнее свидетельствует о комплексной форме миграции р. з. э. в подобном процессе, что было проверено экспериментально.

В заключение отметим некоторые особенности распределения р. з. э. в контактной зоне Ловозерского массива. Как видно из данных, приведенных в табл. 90, при замещении гнейсов (фениты) и девонских пород (сфен-апатит-амфиболовые ийолит-мельтейгиты) в результате контактного воздействия щелочной интрузии измененные породы обогащаются р. з. э. Однако, если в фенитах наблюдается накопление преимущественно иттриевой

Таблица 90

**Распределение редкоземельных элементов во вмещающих и контактных породах Ловозерского массива ($n \cdot 10^{-4}$%)**

| Порода | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tu | Yb | Lu | Y | $\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$ | $TR_2O_3$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Вмещающие породы гнейсового комплекса** | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Гнейс (7000 *м*)* | 91 | 155 | 19 | 48 | 7 | — | 5,5 | — | 5,5 | — | 2,5 | — | — | — | — | 9,5 | 420 |
| Гнейс (500 *м*) | 25 | 40 | 6 | 17 | 2,5 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 7,0 | 100 |
| Гнейс (200 *м*) | 19 | 36 | 5 | 18 | 4,5 | — | 5,0 | — | 2,9 | — | 2,2 | — | — | — | — | 2,7 | 140 |
| Гнейс (50 *м*) | 14 | 28 | 4 | 13 | 2,3 | — | 1,8 | — | 1,2 | — | — | — | — | — | — | 4,0 | 90 |
| **Первый комплекс контактных пород (экзоконтактные фации)**** | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Эвдиалит-микроклиновый фенит | 250 | 350 | 25 | 91 | 17 | 2 | 41 | 5 | 21 | 4 | 14 | 1,7 | 7,5 | 0,8 | — | 3,5 | 1100 |
| **Второй комплекс контактных пород**** | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Микроклинит . . | 940 | 2000 | 290 | 680 | 85 | 13 | 94 | 13 | 38 | 8 | 21 | — | 17 | — | 210 | 12 | 5000 |
| Альбитизированный микроклинит . . . . . | 320 | 670 | 47 | 160 | 8 | 1,3 | 16 | 2,7 | 16 | 1,4 | 4 | — | 16 | 1,5 | 81 | 9 | 1600 |
| Альбитизированный фенит . . | 340 | 610 | 57 | 220 | 27 | 3,5 | 24 | 4 | 14 | 2 | 5,5 | — | 3,5 | — | 70 | 10 | 1600 |
| **Вмещающие девонские эффузивы (кровля)** | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Авгит-порфирит | 105 | 210 | 31 | 110 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 6,5 | 630 |
| Туфогенный сланец . . . . . | 95 | 210 | 33 | 110 | 17 | — | 13 | — | 6 | — | — | — | — | — | — | 6,5 | 630 |
| **Девонский комплекс контактных пород (измененные эффузивы)** | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Сфен-амфиболовый ийолит-мельтейгит | 690 | 1370 | 190 | 760 | 160 | — | 130 | 23 | 85 | 30 | 15 | — | 23 | — | 300 | 6,0 | 4590 |

* Цифры в скобках—расстояние от контакта массива.

** Данные Р. П. Тихоненковой и И. П. Тихоненкова (1962).

группы р. з. э. $\left(\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y} = 3{,}5\right)$ по сравнению с соседними нефелиновыми сиенитами II интрузивной фазы $\left(\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y} = 21\right)$, то в ийолит-мельтейгитах, наоборот, преобладают легкие лантаноиды $\left(\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y} = 6{,}0\right)$ по отношению к вмещающим эвдиалитовым луявритам $\left(\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y} = 1{,}6\right)$. Постмагматические образования в зоне фенитов — микроклиниты, альбитизированные микроклиниты и фениты — характеризуются еще большим обогащением суммой р. з. э., чем более ранние фениты (Тихоненкова, Тихоненков, 1962), а состав р. з. э. в этих породах эволюционируется по сравнению с фенитами в сторону отчетливого обогащения легкими лантаноидами $\left(\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y} = 9-12\right)$.

### Выводы

1. Ловозерский щелочной массив характеризуется повышенным содержанием р. з. э. ($2400 \cdot 10^{-4}\%$ $TR_2O_3$) при резком преобладании легких лантаноидов $\left(\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y} = 7{,}9\right)$.

2. Для распределения р. з. э. по главным интрузивным фазам массива характерно увеличение суммы р. з. э. от I ко II и III фазам, причем состав р. з. э. изменяется более сложно: в породах II фазы обнаруживается резкий максимум легких лантаноидов, в породах III фазы — тяжелых. Эволюция состава и содержания р. з. э. между интрузивными фазами (и внутри них) определяется механизмом кристаллизационной дифференциации при повышенной щелочности расплавов, отвечающих составу агпаитовых фаз.

3. Если поведение р. з. э. на магматическом этапе формирования массива обусловлено изменением температур плавления окислов р. з. э. и их основности, то в постмагматических и гипергенных процессах главным является различие в комплексных свойствах р. з. э.

4. Существенной особенностью минералогии р. з. э. в Ловозерском массиве является разнообразие минералов, содержащих р. з. э., причем собственно редкоземельные минералы характеризуются всегда резким обогащением легкими лантаноидами. В большинстве случаев накопление легких лантаноидов наблюдается в ниобо-титанатах, титано-силикатах и фосфатах, а иттриевой группы р. з. э. и иттрия — в цирконосиликатах.

## Титан

Титан в природе находится обычно в четырехвалентном и реже — трехвалентном состоянии. А. Е. Ферсман (1937в) акцентировал внимание на том, что в расплаве, обогащенном щелочами, титан встречается в форме комплексного аниона. Он писал: «...если в магме по тем или иным причинам получился избыток щелочей или вообще сильных катионов», то этот избыток «...не может привести к энергетически устойчивой гетеровалентной постройке, так как не хватает кислотных радикалов или анионов для усреднения». Повышенная щелочность, по его мнению, может частично нейтрализоваться и в результате перехода части амфотерных катионов в комплексные анионы: «Увеличение силы катионов в расплаве, особенно одновременно с увеличением содержания кислорода, должно вести к образованию из части катионов комплексных анионов, что относится в первую очередь к Al, Ti, Zr, $Fe^{3+}$ и т. д.» (354 стр.). Он считал возможным появление в расплаве таких комплексных анионов, как $[TiO_4]^{4-}$ (в титаносиликатах), $[ZrO_4]^{4-}$ (в цирконосиликатах), $[FeO_4]^{5-}$ в эгирине и др.

Титан — один из наиболее характерных элементов Ловозерского массива. В расплаве, из которого происходило формирование пород массива, имелся избыток щелочей над алюминием, что обусловило образование большого числа титаносиликатов, имеющих в своем составе щелочи. Титан, кроме того, изоморфно входит в кристаллические структуры цирконосиликатов (эвдиалит, ловозерит и др.) и темноцветных натрийсодержащих породообразующих минералов — эгирина и арфведсонита и др.

Результаты наших исследований по содержанию титана в породах и минералах приведены в табл. 97.

Титан определялся (аналитик В. А. Карпушина) калориметрическим методом с применением перекиси водорода. Метод основан на появлении желтого окрашивания при добавлении к сернокислому раствору титана перекиси водорода, вследствие образования, по всей вероятности, ионов $[TiO_2(SO_4)_2]^{2-}$ (Пономарев, 1961).

Как показывают результаты анализов, содержание титана (см. табл. 97) в породах массива значительно варьирует даже в одном и том же типе пород, например, в уртите — от 0,13 до 1,44%, фойяите — от 0,27 до 1,2%, луяврите — от 0,36 до 1,29%. Этот факт находится в полном соответствии с наблюдающимся очень неравномерным распределением минералов титана в породах. Интересно отметить, что среднее содержание титана в породах II интрузивной фазы неодинаково, например, на г. Аллуайв, в породах из нижней части нижней зоны имеется значительно больше титана (уртиты — 1,44%, фойяиты — 1,05%, луявриты — 0,74%), чем в тех же породах по разрезу из вышележащих частей той же интрузивной фазы (уртиты — 0,36—0,43%, фойяиты — 0,43—0,58%, луявриты —0,59—0,64%).

Средние же содержания титана в породах одной интрузивной фазы обычно варьируют в небольших пределах. Так, в породах II интрузивной фазы в уртитах имеется около 0,49% Ti, фойяитах — 0,62%, луявритах — 0,65%; в породах III фазы в эвдиалитовых луявритах — 0,84% Ti, ловозеритовых порфировидных луявритах — 0,86%, порфировидных луявритах— 0,46%, пойкилитовых содалитовых сиенитах и тавитах — 0,64%.

Среднее содержание титана в породах I (0,65%) и II (0,63%) интрузивных фаз почти одинаково, тогда как в породах III фазы (0,82%) и пегматитах (0,91—1,40%) оно значительно выше.

О формах нахождения титана. В Ловозерском массиве как в породах, так и в генетически связанных с ними пегматитах широко распространены минералы титана. Для агпаитовых пород и пегматитов характерны титаносиликаты, имеющие в своем составе натрий. К их числу относятся: мурманит, ломоносовит, метамурманит, беталомоносовит, эпистолит, рамзаит, лампрофиллит, ринколит, чинглусуит и другие (см. табл. 99), а также ряд минералов (белянкинит, гераспмовскит, нептунит, виноградовит, лабунцовит, куплетскит и др.), являющихся, по-видимому, вторичными, образовавшимися при изменении названных выше минералов титана.

В Ловозерском массиве встречаются породы, коэффициент агпаитности которых близок к единице. Для этих пород и ассоциирующих с ними пегматитов типичны минералы титана, не содержащие щелочей,— сфен и мангано-ильменит.

Кроме минералов титана в тех или иных количествах титан устанавливается почти во всех минералах массива. В них он, вероятно, изоморфно замещает трехвалентное железо (эгирин, арфведсонит и др.), поскольку величины их ионных радиусов очень близки ($Ti^{4+}$=0,64 Å, $Fe^{3+}$=0,67 Å), а также цирконий ($Zr^{4+}$=0,82 Å) в циркоспликатах (эвдиалит, ловозерит, эльпидит, титаноловенит, сейдозерит и др.).

По вопросу об изоморфных соотношениях между титаном и цирконием Н. В. Белов (1961) писал, что «серьезно говорить об изоморфизме Zr и Ti можно лишь для трех минералов» — сейдозерита, ловенита и астрофиллита-куплетскита, имеющих в своем составе много марганца. По его данным в сейдозерите, например, четвертая часть атомов циркония замещена на титан и соответственно половина атомов магния замещена марганцем. Последний из двухвалентного состояния переходит в трехвалентное, а титан соответственно из четырехвалентного — в трехвалентное: $Ti^{4+} + Mn^{2+} \rightleftharpoons Ti^{3+} + Mn^{3+}$. Далее он пишет: «Эта реакция сразу делает радиус $Ti^{3+}$

(Ri = 0,83 Å) соизмеримым с $Zr^{4+}$ (0,87 Å), а $Mn^{3+}$ (0,71 Å) соизмеримым с $Mg^{2+}$ (0,78 Å)». Автор отмечает, что изоморфное замещение циркония титаном при наличии в минерале марганца хорошо иллюстрируется анализами ловенита. В последнем при содержании 6% MnO имеется 5,28% $TiO_2$ и 23,20% $ZrO_2$, а при 10,34% MnO содержание титана в минерале увеличивается до 11,30% $TiO_2$, а циркония уменьшается до 16,72%. Титан практически установлен во всех цирконосиликатах: эвдиалите (0,28—0,38%), ловозерите (0,61%) и др.

Основная масса титана в лейкократовых породах массива (уртиты, фойяиты, пойкилитовые содалитовые сиениты) связана с второстепенными и акцессорными минералами титана (рамзаит, лампрофиллит, мурманит-ломоносовит, лопарит и др.). В мезократовых и меланократовых породах массива (луявриты II и III интрузивных фаз) на долю титановых минералов, вероятно, приходится не более 50% титана, имеющегося в составе породы, а остальная его часть связана с темноцветными породообразующими минералами (эгирин, арфведсонит), учитывая, что последние составляют около 20—25% породы при сравнительно высоком содержании в них титана (в эгирине около 1,38—1,63% Ti, а в арфведсоните 0,80—1,44% Ti). В одном и том же типе пород в более лейкократовых их разностях имеется меньше титана и одновременно железа, чем в более меланократовых. Например, в лейкократовых эвдиалитовых луявритах III интрузивной фазы среднее содержание титана составляет около 0,65% и трехвалентного железа 3,49%, а в мезократовых эвдиалитовых луявритах той же фазы 0,94% Ti и 3,56% Fe. Причем величины отношений Ti/Fe в этих породах почти одни и те же — 0,146 и 0,148. Эти величины в меланократовых породах (луявритах) II интрузивной фазы варьируют в небольших пределах (от 0,112 до 0,145), в то время как в лейкократовых породах той же фазы эти колебания значительны (в фойяитах от 0,196 до 0,292 и уртитах от 0,153 до 0,592).

По поводу использования титано-железного отношения при решении некоторых петрогенетических вопросов И. И. Абрамович и Е. Б. Высокоостровская (1964) писали, что в генетически связанных сериях пород это отношение закономерно меняется с изменением их кислотности (имея в виду величину содержания $SiO_2$) и щелочности. В породах Ловозерского массива эта закономерность четко не проявлена, поскольку в лейкократовых породах (уртитах и фойяитах) II интрузивной фазы отношение Ti/Fe, как было отмечено выше, варьирует в широких пределах. Объяснить такие колебания различным содержанием $SiO_2$ или щелочей в лейкократовых породах II интрузивной фазы — уртитах или фойяитах — вряд ли можно, поскольку содержание кремнезема и щелочей в них меняется незначительно, например, содержание $SiO_2$ в фойяитах варьирует от 53,43 до 54,89%, а $Na_2O+K_2O$ — от 16,41 до 18,47%.

Высокое содержание титана в породах массива (0,67% Ti) обусловило геохимическую историю ниобия и тантала. Последние самостоятельных минералов, кроме эпистолита и пирохлора не образуют и рассеиваются в минералах, содержащих титан и частично — цирконий, изоморфно их замещая.

В нефелинсодержащих породах других щелочных массивов концентрация титана, как правило, ниже, и иногда — значительно, равно как и в среднем составе нефелиновых сиенитов. В последних она, вероятно, составляет около 0,50% Ti (Герасимовский, 1963б).

### Выводы

1. Концентрация титана в породах массива колеблется в широких пределах (0,13—1,44%), но среднее его содержание в породах отдельных интрузивных фаз варьирует незначительно (породы II фазы — от 0,49 до 0,65% Ti, III фазы — от 0,46 до 0,86% Ti).

2. Наблюдается накопление титана в расплаве к концу магматического про-

цесса. Породы III интрузивной фазы (0,82% Ti) богаче титаном, чем породы II (0,63% Ti). В пегматитах содержание титана выше (0,91—1,40% Ti), чем в породах III фазы.

3. Титан — один из наиболее характерных элементов массива. В последнем широко распространены минералы титана, среди которых особенно разнообразны натрийсодержащие титаносиликаты агпаитовых пород II и III интрузивных фаз и связанных с ними пегматитов. Титан в минералах агпаитовых пород всегда ассоциирует с натрием. Сфен и мангано-ильменит являются типоморфными минералами пород I фазы.

4. Основная масса титана в лейкократовых породах массива (уртиты, фойяиты и др.) связана с минералами титана. В мезократовых и меланократовых породах (луявриты) на их долю приходится не более 50% титана, имеющегося в породе, а остальная его часть связана с темноцветными породообразующими минералами (эгирин, арфведсонит), в которых он изоморфно замещает трехвалентное железо. В цирконосиликатах концентрируется лишь незначительная часть титана пород.

5. С титаном тесно связана геохимическая история ниобия и тантала, которые в основном концентрируются в минералах титана, изморфно его замещая.

## Цирконий и гафний

Эти два элемента очень близки по своим кристаллохимическим свойствам, что и обусловливает общность их истории в земной коре. Цирконий, по представлениям А. Е. Ферсмана (1939), встречается в минералах в виде иона $Zr^{4+}$ — в кислой среде и $(ZrO_4)^{4-}$ — в щелочной. Цирконий является литофильным элементом и находится лишь в минералах (окислы и силикаты), содержащих кислород. Цирконий по своим свойствам сходен с титаном, который он изоморфно замещает в ряде титансодержащих минералов. Наиболее высокая концентрация циркония и гафния среди магматических пород установлена в нефелиновых сиенитах.

Цирконий — это один из наиболее характерных элементов Ловозерского массива. Высокое содержание его в породах массива обусловило образование в них самостоятельных минералов циркония, причем некоторые из них являются породообразующими, как, например, эвдиалит и ловозерит.

Определение содержания суммы циркония и гафния в породах и минералах проводилось химическим методом. Для этой цели был применен колориметрический метод с использованием ализаринового красного и арсеназо. Предварительное отделение от сопутствующих элементов проводилось осаждением в виде фосфата циркония и гафния, затем эти фосфаты с помощью щавелевой кислоты переводились в раствор и осаждались в виде гидроокиси, растворялись в соляной кислоте и колориметрировались одним из указанных выше реактивов. В пробах, содержащих циркония меньше 0.1%, определение проводилось при помощи арсеназо, а в пробах с содержанием его более 0.1% был использован ализариновый красный. Точность колориметрического метода 10—15%.

В минералах (эвдиалит и др.), в которых суммарное содержание циркония и гафния превышает 2%, определение велось весовым методом. При этом пришлось объединить две методики: осаждение фениларсоновой кислотой и осаждение миндальной кислотой. Ограничиться применением одного из этих методов оказалось недостаточно, так как опыты показали, что даже двойное переосаждение при помощи фениларсоновой кислоты не позволяло получать чистой двуокиси циркония и гафния. Точность весового метода составляет 0,1—0,2% относительных.

Определение содержания циркония и гафния в циркониевых минералах выполнялось рентгеноспектральным методом анализа. Он же был применен и для определения этих элементов в породах и минералах с низким содержанием циркония и гафния, но с предварительным химическим обогащением пробы. Получение осадков, обогащенных цирконием и гафнием, проводилось методом осаждения их при помощи фениларсоновой кислоты. Для вторичного обогащения применялась диметиламиноазофениларсоновая

кислота. Для проверки полноты выделения циркония и гафния при их химическом концентрировании из пород были использованы радиоактивные изотопы — $Zr_{95}$ и $Hf_{181}$.

Анализ образцов циркониевых минералов и обогащенных проб на цирконий и гафний проводился на длинноволновом вакуумном рентгеновском спектрографе с изогнутым по радиусу 500 *мм* кристаллом кварца (плоскость $\bar{1}2\bar{1}0$ в качестве анализатора. Содержание циркония и гафния определялось съемкой на одну пленку эталона и образца. Погрешность анализа составляла ±6%. Соответственно величина ошибки при расчете Zr/Hf соотношений достигала ± 10—12%. Каждый образец снимался дважды и вычислялось среднее из двух полученных результатов.

Определение суммы циркония и гафния в породах и минералах, а также и химическое извлечение этих элементов из пород и минералов для раздельного определения циркония и гафния было выполнено А. М. Тузовой и Л. И. Несмеяновой. Рентгеноспектральные определения циркония и гафния в породах и минералах произведены И. Д. Шевалевским (Герасимовский, Шевалевский, 1957; Герасимовский, Тузова, Шевалевский, 1958, 1962).

Полученные данные по содержанию суммы циркония и гафния в породах массива приведены в табл. 91, а по цирконием-гафниевому отношению в породах — в табл. 92. Они показывают, что концентрация циркония и гафния в нефелинсодержащих породах массива варьирует значительно — от 0,085 до 1,64% $ZrO_2 + HfO_2$, но, несмотря на большие колебания, все же намечается определенная закономерность в их распределении. Наиболее высокая концентрация циркония и гафния имеется в породах III интрузивной фазы, а наименьшая — в породах I фазы. Среднее содержание циркония и гафния в породах I фазы составляет около 0,17% $ZrO_2 + HfO_2$, II — 0,29% и III — 1,36%, а в целом по массиву — 0,48%. Принимая величину цирконием-гафниевого отношения для пород I фазы в среднем равной 35, II — 42 и III — 45, для всего массива — 42, соответственно среднее содержание циркония и гафния в породах I фазы будет около 0,123% Zr, 0,0036% Hf, II — 0,210% Zr, 0,0050% Hf, III — 0,987% Zr, 0,0218% Hf, а в массиве — 0,348% Zr, 0,0083% Hf. Приведенные цифры указывают на накопление циркония и гафния к концу магматического процесса формирования массива. Это можно проследить даже на примере формирования пород одной интрузивной фазы. Содержание циркония и гафния в средней пробе порфировидных ловозеритовых луявритов выше (1,64% $ZrO_2 + HfO_2$), чем в ранее сформировавшихся эвдиалитовых луявритах (1,36%), с которыми они генетически связаны.

Распределение циркония и гафния в массиве обусловливается геохимической историей петрогенных элементов, поскольку их содержание коррелируется с рядом петрохимических параметров. Так, от пород I интрузивной фазы к III в массиве наблюдается увеличение концентрации циркония и гафния при одновременном уменьшении значений величин параметров — $Q$, $a$, $b$ и увеличении $\bar{c}$, $S$ и коэффициента агпаитности.

Концентрация циркония и гафния в породах одной и той же интрузивной фазы не одинакова, она бывает резко различной даже в одной и той же породе (табл. 91). Например, в фойяитах II интрузивной фазы содержание названных элементов варьирует от 0,148% $ZrO_2 + HfO_2$ до 1,290%. При этом интересно отметить, что оно тем больше, чем гипсометрически выше расположена порода. Так, например, в фойяите верхней зоны (г. Аллуайв) имеется 0,452% $ZrO_2 + HfO_2$, средней зоны — 0,403%, нижней зоны — одной из проб — 0,178%, а в другой — 0,265%. Соответственно в средней пробе луяврита верхней зоны (г. Аллуайв) — 0,428% $ZrO_2 + HfO_2$, средней зоны — 0,317% и нижней — 0,190 и 0,207%.

Разное содержание циркония и гафния в одной и той же породе, взятой из различных горизонтов одного и того же разреза (г. Аллуайв),

Таблица 91

**Содержание циркония и гафния в нефелиновых сиенитах Ловозерского массива, %**

| Номер анализа | Порода, местонахождение | $\Sigma ZrO_2+HfO_2$ |
|---|---|---|
| | *Породы I интрузивной фазы* | |
| 139 | Равномернозернистый нефелиновый сиенит, г. Нинчурт | 0,290 |
| 999 | Равномернозернистый нефелиновый сиенит, г. Аллуайв | 0,126 |
| 815 | Равномернозернистый нефелиновый сиенит, р. Муруай | 0,085 |
| 183 | Порфировидный нефелиновый сиенит, г. Аллуайв | 0,138 |
| 2248 | Порфировидный нефелиновый сиенит, г. Нинчурт | 0,219 |
| 5816 | Нефелин-гидросодалитовый сиенит, г. Аллуайв | 0,220 |
| 2143 | Нефелин-гидросодалитовый сиенит, г. Энгпорр | 0,230 |
| 6466 | Нефелин-гидросодалитовый сиенит, г. Аллуайв | 0,220 |
| 816 | Пойкилитовый нефелин-гидросодалитовый сиенит, р. Муруай | 0,100 |
| 817 | То же | 0,095 |
| 66 | Пойкилитовый нефелин-гидросодалитовый сиенит, г. Суолуайв | 0,205 |
| 196 | Пойкилитовый нефелин-гидросодалитовый сиенит, г. Аллуайв | 0,100 |
| 147/2 | Пойкилитовый нефелин-гидросодалитовый сиенит, г. Мотчисуай | 0,105 |
| С-25 | Пойкилитовый нефелин-гидросодалитовый сиенит, различные участки массива | 0,147 |
| | Среднее содержание в породах I фазы | 0,170 |
| | *Породы II интрузивной фазы* | |
| 957 | Уртит, г. Аллуайв | 0,137 |
| 2777 | То же | 0,233 |
| 962 | » » | 0,410 |
| 2705-7 | Уртит, г. Карнасурт | 0,190 |
| 187 | Ийолит-уртит, г. Аллуайв | 0,134 |
| 14б | Ийолит-уртит, г. Карнасурт | 0,127 |
| 5403 | Ийолит-уртит, р. Тавайок | 0,100 |
| С-1 | Уртит, г. Аллуайв | 0,287 |
| С-33 | То же | 0,112 |
| С-36 | Уртит и ювит, г. Аллуайв | 0,128 |
| С-39 | То же | 0,111 |
| | Среднее содержание | 0,140 |
| 45 | Фойяит, г. Аллуайв | 0,195 |
| 272 | То же | 0,310 |
| 964 | » » | 0,660 |
| 974 | » » | 0,300 |
| 980 | » » | 0,155 |
| 984 | » » | 0,700 |
| 2010 | » » | 0,240 |
| 2775 | » » | 1,220 |
| 860 | Фойяит, г. Вавнбед | 0,148 |
| 143 | Фойяит, г. Карнасурт | 0,486 |
| 144 | То же | 0,432 |
| 2719-21 | » » | 0,208 |
| 2698 | » » | 1,290 |
| С-2 | Фойяит, г. Аллуайв | 0,452 |
| С-5 | То же | 0,403 |

Таблица 91 (продолжение)

| Номер анализа | Порода, местонахождение | $\Sigma ZrO_2+HfO_2$ |
|---|---|---|
| С-34 | Фойяит, г. Аллуайв | 0,178 |
| С-37 | То же | 0,265 |
| | Среднее содержание | 0,325 |
| 921 | Луяврит, г. Аллуайв | 0,335 |
| 982 | То же | 0,133 |
| 2771 | » » | 0,190 |
| 264 | » » | 0,650 |
| 26б | Луяврит, г. Карнасурт | 0,125 |
| 26 | То же | 0,317 |
| 27 | » » | 0,140 |
| 28 | » » | 0,416 |
| 2212-13 | » » | 0,424 |
| 2695 | » » | 0,460 |
| С-3 | Луяврит, г. Аллуайв | 0,428 |
| С-31 | То же | 0,317 |
| С-35 | » » | 0,190 |
| С-38 | » » | 0,207 |
| | Среднее содержание | 0,290 |
| 316 | Амфиболовый луяврит, г. Паргуайв | 0,197 |
| 335 | То же | 0,125 |
| 374 | » » | 0,125 |
| 8 | Амфиболовый луяврит, г. Карнасурт | 0,275 |
| С-4 | Амфиболовый луяврит из верхней зоны, г. Аллуайв | 0,243 |
| | Среднее содержание | 0,210 |
| С-9 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, различные участки массива | 0,178 |
| | Среднее содержание по II фазе | 0,290 |
| | *Породы III интрузивной фазы* | |
| 160 | Эвдиалитовый луяврит, г. Аллуайв | 1,110 |
| 245 | То же | 1,130 |
| 8165 | » » | 1,220 |
| 2670 | Эвдиалитовый луяврит. г. Флора | 1,360 |
| 899 | Эвдиалитовый луяврит, г. Пялкимпорр | 0,820 |
| 902 | То же | 0,910 |
| 812 | Эвдиалитовый луяврит. р. Чивруай | 0,990 |
| XXV | Эвдиалитовый луяврит, г. Куамдеспахк | 1,040 |
| 846 | Эвдиалитовый луяврит, г. Лепхе-Нельме | 0,580 |
| 2499 | Эвдиалитовый луяврит, р. Муруай | 1,190 |
| С-6 | Эвдиалитовый лейкократовый луяврит (Различные участки массива) | 1,190 |
| С-7 | Эвдиалитовый мезократовый луяврит (Различные участки массива) | 1,490 |
| | Среднее содержание | 1,40 |
| 246 | Порфировидный ювит, г. Аллуайв | 1,320 |
| — | Эвдиалитит, г. Вавнбед | 8,67 |
| 729 | Эвдиалитит, г. Энгпорр | 6,70 |
| 2453 | Порфировидный луяврит, г. Сенгисчорр | 0,460 |

Таблица 91 (окончание)

| Номер анализа | Порода, местонахождение | $\Sigma ZrO_2+HfO_2$ |
|---|---|---|
| 170 | Порфировидный луяврит, г. Аллуайв | 0,960 |
| 8411 | То же | 1,180 |
| С-10 | Порфировидный луяврит, различные участки массива | 1,320 |
| | Среднее содержание | 1,20 |
| 263 | Порфировидный луяврит ловозеритовый, г. Карнасурт | 1,53 |
| 106 | Порфировидный луяврит ловозеритовый, г. Вавнбед | 1,54 |
| XXI | Порфировидный луяврит с мурманитом, г. Флора | 1,35 |
| С-11 | Порфировидный ловозеритовый луяврит, различные участки массива | 1,64 |
| | Среднее содержание | 1,60 |
| 141 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, г. Чинглусуай | 0,275 |
| 266 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, р. Тулбньюнуай | 0,146 |
| 430 | Тавит, перевал р. Тавайок | 0,264 |
| С-8 | Пойкилитовый содалитовый сиенит и тавит, различные участки массива | 0,261 |
| | Среднее содержание | 0,260 |
| 850 | Сфен-амфиболовый ийолит-мельтейгит, р. Суолуай | 0,370 |
| 1989 | То же | 0,438 |
| | Среднее содержание по III фазе | 1,36 |
| | *Породы IV интрузивной фазы (менее 0,01%)* | |
| 325 | Щелочной лампрофир, г. Паргуайв | 0,028 |
| XXII | Щелочной лампрофир, г. Аллуайв | 0,048 |
| 7857 | Пегматит, р. Вавниок | 2,45 |
| 7859 | Вмещающая порода — эвдиалитовый луяврит, р. Вавниок | 1,95 |
| 7860 | Пегматит, р. Уэлькуай | 1,42 |
| 7861 | Вмещающая порода — эвдиалитовый луяврит, р. Уэлькуай | 1,58 |
| 1400 | Пегматит (II интрузивная фаза), г. Ангвундасчорр | 1,56 |
| | Среднее содержание в массиве | 0,48 |
| | *Вмещающие породы Ловозерского массива* | |
| 7340 | Ромбен-порфир, г. Куамдеспахк | 0,130 |
| 783 | Фонолит-порфир, г. Нинчурт | 0,221 |
| 6702 | Пикрит-порфирит, мыс Кеснерк | 0,045 |
| 6606 | Авгит-порфирит, г. Апуайв | 0,062 |
| 6662 | Слоистый туф, г. Нинчурт | 0,088 |
| 7344 | Туфосланец, г. Куамдеспахк | 0,073 |
| 992 | Гнейс, г. Аллуайв | 0,020 |
| 6577 | То же | 0,018 |

Таблица 92

**Циркониево-гафниевое отношение в породах массива по данным рентгеноспектрального анализа**

| Номер анализа | Порода, местонахождение | Zr/Hf | |
|---|---|---|---|
| | | в породе | в минерале из данной породы |
| | *Породы I интрузивной фазы* | | |
| 183 | Порфировидный нефелиновый сиенит, г. Аллуайв . . . | 33 | — |
| 139 | Равномернозернистый нефелиновый сиенит, г. Нинчурт | 37 | — |
| | Средняя величина | 35 | |
| | *Породы II интрузивной фазы* | | |
| 262 | Уртит, г. Аллуайв . . . . | 36 | — |
| 957 | То же . . . . . | 38 | — |
| 876 | Уртит, г. Вавнбед . . . . . | 42 | — |
| 187 | Ийолит-уртит, г. Аллуайв | 50 | — |
| 143 | Фойяит, г. Карнасурт . . . | 47 | 35 (эгирин) |
| 144 | То же . . . . . | 45 | — |
| 320 | Фойяит, г. Паргуайв . . . | 50 | 48 (эвдиалит) |
| 272 | Фойяит, г. Аллуайв . . . . | 45 | — |
| 964 | То же . . . . . | 44 | 50 (эвдиалит) |
| 5228 | Луяврит (лейкократовый), р. Тавайок . . . . . | 38 | — |
| 26б | Луяврит (лейкократовый), г. Карнасурт . . . . . | 38 | — |
| 26 | Луяврит (мезократовый), г. Карнасурт . . . . . | 39 | — |
| 264 | Луяврит (мезократовый), г. Аллуайв . . . . . | 38 | 33 (эгирин) |
| 28 | Луяврит (меланократовый), г. Карнасурт . . . . . | 36 | — |
| 8 | Амфиболовый луяврит, г. Карнасурт . . . . . | 40 | — |
| | Средняя величина | 42 | — |
| | *Породы III интрузивной фазы* | | |
| 160 | Эвдиалитовый луяврит, г. Аллуайв . . . . . | 44 | — |
| 245 | То же . . . . . | 47 | — |
| XXV | Эвдиалитовый луяврит, г. Куамдеспахк . . . . . | 45 | — |
| 110 | Эвдиалитит, г. Вавнбед . . | 49 | — |
| 263 | Ловозеритовый порфировидный луяврит, г. Карнасурт | 52 | — |
| 266 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, р. Тулбньюнуай . . . | 37 | — |
| 430 | Тавит, р. Тавайок . . . . | 48 | — |
| | Средняя величина | 45 | |
| | Средняя величина для пород массива | 42 | |

указывает на то, что при дифференциации магматического расплава в камере, где формировались породы Ловозерской интрузии, отдельные порции расплава в различной степени были обогащены редкими элементами.

Неравномерное распределение циркония и гафния нередко наблюдается даже в одном и том же слое (горизонте) породы, особенно в фойяитах. Это находит отражение и в неравномерном распределении в нем цирконийсодержащего минерала — эвдиалита.

О формах нахождения циркония и гафния в породах массива. В Ловозерском массиве как в породах, так и в генетически связанных с ними пегматитах широко распространены минералы из группы эвдиалита — эвколита: эвдиалит и мезодиалит. В дальнейшем будем употреблять лишь название эвдиалит, поскольку последний более широко распространен и нередко в одном и том же зерне или кристалле имеются постепенные переходы от эвдиалита к мезодиалиту.

Эвдиалит является не только одним из второстепенных минералов большинства пород массива, но иногда и породообразующим (эвдиалитовые луявриты). Из циркониевых минералов, кроме эвдиалита, широко распространен лишь ловозерит в породе, получившей название ловозеритовый порфировидный луяврит. Кроме эвдиалита и ловозерита, из циркониевых минералов в массиве установлены: келдышит, сейдозерит, ловенит, титано-ловенит, эльпидит, катаплеит, циркон, розенбушит, власовит, велерит и цирфесит, обычно имеющие малое распространение в массиве. Келдышит встречается в фойяите; сейдозерит, эльпидит, ловенит, титаноловенит, катаплеит и циркон характерны лишь для некоторых пегматитов, в основном миаскитовых. Власовит обнаружен в метасоматических зонах в контакте массива, а велерит — в зоне развития фенитов. Цирфесит является гипергенным минералом, образующимся по эвдиалиту. Из названных цирконие-вых минералов типоморфными минералами агпаитовых нефелиновых сиенитов являются лишь немногие: эвдиалит, мезодиалит, ловозерит и келдышит. Остальные минералы циркония генетически связаны с породами I интрузивной фазы, коэффициент агпаитности которых приближается к единице, или наблюдаются в зоне контакта агпаитовых нефелиновых сиенитов с вмещающими их породами.

Цирконий установлен в большинстве титановых минералов: в белянкините, минералах группы ломоносовита-мурманита, куплетските, чинглусуите, сфене и др. (Семенов, 1959б). По-видимому, в минералах широко распространено изоморфное замещение титана цирконием, а также и наоборот — циркония титаном. Например, в эвдиалите, наиболее распространенном минерале циркония в Ловозерском массиве, всегда присутствует титан (0,28—0,38% Ti). Следует отметить, что при изучении структуры сейдозерита В. И. Симоновым и Н. В. Беловым (1958) было показано, что цирконий, а часто и титан занимают одно и то же кристаллохимическое положение.

Цирконий, как и титан, входит в состав главных породообразующих темноцветных минералов, вероятно, изоморфно замещая железо по схеме: $(Zr, Ti)^{4+} + Al^{3+} \rightarrow Fe^{3+} + Si^{4+}$.

Основная масса циркония в породах Ловозерского массива связана с эвдиалитом. Например, в эвдиалитовых луявритах среднее содержание циркония и гафния, по данным химического анализа, составляет около 1,4% $ZrO_2 + HfO_2$. Если принять среднее содержание эвдиалита в этих породах равным 10% при наличии в нем 13% двуокиси циркония и гафния, то на долю эвдиалита в эвдиалитовых луявритах придется около 1,3% из общей суммы 1,40% $ZrO_2 + HfO_2$. На эгирин, арфведсонит и другие минералы в эвдиалитовых луявритах, вероятно, приходится около 0,1% $ZrO_2 + HfO_2$.

В наиболее распространенных породах II интрузивной фазы — луявритах и фойяитах — большая доля циркония также связана с эвдиалитом и

значительно меньшая — с эгирином и другими минералами. Если мы примем среднее содержание эвдиалита в луявритах равным примерно 2,0%, а в фойяитах — 2,7% (по данным В. П. Волкова), на долю этого минерала в луявритах придется 0,26%, а в фойяитах — 0,35% $ZrO_2 + HfO_2$. Средние содержания циркония и гафния в этих породах, как показали результаты химического анализа, соответственно равны 0,29 и 0,33% $ZnO_2 + HfO_2$.

О цирконием-гафниевом отношении. Результаты количественных определений циркония и гафния в минералах и породах массива приведены в табл. 92 и 93. Из полученных данных следует, что цирконием-гафниевое отношение в породах массива меньше, чем в цирконием минералах — эвдиалите и ловозерите, широко распространенных в этих породах. В эвдиалите цирконием-гафниевое отношение колеблется от 37 до 50 (среднее 46 из 17 определений), а в породах массива, содержащих этот минерал, средние величины данного отношения несколько ниже, а именно: 42 — для пород II интрузивной фазы, 45 — для эвдиалитовых луявритов III фазы. Причина такого несоответствия заключается в том, что часть циркония и гафния связана с породообразующими минералами — эгирином и арфведсонитом. Цирконием-гафниевое отношение в этих минералах ниже, чем в эвдиалите. В эгирине из пород величина данного отношения составляет около 40, а в арфведсоните 40—48.

В порфировидном ловозеритовом луяврите устанавливается максимальная для пород величина цирконием-гафниевого отношения (около 52), поскольку в данной породе широко распространен ловозерит, для которого характерно высокое значение величины этого отношения (60, среднее из трех определений).

Отмеченные выше различия величин цирконием-гафниевого отношения в минералах: эгирине — 40, эвдиалите — 46, ловозерите — 60 указывают на частичное разделение этих двух элементов. Одной из важных причин разделения могут быть различия в свойствах элементов. У гафния, как известно, основные свойства выражены сильнее, чем у циркония. Учитывая, что гафний является более основным по сравнению с цирконием, возрастание кислотности среды минералообразования влечет за собой увеличение коэффициента активности циркония относительно гафния. Поэтому минералы, кристаллизующиеся в более кислой среде, будут богаче цирконием, чем гафнием. Кислотность-щелочность магматического расплава в момент формирования, например, эвдиалита и эгирина, была неодинаковой. Если допустить, что эвдиалит образовывался в среде более кислой по сравнению с эгирином, то вследствие возрастания коэффициента активности более кислого циркония по сравнению с гафнием отношение Zr/Hf в эвдиалите будет выше, чем в эгирине.

Кроме кислотности-основности среды на разделение циркония и гафния оказывают влияние, вероятно, и кристаллохимические факторы. Например, при формировании эвдиалитового луяврита образование эвдиалита и эгирина происходит более или менее одновременно, но цирконием-гафниевое отношение в этих минералах все же разное (35 — в эгирине и 39 — в эвдиалите). В этом случае, очевидно, имеет значение разная роль циркония и гафния в кристаллической структуре рассматриваемых минералов: в эвдиалите цирконий определяет структуру минерала, а в эгирине он изоморфно замещает другие элементы, по-видимому железо. Гафний же вследствие ярче выраженных основных свойств, вероятно, легче, чем цирконий, входит в кристаллическую структуру более щелочного минерала эгирина при изоморфном замещении железа.

Из данных, приведенных в табл. 92, следует, что к концу магматического процесса происходит возрастание цирконием-гафниевого отношения: в породах I интрузивной фазы оно равно 35, II — 42, III — 45 (в эвдиалитите — 49, ловозеритовом порфировидном луяврите — 52). В целом для пород массива оно равно 42.



470

**Содержание циркония и гафния в минералах Ловозерского массива, %** Таблица 93

| Минерал | Порода, местонахождение | Содержание по данным | | | Zr/Hf | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | химического анализа $ZrO_2 + HfO_2$ | рентгеноспектрального анализа | | количество определений | пределы колебаний | среднее значение |
| | | | Zr | Hf | | | |
| Эвдиалит | Пегматиты, различные участки массива | 12,6—13,81 | 7,1—10,1 | 0,136—0,229 | 9 | 36—52 | 44 |
| То же | Эвдиалитит, г. Вавнбед | 13,21 | — | — | 1 | — | 49 |
| » | Эвдиалитовый луяврит, фойяит, уртит, различные участки массива | 13,30—15,95 | 6,73—11,79 | 0,136—0,238 | 17 | 37—50 | 46 |
| Ловозерит | Порфировидный луяврит, г. Карнасурт | 16,54 | 9,88—12,50 | 0,162—0,222 | 3 | 58—62 | 60 |
| Келдышит | Фойяит, р. Тавайок | 40—41 | 27,38—28,12 | 0,612—0,688 | 2 | 41—44 | 42,5 |
| Сейдозерит | Пегматит, р. Уэлькуай | 23,14* | 15,54—16,28 | 0,255—0,266 | 2 | 55—61 | 58 |
| Ловенит | Пегматит, г. Суолуайв | — | 22,2 | 0,425 | 1 | — | 52 |
| Ti-ловенит | Пегматит, р. Коклухтиуай | 16,72* | 10,95—11,84 | 0,230—0,289 | 3 | 41—48 | 45 |
| Эльпидит | Пегматиты | 20,33* | — | — | — | — | — |
| Катаплеит | Пегматиты, р. Коклухтиуай | 31,24 | 17,02—18,5 | 0,296—0,357 | 3 | 52—57 | 54 |
| Циркон | Пегматиты, г. Вавнбед | 65,08 | 48,20—48,84 | 0,765—1,190 | 12 | 41—57 | 47 |
| Цирфесит | Пегматиты, г. Вавнбед | 30,47 | 19,0—23,46 | 0,459—0,476 | 4 | 41—48 | 44 |
| Розенбушит | Нефелиновые сиениты | 15,65* | — | — | — | — | — |
| Власовит | Метасоматические зоны | 28,11** | 16,01** | 1,45 | 1** | — | 11** |
| Велерит | Зона фенитов | — | — | — | — | — | — |
| Белянкинит | Пегматиты, р. Тулбньюнуай | 5,58—6,64 | — | — | 2 | 62—70 | 66 |
| Манган-белянкинит | Пегматиты | 3,06* | — | — | — | — | — |
| Ломоносовит | Пегматиты, р. Чинглусуай | 2,10 | — | — | 2 | 45—46 | 45,4 |
| Беталомоносовит | Пегматиты, р. Тулбньюнуай | 1,89—2,24 | — | — | — | — | — |
| Мурманит | Пегматиты, различные участки массива | 1,40—2,08 | — | — | — | — | — |
| Куплетскит | Пегматиты | 1,19* | — | — | — | — | — |
| Чинглусуит | Пегматиты, р. Чинглусуай | 2,80—3,02 | — | — | — | — | — |
| Сфен | Пегматиты | 0,52* | — | — | — | — | — |
| Пирохлор | Пегматиты | 0,99* | — | — | — | — | — |
| Эгирин | Эгириновый и эвдиалитовый луяврит, г. Аллуайв | 0,33—0,48 | 0,27—0,36 | 0,076—0,102 | 2 | 35—35 | 35 |
| То же | Фойяит, г. Карнасурт | — | — | — | 1 | — | 35 |
| » | Пегматит, г. Пункаруайв | 0,163 | — | — | 1 | — | 42 |
| Арфведсонит | Амфиболовый луяврит, г. Куамдеспахк | — | — | — | 1 | — | 35 |
| То же | Амфиболовый луяврит, г. Карнасурт | 0,12 | — | — | 2 | 34—42 | 38 |
| » | Пегматит, р. Чинглусуай | — | — | — | 1 | — | 34 |
| Эгирин | — | — | 0,361*** | 0,010*** | — | — | 36 |
| Эгирин | — | — | 0,622*** | 0,017*** | — | — | 37 |

* Цифры заимствованы из работы К. А. Власова и др. (1959).

** Р. П. Тихоненкова, М. Е. Казакова (1961).

*** Геохимия редких элементов, т. I, 1964.

Увеличение циркониево-гафниевого отношения к концу магматического процесса (от пород I фазы к III) указывает на относительную концентрацию более кислого элемента циркония по сравнению с гафнием.

В эвдиалите циркониево-гафниевое отношение варьирует от 36 до 52. В минералах — катаплеите и ловозерите, образующихся позже эвдиалита, а иногда и за счет последнего, это отношение выше. Например, в катаплеите оно равно 54, а в ловозерите — 60. В цирконийсодержащем минерале белянкините данное отношение еще выше — 66. Эти факты позволяют сделать предположение о том, что при постмагматических процессах частично происходит разделение циркония и гафния. Обилие летучих компонентов, в первую очередь фтора и воды, повышает относительную подвижность циркония, вследствие чего и возрастает величина циркониево-гафниевого отношения в минералах, формирующихся при постмагматических процессах.

В эвдиалите из фойяитов сумма циркония и гафния выше (13,75—15,95% $ZrO_2 + HfO_2$, среднее из шести определений 14,73%), чем из эвдиалитовых луявритов (13,15—13,30%) или пегматитов (12,6—13,81%, среднее из пяти определений 13,16%). Разные величины суммы циркония и гафния в эвдиалитах, вероятно, обусловлены тем, что цирконий в этом минерале частично изоморфно замещается титаном. Содержание последнего в эвдиалитах различно, как отмечено выше.

В зоне контакта Ловозерского массива с вмещающими породами развиты разнообразные породы, которые относятся к двум генетически различным комплексам (Тихоненков, Тихоненкова, 1962). Первый комплекс включает фениты, пегматоидные сиениты состава фойяитов и мезократовые нефелиновые сиениты, близкие по составу к эгириновым луявритам, и второй комплекс — микроклиниты, альбититы, кварцевые альбититы и олигоклазиты. Содержания циркония и гафния в контактных породах массива и минералах этих пород изучались Р. П. Тихоненковой и И. П. Тихоненковым (1962). Результаты исследований приведены в табл. 94 и 95.

Таблица 94

**Содержание циркония и гафния в приконтактовых породах массива, %.**

Данные Р. П. Тихоненковой и И. П. Тихоненкова (1962)

| Порода | $ZrO_2 + HfO_2$ |
|---|---|
| *Первый комплекс контактных пород* | |
| Плагиоклазовый фенит | 0,016 |
| Эвдиалит-микроклиновый фенит | 0,53 |
| То же | 0,26 |
| Среднее | 0,27 |
| *Второй комплекс контактных пород* | |
| Альбитизированный фенит | 0,51 |
| Полосчатый мелкозернистый олигоклазит | 0,90 |
| Среднезернистый олигоклазит | 1,40 |
| То же | 1,11 |
| Микроклинит буроватый | 3,38 |
| То же | 2,78 |
| » » | 0,08 |
| » » | 0,02 |
| Альбитизированный микроклинит | 0,06 |
| Альбитит | 0,20 |
| Альбитит с кварцем | 0,41 |
| Среднее | 0,97 |

Таблица 95

**Содержание циркония и гафния в минералах приконтактовых пород, %.**

Данные Р. П. Тихоненковой и И. П. Тихоненкова (1962)

| Минерал | Порода | $ZrO_2 + HfO_2$ |
|---|---|---|
| Лампрофиллит | Пегматоидный нефелиновый сиенит . . . . | 0,03 |
| Эгирин | Фениты . . . . . | 0,53 |
| Пектолит | То же . . . . . | 0,018 |
| Эвдиалит | » » . . . . . | 14,30 |
| Ринколит | » » . . . . . | Следы |
| Эгирин | Микроклинит . . . . | 0,86 |
| Биотит | То же . . . . . | Нет |
| Рамзаит, прозрачный волокнистый | » » . . . . . | Следы |
| Циркон | Альбитит . . . . . | 66,66 |
| То же | То же . . . . . | 64,55 |
| Власовит | Альбитизированный фенит . . . . . | 26,40 |

Эти авторы считают, что наиболее высокие концентрации циркония характерны для пород второго комплекса. Среднее содержание циркония в них (0,72% Zr) значительно выше, чем в массиве (0,48%). Цифра среднего содержания циркония в породах второго комплекса контактных пород бесспорно завышена. Косвенным доказательством этого является низкое содержание гафния, установленное в послемагматических метасоматических породах (табл. 96). По данным Р. П. Тихоненковой и И. П. Тихоненкова (1962), в фенитах цирконий концентрируется в эвдиалите, рамзаите, сфене, ильмените, пектолите, нарсарсуките, ринколите, апофиллите, арфведсоните, эгирине, причем основная масса этого элемента связана с эвдиалитом, эгирином и арфведсонитом. В породах второго комплекса цирконий связан главным образом с минералами циркония — цирконом, катаплеитом, власовитом, велеритом и в форме изоморфной примеси установлен в арфведсоните, эгирине и сфене. Из циркониевых минералов широко распространен только циркон.

Цирконисво-гафниевое отношение в послемагматических метасоматических породах массива значительно варьирует (табл. 96) от 34 в краевых зонах метасоматитов до 71 в центральных зонах. Возрастание цирконисво-гафниевого отношения от периферических зон метасоматитов к централь-

Таблица 96

**Содержание гафния и цирконисво-гафниевое отношение в послемагматических метасоматических породах массива (Геохимия редких элементов, 1964)**

| Порода | Местонахождение | Hf, % | Zr/Hf |
|---|---|---|---|
| Карбонатизированный и либенеритизированный нефелиновый сиенит | Краевые зоны метасоматитов . . . . | 0,0068 | 34 |
| Микроклинит | То же . . . . . | 0,0043 | 35 |
| Призматически-зернистый альбитит | Центральные зоны метасоматитов . . . | 0,0013 | 41 |
| Сахаровидный альбит | То же . . . . . | 0,0022 | 71 |

ным объясняется (Тихоненкова, Тихоненков, 1962) постепенным увеличением кислотности послемагматических растворов.

Содержание суммы циркония и гафния было определено в некоторых вмещающих породах массива (см. табл. 91). В девонских эффузивах оно оказалось значительно ниже, чем в нефелинсодержащих породах Ловозерского массива. Очень низкая концентрация циркония установлена в гнейсах.

Породы Ловозерского массива значительно обогащены цирконием и гафнием. Среднее содержание в них этих элементов (0,348% Zr и 0,0083% Hf) значительно выше, чем в любом другом типе магматических пород (см. табл. 57), включая и нефелиновые сиениты, в которых по Х. Дегенхардту (Degenhardt, 1957) имеется 0,0675% Zr. Имеются многочисленные данные по определению циркония в нефелиновых сиенитах ряда щелочных массивов Советского Союза. Содержание циркония в них варьирует от 0,007 до 0,18% и редко — более.

### Выводы

1. Цирконий — один из наиболее характерных элементов массива. Среднее содержание его в породах составляет около 0,348% Zr и 0,0083% Hf. Оно значительно выше, чем в других типах магматических пород.

2. Содержание циркония и гафния в породах Ловозерского массива варьирует в очень широких пределах. Это относится даже к среднему содержанию названных элементов в породах отдельных интрузивных фаз.

3. К концу магматического процесса в расплаве происходило накопление циркония и гафния. Породы III интрузивной фазы обогащены значительно больше этими элементами (0,987% Zr и 0,0218% Hf), чем II (0,210% Zr и 0,005% Hf) и I (0,123% Zr и 0,0036% Hf).

4. Содержание циркония и гафния в породах массива коррелируется с рядом петрохимических параметров ($-Q$, $a$, $b$, $c$) и коэффициентом агпаитности.

5. Цирконием-гафниевое отношение в породах массива варьирует незначительно от 33 до 52, а в минералах — от 33 до 70. К концу магматического процесса происходит незначительное возрастание величины циркониево-гафниевого отношения: от 35 в породах I интрузивной фазы до 45 в породах III фазы. Самые высокие значения этого отношения в минералах характерны для тех, которые формируются при постмагматических процессах (ловозерит, каталлент, белянкинит).

Причиной разделения циркония и гафния, видимо, является некоторое различие химических свойств данных элементов (основность, устойчивость комплексов и др.), а также кристаллохимические факторы (различные типы кристаллических структур цирконийсодержащих минералов). В темноцветных породообразующих минералах — эгирине и арфведсоните циркониево-гафниевое отношение ниже, чем в эвдиалите из той же породы, что нашло свое отражение и в различии величин этого отношения для пород одной и той же интрузивной фазы: например, в луявритах II фазы, богатых эгирином, оно ниже (38), чем в фойяитах (46).

6. Основная масса циркония и гафния в массиве связана с эвдиалитом и значительно меньшая — с эгирином, арфведсонитом, мурманитом и другими титансодержащими силикатами, в которых они изоморфно замещают титан.

## Ниобий и тантал

Химические свойства ниобия и тантала, типичных литофильных элементов, очень близки и поэтому они всегда встречаются совместно в одних и тех же кислородсодержащих минералах. Эти элементы в природе обычно находятся в пятивалентном состоянии. В минералах наблюдается не только изовалентный изоморфизм между ниобием и танталом, но и гетеровалентный изоморфизм названных элементов с титаном, цирконием и др. В количественном отношении в породах ниобий всегда значительно преобладает над танталом. В магматических породах наиболее высокая концентрация этих элементов установлена в нефелиновых сиенитах, а в агпаитовых разновидностях этих пород она достигает максимума.

Ниобий — один из характерных элементов Ловозерского массива. Но минералы ниобия для него нехарактерны, поскольку в породах массива содержание титана значительно больше, чем ниобия и тантала, и эти эле-

менты входят в состав минералов, содержащих титан, а также и цирконий, изоморфно их замещая.

Первые определения содержания тантала в породах массива были выполнены в ГЕОХИ (Герасимовский, Кахана, Родионова, 1957). Полученные данные показали, что Nb/Ta отношение в них около 11,0—11,8. Величина этого отношения оказалась резко отличной от данных К. Ранкама (Rankama, Sahama, 1950), который для нефелиновых сиенитов приводил цифру, равную 387,5. Эта цифра является неверной, вероятно, вследствие неточного определения тантала.

Позже сведения по содержанию ниобия и тантала в породах массива были одновременно опубликованы В. И. Герасимовским, М. М. Кахана, Л. М. Родионовой, В. А. Венкиной (1959) и К. А. Власовым, М. В. Кузьменко, Е. М. Еськовой (1959). По данным В. И. Герасимовского (Герасимовский, Карпушина, 1965), среднее содержание ниобия и тантала в породах массива следующее: $701{,}4 \cdot 10^{-4}$% Nb, $58{,}5 \cdot 10^{-4}$% Ta, Nb/Ta = 12, а по данным Власова и других, $900 \cdot 10^{-4}$% Nb и $70 \cdot 10^{-4}$% Ta, Nb/Ta = 12,8.

Результаты наших дополнительных исследований по содержанию ниобия и тантала в породах и минералах массива приведены в табл. 97.

Определение ниобия и тантала в породах и минералах (аналитик В. А. Карпушина) осуществлялось химическим методом. Перед определением проводилось обогащение ниобия и тантала из солянокислых растворов с применением таннина. Ниобий определялся роданидным методом, основанным на взаимодействии ниобия с роданистоводородной кислотой в солянокислом растворе. При этом образуется комплексное соединение ниобий-оксироданид $H[NbO(SCN)_4]$, которое экстрагировалось из водных растворов эфиром (Алимарин, Подвальная, 1946). Точность метода ±6%, а чувствительность $n \cdot 10^{-5}$%.

Тантал определялся с парадиметиламинофенилфлуороном по методике В. И. Назаренко (Назаренко, Шустова, 1961), которая основана на извлечении тантала смесью ацетона и изобутанола из раствора, содержащего плавиковую и серную кислоты и сульфат аммония. После извлечения тантал определялся колориметрическим методом с парадиметиламинофенилфлуороном. Точность метода ±15%, чувствительность $1 \cdot 10^{-4}$%.

Полученные нами результаты (табл. 97) по содержанию ниобия и тантала в породах массива показывают, что в последних концентрация этих элементов варьирует очень значительно ($220 \cdot 10^{-4}$—$2170 \cdot 10^{-4}$% Nb, $11 \cdot 10^{-4}$—$200 \cdot 10^{-4}$% Ta). Это находится в соответствии с неравномерным распределением ниобийсодержащих минералов в породах. Несмотря на большие колебания в содержании ниобия и тантала в породах, все же намечается определенная закономерность в их распределении в массиве. Наиболее высокая концентрация ниобия имеется в породах III интрузивной фазы, а наименьшая — в породах I. Среднее содержание ниобия и тантала в породах I фазы составляет около $320 \cdot 10^{-4}$% Nb, $29 \cdot 10^{-4}$% Ta, II — $645 \cdot 10^{-4}$% Nb, $55 \cdot 10^{-4}$% Ta и III — $1016 \cdot 10^{-4}$% Nb, $90 \cdot 10^{-4}$% Ta, а в целом по массиву $696 \cdot 10^{-4}$% Nb и $60 \cdot 10^{-4}$% Ta. Эти цифры указывают на накопление ниобия и тантала к концу магматического процесса формирования массива. Содержание ниобия и тантала в пегматитах несколько выше, чем в породах, с которыми они генетически связаны.

Концентрация ниобия и тантала в породах той или иной интрузивной фазы неодинакова, она бывает резко различной даже в одной и той же породе. Например, в фойяитах II интрузивной фазы содержание ниобия варьирует от $260 \cdot 10^{-4}$ до $1260 \cdot 10^{-4}$% Nb, тантала — от $26 \cdot 10^{-4}$ до $120 \cdot 10^{-4}$% Ta, в луявритах той же фазы — от $385 \cdot 10^{-4}$ до $1580 \cdot 10^{-4}$% Nb и от $37 \cdot 10^{-4}$ до $140 \cdot 10^{-4}$% Ta. Одновременно следует отметить, что ниобия и тантала, например в фойяите или луяврите, тем меньше, чем ниже гипсометрически расположена порода по разрезу. На г. Аллуайв

Таблица 97

**Содержание титана, ниобия и тантала в нефелиновых сиенитах Ловозерского массива**

| Номер анализа | Порода, местонахождение | Содержание | | | Отношение | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Ti, % | Nb, $n \cdot 10^{-4}$ % | Ta, $n \cdot 10^{-4}$ % | Nb/Ta | Ti / (Nb + Ta) |
| | *Породы I интрузивной фазы* | | | | | |
| 69 | Равномернозернистый нефелиновый сиенит, г. Нинчурт | 0,61 | 260 | 24 | 11 | 21,4 |
| 139 | То же | 0,81 | 400 | 32 | 12,2 | 18,7 |
| 815 | Равномернозернистый нефелиновый сиенит, р. Муруай | 0,65 | 320 | 33 | 9,9 | 17,2 |
| 999 | Равномернозернистый нефелиновый сиенит, г. Аллуайв | 0,73 | 420 | 37,5 | 11,2 | 15,9 |
| 2143 | Равномернозернистый нефелиновый сиенит, г. Энпорр | 0,58 | — | — | — | — |
| 183 | Порфировидный нефелиновый сиенит, г. Аллуайв | 0,94 | — | — | — | — |
| 185а | То же | 0,66 | 350 | 31 | 11,3 | 17,3 |
| 188а | » » | 0,46 | 350 | 31 | 11,3 | 12,0 |
| 193 | » » | 0,68 | 350 | 35 | 10 | 17,6 |
| 2248 | Порфировидный нефелиновый сиенит, г. Нинчурт | 0,83 | 410 | 37,5 | 10,9 | 18,5 |
| 5816 | Нефелин-гидросодалитовый сиенит, г. Аллуайв | 0,80 | — | — | — | — |
| 6464 | То же | 0,83 | — | — | — | — |
| 66 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, г. Суолуайв | 0,61 | 277 | 22,5 | 12,3 | 20,3 |
| 196 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, г. Аллуайв | 0,59 | 227 | 17 | 13 | 24,1 |
| 431 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, перевал р. Тавайок | 0,57 | 220 | 21 | 10,5 | 23,6 |
| 816 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, р. Муруай | 0,53 | 270 | 30 | 9 | 17,6 |
| 817 | То же | 0,45 | 270 | 30 | 9 | 15,0 |
| С-25 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, различные участки массива | 0,54 | 290 | 21 | 13,8 | 17,4 |
| | Среднее содержание по I фазе | 0,68 (1,13% $TiO_2$) | 320 | 29 | 11 | 19,5 |
| | *Породы II интрузивной фазы* | | | | | |
| 276 | Уртит, г. Аллуайв | 0,38 | 400 | 34 | 11,6 | 8,7 |
| 387 | Уртит, г. Паргуайв | 0,92 | 1250 | 110 | 11,4 | 6,9 |
| 957 | Уртит, г. Аллуайв | 0,13 | 263 | 25 | 10,5 | 4,5 |
| 2705—2707 | Уртит, г. Карнасурт | 0,63 | 1200 | 75 | 15,6 | 4,9 |
| 132 | Йолит-уртит, г. Карнасурт | 0,30 | 360 | 34 | 10,7 | 7,7 |
| 187 | Йолит-уртит, г. Аллуайв | 0,40 | 470 | 34 | 13,8 | 7,9 |
| 2942 | Ювит, г. Аллуайв | 0,33 | 392 | 37,5 | 10,5 | 7,7 |
| С-1 | Уртит (средняя проба), г. Аллуайв | 0,36 | 330 | 28 | 11,8 | 10,0 |
| С-33 | То же | 0,43 | 910 | 75 | 12,1 | 4,1 |
| С-36 | » » | 0,39 | 750 | 75 | 10 | 4,6 |

Таблица 97 (продолжение)

| Номер анализа | Порода, местонахождение | Содержание | | | Отношение | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Ti, % | Nb, $n \cdot 10^{-4}$ % | Ta, $n \cdot 10^{-4}$, % | Nb/Ta | Ti / (Nb + Ta) |
| С-39 | Уртит и ювит, г. Аллуайв | 1,44 | 1200 | 120 | 10 | 10,9 |
| | Среднее содержание | 0,49 (0,82% $TiO_2$) | 572 | 54 | 10,6 | 7,8 |
| 45 | Фойяит, г. Аллуайв | 0,27 | 390 | 37,5 | 10,4 | 6,3 |
| 130 | То же | 0,62 | 440 | 43 | 10,2 | 12,8 |
| 143 | Фойяит, г. Карнасурт | 0,55 | 440 | 40 | 11 | 11,5 |
| 144 | То же | 0,65 | 260 | 20 | 13 | 23,2 |
| 182б | Фойяит, г. Аллуайв | 0,41 | 580 | 61 | 9,7 | 6,4 |
| 272 | То же | 0,59 | 350 | 33 | 10,6 | 15,4 |
| 275 | » » | 0,47 | 840 | 75 | 11,2 | 5,2 |
| 385 | Фойяит, г. Паргуайв | 0,48 | 1200 | 110 | 11,1 | 3,7 |
| 315 | То же | 0,47 | 770 | 70 | 11 | 5,6 |
| 974 | Фойяит, г. Аллуайв | 0,67 | 600 | 62,5 | 9,5 | 10,1 |
| 980 | То же | 0,69 | 1300 | 120 | 10,8 | 4,9 |
| 2010 | » » | 1,20 | 530 | 50 | 10,6 | 20,7 |
| 2698 | Фойяит, г. Карнасурт | 0,32 | 385 | 37,5 | 10,3 | 7,6 |
| 2719-21 | То же | 0,55 | 637 | 37,5 | 16,9 | 8,2 |
| 2775 | Фойяит, г. Аллуайв | 0,58 | 525 | 50 | 10,5 | 10,1 |
| 2984 | Фойяит, г. Паргуайв | 0,57 | 875 | 75 | 11,6 | 4,9 |
| С-2 | Фойяит, г. Аллуайв | 0,51 | 840 | 62 | 13,9 | 5,6 |
| С-5 | То же | 0,43 | 707 | 59 | 13,6 | 5,3 |
| С-34 | » » | 0,58 | 630 | 39 | 16,0 | 8,7 |
| С-37 | » » | 1,05 | 530 | 42 | 12,6 | 18,4 |
| | Среднее содержание | 0,62 (1,02 $TiO_2$) | 702 | 49,5 | 14,4 | 9,1 |
| 26 | Луяврит, г. Карнасурт | 0,80 | 656 | 54,6 | 12 | 11,3 |
| 26б | То же | 0,62 | 720 | 53 | 13,6 | 8,0 |
| 27 | » » | 0,78 | 1050 | 100 | 10,5 | 6,8 |
| 28 | » » | 0,54 | 390 | 37,5 | 10,4 | 12,6 |
| 2695 | » » | 0,65 | 385 | 37,5 | 10,3 | 15,4 |
| 5875 | Луяврит, г. Куамдеспахк | 1,29 | 1580 | 140 | 11,3 | 7,5 |
| 2293 | То же | 0,47 | 530 | 50 | 10,6 | 8,1 |
| 317 | Луяврит, г. Паргуайв | 0,71 | 875 | 75 | 11,6 | 7,5 |
| 362 | То же | 1,04 | 1340 | 135 | 10 | 7,1 |
| 2983 | » » | 0,59 | 875 | 80 | 10,9 | 6,2 |
| 43а | Луяврит, г. Аллуайв | 0,36 | 390 | 37,5 | 10,4 | 8,4 |
| 190 | То же | 0,99 | 1050 | 106 | 10 | 8,6 |
| 264 | » » | 1,16 | 1200 | 86,7 | 13,8 | 9,0 |
| 274 | » » | 0,88 | 910 | 81 | 11,1 | 8,8 |
| 921 | » » | 0,65 | 1100 | 110 | 10 | 5,4 |
| 982 | » » | 0,65 | 460 | 50 | 9,2 | 12,7 |
| 2771 | » » | 0,56 | 392 | 37,5 | 10,4 | 13,0 |
| С-3 | Луяврит (средняя проба), г. Аллуайв | 0,59 | 1010 | 93 | 10,8 | 5,3 |
| С-31 | То же | 0,64 | 570 | 42 | 13,6 | 10,5 |
| С-35 | » » | 0,62 | 490 | 50 | 9,8 | 11,5 |
| С-38 | » » | 0,74 | 490 | 50 | 9,8 | 13,7 |
| | Среднее содержание | 0,65 (1,25% $TiO_2$) | 607 | 59 | 10,3 | 9,8 |

Таблица 97 (продолжение)

| Номер образца | Порода, местонахождение | Содержание | | | Отношение | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Ti, % | Nb, $n \cdot 10^{-4}$% | Ta, $n \cdot 10^{-4}$% | Nb/Ta | Ti / Nb + Ta |
| 8 | Амфиболовый луяврит, г. Карнасурт | 0,75 | 497 | 34 | 14,6 | 13,6 |
| 19 | То же | 0,70 | 420 | 34 | 12,2 | 15,4 |
| 316 | Амфиболовый луяврит, г. Паргуайв | 0,70 | 700 | 55 | 12,7 | 9,3 |
| 335 | То же | 0,58 | 437 | 42,5 | 10,2 | 12,1 |
| 374 | » » | 0,64 | 840 | 75 | 11,2 | 7,0 |
| 124 | Амфиболовый луяврит, г. Аллуайв | 0,77 | 625 | 40 | 15,6 | 11,6 |
| С-4 | То же (средняя проба) | 0,81 | 760 | 52 | 14,6 | 7,5 |
| | Среднее содержание | 0,75 (1,1% $TiO_2$) | 760 | 52 | 14,6 | 9,2 |
| 742 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, г. Киткньюн | 0,42 | 530 | 50 | 10,6 | 7,2 |
| С-9 | Пойкилитовый содалитовый сиенит (средняя проба), из разных участков массива | 0,48 | 390 | 27 | 14,5 | 11,5 |
| | Среднее содержание по II фазе | 0,634 (1,05% $TiO_2$) | 645 | 55 | 11,7 | 9,4 |
| | *Породы III интрузивной фазы* | | | | | |
| XXV | Эвдиалитовый луяврит, г. Куамдеспахк | 1,00 | 1050 | 100 | 10,5 | 8,7 |
| 902 | Эвдиалитовый луяврит, г. Пьялкимпорр | 0,47 | 870 | 75 | 11,6 | 4,9 |
| 8165 | Эвдиалитовый луяврит, г. Кедыкверкпахк | 0,71 | 530 | 51 | 10,4 | 12,2 |
| 2499 | Эвдиалитовый луяврит, г. Муруай | 0,74 | 250 | 25 | 10 | 26,9 |
| 846 | Эвдиалитовый луяврит, г. Лепхе-Нельме | 1,33 | 1500 | 125 | 12 | 8,2 |
| 801 | Эвдиалитовый луяврит, р. Чивруай | 0,63 | 1250 | 100 | 10 | 4,7 |
| 811 | То же | 1,07 | 270 | 30 | 9 | 35,7 |
| 812 | » » | 1,00 | 770 | 70 | 11 | 11,9 |
| 160 | Эвдиалитовый луяврит, г. Аллуайв | 0,80 | 1500 | 140 | 10,7 | 4,9 |
| 168а | То же | 0,74 | 875 | 74 | 11,8 | 7,8 |
| 1686 | » » | 0,49 | 840 | 90 | 9,3 | 5,3 |
| 245 | » » | 1,04 | 1930 | 135 | 14,3 | 5,0 |
| 803 | Луяврит с лампрофиллитом, р. Чивруай | 0,40 | 530 | 50 | 10,6 | 6,9 |
| 899 | Луяврит с мурманитом, г. Пьялкимпорр | 0,23 | 770 | 70 | 11 | 27 |
| С-6 | Эвдиалитовый луяврит лейкократовый (Из различных участков массива) | 0,63 | 760 | 62 | 12,3 | 7,4 |
| С-7 | Эвдиалитовый луяврит мезократовый (Из различных участков массива) | 0,94 | 1200 | 110 | 10,9 | 7,3 |
| | Среднее содержание | 0,84 (1,40% $TiO_2$) | 1053 | 94 | 11,2 | 7,3 |

Таблица 97 (продолжение)

| Номер образца | Порода, местонахождение | Содержание | | | Отношение | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Ti, % | Nb, $n \cdot 10^{-4}$% | Ta, $n \cdot 10^{-4}$% | Nb/Ta | Ti / (Nb + Ta) |
| 100 | Эвдиалитит, г. Вавнбед | 0,46 | 2900 | 240 | 12,2 | 1,5 |
| 729 | Эвдиалитит, г. Энгпорр | 0,69 | 3300 | 300 | 11 | 1,9 |
| 170 | Порфировидный луяврит, г. Аллуайв . . . . . | 0,40 | 250 | 23 | 10,9 | 15,5 |
| 813 | Порфировидный луяврит, р. Чивруай . . . . . | 0,48 | 530 | 50 | 10,6 | 8,3 |
| 2453 | Порфировидный луяврит, г. Сенгисчорр . . . . | 0,32 | 160 | 15 | 10,6 | 18,2 |
| 8411 | Порфировидный луяврит, г. Кедыкверкпахк . . | 0,38 | 210 | 17,5 | 12 | 16,7 |
| С-10 | Порфировидный луяврит из различных участков массива . . . . . | 0,45 | 440 | 33 | 13,3 | 9,7 |
| | Среднее содержание | 0,45 (0,75% $TiO_2$) | 440 | 33 | 13,3 | 9,5 |
| 106 | Порфировидный луяврит, г. Вавнбед . . . . . | 1,32 | 1600 | 92 | 17 | 7,8 |
| 263 | Порфировидный луяврит, г. Карнасурт . . . . | 1,32 | 2170 | 200 | 10,8 | 5,6 |
| XXI | Порфировидный луяврит с ломоносовит-мурманитом, г. Флора . . . . | 0,983 | 1875 | 84 | 22 | 5,0 |
| 249 | Порфировидный луяврит с ловозеритом и мурманитом, г. Аллуайв . . . . | 0,66 | 965 | 85 | 11,3 | 6,3 |
| С-1 | Порфировидный ловозеритовый луяврит из различных участков массива | 0,89 | 980 | 85 | 11,5 | 8,3 |
| | Среднее содержание | 0,89 (1,48% $TiO_2$) | 980 | 85 | 11,5 | 8,3 |
| 92 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, р. Уэлькуай | 0,44 | 350 | 32 | 10,8 | 11,5 |
| 141 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, р. Чингдлусуай . . . . . | 0,74 | 770 | 42 | 18,3 | 9,1 |
| 266 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, р. Тулбньюнуай . . . . . | 0,58 | 445 | 23,5 | 18,9 | 12,4 |
| 6121 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, г. Коклухтпуай . . . . . | 0,37 | 290 | 25 | 11,6 | 11,7 |
| 430 | Тавит, р. Тавайок . . . | 0,59 | 490 | 16 | 30,6 | 11,6 |
| С-8 | Пойкилитовый содалитовый сиенит и тавит, из различных участков массива . . . . . | 0,64 | 490 | 32 | 15,3 | 12,2 |
| | Среднее содержание | 0,64 (1,07% $TiO_2$) | 490 | 32 | 15,3 | 12,2 |
| 850 | Сфен-амфиболовый ийолит-мельтейгит, р. Сулуай . . . . . | 5,14 | 2000 | 175 | 11,4 | 23,6 |

Таблица 97 (продолжение)

| Номер анализа | Порода, местонахождение | Содержание | | | Отношение | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Ti, % | Nb, $n \cdot 10^{-4}$% | Ta, $n \cdot 10^{-4}$% | Nb/Ta | Ti / (Nb + Ta) |
| 1989 | Сфен-амфиболовый ийолит-мельтейгит, р. Сулуай | 2,88 | 385 | 37,5 | 10,2 | 68,2 |
| | Среднее содержание по III фазе | 0,82 (1,37% $TiO_2$) | 1016 | 99 | 11,3 | 7,5 |
| | *Породы IV интрузивной фазы* | | | | | |
| XXII | Щелочной лампрофир, г. Аллуайв | 1,72 | 150 | 15 | 10 | 104 |
| 325 | Щелочной лампрофир, г. Паргуайв | 0,61 | 360 | 31 | 11,6 | 15,6 |
| 1393 | Щелочной лампрофир, г. Карнасурт | 1,68 | 110 | 11 | 10 | 138,8 |
| 7857 | Пегматит, р. Вавнйок | 1,40 | 1750 | 170 | 10 | 7,3 |
| 7859 | Вмещающая порода — эвдиалитовый луяврит, р. Вавнйок | 0,82 | 1050 | 100 | 10,5 | 7,1 |
| 7860 | Пегматит, р. Уэлькуай | 1,00 | 1050 | 100 | 10,5 | 8,96 |
| 7861 | Вмещающая порода — эвдиалитовый луяврит, р. Уэлькуай | 0,93 | 1050 | 100 | 10,5 | 8,0 |
| 1400 | Пегматит, г. Ангвундасчорр | 0,91 | 1400 | 130 | 10,8 | 5,8 |
| | Среднее содержание в массиве | 0,67 (1,12% $TiO_2$) | 696 | 60 | 11,6 | 9,6 |
| | *Вмещающие породы Ловозерского массива* | | | | | |
| 783 | Фонолит-порфир, г. Нинчурт | 0,65 | 399 | 37,5 | 10,6 | 14,8 |
| 794 | Псевдолейцитовый фонолит, г. Куамдеспахк | 0,67 | 530 | 50 | 10,6 | 11,5 |
| 6702 | Пикрит-порфирит, мыс Кеснерк | 2,04 | 70 | 6,2 | 11,1 | 267,5 |
| 7344 | Туфосланцы, г. Куамдеспахк | 3,01 | 125 | 10,7 | 11,7 | 221,8 |
| 992 | Гнейс, г. Аллуайв | 0,22 | 7 | — | — | 124,3 |

содержание ниобия сверху вниз по разрезу в фойяитах уменьшается с $840 \cdot 10^{-4}$ до $530 \cdot 10^{-4}$%, а тантала — с $62 \cdot 10^{-4}$ до $42 \cdot 10^{-4}$%; в луявритах соответственно с $1010 \cdot 10^{-4}$ до $490 \cdot 10^{-4}$% Nb и с $93 \cdot 10^{-4}$ до $50 \cdot 10^{-4}$% Ta. Количество же титана в этих породах, наоборот, несколько увеличивается сверху вниз.

Разное содержание ниобия и тантала в одной и той же породе II интрузивной фазы, взятой из различных горизонтов одного и того же разреза (г. Аллуайв), указывает на то, что при дифференциации магматического расплава в камере, где формировались породы Ловозерской интрузии, происходило образование отдельных порций расплава, в различной степени обогащенных редкими элементами, в частности, ниобием, танталом, цирконием, гафнием и др. Это нашло отражение и в составе минералов. На-

пример, в породах II интрузивной фазы в лопарите из пород верхних горизонтов ниобия и тантала содержится больше, чем в лопарите из нижних горизонтов. Это впервые было отмечено В. С. Быковой (1941). В лопарите из пород II интрузивной фазы наблюдается изменение содержания главнейших компонентов: ниобий уменьшается сверху вниз по разрезу от 5,92—6,46 до 4,29%; тантал — от 0,56 до 0,40%; торий — от 0,49 до 0,28%; стронций — от 2,77 до 0,77%; кальций — от 3,69—3,80 до 2,99%, но одновременно возрастает титан — от 20,92—22,62 до 24,06% и сумма редкоземельных элементов от 27,07 до 30,81% TR (табл. 98).

Таблица 98

**Содержание титана, ниобия, тантала и других элементов в лопаритах**

| Номер образца | Порода | Содержание, % | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Ti | Nb | Ta | Th | TR | Sr | Ca |
| XII | Эвдиалитовый луяврит . . | 19,57 | 8,25 | 0,81 | 0,495 | 25,58 | 3,02 | 2,46 |
| 427 | Эгириновый луяврит . . . | 22,62 | 5,92 | 0,56 | 0,49 | — | — | — |
| 6 | Амфиболовый луяврит . . | 22,92 | 4,87 | 0,44 | 0,31 | — | 1,09 | 3,11 |
| 3147 | Уртит . . . . . | 20,92 | 6,46 | 0,60 | 0,45 | 27,07 | 2,77 | 3,69 |
| 3137 | Малиньит . . . . . | 21,14 | 6,17 | 0,57 | 0,45 | 27,73 | 2,49 | 3,80 |
| 2980 | Апатитовый уртит . . . . | 21,65 | 5,97 | 0,55 | 0,30 | — | 1,46 | 3,78 |
| 3149 | Уртит . . . . . | 22,00 | 5,54 | 0,53 | 0,34 | 30,13 | 0,93 | 3,18 |
| 3121 | Лейкократовый луяврит . . | 23,88 | 4,24 | 0,41 | 0,32 | — | — | — |
| 6158 | Уртит-ювит . . . . . | 23,46 | 4,78 | 0,42 | 0,30 | 30,77 | 1,02 | 3,29 |
| 6151в | Уртит . . . . . | 24,06 | 4,29 | 0,40 | 0,28 | 30,81 | 0,77 | 2,99 |

О формах нахождения ниобия и тантала в породах массива. Самостоятельных минералов ниобия в массиве известно три: эпистолит, герасимовскит и пирохлор. Первые два минерала обнаружены лишь в агпаитовых пегматитах. Эпистолит — в одном из уссингитовых пегматитов г. Пункаруайв, а герасимовскит — в том же пегматите и в россыпи на г. Карнасурт в ассоциации с уссингитом и стенструпином. Пирохлор имеет небольшое распространение в породах I интрузивной фазы и пегматитах, генетически с ними связанных. Геохимическая судьба ниобия и тантала в породах массива является общей и тесно связана с титаном и цирконием.

Ниобий и тантал обнаруживаются во всех минералах, в составе которых имеются титан или цирконий. Это обусловлено тем, что в породах массива титан (0,67% Ti) и цирконий (0,348% Zr) значительно преобладают над ниобием ($696 \cdot 10^{-4}$% Nb) и танталом ($60 \cdot 10^{-4}$% Ta). Поскольку ионные радиусы ниобия ($Nb^{5+} = 0{,}69$ Å) и тантала ($Ta^{5+} = 0{,}69$ Å) близки к радиусу титана ($Ti^{4+} = 0{,}64$ Å), а также и циркония ($Zr^{4+} = 0{,}87$ Å), то ниобий и тантал при формировании пород массива не образуют самостоятельных минералов, а концентрируются в минералах титана и циркония, изоморфно их замещая. Замещение титана и циркония ниобием и танталом, вероятно, происходит по схемам: $(Nb, Ta)^{5+} + Na^{+} \rightarrow Ti^{4+} + Ca^{2+}$, $(Nb, Ta)^{5+} + 2Na^{+} + TR^{3+} \rightarrow Ti^{4+} + 3Ca^{2+}$, $(Nb, Ta)^{5+} + Na^{+} \rightarrow Zr^{4+} + Ca^{2+}$ или $(Nb, Ta)^{5+} + TR^{3+} \rightarrow 2Zr^{4+}$.

Минералы титана широко распространены в породах и особенно в пегматитах массива. Большинство из них относится к группе титаносиликатов. Наиболее распространенные ниобийсодержащие минералы титана в породах — мурманит, лампрофиллит, рамзаит, ринколит, энигматит, лопарит, манган-ильменит, сфен и биотит. Последние три минерала характерны для пород с коэффициентом агпаитности, близким к единице. В пегматитах из ниобийсодержащих минералов титана широко распространены мурманит, лампрофиллит и рамзаит. Другие минералы титана — ломоносовит, беталомоносовит, метамурманит, белянкинит, энигматит, ненадкевичит, куплетскит, виноградовит, манган-нептунит, чинглусуит, ринко-

лит, карнасуртит, лопарит и сейдозерит наблюдаются редко и обычно в небольших количествах. В миаскитовых пегматитах, из ниобийсодержащих минералов титана наиболее типичны — сфен, ловенит и мангано-ильменит. Содержание ниобия и тантала в минералах титана (табл. 99) колеблется от 0,11 (лампрофиллит) до 8,25% Nb + Ta (лопарит). Нередко оно существенно колеблется в одном и том же минерале, например в лопарите,— от 4,29 до 8,25% Nb и от 0,40 до 0,81% Ta (табл. 98). Из минералов циркония в массиве наиболее распространены эвдиалит, мезодиалит и ловозерит. Концентрация ниобия и титана в них обычно не превышает 0,5%. Другие минералы циркония (катаплеит, келдышит, эльпидит, титано-ловенит, сейдозерит, циркон и др.) в массиве распространены незначительно.

Ниобий и тантал обнаружены также в темноцветных породообразующих минералах — эгирине, арфведсоните и биотите (табл. 99). Последний характерен лишь для пород и пегматитов I интрузивной фазы. Например, в эгирине из луявритов найдено 1,38—1,63% Ti, 0,15% Nb и 0,015% Ta. Титан в эгирине и арфведсоните изоморфно замещает трехвалентное железо, поскольку величины их ионных радиусов аналогичны ($Ti^{4+}$ = 0,64 Å, $Fe^{3+}$ = 0,67 Å), совместно с титаном в структуры этих минералов входят ниобий и тантал ($Nb^{5+}$ = 0,66 Å, $Ta^{5+}$ = 0,66 Å).

Ниобий и тантал в лейкократовых породах — уртитах, фойяитах и пойкилитовых содалитовых сиенитах массива, учитывая данные, приведенные в табл. 97 и 99, в основном концентрируются в минералах титана и в меньшей степени в эвдиалите и темноцветных породообразующих минералах — эгирине и арфведсоните. В меланократовых породах — луявритах II интрузивной фазы — главная масса ниобия и тантала связана с эгирином и арфведсонитом и меньшая его часть с минералами циркония и титана; в эвдиалитовых луявритах III интрузивной фазы на эвдиалит приходится около 45%, на эгирин и арфведсонит — 30%, остальное — на минералы титана и др. На минералы титана в породах массива, вероятно, приходится около 50% всего ниобия и тантала, имеющегося в их составе. Значительная их доля падает на эгирин и эвдиалит, причем с первым связано больше ниобия и тантала, чем со вторым, поскольку эгирин занимает около 14,5% от среднего состава пород массива и распространен значительно шире, чем эвдиалит (3%).

В лейкократовых породообразующих минералах (полевые шпаты, нефелин и содалит), вероятно, находится лишь очень незначительная часть ниобия и тантала. Например, в калиевом полевом шпате из пегматита найдено 0,00075% ниобия, тантал не обнаружен.

О ниобиево-танталовом отношении. Результаты количественных определений ниобия и тантала в минералах и породах приведены в табл. 97 и 99. Из полученных данных следует, что величины ниобиево-танталового отношения в породах практически одни и те же — около 10—12. Это указывает на то, что в процессе формирования пород Ловозерского массива не происходило разделения ниобия и тантала. В пегматитах соотношение между ниобием и танталом такое же, как в породах, около 10—10,5. В наиболее распространенных ниобийсодержащих минералах пород и пегматитов — мурманите, лампрофиллите, лопарите, эвдиалите, эгирине, арфведсоните, сфене, мангано-ильмените и биотите — величины ниобиево-танталового отношения близки между собой и составляют в среднем около 10—12 (табл. 99), полностью совпадают с таковыми для пород массива (табл. 97). Для некоторых минералов величина ниобиево-танталового отношения значительно отличается от средних значений 10—12 (Гераспмовский, Венкина, 1960). К их числу из титансодержащих минералов относятся эпистолит (Nb/Ta = 29,8), гераспмовскит (Nb/Ta = 98—120), белянкинит (Nb/Ta = 72,4, мангано-нептунит (Nb/Ta = 52,7), а из циркониевых минералов — ловозерит (Nb/Ta = 1,1—1,4), катаплеит (Nb/Ta = 2,26), циркон (Nb/Ta = 1,60—1,87). Эти минералы образу-

Таблица 99

**Содержание титана, ниобия и тантала в минералах Ловозерского массива**

| Минерал, вмещающая порода | Содержание, % | | | Nb/Ta | $\frac{Ti}{Nb+Ta}$ | Источник |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Ti | Nb | Ta | | | |
| Лопарит, разные породы | 23,79—24,42 | 5,46—6,82 | 0,49—0,61 | 11,1—12,7 | 3,5 | В. С. Быкова (1941) |
| То же | 19,57—24,60 | 4,24—8,25 | 0,40—0,81 | 10,2—11,2 | 2,1—5,1 | Аналитик В. А. Карпушина |
| Металопарит, уртит | 26,41 | 7,45 | 0,54 | 13,8 | 3,3 | Аналитик И. Д. Борнеман |
| Мурманит, тавит | 16,44 | 3,34 | 0,31 | 11,1 | 4,5 | Аналитик В. А. Карпушина |
| Мурманит, пегматит | 16,26—16,32 | 4,64—5,89 | 0,40—0,50 | 11,6—11,8 | 3,0 | То же |
| То же | 17,71—18,74 | 4,59—5,40 | 0,41—0,46 | 10,0—13,1 | 3,0 | Т. А. Бурова (1936) |
| Ломоносовит, пегматит | 13,98 | 2,88 | 0,24 | 12 | 4,5 | Аналитик В. А. Карпушина |
| Беталомоносовит, пегматит | 15,01 | 3,35 | | — | — | В. И. Герасимова, М. Е. Казакова (1962) |
| Метамурманит, пегматит | 18,00 | 4,2 | | — | 4,3 | Е. И. Семенов (1961) |
| Эпистолит, пегматит | 7,16 | 22,23 | 0,75 | 29,8 | 0,31 | Аналитик В. А. Карпушина |
| Герасимовскит, пегматит | 14,62 | 30,74—32,50 | 0,27—0,31 | 98—120 | 0,46 | То же |
| Белянкинит, пегматит | 28,98 | 6,15 | 0,085 | 72,4 | 4,6 | » » |
| Ненадкевичит, пегматит | 5,81—7,27 | 16,84—17,23 | | — | 0,38 | К. А. Власов и др. (1959) |
| Лабунцовит, пегматит | 15,29 | 1,02 | | — | 14,9 | То же |
| Куплетскит, пегматит | 6,38—7,22 | 0,46—1,74 | | — | 3,7—15,6 | » » |
| Виноградовит, пегматит | 21,52 | — | — | — | — | » » |
| Лампрофиллит, разные породы | 16,28—17,87 | 0,11—0,43 | | — | 40,145 | » » |
| Лампрофиллит, пегматит | 19,14 | 0,196 | 0,0197 | 10,0 | 88,8 | Аналитик В. А. Карпушина |
| Рамзаит, пегматит | 26,04 | 1,68 | 0,10 | 16,8 | 14,6 | То же |
| Рамзаит, фойяит | 26,52 | 1,15 | 0,07 | 16,5 | 21,7 | Аналитик В. А. Карпушина |
| Нарсарсукит, альбитит | 4,31 | — | — | — | 3,5 | Аналитик Ю. С. Нестерова |
| Mn-нептунит, пегматит | 9,79 | 0,20 | 0,0038 | 52,7 | 48,0 | Аналитик В. А. Карпушина |
| Эпигматит, пегматит | 5,14 | 0,13 | 0,0125 | 10,4 | 36,2 | То же |
| Чинглусуит, пегматит | 6,11 | 1,55 | | — | 3,9 | Аналитик М. Е. Казакова |
| Сфен, порода | 23—24 | 0,623 | 0,062 | 10 | 34,3 | Аналитик В. А. Карпушина |
| Mn-ильменит, ювит, уртит | 29,52—30,06 | 0,27 | 0,025—0,026 | 10,4—10,8 | 90,9 | То же |
| Mn-ильменит, пегматит | 30,42 | 0,27 | 0,025 | 10,8 | 103,1 | » » |
| Брукит, пегматит | 52,13 | 2,31 | | — | 22,5 | К. А. Власов и др. (1959) |
| Пирохлор, пегматит | 4,82 | 36,46 | | — | 0,13 | То же |
| Эвдиалит, эвдиалитовый луяврит | — | 0,49 | 0,039 | 12,5 | | Аналитик В. А. Карпушина |
| То же | — | 0,46 | 0,049 | 9,7 | | То же |

Таблица 99 (продолжение)

| Минерал, вмещающая порода | Содержание, % | | | Nb/Ta | $\frac{Ti}{Nb+Ta}$ | Источник |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Ti | Nb | Ta | | | |
| Эвдиалит, пегматит | — | 0,30 | 0,029 | 10,3 | | Аналитик В. А. Карпушина |
| То же | — | 0,35 | 0,039 | 9,0 | | » » |
| » » | — | 0,35 | 0,032 | 11,0 | | » » |
| » » | — | 0,35 | 0,039 | 9,0 | | » » |
| Эвдиалит, породы и пегматиты | 0,28—0,38 | — | — | — | — | » » |
| Ловозерит, порфировидный луяврит | — | 0,042—0,053 | 0,0375 | 1,1—1,4 | — | » » |
| Катаплеит, пегматит | — | 0,14 | 0,062 | 2,26 | — | » » |
| Циркон, пегматит | — | 0,018—0,028 | 0,011—0,015 | 1,60—1,87 | — | » » |
| Цирфесит, пегматит | — | 1,27 | 0,115 | 11 | — | » » |
| Эльпидит, пегматит | 0,03 | 1,00 | | | | К. А. Власов и др. (1954) |
| Титаноловенит | 3,17—6,78 | 2,08—2,11 | | — | 0,03 | К. А. Власов и др. (1959) |
| Сейдозерит, пегматит | 7,90 | 0,42 | | — | 18,8 | То же |
| Рипколит, луяврит | 4,96 | 1,81 | | — | 2,7 | » » |
| Стенструпин, пегматит | — | 1,49 | | — | — | Аналитик И. Д. Борнеман-Старынкевич |
| | | | | — | 1,3—4,8 | |
| Карнасуртит, пегматит | 3,99—7,40 | 1,54—5,74 | | — | | Власов и др. (1959) |
| Гидроцерит, пегматит | 2,00 | 1,40 | | | 1,4 | То же |
| Эгирин, эвдиалитовый луяврит | 1,63 | 0,147 | 0,015 | 9,8 | 10,0 | Аналитик В. А. Карпушина |
| Эгирин, эгириновый луяврит | 1,38 | 0,15 | 0,015 | 10,0 | 8,4 | То же |
| Эгирин, пегматит | 0,89 | 0,084 | 0,0065 | 13 | 9,8 | » » |
| Арфведсонит, амфиболовый луяврит | 0,96 | 0,056 | 0,005 | 11,2 | — | » » |
| Биотит, пойкилитовый гидросодалитовый сиенит | — | 0,021 | 0,002 | 10,5 | — | » » |
| K-Na полевой шпат, пегматит | — | 0,00075 | — | — | — | » » |

ются в результате позднемагматических процессов минералообразования и большинство из них являются вторичными. В минералах титана наблюдается значительное повышение, а в минералах циркония — понижение величины ниобиево-танталового отношения. Это, вероятно, обусловлено большим сходством химических свойств ниобия с титаном, а циркония с танталом. Ниобий, как известно, при химических реакциях труднее отделяется от титана, чем тантал, а последний — от циркония, чем ниобий. По данным И. П. Алимарина (1949), особенно большое сходство в реакциях обнаруживается между ниобием и танталом, с одной стороны, и танталом и цирконием — с другой.

Размеры ионов ниобия ($Nb^{5+} = 0{,}66$ Å) и тантала ($Ta^{5+} = 0{,}66$ Å) значительно ближе к величине радиуса титана ($Ti^{4+} = 0{,}64$ Å), чем циркония ($Zr^{4+} = 0{,}87$ Å); вероятно, поэтому в титановых минералах наблюдается более высокая концентрация ниобия и тантала, чем в цирконовых (см. табл. 99).

В дальнейшем при постмагматических процессах, в которых, по-видимому, играла большую роль и вода, различия в химических свойствах ниобия и тантала стали проявляться резче, поэтому в титановых минералах (белянкините, герасимовските и др.) и наблюдается повышенное содержание ниобия относительно тантала, а в цирконовых минералах (ловозерите и цирконе) — повышенное содержание тантала относительно ниобия по сравнению с минералами, сформировавшимися из магматического расплава.

В большинстве случаев в породах массива проявляется зависимость между содержанием ниобия и тантала, с одной стороны, титана и циркония — с другой. Она выражается в том, что если в той или иной породе больше титана или циркония, то в ней также больше ниобия и тантала. На это указывают и близкие значения величин средних отношений $\frac{Ti + Zr}{Nb + Ta}$ в породах различных интрузивных фаз. Средняя величина данного отношения в породах I фазы около 23,1, II — 12,8 и III — 16,6, а в целом для массива — 13,6.

Величины отношений титана в сумме ниобия и тантала в породах I интрузивной фазы варьируют от 12 до 24,1, а в породах II фазы: в уртитах — от 3 до 10,9, фойяитах — от 3,7 до 20,7, луявритах — от 5,3 до 15,4. Наиболее значительны эти колебания (от 2,7 до 35,7) для эвдиалитовых луявритов — пород, в различной степени обогащенных цирконием.

Средняя величина отношения $\frac{Ti}{Nb + Ta}$ в породах I фазы около 19,5, II — 9,4, III — 7,5, в целом для массива — 9,6. Это указывает и на относительное увеличение количества ниобия и тантала по сравнению с титаном к концу магматического процесса, тем более, что содержание титана в породах III фазы выше (0,82% Ti), чем в породах I (0,68% Ti) и II фаз (0,63% Ti).

Наиболее высокая относительная концентрация ниобия и тантала по отношению к титану в породах III фазы приводит к тому, что в этих породах ниобий и тантал входят не только в кристаллические структуры титаносодержащих минералов, но и в минералы циркония (эвдиалит, ловозерит). Содержание циркония в породах III интрузивной фазы (0,987% Zr) выше, чем титана (0,82% Ti).

В минералах титана содержание ниобия (см. табл. 99) выше, чем в минералах циркония. Отношение титана к сумме ниобия и тантала в минералах титана варьирует очень значительно — от 0,38 (ненадкевичит) до 88,8 (лампрофиллит) — 103,1 (мангано-ильменит).

Величины ниобиево-танталового отношения в породах как с высоким, так и с низким содержанием титана и циркония близки между собой. Даже в минерале эвдиалите, имеющем в своем составе от 6,73 до 11,79% Zr, величина ниобиево-танталового отношения (9—12,5) аналогична таковой

для пород массива (см. табл. 97). Несмотря на высокое содержание ниобия и тантала в породах массива, самостоятельные минералы этих элементов отсутствуют, за исключением пирохлора, генетически связанного с породами I интрузивной фазы.

Возникает вопрос, почему в породах III интрузивной фазы, богатых ниобием и танталом и характеризующихся низкими значениями отношения $\frac{Ti}{Nb + Ta}$ (около 7,5), отсутствуют самостоятельные минералы ниобия и тантала, а в породах I фазы, содержащих гораздо меньше этих элементов и характеризующихся более высоким значением величин данного отношения, появляется пирохлор. Объяснение этому следует искать в составе расплава, из которого формировались породы массива.

Породы II и III интрузивных фаз массива имеют по сравнению с породами I фазы более высокий коэффициент агпаитности. В них недостаток алюминия компенсировался титаном и цирконием с образованием титано-цирконосиликатов, в кристаллические структуры которых входили ниобий и тантал, изоморфно замещая в них титан и цирконий. Этому способствовали щелочи, особенно натрий. Последний входит в состав всех цирконо- и титаносиликатов. При замещении четырехвалентных титана и циркония пятивалентными ниобием и танталом необходима соответствующая компенсация зарядов, которая может произойти, например, при одновременном замещении двухвалентного кальция одновалентным натрием по схеме $(Nb, Ta)^{5+} + Na^{+} \rightarrow (Ti, Zr)^{4+} + Ca^{2+}$ или $(Nb, Ta)^{5+} + 2Na^{2+} + TR^{3+} \rightarrow (Ti, Zr)^{4+} + 3Ca^{2+}$. В агпаитовых породах такая схема замещения весьма вероятна, поскольку в них имеется избыток щелочей над алюминием. В миаскитовых породах избытка щелочей нет и изоморфное вхождение ниобия и тантала в кристаллические структуры титан- и цирконийсодержащих минералов менее благоприятно. Это приводит к накоплению ниобия и тантала к концу магматического процесса и образованию самостоятельного минерала ниобия — пирохлора. В миаскитовых породах при отсутствии избытка щелочей над алюминием роль титана и циркония является иной. В них вместо эвдиалита и ловозерита появляется циркон, а вместо титаносиликатов, обычно содержащих натрий и нередко TR, образуются сфен (кальциевый титаносиликат), ильменит, титаномагнетит и др.

Содержание ниобия и тантала в контактных породах массива нами не определялось. По данным Р. П. Тихоненковой и И. П. Тихоненкова (1962), в этих породах имеется от 0,021 до 0,0126% Nb, причем в фенитах ниобий собственных минералов не образует и находится в рассеянном состоянии в титано- и цирконосиликатах и других минералах, а в породах послемагматического комплекса (микроклиниты, альбититы) появляется ниобиевый минерал — пирохлор.

Породы Ловозерского массива значительно обогащены ниобием и танталом. Среднее содержание в них этих элементов ($696 \cdot 10^{-4}$ и $60 \cdot 10^{-4}$% Ta) значительно выше, чем в любом другом типе магматических пород (см. табл. 57) или в нефелиновых сиенитах других регионов. В последних концентрация ниобия и тантала варьирует в очень широких пределах — от $16 \cdot 10^{-4}$% до $430 \cdot 10^{-4}$% Nb и $1,3 \cdot 10^{-4}$% до $37,5 \cdot 10^{-4}$% Ta. Высокое содержание Nb и Ta в нефелиновых сиенитах, кроме Ловозерского массива, установлено еще в массиве Илимауссак (до $1200 \cdot 10^{-4}$% Nb и $73 \cdot 10^{-4}$% Ta).

### Выводы

1. В нефелиновых сиенитах массива содержание ниобия и тантала больше, чем в тех же породах из других районов (исключая массив Илимауссак) или в иных типах магматических пород.

2. Ниобий и тантал имеют общую геохимическую историю с титаном и цирконием, изоморфно их замещая в титан- и цирконийсодержащих минералах, причем концентрация ниобия и тантала в минералах титана выше, чем в цирконие-

вых. Самостоятельные минералы ниобия и тантала для пород II и III интрузивных фаз массива нехарактерны. В породах I фазы встречается акцессорный пирохлор.

3. К концу магматического процесса происходит накопление ниобия и тантала. Породы III интрузивной фазы богаче этими элементами, чем породы I и II фаз. Наблюдается также накопление ниобия и тантала относительно титана. В породах I фазы отношение $\frac{Ti}{Nb + Ta}$ около 19,5, во II—9,4 и в III—7,5.

4. Имеется зависимость между содержанием Nb и Ta с Ti и Zr, выражающаяся в том, что чем больше в породе титана или циркония, тем больше в ней ниобия и тантала. Средние величины отношения $\frac{Ti + Zr}{Nb + Ta}$ для пород различных интрузивных фаз варьируют незначительно (от 12,8 до 23,1).

5. В процессе формирования пород массива не происходило разделения ниобия от тантала, поскольку ниобиево-танталовое отношение для пород различных интрузивных фаз одно и то же. В породах с высоким и низким содержанием титана и циркония величины данного отношения близки между собой.

6. В минералах, имеющих в составе ниобий и тантал, как из пород, так и пегматитов, величины ниобий-танталового отношения близки (в среднем около 12) и аналогичны Nb/Ta пород. При постмагматических процессах иногда происходит отделение ниобия от тантала. В титансодержащих минералах наблюдается увеличение ниобиево-танталового отношения до 120, а в циркониевых минералах — уменьшение до 1,1, что обусловлено большим сходством химических свойств тантала с цирконием, а ниобия с титаном.

7. В породах массива основная масса ниобия и тантала связана с минералами титана, циркония и эгирином. На долю лейкократовых породообразующих и остальных минералов приходится лишь незначительная часть ниобия и тантала, имеющегося в массиве.

## Торий

Торий является типичным литофильным элементом, встречающимся в природе только в кислородных соединениях с преобладающим ионным типом связи. По ионному радиусу ($Th^{4+}$ — 0,95 Å) наиболее близок к редкоземельным элементам цериевой подгруппы, урану и кальцию, однако последний может замещаться торием лишь при участии редкоземельных элементов из-за значительной разницы в величине заряда.

Отмечается двойственность химической природы тория (Макаров, 1958). С одной стороны, он относится к группе актинидов, но в то же время имеет несомненное сходство с элементами IV группы периодической системы (Ti, Zr, Hf), являясь наиболее основным элементом этой группы.

В процессах магматической дифференциации торий накапливается от основных пород к кислым. А. Е. Ферсман (1939) указывал, что торий преимущественно уходит в натровые магмы, в область агпаитовых и миаскитовых щелочных пород. Однако содержания тория в нефелиновых сиенитах различных регионов колеблются чрезвычайно сильно.

Исследования по геохимии тория в Ловозерском массиве проводились ранее Л. В. Комлевым, некоторые данные приведены в работе К. А. Власова и др. (1959). В последнее время опубликованы работы А. И. Полякова и Г. А. Кот (1964, 1965).

Большая часть проделанных нами определений тория в породах и минералах массива проводилась по ионообменно-фотометрической методике с арсеназо III (Волынец, 1961). Точность определений тория равна ±10%, чувствительность равна $n \cdot 10^{-5}$%. Большинство анализов пород и минералов на торий выполнено Г. А. Кот, часть анализов проделана А. И. Поляковым. Для отдельных проб проведены радиохимические определения К. Г. Кунашевой и А. П. Новицкой. Сходимость цифр, полученных различными методами, вполне удовлетворительная (10—15%).

Данные по содержанию тория в интрузивных фазах массива и отдельных разновидностях пород приведены в табл. 100. Распределение тория в главных типах пород близко к логарифмически нормальному, что было определено с помощью метода моментов (Крамер, 1948). Для кривых рас-

пределения характерна отрицательная ассиметрия, величина дисперсий логарифмов содержаний невелика ($S^2 < 0{,}196$), это позволяет с достаточной надежностью пользоваться для выведения средних цифр среднеарифметическими значениями (Родионов, 1961б). При выведении средних содержаний для отдельных разновидностей пород II и III интрузивных фаз мы использовали данные, полученные по средним пробам отдельных разновидностей пород.

Наиболее низкие содержания тория найдены в породах I интрузивной фазы ($19 \cdot 10^{-4}\%$). Равномернозернистые нефелиновые сиениты — наименее измененные магматические породы этого комплекса — содержат всего лишь $12 \cdot 10^{-4}\%$ Th. Количество тория может увеличиваться (до $19 \cdot 10^{-4}\%$) в связи с процессами автометасоматоза в нефелин-гидросодалитовых сиенитах. Еще больше возрастает содержание тория (до $27 \cdot 10^{-4}\%$) при процессах щелочного метасоматоза, проявленных в метаморфизованных нефелиновых сиенитах.

Содержание тория возрастает в породах II и III интрузивных фаз вместе с увеличением роли редкоземельных элементов, образующих в породах этой фазы собственные минералы (ринколит, лопарит). Более высокому среднему содержанию тория в породах II интрузивной фазы ($35 \cdot 10^{-4}\%$) соответствует и большая щелочность комплекса (высокий коэффициент агпаитности 1,24, высокое содержание щелочей, наличие ассоциаций акцессорных минералов, характерных для агпаитовых пород). Средние значения содержаний элемента в уртитах ($35 \cdot 10^{-4}\%$), фойяитах ($33 \cdot 10^{-4}\%$) и луявритах ($36 \cdot 10^{-4}\%$) весьма близки. Эгириновые луяврпты верхней зоны содержат тория значительно больше ($59 \cdot 10^{-4}\%$), чем амфиболовые луяврпты той же зоны ($30 \cdot 10^{-4}\%$). В разрезе дифференцированного комплекса количество тория (в %) в луяврптах убывает сверху вниз:

| | |
|---|---|
| Верхняя зона в среднем . . . . . | $57 \cdot 10^{-4}$ % |
| Средняя » » . . . . . | $36 \cdot 10^{-4}$ % |
| Нижняя » » . . . . . | $21 \cdot 10^{-4}$ % |

Содержание тория в уртитах и фойяитах из различных зон II интрузивной фазы меняется мало ($31—41 \cdot 10^{-4}\%$).

Содержание тория мало изменяется по простиранию отдельных горизонтов пород комплекса. В вертикальном разрезе трехчленной пачки колебания могут быть очень значительными, максимум содержания чаще всего приходится на граничащие участки уртита и луяврита, обогащенные акцессорными минералами.

Весьма интересно, что в большой пробе пластового пегматита, связанного с породами II интрузивной фазы, найдено всего лишь $28 \cdot 10^{-4}\%$ Th. Относительно низкое содержание тория в пегматитовом расплаве может служить указанием на то, что значительные количества этого элемента зафиксировались на главной стадии кристаллизации пород, поэтому остаточный расплав, из которого формируются пегматиты, не обогащается торием.

Накопления тория в породах III интрузивной фазы ($36 \cdot 10^{-4}\%$) по сравнению с породами II интрузивной фазы не происходит. Количество тория различно в разных типах эвдиалитовых луяврптов. Максимальные содержания найдены в мезократовых эвдиалитовых луяврптах ($43 \cdot 10^{-4}\%$), меньше — в лейкократовых эвдиалитовых луяврптах ($19 \cdot 10^{-4}\%$) и контаминированных амфиболовых эвдиалитовых луяврптах со сфеном ($15 \cdot 10^{-4}\%$).

Относящиеся к тому же комплексу породы субфазы порфировидных луяврптов разделяются на две различные группы. Обычные порфировидные луяврпты — породы с чрезвычайно низким содержанием тория ($10 \cdot 10^{-4}\%$). Мурманит-ловозеритовые порфировидные луяврпты характеризуются весьма высокими содержаниями тория ($94 \cdot 10^{-4}\%$).

Таблица 100

**Средние содержания Th и U в нефелиновых сиенитах Ловозерского массива**

| Порода | Th | | | U | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | число определений | Среднее содержание $n \cdot 10^{-4}$% | пределы колебаний | число определений | среднее содержание $n \cdot 10^{-4}$% | пределы колебаний |
| *Породы I интрузивной фазы* | | | | | | |
| Равномернозернистые нефелиновые сиениты | 3 | 12 | 8—15 | 3 | 6 | 3—10 |
| Пойкилитовые-гидросодалитовые сиениты | 5 | 11 | 10—12 | 5 | 5 | 3—8 |
| Нефелин-гидросодалитовые сиениты | 5 | 19 | 14—20 | 3 | 13 | 9—15 |
| Метаморфизованные нефелиновые сиениты | 3 | 27 | 23—32 | 4 | 10 | 7—13 |
| Среднее по породам I интрузивной фазы | | 19 | | | 11 | |
| *Породы II интрузивной фазы* | | | | | | |
| Уртиты | 14 | 35 | 7—85 | 15 | 9 | 33—53 |
| Фойяиты | 15 | 33 | 23—67 | 11 | 21 | 11—28 |
| Луявриты | 20 | 36 | 21—91 | 14 | 13 | 4—25 |
| Пойкилитовые содалитовые сиениты | 3 | 25 | 19—28 | 2 | 7 | 6—7 |
| Среднее по породам II интрузивной фазы | | 35 | | | 16 | |
| *Породы III интрузивной фазы* | | | | | | |
| Лейкократовые эвдиалитовые луявриты | 9 | 19 | 7—28 | 11 | 13 | 8—16 |
| Мезократовые эвдиалитовые луявриты | 7 | 43 | 32—70 | 12 | 19 | 10—22 |
| Сфен-амфиболовые эвдиалитовые луявриты | 4 | 15 | 6—24 | 3 | 10 | 7—14 |
| Полевошпатовые порфировидные луявриты | 4 | 10 | 3—15 | 5 | 7 | 28—13 |
| Мурманит-ловозеритовые порфировидные луявриты | 4 | 94 | 43—140 | 8 | 43 | 27—89 |
| Пойкилитовые содалитовые сиениты и тавиты | 7 | 62 | 41—83 | 4 | 24 | 10—43 |
| Среднее по породам III интрузивной фазы | | 36 | | | 17 | |
| *Породы IV интрузивной фазы* | | | | | | |
| Щелочные лампрофиры | 3 | 11 | 6—15 | 4 | 4,5 | 2,5—7,5 |
| Среднее по массиву | | 35 | | | 16 | |

Определено содержание тория в двух пробах пегматитов из комплекса эвдиалитовых луявритов. В одной из жил, сформированной, очевидно, на ранних стадиях пегматитового процесса, содержится меньше тория ($32 \cdot 10^{-4}\%$), чем во вмещающих луявритах ($47 \cdot 10^{-4}\%$). Другая пегматитовая жила, где гораздо сильнее проявлены низкотемпературные стадии минералообразования, содержит тория больше ($62 \cdot 10^{-4}\%$), чем вмещающие лейкократовые эвдиалитовые луявриты ($18 \cdot 10^{-4}\%$).

В незначительных количествах ($11 \cdot 10^{-4}\%$) торий присутствует в щелочных лампрофирах (IV интрузивная фаза).

Среднее содержание тория в породах Ловозерского массива, выведенное на основании более чем 100 анализов, составляет $35 \cdot 10^{-4}\%$. Эта цифра вдвое выше среднего содержания тория в гранитоидах (см. табл. 57).

Вмещающие Ловозерский массив архейские гнейсы чрезвычайно обеднены торием ($<0{,}5 \cdot 10^{-4}\%$), но при удалении от контакта с массивом содержание увеличивается до $7 \cdot 10^{-4}\%$. Не исключено, что вынесенный из приконтактовых гнейсов торий может переотлагаться и в благоприятных условиях давать повышенные концентрации.

Количество тория во вмещающих породах ловозерской свиты увеличивается от основных эффузивов ($3{,}9—4{,}6 \cdot 10^{-4}\%$) к щелочным, в ромбен-порфирах оно достигает $16 \cdot 10^{-4}\%$. Еще больше увеличивается содержание тория в метаморфизованных разностях щелочных эффузивов, достигая $29 \cdot 10^{-4}\%$, т. е. тех же величин, что характерны для метаморфизованных нефелиновых сиенитов (табл. 101).

Распределение тория по минералам в разных типах нефелиновых сиенитов массива различно. В равномернозернистых нефелиновых сиенитах I интрузивной фазы минералы, концентрирующие торий, отсутствуют, основная масса элемента рассеяна в породообразующих минералах (табл. 102). Главным носителем элемента является K-Na полевой шпат.

Распределение тория по минералам в породах II интрузивной фазы более сложно. Намечается три типа распределения.

1. Торий распределен между акцессорными и породообразующими минералами (проба 2775).

2. Значительное количество тория заключено в породообразующих минералах, но существенная часть тория (иногда более 50% от всего количества) вообще не находится при анализе мономинеральных фракций (проба 143).

3. Известны также породы, где основная масса тория сконцентрирована в акцессорных минералах.

Породообразующие минералы из различных пород комплекса уртитов—фойяитов—луявритов содержат различные количества тория. В нефелин-полевошпатовой фракции фойяитов содержание тория значительно выше, чем в той же фракции из луявритов (табл. 103).

Из акцессорных минералов основными концентраторами тория являются редкоземельные минералы — лопарит и ринколит. Содержание тория в лопарите (табл. 104) колеблется от 0,3 до 0,6%. Ранее было установлено, что содержание тория в лопарите уменьшается в вертикальном разрезе комплекса уртитов—фойяитов — луявритов сверху вниз (Быкова, 1941). Исследования состава лопарита, проведенные нами, выявили более сложные закономерности. Оказалось, что содержание тория в лопаритах зависит скорее не от положения в разрезе комплекса, а коррелируется с величиной отношения $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ в породе так же, как и общее содержание тория в луявритах. Так, содержание тория в лопарите из амфиболовых луявритов верхней зоны значительно понижено по сравнению с лопаритом из близлежащих горизонтов. Отмеченная ранее общая тенденция уменьшения содержания тория в лопаритах с глубиной связана, очевидно, с возрастанием роли двухвалентного железа по отношению к трехвалентному в разрезе комплекса уртитов—фойяитов — луявритов сверху вниз.

Таблица 101

**Содержание Th и U в породах, вмещающих Ловозерский массив**

| Номер пробы | Порода, местонахождение | Содержание Th, $n \cdot 10^{-4}$ % | Содержание U $n \cdot 10^{-4}$ % |
|---|---|---|---|
| | *Гранито-гнейсы архея* | | |
| 3042 | Биотитовый гнейс, г. Киткнюн, 50 *м* от контакта | $<0,5$ | 3,1 |
| 992 | Биотитовый гнейс, г. Аллуайв, 200 *м* от контакта | $<0,5$ | 3,6 |
| 6577 | Биотитовый гнейс, г. Аллуайв, 500 *м* от контакта | 1,7 | 4,0 |
| 7362 | Биотит-амфиболовый гнейс, пос. Ревда, 7 *км* от контакта | 7 | — |
| | *Породы Ловозерской свиты* | | |
| 6702 | Пикрит-порфирит, мыс Кеснерк | 4,6 | 4,2 |
| 6606 | Авгит-порфирит, г. Апуайв | 3,9 | 3 |
| 6662 | Туф авгит-порфирита, г. Нинчурт | 6 | 7 |
| 7344 | Туфогенный сланец, г. Куамдеспахк | 7 | — |
| 6672 | То же | 10 | — |
| | *Продукты изменения туфов и туфогенных сланцев* | | |
| 2276 | Мелкозернистый амфиболовый ийолит, г. Нинчурт | 7 | — |
| 6653 | Амфиболовый мельтейгит с шорломитом, г. Апуайв | 2,5 | 9 |
| 6122 | Амфиболовый ийолит, р. Коклухтиуай | 5 | 3 |
| 5890 | Брекчия ийолита в эвдиалитовом луяврите, г. Куамдеспахк | 2,7 | — |
| 6125 | Сфен-амфиболовый ийолит, р. Коклухтиуай | 4,8 | 3 |
| 850 | Крупнозернистый сфен-амфиболовый ийолит, р. Сулуай | 26 | 18 |
| 5865 | Полевошпатовый сфен-амфиболовый ийолит, р. Сулуай | 31 | 9 |
| | *Щелочные эффузивы* | | |
| 7271 | Ромбен-порфир, г. Нинчурт | 16 | 6 |
| 7340 | Ромбен-порфир, г. Куамдеспахк | 17 | 7 |
| 6669 | Фонолит-порфир, г. Нинчурт | 22 | 6 |
| | *Измененные щелочные эффузивы* | | |
| 794 | Псевдолейцитовый фонолит-порфир, г. Куамдеспахк | 24 | 7 |
| 6658 | Фонолит-порфир, г. Нинчурт | 18 | 10 |
| 783 | Фонолит-порфир, р. Бухта | 29 | 13 |

Значительные количества тория (0,19—0,55%) найдены в ринколите, но содержание этого минерала, приуроченного только к эгириновым луявритам, невелико.

Прочие акцессорные минералы играют в балансе тория незначительную роль (табл. 102, 105, 106). Апатит, иногда тесно ассоциирующий с лопаритом, содержит малые количества тория ($33 \cdot 10^{-4}$%), несмотря на обогащенность редкоземельными элементами (до 7% $TR_2O_3$).

Титановые минералы из пород II интрузивной фазы — ильменит, энигматит, рамзаит, мурманит и лампрофиллит — содержат чрезвычайно малые количества тория, в большинстве даже более низкие, чем породообразующие минералы. Невелико по сравнению с общим фоном содержание тория в эвдиалитах ($45—66 \cdot 10^{-4}$%), несмотря на обогащенность этого минерала редкоземельными элементами. При анализе эвдиалитов из луявритов, фойяитов и уртитов разных частей разреза получены сходные цифры.

Таблица 102

**Распределение тория по минералам пород Ловозерского массива**

| Минерал | Содержание минерала в породе, вес. % | Содержание Th в минерале, $n \cdot 10^{-4}$ % | Количество Th в минерале при пересчете на 1 г породы, $n \cdot 10^{-4}$ % | Доля Th, приходящаяся на данный минерал, % |
|---|---|---|---|---|
| *Равномернозернистый нефелиновый сиенит I интрузивной фазы, проба 815, содержание* Th $7{,}6 \cdot 10^{-4}$ % | | | | |
| K-Na полевой шпат | 73,2 | 7 | 5,1 | 67,0 |
| Нефелин | 16,5 | 6 | 1,0 | 13,2 |
| Эгирин-диопсид | 2,2 | 6 | 0,3 | 4,5 |
| Арфведсонит | 2,5 | | | |
| Сфен | 2,7 | 31 | 0,8 | 10,5 |
| Гидросодалит | 2,6 | Не опр. | — | — |
| Биотит | 0,1 | Не опр. | — | — |
| Рудный минерал | 0,1 | Не опр. | — | — |
| Ловенит | 0,1 | Не опр. | — | — |
| Сумма | 100,0 | — | 7,2 | 95,2 |
| *Породы II интрузивной фазы фойяит, проба 2775, содержание* Th $23 \cdot 10^{-4}$ % | | | | |
| Полевой шпат + нефелин | 77,8 | 14 | 10,9 | 47,4 |
| Эгирин + амфибол | 10,5 | 4 | 0,4 | 1,7 |
| Эвдиалит | 10,0 | 60 | 6,0 | 26,1 |
| Лопарит | 0,2 | 3400 | 7,8 | 33,9 |
| Рамзаит | 1,5 | Не опр. | — | — |
| Ильменит | | | | |
| Энигматит | | | | |
| Сумма | 100,0 | — | 25,1 | 109,1 |
| *Фойяит, проба 143, содержание* Th $33 \cdot 10^{-4}$, % | | | | |
| Полевой шпат + нефелин | 92,3 | 14 | 12,9 | 39,2 |
| Эгирин | 4,1 | 15 | 0,6 | 1,8 |
| Эвдиалит | 0,1 | 65 | 0,1 | 0,3 |
| Мурманит | 2,4 | 16 | 0,4 | 1,2 |
| Лампрофиллит | 0,1 | 18 | $<0{,}1$ | — |
| Лопарит | $<0{,}01$ | 5500 | $<0{,}5$ | — |
| Сумма | 100,0 | — | 14,0 | 42,5 |
| *Породы III интрузивной фазы. Лейкократовый эвдиалитовый луявурит, проба 2546, содержание* Th $13 \cdot 10^{-4}$ % | | | | |
| Полевой шпат + нефелин | 66,5 | 6 | 4,0 | 30,9 |
| Эгирин + амфибол | 22,6 | 3,0 | 0,7 | 5,4 |
| Эвдиалит | 10,9 | 72 | 7,8 | 60,9 |
| Сумма | 100,0 | — | 12,8 | 97,2 |

Таблица 102 (окончание)

| Минерал | Содержание минерала в породе, вес. % | Содержание Th в минерале, $n \cdot 10^{-4}$, % | Количество Th в минерале при пересчете на 1 г породы, $n \cdot 10^{-4}$, % | Доля Th, приходящаяся на данный минерал, % |
|---|---|---|---|---|
| *Мевократовый эвдиалитовый луяврит, проба 2498, содержание* Th $38 \cdot 10^{-4}$ % | | | | |
| Полевой шпат + нефелин | 60,9 | 13 | 7,9 | 20,8 |
| Эгирин . . . . . | 24,3 | 7 | 1,7 | 4,5 |
| Эвдиалит . . . . . | 12,8 | 55 | 7,0 | 18,4 |
| Лампрофиллит . . . . . | 1,9 | 37 | 0,7 | 1,8 |
| Мурманит . . . . . | 0,1 | Не опр. | — | — |
| Сумма . . . . | 100,0 | — | 17,3 | 45,5 |

Учитывая приведенные данные по содержанию тория в минералах и количественный минералогический состав пород, можно предположить, что первый тип распределения распространен широко, он может встречаться во всех разновидностях пород II интрузивной фазы. Второй тип распределения наиболее характерен для фойяитов. Третий тип распределения довольно редок и может встречаться в отдельных разновидностях уртитов и луявритов.

Распределение тория по минералам в эвдиалитовых луявритах III интрузивной фазы (см. табл. 102) аналогично описанному выше для пород II интрузивной фазы. Здесь выделяются те же три типа распределения. Преобладает второй тип, наиболее характерный для мезо-меланократовых эвдиалитовых луявритов. Содержания тория в породообразующих и акцессорных минералах из пород комплекса эвдиалитовых луявритов мало отличаются от данных, приводимых для II интрузивной фазы. В эвдиалитовых луявритах увеличивается роль эвдиалита как носителя тория; общее содержание тория в эвдиалитах колеблется также в небольших пределах (табл. 105). Значительно увеличивается количество тория в минерале при процессах изменения эвдиалита. Содержание тория в ловозерите достигает $840 \cdot 10^{-4}$ %.

Содержание тория в различных минералах из пегматитовых жил приведено в табл. 106 и 107. Породообразующие минералы заключают гораздо меньшие количества тория по сравнению с теми же минералами из пород. Очевидно, здесь сказываются характерные для низкотемпературных образований процессы самоочистки (Ферсман, 1937в). На ранних стадиях пегматитового процесса торий концентрируется только в лопарите, довольно редком для пегматитовых жил массива минерале, где торий находится в тех же количествах, что и в лопарите из пород. На более низкотемпературных стадиях содержание тория во вторичных, по нашим наблюдениям, циркониевых и титановых минералах возрастает (белянкинит, чинглусуит, цирфесит). Главная масса акцессорных минералов, в которых торий является существенной составной частью и собственно ториевых минералов (торит, стенструпин, карнасуртит, эрикит, гидроцерит, гельторит), появляется на заключительных этапах пегматитового процесса, ассоциируясь с альбитом, уссингитом, натролитом. Это свидетельствует о накоплении тория в ходе кристаллизации пегматитового расплава.

Таблица 103

**Содержание Th и U в породообразующих минералах из пород и пегматитов Ловозерского массива**

| Номер образца | Порода | Th, $n \cdot 10^{-4}$% | U, $n \cdot 10^{-4}$ % |
|---|---|---|---|
| | **Нефелин-полевошпатовая фракция** | | |
| | *Породы II интрузивной фазы* | | |
| 143 | Фойяит | 1,4 | 2,4 |
| 144 | То же | 14 | — |
| 2719-21 | » » | — | 1,9 |
| 2775 | » » | 14 | 6 |
| 264 | Луяврит эгириновый | 3,8 | 0,6 |
| 2712-13 | То же | 4,0 | 0,9 |
| 2771 | » » | 4,6 | 3,7 |
| 335 | Луяврит амфиболовый | 2,0 | — |
| | *Породы III интрузивной фазы* | | |
| 2546 | Лейкократовый эвдиалитовый луяврит | 6 | 3,0 |
| 2498 | Мезократовый эвдиалитовый луяврит | 13 | 5 |
| 2499 | То же | — | 1,0 |
| 160 | » » | 8 | 1,3 |
| 1531 | Нефелин из пегматита | — | 0,2 |
| 1498 | То же | — | 0,4 |
| 1529 | Калиевый полевой шпат из пегматита | 0,3 | 0,1 |
| 1496 | То же | — | 0,9 |
| | **Эгирин** | | |
| | *Породы II интрузивной фазы* | | |
| 2719-21 | Фойяит | — | 2,8 |
| 143 | То же | 15 | 2,5 |
| 2775 | » » | 4,0 | 2,6 |
| 2698 | » » | — | 3,0 |
| 264 | Луяврит эгириновый | 8 | 2,4 |
| 2712-13 | То же | 9 | 1,4 |
| 2771 | Луяврит эгириновый | — | 2,7 |
| 2695 | То же | — | 1,9 |
| | *Породы III интрузивной фазы* | | |
| 2546 | Лейкократовый эвдиалитовый луяврит | 6 | 3,4 |
| 2498 | Мезократовый эвдиалитовый луяврит | 7 | 8 |
| 2499 | То же | — | 3,7 |
| 160 | » » | 16 | 2,8 |
| 1536 | Пегматит | — | 1,7 |
| 1492 | То же | 1,5 | 4,0 |
| | **Арфведсонит** | | |
| | *Породы II интрузивной фазы* | | |
| 316 | Луяврит амфиболовый | 8 | 2,8 |
| 335 | То же | — | 7,5 |
| 1542 | Пегматит | — | 2,5 |
| 1495 | То же | — | 5,0 |

Таблица 104

**Содержание Th и U в лопаритах из пород и пегматитов Ловозерского массива**

| Номер образца | Порода | Положение в вертикальном разрезе | Th, % | U, % |
|---|---|---|---|---|
| | *Породы II интрузивной фазы* * | | | |
| 143 | Фойяит | Верхняя зона | 0,55 | — |
| 2705-07 | Уртит | | 0,50 | — |
| 2712-13 | Луяврит эгириновый | | 0,48 | 0,023 |
| 264 | То же | | — | 0,028 |
| | Уртит (среднее из трех анализов) | | — | 0,033 |
| 3147 | Уртит | | 0,45 | — |
| 6 | Луяврит амфиболовый | | 0,31 | — |
| 332 | То же | | 0,27 | — |
| 3137 | Малиньит | | 0,45 | — |
| | Малиньит (среднее из четырех анализов) | | — | 0,026 |
| 2980 | Уртит апатитовый | Средняя зона | 0,30 | |
| 3149 | Уртит | Нижняя зона | 0,34 | — |
| 3121 | Луяврит эгирин-амфиболовый | | 0,32 | — |
| 6158 | Ювит | | 0,30 | — |
| 2771 | Луяврит амфибол-эгириновый | | 0,30 | 0,026 |
| 2775 | Фойяит | | 0,34 | 0,036 |
| 2777 | Уртит | | 0,34 | 0,039 |
| 6151в | То же | | 0,28 | — |
| | *Породы III интрузивной фазы* | | | |
| 160 | Эвдиалитовый луяврит | | 0,49 | 0,028 |
| XV | Порфировидный ювит | | 0,47 | 0,025 |
| 1923 | Пойкилитовый содалитовый сиенит | | 0,44 | 0,030 |
| 1903 | То же | | — | 0,020 |
| 1474 | Пегматиты | | — | 0,022 |
| б/н | То же | | 0,55** | — |

* Расположение образцов лопаритов из пород II интрузивной фазы соответствует их полежению в вертикальном разрезе комплекса.
** Данные Л. С. Бородина (1955).

Дополнительную оценку характера распределения тория (совместно с ураном) в породах и минералах дают микрорадиографические исследования, проведенные на прозрачных шлифах, лишенных покровного стекла, образцов 815, 143, 160. Микрорадиографические исследования проводились на толстослойных пластинках НИКФИ А-2 с выдержкой 24 дня [1].

Распределение треков в участках развития породообразующих минералов неравномерное. Наряду с отдельными следами частиц наблюдаются редкие скопления треков. Они приурочены к мельчайшим выделениям вторичных радиоактивных минералов изотропных, имеющих бурый цвет, располагающихся по трещинам спайности или границам зерен породообразующих минералов. Концентрация треков в участках породы, занятых

[1] Исследования проведены совместно с Т. В. Сапрыкиной.

Таблица 105

**Содержание Th и U в эвдиалитах из пород и пегматитов Ловозерского массива**

| Порода | Th | | | U | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | среднее содержание, $n \cdot 10^{-4}$ % | пределы колебаний | число определений | среднее содержание, $n \cdot 10^{-4}$ % | пределы колебаний | число определений |
| *Породы II интрузивной фазы* | | | | | | |
| Уртиты | 55 | — | 1 | 109 | — | 1 |
| Фойяиты | 60 | 55—65 | 5 | 65 | 46—102 | 7 |
| Луявриты | 56 | 45—66 | 4 | 45 | 34—56 | 5 |
| *Породы III интрузивной фазы* | | | | | | |
| Эвдиалитовые луявриты | 55 | 45—72 | 7 | 46 | 26—82 | 12 |
| Пойкилитовый содалитовый сиенит | 68 | — | 1 | 73 | 34—150 | 3 |
| Эвдиалитит | | | | 58 | — | 1 |
| Пегматиты | 49 | 35—68 | 3 | 73 | 46—93 | 5 |

Таблица 106

**Содержание Th и U в некоторых акцессорных минералах из пород Ловозерского массива**

| Номер образца | Минерал | Порода | Содержание Th, $n \cdot 10^{-4}$% | Содержание U, $n \cdot 10^{-4}$ % |
|---|---|---|---|---|
| *Породы I интрузивной фазы* | | | | |
| 815 | Сфен | Равномернозернистый нефелиновый сиенит | 31 | 20 |
| 6640 | То же | Нефелин-гидросодалитовый сиенит | — | 20 |
| *Породы II интрузивной фазы* | | | | |
| 143 | Мурманит | Фойяит | 16 | 150 |
| 143 | Лампрофиллит | Фойяит | 18 | — |
| 2719-21 | То же | Фойяит | — | 9 |
| 5246 | Рамзаит | Фойяит | 3,8 | — |
| 2777 | Энигматит | Уртит | 6 | <1 |
| 2777 | Ильменит | Уртит | 8 | — |
| 2967 | То же | Ювит | — | <1 |
| 307 | Апатит | Нефелин-уртит | 33 | 3,5 |
| 2980 | То же | Уртит | — | 3,0 |
| *Породы III интрузивной фазы* | | | | |
| 160 | Лампрофиллит | Эвдиалитовый луяврит | — | 20 |
| 2498 | То же | То же | 37 | — |
| 2499 | » » | » » | — | 12 |
| 17113 | Апатит | Эвдиалитовый уртит | — | 1,5 |
| 1192 | Ловозерит | Мурманит-ловозеритовый луяврит | 840 | 1550 |
| **Пегматиты** | | | | |
| 1152 | Мурманит | | 52 | 80 |
| 1152 | Лампрофиллит | | <1 | 7 |
| б/н | То же | | — | 12 |
| б/н | Цирфесит | | 105 | — |
| б/н | Белянкинит | | 124 | — |

Таблица 107

**Содержание Th и U в некоторых минералах из пегматитов, %**

| Минерал | Th | U | Источник |
|---|---|---|---|
| Циркон . . . . . | 0,04 | — | Власов и др. (1959) |
| Торит . . . . . | 45,460 | — | Семенов, Казакова (1961а) |
| Стенструпин . . . . | 9,00 | — | Герасимовский (1936а) |
| Mn-стенструпин . . . | 9,93 | 0,18 | Власов и др. (1959) |
| Th-апатит . . . . . | 13,60 | ~1,1 | Семенов (1962б) |
| Карнасуртит . . . . | 2,48—5,47 | — | Власов и др. (1959) |
| Эрикит . . . . . | 0,28—1,01 | — | Герасимовский (1937); Власов и др. (1959) |
| Ненадкевичит . . . . | — | 0,10—0,11 | Власов и др. (1959) |
| Куплетскит . . . . . | — | 0,09 | То же |
| Пирохлор . . . . . | — | 0,85 | » » |
| Гидроцерит . . . . . | 13,32 | — | » » |
| Гельторит . . . . . | 50,01 | — | Семенов, Казакова (1961а) |
| Чинглусуит . . . . . | 0,05 | 0,40 | Герасимовский (1938) |

лопаритом, повышенная, распределение их равномерное. Такие минералы, как эвдиалит, мурманит, дают на пластинках слабо повышенную концентрацию следов частиц по сравнению с породообразующими. Количество треков заметно возрастает при развитии по мурманиту и эвдиалиту вторичных минералов, таких, как ловозерит, чинглусуит, катаплеит, цирфесит, и, возможно, стенструпин.

Решать вопрос о формах нахождения тория в горных породах и минералах позволяют опыты по избирательному выщелачиванию элемента. Мы попытались извлечь из породы торий слабым растворителем, не разрушающим кристаллическую структуру минерала, как это проводилось ранее для урана (Таусон, 1961). Оказалось, что слабые растворы $K_2CO_3$ и $Na_2CO_3$ извлекают только небольшую часть тория, находящегося в породе (до 15%), тогда как 2%-ный раствор оксалата аммония выщелачивает торий гораздо более эффективно (до 89%). Это становится понятным, если учесть, что торий образует устойчивые комплексные соединения с оксалатом вида $(NH_4)_4[Th(C_2O_4)_4]$ (Родден, Уорф, 1956).

Избирательное выщелачивание проводилось по методике, описанной нами ранее (Поляков, Кот, 1965).

Наиболее активно извлечение тория из породы происходит в первые полчаса, затем скорость выщелачивания замедляется и через 24 часа выщелачивание почти прекращается. Выщелачивание происходит даже из фракции крупностью 0,25—0,5 *мм*, но более медленными темпами. При обычных условиях опыта (6 часов нагрева и 18 часов при комнатной температуре) извлекается только 55% тория, заключенного во фракции, по сравнению с 87%, извлекаемыми из тонкорастертой навески.

Данные по выщелачиванию тория из пород Ловозерского массива приведены в табл. 108 и рис. 38. Эти цифры отчетливо показывают, что количество выщелоченного из пород тория прямо пропорционально количеству этого элемента, заключенному в породообразующих минералах, а также не найденному при анализе мономинеральных фракций, и обратно пропорционально количеству тория, заключенному в акцессорных минералах. В соответствии с этим процент тория, извлекаемый при выщелачивании из фойяитов, характеризующихся вторым типом распределения, как правило, выше, чем из луявритов и уртитов, которым присущи распределения первого и третьего типов. Зависимость количества легко выщелачиваемого тория от типа распределения его по минералам породы представлена на рис. 38. Подмеченная закономерность объясняется данными табл. 109, из которой следует, что торий хорошо извлекается из породооб-

Таблица 108

**Выщелачиваемость Th из пород Ловозерского массива 2%-ным раствором $(NH_4)_2C_2O_4$**

| Номер пробы | Порода | Содержание Th, $n \cdot 10^{-4}$% | Доля Th, приходящаяся на акцессорные минералы, % | Доля Th, приходящаяся на породообразующие минералы, % | % Th, не найденный по балансу | Количество выщелоченного Th, $n \cdot 10^{-4}$ % | % выщелачивания |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 815 | Равномернозернистый нефелиновый сиенит . . | 7,6 | 10,5 | 84,2 | 4,8 | 6 | 82 |
| 143 | Фойяит . . . . . | 33 | 1,5 | 41,0 | 57,5 | 28 | 87 |
| 182б | Фойяит . . . . . | 42 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 36 | 85 |
| С-2 | Фойяит верхней зоны (средняя проба) . . . . | 36 | » » | » » | » » | 32 | 89 |
| 2775 | Фойяит . . . . . | 23 | 60,0 | 49,1 | — | 7 | 30 |
| 2712-13 | Эгириновый луяврит | 91 | 91,6 | 6,4 | 2,0 | 26 | 28 |
| 264 | То же . . . . . | 89 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 19 | 21 |
| С-3 | Эгириновый луяврит верхней зоны (средняя проба) . . . . . | 59 | » » | » » | » » | 28 | 47 |
| 2771 | Эгирин-амфиболовый луяврит . . . . . | 33 | 92,8 | 16,3 | — | 8 | 24 |
| 335 | Амфиболовый луяврит . . . . . | 21 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 4,8 | 23 |
| С-4 | Амфиболовый луяврит верхней зоны (средняя проба) . . . . . | 36 | » » | » » | » » | 9 | 25 |
| 2705 | Уртит . . . . . | 85 | 88 | Не опр. | Не опр. | 13 | 15 |
| С-1 | Уртит верхней зоны (средняя проба) . . . . | 36 | Не опр. | » » | » » | 11 | 31 |
| 160 | Мезократовый эвдиалитовый луяврит . . . | 80 | 86,2 | 10,5 | 3,3 | 11 | 14 |
| 2546 | Лейкократовый эвдиалитовый луяврит . . . | 13 | 60,9 | 36,3 | 2,8 | 3,5 | 27 |
| 2498 | Мезократовый эвдиалитовый луяврит . . | 38 | 20,2 | 25,3 | 54,5 | 28 | 75 |

разующих минералов — нефелина, полевого шпата, эгирина и в очень небольших количествах из рано выделяющихся акцессорных минералов — лопарита (10%) и эвдиалита (< 1%). В значительных количествах торий может извлекаться из поздних низкотемпературных минералов пород и пегматитов, легко подвергающихся гидротермальному изменению (ловозерит) или метамиктному распаду (торит, стенструпин). Возможно, что именно благодаря частичной метамиктности извлекается некоторое количество тория из лопарита. При обработке минералов раствором оксалата потеря в весе минерала составляет весьма незначительный процент по сравнению с процентом выщелачивания тория (табл. 109). Данные рентгеноструктурного анализа также показывают, что заметного разложения минерала не происходит.

Интерпретация данных по анализу мономинеральных фракций, микрорадиографии и избирательному выщелачиванию позволяет наметить основные формы нахождения тория в ловозерских нефелиновых сиенитах.

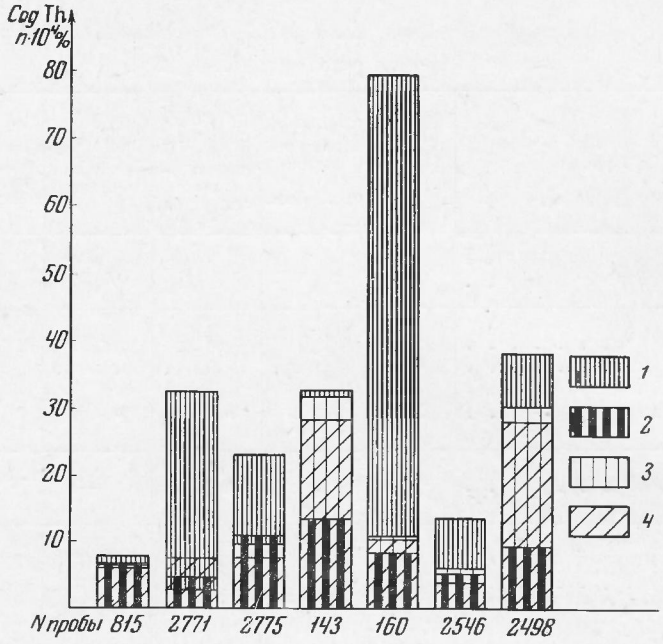



Рис. 38. Распределение тория по минералам в породах Ловозерского массива

*1* — торий, содержащийся в акцессорных минералах; *2* — торий, содержащийся в породообразующих минералах; *3* — торий, не обнаруженный при анализе мономинеральных фракций; *4* — торий, выщелачивающийся 2%-ным раствором $(NH_4)_2C_2O_4$

1. Несомненно, что часть тория находится в виде изоморфной примеси в акцессорных минералах, содержащих редкие земли (лопарит, ринколит, эвдиалит, ловозерит), и, возможно, в породообразующих минералах. Изоморфно входящий в решетки минералов торий не подвергается выщелачи-

Таблица 109

**Выщелачивание Th из минералов 2%-ным раствором $(NH_4)_2C_2O_4$, (24 часа)**

| Номер пробы | Минерал | Содержание Th в минерале, $n\cdot10^{-4}$ % | Количество выщелоченного Th $n\cdot10^{-4}$ % | % выщелачиваемости | Потери в весе минерала, % |
|---|---|---|---|---|---|
| 815 | Полевой шпат . . . . . | 7 | 8 | 115 | 3 |
| 400 | Нефелин . . . . . | 2,1 | 1,3 | 62 | 14 |
| 143 | Полевой шпат + нефелин . | 14 | 15 | 107 | Не опр. |
| 143 | Эгирин . . . . . | 15 | 11 | 73 | 3 |
| 2771 | Эгирин + амфибол . . . . | 9 | 8 | 89 | 2 |
| Л5959 | Лопарит . . . . . | 5800 | 560 | 9,7 | Не опр. |
| 2546 | Эвдиалит . . . . . | 72 | <1 | <1 | То же |
| 1294 | Ловозерит . . . . . | 840 | 174 | 21 | » » |
| б/н | Чинглусуит . . . . . | 1710 | 1000 | 58 | » » |
| б/н | Стенструпин* . . . . . | ~9% | ~6% | ~67 | » » |
| 1359 | Торит* . . . . . | ~45% | ~7,6% | ~21 | » » |

* Содержания Th в стенструпине и торите нами не определялись, однако в литературе имеются полные анализы этих минералов из тех жил, откуда отбирались и наши образцы, (Герасимовский, 1936а и Семенов, Казакова, 1961а).

ванию (если минералы не затронуты метамиктным распадом); α-треки в участках этих минералов распространены равномерно, пропорционально содержанию элемента в минерале.

2. Часть тория присутствует в состоянии молекулярного рассеяния, находится в дефектах кристаллической решетки породообразующих минералов, сорбируется на гранях роста минеральных зерен. Эта форма тория легко выщелачивается слабыми растворителями. На микрорадиографиях видны редкие единичные треки.

3. Субмикроскопические выделения торийсодержащих минералов. Выделения этих минералов приурочены к границам минеральных зерен, трещинам спайности, отдельности и тектоническим микротрещинам. Их образование происходит, по нашему мнению, на очень поздних стадиях формирования пород, так как они приурочены к тонким бурым пленкам вторичных образований. Количество таких выделений возрастает при наложении на породу гидротермальных процессов. Не исключено, что здесь могут присутствовать легко изменяющиеся метамиктные минералы, такие, как стенструпин, чинглусуит, выделяющиеся на поздних стадиях в пегматитовом процессе. Эти минералы обнаружены в пойкилитовых содалитовых сиенитах. В связи с метамиктностью и легкой разрушаемостью такого рода минералов торий в значительной мере может выноситься при селективном выщелачивании.

На микрорадиографиях субмикроскопические выделения минералов проявляются как отдельные сноповидные скопления треков. Естественно, что торий, заключенный в субмикроскопических выделениях минералов, располагающихся по границам зерен и в микротрещинах, не может быть учтен при анализе мономинеральных фракций, так как эти образования уходят в шлам при дроблении породы. То же относится и к торию, сорбированному на поверхностях зерен. Действительно, анализ шлама, получившегося при дроблении пробы 143 (второй случай распределения), дает повышенное содержание тория ($46 \cdot 10^{-4}\%$ в шламе) по сравнению с содержанием его во фракции 0,5—0,25 *мм* ($23 \cdot 10^{-4}\%$) при среднем содержании в пробе $33 \cdot 10^{-4}\%$. Весь торий из шлама извлекается при выщелачивании 2%-ным раствором $(NH_4)_2C_2O_4$. Возможно, что часть заключенного в породообразующих минералах тория связана с такого рода микровключениями поздних минералов, располагающихся по трещинкам спайности и отдельности. Различить вторую и третью формы нахождения тория возможно только методами микрорадиографии. Поэтому различие между первым и вторым типами распределения довольно условно.

Поведение тория при кристаллизации щелочных расплавов наиболее четко устанавливается при эволюции пегматитовых расплавов Ловозерского массива, где каждой стадии процесса соответствует своя зона с характерной ассоциацией минералов. На ранних стадиях кристаллизации расплавов почти отсутствуют минералы, концентрирующие торий, лишь в относительно редких случаях выделяется лопарит. В породообразующие минералы пегматитов торий не входит; в относительно небольших количествах торий входит в редкометальные минералы — эвдиалит и мурманит. Число минералов, содержащих торий, значительно возрастает на конечных стадиях эволюции пегматитового расплава-раствора здесь — в зонах, сложенных уссингитом и цеолитами, появляется основная масса торийсодержащих и ториевых минералов. Многие из этих минералов возникают при замещении ранее образовавшихся Ti- и Zr-силикатов.

Наблюдения показывают, что поведение тория в ходе кристаллизации фойяитов и некоторой части эвдиалитовых луявритов со вторым типом распределения элемента сходно с его судьбой в пегматитовом расплаве. Здесь на ранних стадиях фиксируется в твердых фазах лишь небольшая доля заключенного в расплаве тория, входящего изоморфно в акцессорные минералы и захватывающегося породообразующими минералами. Боль-

шая часть тория накапливается в остаточном расплаве, обогащенном F, Cl, $H_2O$ и щелочами, выделяясь на поздних стадиях формирования породы. Этот торий входит в состав низкотемпературных минералов, присутствующих в виде микровключений на границах зерен и выделяющихся по трещинам спайности и отдельности в минералах.

По-другому ведет себя торий при кристаллизации большинства уртитов и луявритов из II и III интрузивных фаз. Эти породы богаче фойяитов редкоземельными элементами и беднее Cl и $H_2O$, низкотемпературные процессы минералообразования в этих породах развиты гораздо слабее. Основная масса тория осаждается на магматическом этапе минералообразования, входя в решетки редкоземельных минералов и минералов, содержащих примесь редкоземельных элементов (лопарит, ринколит, эвдиалит). Количество тория, рассеивающегося в породообразующихся минералах и выделяющегося на поздних стадиях минералообразования, незначительно.

Вследствие наличия микровключений радиоактивных минералов содержания тория в нефелинах и полевых шпатах из фойяитов (второй тип распределения) и луявритов (первый и третий типы распределения) весьма различны.

Таким образом, в поведении тория имеются две тенденции: 1) вхождение в виде изоморфной примеси в редкоземельные минералы на магматической стадии кристаллизации расплава (в уртитах и луявритах); 2) накопление в остаточном расплаве и фиксация в субмикроскопических выделениях минералов поздней постмагматической стадии (фойяиты, некоторая часть мезократовых эвдиалитовых луявритов). В первом случае торий имеет судьбу, сходную с редкоземельными элементами.

Вопрос о формах нахождения тория в магматическом расплаве, из которого кристаллизовались нефелиновые сиениты, не может быть решен вполне определенно, тем не менее по этому поводу можно высказать некоторые предположения. Из принципа кислотноосновного взаимодействия (Коржинский, 1956) вытекает, что в условиях большей щелочности из расплава в твердую фазу будут переходить преимущественно более основные элементы. Как было показано А. С. Павленко (1963), в тувинских щелочных породах Ce/Th-отношение увеличивается с увеличением щелочности.

Вычисленное нами Ce/Th-отношение в эгириновых и амфиболовых луявритах различных фаз массива (табл. 110) изменяется так, что в породах с меньшей степенью окисления железа оно максимально. Луявриты Ловозерского массива, имеющие однотипные ассоциации породообразующих минералов и незначительные различия в химическом составе, должны, очевидно, находиться в пределах одного поля щелочности на диаграмме состав — парагенезис. В этом случае при вполне подвижном поведении кислорода индикатором щелочности различных фаций пород может являться отношение $Fe^{3+}/Fe^{2+}$, которое достигает максимальных значений в наиболее щелочных разностях пород (Ферсман, 1937в, и Коржинский, 1963). Из этого можно заключить, что амфиболовые луявриты сформировались в более кислой среде, чем эгириновые. Таким образом, мы сталкиваемся с фактом, когда менее основной по сравнению с цирием элемент торий накапливается в более щелочных фациях пород. Различная тенденция в изменении Ce/Th-отношения в тувинских щелочных породах и луявритах Ловозера может быть обусловлена разной формой нахождения этих элементов в расплаве. Если в обычных по щелочности расплавах (миаскитового типа) наиболее вероятно присутствие тория и редкоземельных элементов в ионной форме, то в щелочных агпантовых расплавах эти элементы могут находиться в виде комплексных соединений. Для редкоземельных элементов подобное предположение было сделано еще ранее Ю. А. Балашовым (1962).

Таблица 110

**Содержание Th в различных типах луявритов**

| Порода, местонахождение | Содержание Th, $n \cdot 10^{-4}$% | $\frac{Ce}{Th}$ | $\frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+}}$ | Коэффициент агпаитности |
|---|---|---|---|---|
| **Ловозерский массив** | | | | |
| *II интрузивная фаза* | | | | |
| Луявриты эгириновые, верхняя зона * | 59 | 22 | 5,8 | 1,45 |
| Луявриты эгириновые, средняя зона * | 36 | 24 | 4,5 | 1,56 |
| Луявриты амфибол-эгириновые, нижняя зона * (III серия) | 23 | 48 | 3,3 | 1,40 |
| Луявриты эгирин-амфиболовые нижняя зона * (IV серия) | 19 | 47 | 2,5 | 1,44 |
| *III интрузивная фаза* | | | | |
| Мезократовые эвдиалитовые луявриты, верхняя зона * | 43 | 26 | 5,3 | 1,56 |
| Лейкократовые эвдиалитовые луявриты, нижняя зона * | 20 | 13 | 4,0 | 1,39 |
| Амфиболовые эвдиалитовые луявриты | 15 (4) ** | 57 (2) | 1,8 (2) | 1,33 (2) |

* Данные получены для средних проб луявритов.

** Цифры в скобках означают количество анализов, взятых для расчета.

На возможность нахождения тория в комплексной форме в щелочном агпаитовом расплаве указывал А. Е. Ферсман (1939). Согласно А. Рингвуду (Ringwood, 1955), появлению комплексных соединений способствуют значительный ионный потенциал (3,92 для Th) и высокие содержания в расплаве щелочей и летучих, уменьшающих степень полимеризации расплава. Нахождение тория в виде комплексов в агпаитовых щелочных расплавах наиболее вероятно по сравнению с другими образованиями.

Изменение Ce/Th-отношения и общего содержания тория в луявритах в зависимости от отношения $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ (их щелочности) представлено в табл. 110 и на рис. 39. Прямая зависимость между этими величинами и коэффициентом агпаитности отсутствует. Последний является менее надежным индикатором щелочности в породах, пересыщенных щелочами однако этот коэффициент хорошо отделяет менее щелочные миаскитовые разности нефелиновых сиенитов от более щелочных — агпаитовых.

Накопление тория в более щелочных разновидностях пород может быть связано с изменением устойчивости комплексов этого элемента в различных условиях. Комплексные соединения тория с анионами сильных неорганических кислот, известные в обычных условиях (конечно, значительно отличающиеся от природных), устойчивы в кислой среде и разрушаются в щелочной (Бабко, 1955).

В связи с изменением щелочности расплава происходит изменение состава акцессорного лопарита, одного из главных концентраторов тория. В более щелочных породах — эгириновых луявритах и ассоциирующих с ними уртитах и фойяитах верхней части разреза в лопарите накапливаются сильные основания (Sr по отношению к Ca) и более сильные комплексообразователи (Th по отношению к TR и Nb по отношению к Ti).

Возрастание содержания тория от наименее щелочных в массиве пород I интрузивной фазы к пересыщенным щелочами нефелиновым сиенитам II и III интрузивных фаз связано, очевидно, с общей тенденцией

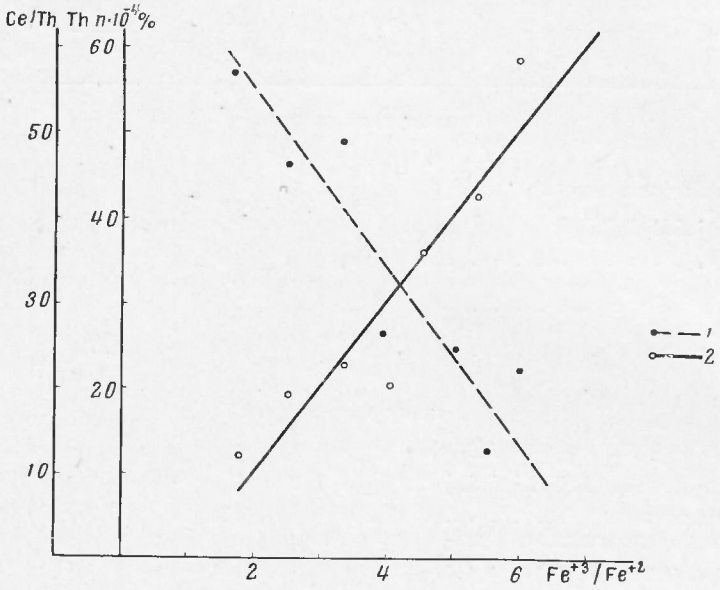



**Рис. 39. Зависимость содержания тория и Ce/Th в луявритах Ловозерского массива от величины $Fe^{3+}/Fe^{2+}$**

*1* — Ce/Th; *2* — содержание Th

накопления элемента в наиболее щелочных фациях пород, как это было показано для Тувы А. С. Павленко (1963) и для северной Киргизии Л. Л. Леоновой и др. (1961).

## Выводы

1. Породы Ловозерского массива характеризуются высоким содержанием тория ($35 \cdot 10^{-4}$%).
2. Наблюдается возрастание содержания тория от менее щелочных пород I интрузивной фазы к типичным агпаитовым нефелиновым сиенитам II и III интрузивных фаз.
3. Содержание тория в луявритах и в акцессорном лопарите возрастает с увеличением отношения $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ — индикатора щелочности в породах.
4. Содержание тория в высокотемпературных разностях пегматитов близко к его содержанию в породах. Накопление тория происходит лишь к концу пегматитового процесса.
5. Существуют две главные формы нахождения тория в породах Ловозерского массива: а) изоморфная примесь в акцессорных минералах; б) форма молекулярного рассеяния в породообразующих минералах. Характер нахождения тория в субмикроскопических выделениях торийсодержащих минералов неясен.
6. Торий, заключенный в субмикроскопических выделениях поздних минералов и породообразующих минералах, легко выщелачивается 2%-ным раствором $(NH_4)_2C_2O_4$. Основная масса рассеянного в породообразующих минералах тория не входит в их кристаллические решетки.
7. При кристаллизации магматического расплава торий либо фиксируется на ранних стадиях формирования породы, изоморфно замещая редкоземельные элементы (в луявритах и уртитах), либо накапливается в остаточном расплаве и переходит в твердую фазу лишь на поздней постмагматической стадии (в фойяитах и части эвдиалитовых луявритов).

## Уран

Уран — типичный литофильный элемент — находится в природе только в виде кислородных соединений.

В естественных условиях уран встречается в четырех- и шестивалентном состоянии, причем в силу того, что $U^{6+}$ является энергетически неустойчивым и легко гидролизуется, он входит в минералы исключительно в форме уранил-иона ($UO_2^{2+}$).

Ионный радиус четырехвалентного урана (0,89 Å) близок к ионным радиусам $Th^{4+}$ (0,95 Å) и $TR^{3+}$, особенно к TR-иттровой подгруппы (0,80—0,97 Å), а также к $Ca^{2+}$ (1,04 Å) и $Zr^{4+}$ (0,82 Å), что обусловливает возможность изоморфного замещения этих элементов $U^{4+}$. Чрезвычайно большие размеры иона $(UO_2)^{2+}$ — длина «гантели» 6,84—6,04 Å (Макаров, 1963) — исключают возможность его изоморфного вхождения в кристаллическую структуру минералов.

Указанные особенности определяют геохимию урана в природных процессах и обусловливают его поведение в ходе кристаллизации магматического расплава.

По сравнению с кислыми и основными интрузивными породами геохимия урана в нефелиновых сиенитах изучена недостаточно.

Л. В. Комлевым было установлено, что среди нефелиновых сиенитов существует группа пород, относительно бедных ураном (миаскитовые нефелиновые сиениты массивов Ильменского, Вишневогорского и др.), и пород с высоким его содержанием. К последним, по данным К. А. Власова и др. (1959), Т. В. Сапрыкиной (1959), относятся нефелиновые сиениты Ловозерского массива, где содержание урана приблизительно в 4 раза превышает кларк его в породах гранитного ряда. В работах Т. В. Сапрыкиной (1959), Власова и др. (1959) приведены цифры содержания урана в некоторых группах пород и отдельных минералах Ловозерского массива.

Для определения урана в породах и минералах массива мы использовали метод П. И. Васильева и Р. Л. Подвальной (1958). Чувствительность метода $n \cdot 10^{-5}\%$, точность $\pm 15\%$. Анализы проведены Г. А. Кот и Т. В. Сапрыкиной.

Для вывода средних содержаний урана по отдельным типам пород (см. табл. 100) мы пользовались среднеарифметическими величинами, что с позиций математической статистики (Родионов, 1964) оказалось допустимым, так как дисперсия логарифмов содержаний ($S^2$) в породах всюду меньше 0,196. Средние содержания урана в интрузивных комплексах и массиве в целом выводились с учетом объемов, занимаемых отдельными разновидностями пород.

Статистическая обработка полученных нами данных с помощью метода моментов (Крамер, 1948) показала, что в породах массива уран в целом распределен логарифмически нормально. Из данных, приведенных в табл. 100, следует, что самое низкое среднее содержание урана отмечается в породах I фазы интрузии ($11 \cdot 10^{-4}\%$), среди которых наиболее бедны ураном равномернозернистые и гидросодалитовые сиениты. При этом разновидности пород I интрузивной фазы из одного участка массива обычно характеризуются близкими содержаниями урана.

Среднее содержание урана в породах II фазы интрузии по сравнению с породами I фазы возрастает до $16 \cdot 10^{-4}\%$ (см. табл. 100). Наименьшая средняя величина содержания урана характерна для уртитов ($9 \cdot 10^{-4}\%$). В фойяитах и луявритах она выше ($14$ и $21 \cdot 10^{-4}\%$). В фойяитах и луявритах количество урана колеблется меньше, чем в уртитах, где наряду с высокими встречаются и крайне низкие содержания (см. табл. 100).

Сверху вниз по разрезу (г. Аллуайв) наблюдается обеднение ураном пород II интрузивной фазы от $16 \cdot 10^{-4}\%$ для верхней зоны до $11 \cdot 10^{-4}$ и $10 \cdot 10^{-4}\%$ для средней и нижней зон, причем в фойяитах это уменьше-

ние содержаний менее значительно (от 18 до $11 \cdot 10^{-4}\%$), а в луявритах выражено более ярко (от 15 до $5 \cdot 10^{-4}\%$). В уртитах минимум урана отмечается в средней зоне комплекса ($7 \cdot 10^{-4}\%$).

В пойкилитовых содалитовых сиенитах комплекса уртитов—фойяитов — луявритов количество урана незначительно ($7 \cdot 10^{-4}\%$) и приближается к его содержанию в уртитах. В пластовом пегматите из верхней зоны комплекса количество урана ($14 \cdot 10^{-4}\%$) близко к среднему его содержанию в породах этой зоны ($16 \cdot 10^{-4}\%$).

В эвдиалитовых луявритах колебания в содержании урана относительно невелики ($7—23 \cdot 10^{-4}\%$); при этом среднее содержание урана в верхней зоне комплекса выше ($19 \cdot 10^{-4}\%$), чем в нижней ($13 \cdot 10^{-4}\%$).

По сравнению с эвдиалитовыми луявритами, полевошпатовые порфировидные луявриты характеризуются низкими ($7 \cdot 10^{-4}\%$), а ловозерит-мурманитовые — исключительно высокими ($43 \cdot 10^{-4}\%$) содержаниями урана. Среди полевошпатовых порфировидных луявритов особенно бедны ураном разновидности, находящиеся на контакте с породами II фазы интрузии ($2{,}8—5 \cdot 10^{-4}\%$); разности, залегающие в толще эвдиалитовых луявритов вдали от контакта, богаче этим элементом ($10—17 \cdot 10^{-4}\%$). Но и в том, и в другом случае они содержат урана меньше, чем вмещающие эвдиалитовые луявриты. Мурманит-ловозеритовые луявриты, напротив, отличаются от эвдиалитовых луявритов повышенным содержанием урана, который концентрируется обычно в центральных частях залежей этих пород. В редких случаях наблюдается обогащение ураном контактных зон вмещающих эвдиалитовых луявритов, что свидетельствует о привносе в них урана из расплава порфировидных мурманит-ловозеритовых луявритов.

Пойкилитовые содалитовые сиениты и тавиты, залегающие среди пород III фазы интрузии по сравнению с аналогичными породами II фазы содержат больше урана; в среднем его количество здесь приближается к содержанию в эвдиалитовых луявритах.

В эвдиалититах содержание урана составляет $27—100 \cdot 10^{-4}\%$.

Сфен-амфиболовые эвдиалитовые луявриты по содержанию урана ($8—14 \cdot 10^{-4}\%$) близки к эвдиалитовым луявритам. Очевидно, процесс контаминации расплава эвдиалитовых луявритов не привел к существенному изменению концентрации в них урана.

Количество урана в двух исследованных нами пегматитах ($23$ и $25 \cdot 10^{-4}\%$) лишь в 1,5—2 раза превышает содержание урана во вмещающих эвдиалитовых луявритах. По сравнению с нефелиновыми сиенитами в лампрофировых дайках, секущих породы массива, содержание урана невелико ($3{,}5 \cdot 10^{-4}\%$).

Среднее содержание урана в породах массива составляет около $16 \cdot 10^{4-}\%$.

Влияние обогащенного ураном расплава нефелиновых сиенитов на окружающие гнейсы, по-видимому, было незначительным, так как количество урана в гнейсах (см. табл. 101) с удалением от контакта практически не изменяется.

В основных эффузивах и их туфах содержание урана довольно высокое ($3—7 \cdot 10^{-4}\%$). При интенсивной переработке основных эффузивов с образованием сфен-амфиболовых йолит-мельтейгитов содержание урана в них увеличивается иногда до $18 \cdot 10^{-4}\%$.

В щелочных эффузивах содержание урана несколько выше, чем в основных (см. табл. 101).

Изученные нами минералы из пород и пегматитов разделяются по содержанию урана на две группы: 1) минералы с содержанием ниже среднего содержания в массиве (до $2 \cdot 10^{-3}\%$) и 2) минералы, концентрирующие уран (выше $2 \cdot 10^{-3}\%$) (см. табл. 103—107). К числу минералов с низким содержанием урана относятся нефелин, полевой шпат, эгирин,

арфведсонит, рамзаит, энигматит, к минералам, концентрирующим уран,— лопарит, эвдиалит, мурманит, а также реже встречающиеся ловозерит, чинглусуит, стенструпин, пирохлор, ненадкевичит (последние, за исключением ловозерита, отмечаются главным образом в пегматитовых образованиях).

В нефелине и полевом шпате из пород II и III фаз интрузии содержание урана сильно колеблется ($0{,}6—5{,}0 \cdot 10^{-4}\%$; см. табл. 103), причем в этих минералах из фойяитов наблюдается наиболее высокое содержание урана, что, возможно, обусловлено повышенным количеством урана в расплаве, из которого кристаллизовались фойяиты. В эвдиалитовых луявритах даже при высоком содержании урана количество его в нефелине и полевом шпате в среднем несколько меньше, чем в этих минералах из фойяитов, что, по-видимому, объясняется почти одновременной кристаллизацией вместе с породообразующими минералами концентратора урана — эвдиалита.

Содержание урана в эгиринах из пород несколько выше, чем в нефелине и полевом шпате. Колебание содержаний урана в этом минерале довольно велико ($1{,}4—9 \cdot 10^{-4}\%$). Обычно количество урана в эгиринах из луяврита меньше, чем в эгиринах из нижележащего фойяита. В эгиринах эвдиалитовых луявритов содержание урана в среднем выше, чем в эгиринах из пород II фазы интрузии. Относительно большое количество урана отмечается в эгирине из пойкилитового гидросодалитового сиенита $10 \cdot 10^{-4}\%$. Содержание урана в арфведсоните из пород массива (см. табл. 103) близко к содержанию в эгиринах.

В нефелине, полевом шпате, эгирине, арфведсоните из пегматитов (см. табл. 103) урана содержится приблизительно столько же, сколько и в этих минералах из пород. При этом сохраняется тенденция к повышению концентрации урана в темноцветных минералах по сравнению с нефелином и полевым шпатом.

Сфены и апатиты из пород Ловозерского массива характеризуются гораздо более низкими содержаниями урана (соответственно $4—20 \cdot 10^{-4}$ и $1{,}5—3{,}5 \cdot 10^{-4}\%$), чем те же минералы из гранитоидов (Забавникова, 1957; Семенов, 1963, в). Вероятно, это обусловлено обогащением рассматриваемых минералов из гранитов иттрием и редкоземельными элементами иттриевой подгруппы, с которыми уран имеет тесную кристаллохимическую связь. В сфенах и апатитах из пород массива резко преобладает цериевая подгруппа редкоземельных элементов.

Низким содержанием урана при цериевом составе редких земель характеризуется и лампрофиллит из пород массива (см. табл. 106).

В лопарите уран присутствует в количестве от 0,015 до 0,039% (см. табл. 104). В лопаритах из пород II фазы интрузии содержание урана мало изменяется с глубиной разреза, как это наблюдается для редкоземельных элементов и тория, и зависит от состава породы, из которой выделен лопарит. Наибольшими содержаниями урана характеризуются лопариты из уртитов, меньшими — лопариты из малиньита и луявритов. В лопаритах из пород III фазы интрузии количество урана приближается к количеству урана в луявритах II фазы. Низкие содержания урана характерны для лопаритов из контактных зон массива и пегматитов.

В лопарите уран присутствует, видимо, как изоморфный компонент, поскольку с кристаллической структурой этого минерала он связан прочно (см. табл. 104). Теоретически возможны следующие схемы изоморфизма в лопарите: $NaU(Ti, Fe, Al)_2O_6 \rightarrow NaTRTi_2O_6$; $CaU(Fe, Al)_2O_6 \rightarrow$ $\rightarrow Ca_2Ti_2O_6$; $UTi_2O_6 \rightarrow NaTRTi_2O_6$.

Количество урана в эвдиалитах (см. табл. 105) варьирует от 26 до $109 \cdot 10^{-4}\%$ ($150 \cdot 10^{-4}\%$ в одном случае). В породах II фазы интрузии более высоким содержанием урана отличаются эвдиалиты из фойяитов, более низким — эвдиалиты из луявритов. Содержание урана в эвдиалитах

из эвдиалитовых луявритов в среднем сходно с содержанием в эвдиалитах из луявритов II фазы интрузии.

Причина разной концентрации урана в эвдиалитах пока не совсем ясна. Содержание урана в этом минерале, возможно, зависит от содержания урана в расплаве к моменту кристаллизации эвдиалита. На это указывает более высокое содержание урана в позднем по времени выделения эвдиалите из фойяитов по сравнению с ранним по времени кристаллизации эвдиалитом из эвдиалитовых луявритов. Пониженное количество урана в эвдиалите из луявритов по сравнению с эвдиалитом из фойяитов, вероятно, также можно объяснить более низкой концентрацией урана в расплаве луяврита к моменту выделения эвдиалита, из-за того, что часть урана уже была зафиксирована на более раннем этапе кристаллизации.

В эвдиалитах из пегматитов уран присутствует в несколько больших количествах, чем в эвдиалитах из пород.

Как и в лопарите, в эвдиалите уран находится в виде изоморфной примеси. Возможной схемой гетеровалентного замещения может быть либо $NaU \rightarrow CaTR$, либо $UFe \rightarrow TRZr$.

Мурманит (см. табл. 106) содержит относительно большое количество урана (0,008—0,015%), но около половины его легко извлекается при выщелачивании слабыми растворителями (см. табл. 112). Таким образом, часть урана не связана со структурой минерала и, возможно, является сорбированной, поскольку радиоактивность измененного мурманита выше.

В ловозерите (см. табл. 106) уран является изоморфным компонентом, замещающим, вероятно, кальций и TR. Вхождение урана в структуру этого минерала, по-видимому, облегчается значительным содержанием иттрия и редкоземельных элементов иттровой подгруппы.

В ненадкевичите и чинглусуите (см. табл. 107) форма нахождения урана пока не выяснена.

Характерным для трех последних минералов является понижение отношения тория и TR к урану.

Особо следует отметить, что наибольшие количества урана обнаружены в пирохлоре и стенструпине (см. табл. 107), встречающихся обычно в пегматитовых образованиях.

С целью установления распределения урана по минеральным фракциям нами изучено девять проб: пять из пород II интрузивной фазы и четыре из пород III интрузивной фазы. Данные по шести из них помещены в табл. 111.

Результаты исследования показали, что на долю породообразующих минералов в агпаитовых нефелиновых сиенитах приходится меньшая часть урана, заключенного в породах: на нефелин и полевой шпат обычно 10—15, реже до 27%; на эгирин и арфведсонит — еще меньше, так как содержание их в породах по сравнению с нефелином и полевым шпатом гораздо ниже.

В целом на породообразующие минералы падает от 9 до 33% урана, находящегося в породе.

На долю акцессорных минералов — лопарита, эвдиалита, мурманита, лампрофиллита — урана приходится 16—55% — в луявритах, 19—51% — в фойяитах, 34—50% — в эвдиалитовых луявритах. Кроме того, во всех исследованных пробах присутствует уран, не связанный с названными породообразующими и акцессорными минералами. Можно предположить, что этот уран входит в состав микровыделений минералов (ловозерит и др.), которые трудно учесть при балансе.

Для получения более полной картины распределения урана по минералам нами совместно с А. И. Поляковым проведено микрорадиографическое исследование пород. На основании полученных данных в породах Ловозерского массива были выделены три группы минеральных образова-

Таблица 111

**Распределение урана по минералам в породах II и III фаз интрузии**

| Минерал | Содержание минерала в породе, вес. % | Содержание урана в минерале, $n \cdot 10^{-4}$ % | Количество U в минерале при пересчете на 1 г породы, $n \cdot 10^{-4}$ % | Доля U, приходящаяся на данный минерал, % |
|---|---|---|---|---|
| **Породы II интрузивной фазы** | | | | |
| *Фойяит. Проба 2719. (Содержание U 19·10⁻⁴ %)* | | | | |
| Нефелин + полевой шпат + + анальцим | 81,7 | 1,9 | 1,5 | 7,9 |
| Эгирин + амфибол | 8,4 | 2,8 | 0,2 | 1,1 |
| Эвдиалит | 6,7 | 102,0 | 6,8 | 35,8 |
| Лопарит | 0,3 | Не опр. | — | — |
| Мурманит | 1,1 | То же | — | — |
| Ловозерит | 0,6 | » » | — | — |
| Виллиомит | 0,9 | » » | — | — |
| Прочие | 0,3 | » » | — | — |
| Сумма | 100,0 | — | 8,5 | 44,8 |
| *Фойяит. Проба 143. (Содержание U 19·10⁻⁴ %)* | | | | |
| Нефелин + полевой шпат | 92,3 | 5,5 | 5,1 | 27,0 |
| Эгирин + амфибол | 4,1 | 2,5 | 0,1 | 0,5 |
| Эвдиалит | 0,1 | 55,0 | 0,1 | 0,6 |
| Мурманит | 2,4 | 150,0 | 3,6 | 19,0 |
| Лампрофиллит | 0,1 | Не опр. | — | — |
| Лопарит | <0,1 | То же | — | — |
| Сумма | 100,0 | — | 8,9 | 47,1 |
| *Фойяит. Проба 2775. (Содержание U 18·10⁻⁴ %)* | | | | |
| Полевой шпат + нефелин | 77,8 | 2,5 | 2,0 | 11,1 |
| Эгирин + амфибол | 10,5 | 3,0 | 0,3 | 1,6 |
| Лопарит | 0,2 | 362,0 | 0,7 | 3,9 |
| Эвдиалит | 10,0 | 87,0 | 8,7 | 47,5 |
| Рамзаит + энигматит + ильменит | 1,5 | Не опр. | — | — |
| Сумма | 100,0 | — | 11,7 | 64,1 |
| **Породы III интрузивной фазы** | | | | |
| *Эвдиалитовый луяврит. Проба 2499. (Содержание U 9·10⁻⁴, %)* | | | | |
| Нефелин + полевой шпат | 57,7 | 1,0 | 0,6 | 6,6 |
| Эгирин + амфибол | 30,0 | 3,7 | 1,1 | 12,2 |
| Эвдиалит | 10,0 | 37,0 | 3,7 | 41,1 |
| Лампрофиллит | 2,3 | 12,0 | 0,3 | 3,3 |
| Сумма | 100,0 | | 5,7 | 63,2 |
| *Эвдиалитовый луяврит. Проба 2498. (Содержание U 21·10⁻⁴ %)* | | | | |
| Нефелин + полевой шпат и другие салические минералы | 60,9 | 5,0 | 3,0 | 14,3 |
| Эгирин + амфибол | 24,3 | 8,6 | 2,1 | 10,0 |
| Эвдиалит | 12,8 | 64,0 | 8,2 | 39,1 |
| Мурманит | 0,1 | Не опр. | — | — |
| Лампрофиллит | 1,9 | То же | — | — |
| Сумма | 100,0 | — | 13,3 | 63,4 |

Таблица 111 (окончание)

| Минерал | Содержание минерала в породе, вес. % | Содержание урана в минерале, $n \cdot 10^{-4}$ % | Количество U в минерале при пересчете на 1 г породы, $n \cdot 10^{-4}$ % | Доля U, приходящаяся на данный минерал, % |
|---|---|---|---|---|
| *Эвдиалитовый луяврит. Проба 2546. (Содержание U $8 \cdot 10^{-4}$, %)* | | | | |
| Нефелин + полевой шпат | 66,6 | 3,0 | 2,0 | 25,0 |
| Эгирин + амфибол . . . . . | 22,5 | 3,4 | 0,8 | 10,0 |
| Эвдиалит . . . . . | 10,9 | 26,0 | 2,8 | 35,0 |
| Сумма . . . . . | 100,0 | — | 5,6 | 70,0 |

Таблица 112

**Выщелачивание урана из пород и минералов Ловозерского массива 5% раствором $Na_2CO_3$**

| Номер пробы | Минерал | Содержание урана, $n \cdot 10^{-4}$ % | Количество выщелоченного урана, $n \cdot 10^{-4}$ % | % выщелоченного урана | % урана, приходящийся на породообразующие минералы |
|---|---|---|---|---|---|
| 2712 | Луяврит . . . . . | 8 | 0,9 | 11 | 13 |
| 2771 | То же . . . . . | 16 | 3,6 | 23 | 21,4 |
| 2719 | Фойяит . . . . . | 19 | 4,0 | 21 | 9 |
| 2775 | То же . . . . . | 18 | 2,0 | 11 | 12,7 |
| 143 | » » . . . . . | 19 | 3,0 | 16 | 27,5 |
| 160 | Эвдиалитовый луяврит . . | 17 | 1,0 | 6 | 7,2 |
| 2546 | То же . . . . . | 8 | 0,5 | 6 | 35 |
| 2499 | » » . . . . . | 8 | 1,0 | 12 | 18,8 |
| 2498 | » » . . . . . | 21 | 5,0 | 24 | 24,3 |
| 160 | Нефелин + полевой шпат | 1,3 | 0,8 | 63 | — |
| 1539 | Эгирин . . . . . | 1,7 | 0,5 | 26 | — |
| 5059 | Лопарит . . . . . | 300 | 3,8 | 1 | — |
| 1492 | Эвдиалит . . . . . | 65 | 0,6 | 1 | — |
| б/н | Мурманит . . . . . | 80 | 41,0 | 51 | — |
| 263 | Ловозерит . . . . . | 1552 | 87,0 | 6 | — |

ний: 1) минералы с низкой концентрацией радиоактивных элементов (породообразующие минералы: нефелин, полевой шпат, эгирин, арфведсонит); 2) минералы с содержанием радиоактивных элементов в десятые и сотые доли процента (лопарит, ловозерит); 3) микровыделения минералов неизвестного состава, содержание радиоактивных элементов в которых, повидимому, не превышает (1—2%). Собственно урановые минералы в изучаемых породах отсутствуют. Уран в породах Ловозерского массива находится только в рассеянной (молекулярной и изоморфной) форме.

О соотношении молекулярной и изоморфной форм нахождения урана в минералах и породах можно судить по количеству урана, выщелачиваемого слабым растворителем. Выщелачивание урана слабым растворителем (5% $Na_2CO_3$ + $H_2O_2$) было проведено Г. А. Кот. Полученные при этом данные (табл. 112) показывают, что обычно извлекается незначительная часть урана породы (6—24%), приближающаяся к количеству его в породообразующих минералах,— нефелине, полевом шпате, эгирине, арфведсоните. Сопоставление этих данных с результатами выщелачивания урана из некоторых минералов Ловозерского массива показывает, что именно нефелин, полевой шпат, эгирин и мурманит характеризуются наиболее высоким процентом легкоизвлекаемого урана. В отличие от нефелина и полевого шпата, в эгирине легко выщелачивается лишь четвертая часть всего урана, остальное его количество более прочно связано с кристаллической

структурой этого минерала. Из главных концентраторов урана в породах массива — лопарита, эвдиалита, а также ловозерита — уран практически не выщелачивается.

Время выделения основной массы урана в твердую фазу было различным в отдельных группах пород. Так, в луявритах и, видимо, уртитах большая часть урана на ранних стадиях кристаллизации фиксировалась в лопарите, а в эвдиалитовых луявритах — в эвдиалите. В фойяитах и ловозеритовых луявритах уран накапливался в остаточном расплаве — растворе и выделялся в минералах поздних стадий кристаллизации (эвдиалите, мурманите и др.).

О форме нахождения урана в расплаве нефелиновых сиенитов Ловозерского массива можно высказать лишь некоторые предположения. Присутствие урана в расплаве в виде простых соединений с основными элементами щелочной магмы — Na, K, Al, Si — невозможно, равно как маловероятно и существование в расплаве $UO_2$ ($t_{плав.}$ = 2527° С). В условиях обогащения расплава возможно нахождение урана в виде сложных комплексных соединений с указанными элементами, однако экспериментальные данные, подтверждающие такое предположение, отсутствуют. Часть урана в расплаве, видимо, могла находиться в ионной форме.

### Выводы

1. Породы Ловозерского массива отличаются высоким содержанием урана ($16 \cdot 10^{-4}$%), превышающим его среднее содержание в других типах магматических горных пород.
2. Высокое содержание урана наблюдается в агпаитовых нефелиновых сиенитах, обогащенных редкими элементами (TR, Zr, Nb).
3. Содержание урана возрастает от пород I фазы интрузии ($11 \cdot 10^{-4}$%) к породам II ($16 \cdot 10^{-4}$%) и III ($17 \cdot 10^{-4}$%).
4. Количество урана в пегматитах Ловозерского массива незначительно выше его содержания в породах.
5. Уран не выносится из агпаитового расплава во вмещающие массив гнейсы, но привносится в основные эффузивы девонского возраста при интенсивном контактовом изменении этих пород.
6. Уран в породах Ловозерского массива находится в виде изоморфной и рассеянной формы, не образуя собственных минералов.
7. В породах массива от 7 до 33% урана связано с породообразующими (нефелин, полевой шпат, эгирин и арфведсонит), остальная часть — с второстепенными и акцессорными минералами.
8. При кристаллизации пород уран выделяется из расплава, главным образом на магматической стадии, и входит в эвдиалит, лопарит, мурманит и др. Оставшийся в расплаве уран фиксируется в минералах постмагматической стадии минералообразования — ловозерите и минералах неизвестного состава.

## Цинк

Цинк, как известно (Таусон, 1961), имеет общую геохимическую историю с магнием и двухвалентным железом, которые он изоморфно замещает в минералах, содержащих эти элементы ($Zn^{2+}$ = 0,83, $Fe^{2+}$ = 0,80, Mg = 0,74 Å).

Геохимия цинка в массиве изучена недостаточно, хотя его концентрация в породах массива является очень высокой. Из минералов цинка наиболее распространен сфалерит, который встречается не только в пегматитах, но и в породах.

Нами впервые выполнен небольшой объем исследований с целью установления содержания цинка в породах массива (Герасимовский, Несмеянова, 1960). Результаты этих исследований приведены в табл. 113.

Определение цинка (аналитик Л. И. Несмеянова) осуществлялось химическим путем дитизоновым методом по Е. Б. Санделу (1949).

Исследования показали, что концентрация цинка в породах массива варьирует от 102 до $1070 \cdot 10^{-4}$%. Среднее содержание цинка в породах

Таблица 113

**Содержание цинка и свинца в породах Ловозерского массива**

| Номер пробы | Порода, местонахождение | Содержание, $n \cdot 10^{-4}$ % | | Zn/Pb |
|---|---|---|---|---|
| | | Zn | Pb | |
| | *Породы I интрузивной фазы* | | | |
| 139 | Равномернозернистый нефелиновый сиенит, г. Нинчурт | 189 | 16 | 11,8 |
| 183 | Порфировидный нефелиновый сиенит, г. Аллуайв | 126 | 7 | 18,0 |
| 66 | Пойкилитовый нефелин-гидросодалитовый сиенит, г. Суолуайв | 200 | 9 | 22,2 |
| 816 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, р. Муруай | 104 | 5 | 20,8 |
| 817 | Измененный пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, р. Муруай | 106 | 4 | 26,5 |
| | Среднее содержание по I фазе | 145 | 8 | 20,0 |
| | *Породы II интрузивной фазы* | | | |
| 957 | Уртит, г. Аллуайв | 115 | 4 | 28,7 |
| 268 | Уртит с апатитом, г. Аллуайв | 102 | 12 | 8,5 |
| 262 | Уртит, г. Аллуайв | 288 | 53 | 5,4 |
| 187 | Ийолит-уртит, г. Аллуайв | 148 | 14 | 10,7 |
| 146б | Ийолит-уртит, г. Карнасурт | 117 | 3 | 39,0 |
| 143 | Фойяит, г. Карнасурт | 250 | 17 | 14,7 |
| 144 | То же | 255 | 20 | 12,8 |
| 980 | Трахитоидный фойяит, г. Аллуайв | 214 | 13 | 16,5 |
| 266 | Луяврит лейкократовый, г. Карнасурт | 237 | 15 | 15,8 |
| 26 | Мезократовый луяврит, т. Карнасурт | 162 | 24 | 6,7 |
| 921 | Мезократовый луяврит, г. Аллуайв | 111 | 4 | 27,7 |
| 28 | Меланократовый луяврит, г. Карнасурт | 186 | 9 | 20,7 |
| 264 | Луяврит, г. Аллуайв | 123 | 8,5 | 14,5 |
| 8 | Амфиболовый луяврит, г. Карнасурт | 326 | 9,5 | 34,3 |
| 1367 | Малиньит, г. Карнасурт | 120 | 29 | 4,1 |
| | Среднее содержание по II фазе | 189 | 13,4 | 16,9 |
| | *Породы III интрузивной фазы* | | | |
| 245 | Эвдиалитовый луяврит, г. Аллуайв | 311 | 25 | 12,4 |
| 160 | То же | 146 | 12 | 12,2 |
| XXV | Эвдиалитовый луяврит, г. Куамдеспахк | 295 | 21 | 14,0 |
| 246 | Порфировидный юдит, г. Аллуайв | 115 | 18 | 6,4 |
| XXI | Порфировидный луяврит с мурманитом, г. Флора | 168 | 36 | 4,7 |
| 106 | Порфировидный луяврит с ловозеритом, г. Вавнбед | 1070 | 102 | 10,5 |
| 263 | Порфировидный луяврит с ловозеритом, г. Карнасурт | 1000 | 88 | 11,3 |
| 141 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, р. Чинглусуай | 220 | 11 | 20,0 |
| 266 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, р. Тулбньюнуай | 275 | 14 | 19,6 |
| 430 | Тавит, р. Тавайок | 255 | 24 | 10,6 |
| | Среднее | 260 | 20,5 | 12,5 |
| 850 | Апатит-сфен-амфиболовый ийолит, р. Суолуай | 360 | 5 | 72 |

Таблица 113 (окончание)

| Номер пробы | Порода, местонахождение | Содержание, $n \cdot 10^{-4}$ % | | Zn/Pb |
|---|---|---|---|---|
| | | Zn | Pb | |
| | *Породы IV интрузивной фазы* | | | |
| 1393 | Мончикит, г. Карнасурт | 86 | 3 | 28,7 |
| XXII | Мончикит, г. Аллуайв | 87 | 2 | 43,5 |
| | *Вмещающие породы* | | | |
| 992 | Гнейс, г. Аллуайв | 53 | 8 | 6,6 |
| 794 | Псевдолейцитовый фонолит-порфир, г. Куамдеспахк | 190 | 11 | 17,2 |
| | Среднее по массиву | 201 | 14,6 | 16,2 |

I интрузивной фазы массива составляет $145 \cdot 10^{-4}$%, II — $189 \cdot 10^{-4}$% и III — $260 \cdot 10^{-4}$%, а в целом по массиву $210 \cdot 10^{-4}$%. Эти цифры указывают на накопление цинка к концу магматического процесса. Особенно резкое увеличение содержания цинка (до $1070 \cdot 10^{-4}$%) наблюдается в ловозеритовых порфировидных луявритах, более молодых по возрасту, чем эвдиалитовые луявриты III интрузивной фазы.

По данным Л. В. Таусона (1961), на примере Сусамырского батолита (Киргизия) отчетливо прослеживается не увеличение, а уменьшение содержания цинка от пород I интрузивной фазы (диориты и габбро-диориты) — $93 \cdot 10^{-4}$% ко II (гранодиориты и граниты) — $56 \cdot 10^{-4}$% и III (лейкократовые граниты) — $30 \cdot 10^{-4}$%.

Формы нахождения цинка в породах массива не изучались. Распределение цинка в массиве, вероятно, обусловлено геохимической историей магния и двухвалентного железа, которые он изоморфно замещает в минералах ($Zn^{2+}$ = 0,83 Å, $Mg^{2+}$ = 0,83, $Fe^{2+}$ = 0,83). На это указывают данные о содержании цинка в породах и минералах. Например, в породах II интрузивной фазы максимальная концентрация цинка наблюдается в амфиболовом луяврите ($326 \cdot 10^{4-}$%), в котором установлено и самое высокое содержание двухвалентного железа (3,64%) и магния (2,90%). В составе арфведсонита больше не только цинка ($600 \cdot 10^{-4}$%), но одновременно магния (3,30—4,56%) и железа (5,26—9,41%), чем в эгирине ($140 \cdot 10^{-4}$% Zn, 0,67—3,20% Mg, 1,19—4,88% $Fe^{2+}$).

Среди породообразующих минералов концентрация цинка в лейкократовых минералах (полевые шпаты, нефелин, цеолиты) значительно ниже, чем в темноцветных (эгирин, арфведсонит). Об этом свидетельствуют данные анализов по содержанию цинка в этих минералах из пегматитов (табл. 114).

Данные, приведенные в табл. 114, позволяют заключить, что на породообразующие лейкократовые минералы приходится лишь незначительная часть цинка, имеющегося в составе пород массива. Большая часть цинка падает на темноцветные минералы, второстепенные и акцессорные, но не ясно, какая доля связана со сфалеритом.

В пегматитах, кроме сфалерита, установлен еще ряд минералов, содержащих значительные количества цинка. К их числу относятся гентгельвин (32,0% Zn), соконит (28,59%), цинковый монтмориллонит (8,66%), нордит (3,12%), карпинскит (2,61%), каламин — продукт изменения сфалерита в зоне гипергенеза (Власов и др., 1959). Все эти минералы в пегматитах распространены незначительно.

Таблица 114

**Содержание цинка и свинца в минералах**

| Минерал | Содержание, $n \cdot 10^{-4}$ % | | | Источник |
|---|---|---|---|---|
| | Zn | Pb | Zn/Pb | |
| *Химические определения* | | | | |
| K-Na полевой шпат | 4,5 | 3,5 | 1,3 | Настоящая работа |
| Эгирин | 140 | 6,0 | 23,0 | То же |
| Арфведсонит | 600 | 2,5 | 239,0 | » » |
| Эвдиалит | 150 | 47,7 | 3,1 | » » |
| *Спектральный полуколичественный анализ* | | | | |
| Микроклин | <40 | <5 | — | » » |
| Нефелин | <40 | <5 | — | » » |
| Альбит | | | — | » » |
| Уссингит | <40 | <5 | — | » » |
| Натролит | | | | |
| Эгирин | 150 | — | — | » » |
| Арфведсонит | 200 | — | — | » » |
| Энигматит | 360 | — | — | » » |
| Эвдиалит | ≈500 | 45—65 | — | » » |
| Ловозерит | | — | — | » » |
| Ломоносовит | | — | — | » » |
| Мурманит | | 20 | — | » » |
| Рамзаит | <500 | 620 | — | » » |
| Лампрофиллит | | 30 | — | » » |
| Лопарит | | — | — | » » |
| Сфен | | — | — | » » |
| Mn-ильменит | | — | — | » » |
| Циркон | | — | — | » » |
| *Химические определения, в %* | | | | |
| Сфалерит | 66,97 | — | — | » » |
| Карпинскит | 2,61 | — | — | Л. Л. Шилин (1956) |
| Нордит | 3,12 | — | — | Е. И. Семенов (1953) |
| Соконит | 28,59 | — | — | То же |
| Гентгельвин | 32,0 | — | | К. А. Власов и др. (1959) |
| Монтмориллонит | 8,66 | — | | |
| Каламин | 67,5 | — | | |
| Галенит | — | 86,6 | | |
| Церуссит | — | 77,5 | | |
| Mn-стенструпин | — | 0,09 | | |

Породы, слагающие Ловозерский массив, характеризуются более высоким содержанием в них цинка по сравнению с теми цифрами, которые получены К. Х. Ведеполем (Wedepohl, 1953, а, б, 1954) для нефелиновых сиенитов и иных типов магматических пород (табл. 115).

Для нефелинсодержащих пород Ловозерского массива характерно не только высокое содержание цинка, но и резкое преобладание цинка над свинцом. В целом для массива отношение Zn/Pb составляет около 16,2 (пределы колебаний от 4,1 до 39, см. табл. 113).

Цинк полуколичественным спектральным анализом был определен (аналитик Ю. И. Беляев) с помощью квантометра в нефелиновых сиенитах ряда других щелочных массивов. В породах Хибинского массива найдено около $40—150 \cdot 10^{-4}$% Zn, Сахарюкского $70—190 \cdot 10^{-4}$%, Вишневогорского $40—60 \cdot 10^{-4}$%. Zn/Pb отношение для пород этих массивов варьирует значительно: в Хибинском оно около 1—10, иногда и выше, Сахарюкском — 0,6—2,8, Вишневогорском — 2—9.

Таблица 115

**Содержание цинка в магматических породах**

| Порода | Содержание $n \cdot 10^{-4}$ % | | Zn/Pb | Источник |
|---|---|---|---|---|
| | Zn | Pb | | |
| Нефелиновые сиениты (среднее содержание в породах Ловозерского массива) . . . . . | 201 | 14,6 | 16,2 | В. И. Герасимовский, Л. И. Несмеянова (1960) |
| Нефелиновые сиениты (среднее содержание в пробе из 22 образцов разных регионов) . . . . . | 23 | 12 | 1,9 | К. Х. Веденоль (Wedepohl, 1953а, б, 1954) |
| Кислые породы (граниты) . . . . | 34 | 19 | 1,8 | То же |
| Кислые породы (гранодиориты) . | 75 | 15 | 3,0 | » » |
| Промежуточные породы (диориты) | 40 | 10 | 4,0 | » » |
| Основные породы (базальты и др.) | 118 | 6 | 19,7 | » » |

По данным Б. И. Злобина и М. С. Горшковой (1961), содержание цинка в нефелиновых сиенитах Хибинского массива варьирует от 42 до $104 \cdot 10^{-4}$% (четыре определения), а массива Сандык — от 36 до $84 \cdot 10^{-4}$% (5 определений). В средней пробе массива Сандык (из 11 образцов) найдено $47 \cdot 10^{-4}$% Zn. В породах последнего массива отношение Zn/Pb варьирует от 0,96 до 1,60 (в среднем около 1,10).

Высокое содержание цинка кроме Ловозерского массива установлено лишь в породах Илимаусакского массива в какортокитах около $200—250 \cdot 10^{-4}$% Zn, в мелкозернистом эгириновом луяврите $380 \cdot 10^{-4}$%. В составе последнего (Ussing, 1961) имеется очень мало магния (0,05% Mg), но значительно больше — двухвалентного железа (2,86% $Fe^{2+}$) по сравнению с Ловозерским (0,59% Mg и 0,78% $Fe^{2+}$).

### Выводы

1. Концентрация цинка в нефелинсодержащих породах Ловозерского массива выше, чем в миаскитовых нефелиновых сиенитах и иных типах магматических пород. В породах Ловозерского массива цинк резко преобладает над свинцом (в среднем для массива Zn/Pb = 16,2).

2. К концу магматического процесса в расплаве, из которого формировались породы Ловозерского массива, происходило накопление цинка. Среднее его содержание в породах III интрузивной фазы ($260 \cdot 10^{-4}$%) выше, чем во II ($189 \cdot 10^{-4}$%) и I ($145 \cdot 10^{-4}$%).

3. Большая часть цинка, имеющегося в составе пород, приходится на второстепенные и акцессорные минералы (включая и сфалерит). Меньшая его часть связана с породообразующими минералами, среди которых очень низкая концентрация цинка установлена в лейкократовых минералах, в темноцветных она значительно выше (изоморфно замещая в них магний и двухвалентное железо).

## Свинец

Исходя из близости ионных радиусов свинца ($Pb^{2+}$ = 1,26Å) и калия ($K^+$ = 1,33Å) считают, что первый связан с минералами калия, изоморфно его замещая. По данным Таусона Л. В. (1961), в гранитоидах только около половины атомов свинца находится изоморфно в калиевых минералах, а остальной свинец в породе существует вне кристаллических структур породообразующих минералов. Основанием для такого вывода является высокий процент легко извлекаемого свинца из породы, а также обнаружение в гранитоидах микроскопических выделений галенита и самородного свинца.

Свинец — малохарактерный элемент для Ловозерского массива. Нами впервые выполнен небольшой объем исследований (Герасимовский, Несмеянова, 1960) по распределению свинца в породах (см. табл. 113).

Определение свинца (аналитик Л. И. Несмеянова) проводилось химическим путем — дитизоновым методом по Е. Б. Сандслу (1949).

Исследования показали, что концентрация свинца в породах массива варьирует от 4 до $102 \cdot 10^{-4}$% Pb. Среднее содержание свинца в породах I интрузивной фазы составляет около $8 \cdot 10^{-4}$%, II — $13{,}4 \cdot 10^{-4}$% и III — $20{,}5 \cdot 10^{-4}$%, а в целом по массиву — $14.6 \cdot 10^{-4}$%. Эти цифры указывают на накопление свинца к концу магматического процесса. Особенно много свинца ($88—102 \cdot 10^{-4}$%) обнаружено в ловозеритовых порфировидных луявритах, генетически связанных с III интрузивной фазой.

Накопление свинца к концу магматического процесса происходит более интенсивно, чем накопление цинка, поэтому и величина отношения цинка к свинцу в породах I интрузивной фазы больше (Zn/Pb = 20), чем в породах II (Zn/Pb = 16,9) и III фаз (Zn/Pb = 12,5).

В дайках щелочных лампрофиров (породы IV интрузивной фазы) содержание свинца, также как и цинка, значительно ниже, чем в нефелиновых сиенитах I, II и III фаз.

Формы нахождения свинца в породах Ловозерского массива не изучались. По данным полуколичественного спектрального анализа (аналитик Ю. Б. Беляев), низкое содержание свинца (меньше $5 \cdot 10^{-4}$%) отмечается в лейкократовых минералах — микроклине, нефелине, альбите и натролите, во второстепенных и акцессорных минералах оно значительно выше: в эвдиалите — около $45—65 \cdot 10^{-4}$%, ловозерите — $50 \cdot 10^{-4}$%, лампрофиллите — $30 \cdot 10^{-4}$%, мурманите — $20 \cdot 10^{-4}$, рамзаите — $620 \cdot 10^{-4}$%. В породах Ловозерского массива свинец в основном связан, учитывая данные, приведенные в табл. 114, вероятно, с второстепенными и акцессорными минералами. Галенит в Ловозерском массиве встречается очень редко. Он наблюдается преимущественно в пегматитах, а иногда и в породах, как правило, в тех участках, где развиты гидротермальные процессы минералообразования. В поверхностных условиях наблюдается замещение галенита церусситом. Повышенное содержание свинца должно быть в торийсодержащих минералах. Например, в мангано-стенструпине из пегматита г. Карнасурт установлено 0,09% Pb (Власов и др., 1959).

Среднее содержание свинца в породах Ловозерского массива ($14{,}6 \cdot 10^{-4}$%) близко к цифре ($12 \cdot 10^{-4}$%), полученной К. Х. Ведеполем (Wedepohl, 1953а, б; 1954) для средней пробы нефелиновых сиенитов, составленной из 22 образцов пород различных регионов.

Свинец был определен спектральным анализом с помощью квантометра (аналитик Ю. И. Беляев) в нефелиновых сиенитах ряда других щелочных массивов. В Хибинском массиве содержание свинца колеблется от 5 до $10 \cdot 10^{-4}$%, а иногда и больше (до $80 \cdot 10^{-4}$%), в Сахариокском — от 30 до $160 \cdot 10^{-4}$%, в Вишневогорском — $5 \cdot 10^{-4}$%, иногда до $10 \cdot 10^{-4}$%, в Илимауссакском — от 40 до $240 \cdot 10^{-4}$%.

По данным Злобина (1962), содержание свинца в нефелиновых сиенитах Хибинского массива колеблется от 1 до $8 \cdot 10^{-4}$% (четыре определения), а массива Сандык — от 40 до $68 \cdot 10^{-4}$% (среднее из пяти определений $51 \cdot 10^{-4}$%). В средней пробе массива Сандык, составленной из 11 образцов, найдено $43 \cdot 10^{-4}$% Pb.

В нефелиновых сиенитах значительно варьирует не только содержание свинца, но также и Zn/Pb отношение. Величина значений данного отношения для средней пробы нефелиновых сиенитов массива Сандык около 1,1 (Злобин, Горшкова, 1961), Сахариокского — от 0,6 до 2,8, Вишневогорского — от 4 до 9, Хибинского — от 1 до 10, а иногда и более (от 5 до 76; Злобин, Горшкова, 1961), Ловозерского — от 4,7 до 39 (в сред-

нем 16,2) и в какортокитах Илимауссак — от 1 до 7. По Zn/Pb отношению породы Ловозерского массива близки к основным породам. Для последних К. Х. Ведеполем дается величина этого отношения около 19,7, а для гранитов — 1,8 (Wedepohl, 1954).

### Выводы

1. К концу магматического процесса в породах Ловозерского массива происходит накопление свинца и одновременно цинка. Накопление свинца происходит быстрее, чем цинка, Zn/Pb отношение уменьшается от пород I фазы (Zn/Pb = 20) к III (Zn/Pb = 12,5).

2. Нефелиновые сиениты Ловозерского массива отличаются от пород других массивов, сложенных нефелиновыми сиенитами, более высоким значением величины Zn/Pb отношения. Эта величина для пород данного массива равна 16,2, в то время как для других массивов она меньше 10, иногда около единицы (массив Сандык).

## Водород

Ловозерский массив является уникальным объектом для изучения геохимии газов в интрузивных породах. Исследования ряда авторов (Никогосян, 1940; Chemberlin, 1908; Гуревич, 1959 и др.) показали, что газовая составляющая изверженных и метаморфических пород кислого и основного составов не превышает 10 *см*$^3$/*кг* породы, причем преобладающими компонентами являются водород и окись углерода. По данным И. А. Петерсилье (1964), эти особенности свойственны и палеозойским породам ультраосновной — щелочной формации Кольского полуострова, а также эффузивно-осадочным образованиям Ловозерской свиты. Среди них резко выделяются по своим геохимическим особенностям газы интрузивных пород Хибинского и Ловозерского щелочных массивов (табл. 116).

Таблица 116

**Содержание (*см*$^3$/*кг* породы) и состав газов (объем. %) в породах Кольского полуострова (Петерсилье, 1964)**

| Порода | Суммарное содержание газов | $H_2$ | CO | $CO_2$ | $CH_4$ | $N_2$ | Углеводороды | Число образцов |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Хибинский массив* | | | | | | | | |
| Хибиниты | 41,78 | 1,77 | 1,32 | 0,19 | 90,14 | 4,59 | 2,15 | 30 |
| Йолит-уртиты | 33,90 | 3,45 | 4,13 | 0,19 | 89,70 | — | 2,53 | 293 |
| *Ловозерский массив* | | | | | | | | |
| Основные щелочные эффузивы Ловозерской свиты и метаморфизованные сиениты | 6,69 | 65,32 | 25,71 | 0,30 | 8,52 | — | 0,12 | 33 |
| Нефелиновые сиениты | 18,55 | 10,84 | 4,20 | 0,15 | 78,55 | — | 6,25 | 92 |

1. Общее количество газов превышает в 3—9 раз их содержание в палеозойских интрузивных и эффузивных породах и достигает 137 *см*$^3$ на 1 *кг* породы в уртитах Хибинских тундр.

2. В составе газов резко преобладает метан, а водород и окись углерода играют подчиненную роль.

3. Присутствуют тяжелые углеводороды, которые обычно не отмечаются в составе газов магматических пород.

Изучение содержания и состава газов в отдельных типах пород Ловозерского массива (табл. 117) показало, что содержание газов и соотношение их отдельных компонентов коррелируется с минеральным составом пород. Из табл. 117 видно, что наибольшее количество газов содержится

Таблица 117

**Содержание (*см³/кг* породы) и состав газов (в объем. %) в нефелиновых сиенитах Ловозерского массива (Петерсилье, 1964)**

| Порода | Суммарное содержание газов | $H_2$ | CO | $CO_2$ | $CH_4$ | Углеводороды | Число образцов |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | *II интрузивная фаза* | | | | |
| Уртиты-ювиты . . . | 24,24 | 10,06 | 3,18 | 0,04 | 78,96 | 7,76 | 13 |
| Фойяиты . . . . . | 40,91 | 23,12 | 1,81 | 0,03 | 71,47 | 3,57 | 25 |
| Луявриты . . . . . | 10,83 | 14,40 | 2,58 | 0,18 | 77,85 | 4,99 | 45 |
| | | | *III интрузивная фаза* | | | | |
| Эвдиалитовые луявриты . . . . . | 12,62 | 38,80 | 2,69 | — | 48,84 | 9,67 | 8 |

в лейкократовых нефелиновых сиенитах, богатых нефелином, и в них же наблюдается наиболее высокий «метановый максимум» (до 80% от общего количества газов); аналогичная закономерность наблюдается и для пород Хибинского массива.

Все исследователи геохимии газов в щелочных породах Кольского полуострова считают, что большая часть газов содержится в газово-жидких включениях, обнаруживаемых в нефелине; Н. Г. Закржевская (1963, 1964) показала, что количество газов, выделенных из нефелиновых пород, почти точно совпадает с количеством газов, содержащихся в нефелиновой мономинеральной фракции. По данным С. В. Икорского (1964), изучавшего содержание газов в мономинеральных фракциях из щелочных пород Хибинского массива, около 75% всего количества газов содержится в нефелине, 20% — в эвдиалите и менее 5% — в темноцветных минералах; полевые шпаты газов практически не содержат. Н. Г. Закржевская (1963, 1964) считает, что подавляющее большинство газово-жидких включений образовалось во время кристаллизации нефелина, однако вряд ли этот вывод является однозначным, так как достоверные данные по температурам гомогенизации (100—270° С) приводятся лишь для крупных эпигенетических газово-жидких включений в кристаллах нефелина.

Идентичность состава газов, содержащихся в закрытых порах пород, полостях минералов (газово-жидкие включения) и в свободном состоянии в трещинах, позволила И. А. Петерсилье (1964) сделать вывод о единстве процессов происхождения газов. По его мнению, корреляция состава и содержания газов с минеральным составом щелочных пород, приуроченность газов к газово-жидким включениям в минералах, специфика состава газов и отсутствие углеводородов во вмещающих породах являются доказательствами образования всех газов массива в процессе формирования самих интрузивных пород. Свободный водород мог образоваться при взаимодействии водяного пара, содержащегося в щелочном расплаве, с соединениями закисного железа по схеме $2\ FeO + H_2O \rightarrow Fe_2O_3 + H_2$.

Помимо водорода в свободном состоянии значительная его часть содержится в породах в виде гидроксильной группы ($OH^-$), гидроксония ($H_3O^+$) и молекулярной воды ($H_2O^-$). Вопросы геохимии воды требуют специальных исследований, в том числе большого количества ее точных определений в породах и минералах, однако таких данных в нашем распоряжении не имеется. Вода входит в состав большого числа минералов, образующихся на поздне- и постмагматической стадиях формирования пород. Аналитические данные по содержанию воды ($H_2O^+$) в наиболее распространенных минералах из пород и пегматитов приведены в табл. 118. В щелочных амфиболах и лампрофиллитах, образующихся, как правило, на позднемагматической стадии, вода присутствует в основном

в виде гидроксильной группы ($OH^-$). Исследования методом инфракрасной спектроскопии (Гинзбург, Юхневич, 1962) показали, что в амфиболах часть воды, вероятно, входит в кристаллическую структуру в виде гидроксония ($H_3O^+$) и замещает ионы калия. Содержание гидроксильной группы в породообразующих арфведсонитах и лампрофиллитах Ловозерского массива меньше, чем в тех же минералах из пегматитов, что соответствует и повышению роли кислых минерализаторов (фтор, хлор) в ходе эволюции агпаитовой щелочной магмы.

Таблица 118

**Содержание воды в породообразующих минералах Ловозерского массива**

| Минерал | $H_2O+$, % | Среднее | Число анализов |
|---|---|---|---|
| Арфведсонит . . | 0,54—1,50 | 1,11 | 7 |
| Лампрофиллит . | 0,36—0,62 | 0,48 | 4 |
| Эвдиалит . . . . | 1,16—3,06 | 1,90 | 9 |
| Мурманит . . . . | 4,17—6,46 | 5,33 | 3 |
| Ловозерит . . . . | 8,62 | 8,62 | 1 |
| Анальцим . . . . | 7,98 | 7,98 | 1 |
| Содалит . . . . . | 0,28—1,68 | 0,83 | 4 |
| Гидросодалит . . | 5,17 | 5,17 | 1 |
| Уссингит . . . . | 3,70—3,80 | 3,75 | 2 |
| Натролит . . . . | 9,08—9,70 | 9,31 | 3 |

На постмагматической стадии роль воды резко возрастает. Анальцим, содержащий до 8% $H_2O$, является породообразующим минералом фойяитов II интрузивной фазы, причем вода присутствует в этом минерале в молекулярной форме ($H_2O$). Остаточная агпаитовая магма III интрузивной фазы (порфировидные луявриты) обогащена водой и другими летучими, что приводит к кристаллизации первичных породообразующих минералов, содержащих 5—8% $H_2O$ (мурманит и ловозерит).

Парагенетические ассоциации анальцима с эвдиалитом, содалитом и арфведсонитом (фойяиты II интрузивной фазы), а также ловозерита и мурманита с лампрофиллитом и рамзаитом (порфировидные луявриты III интрузивной фазы) могут служить указанием на существование постепенного перехода от магматической стадии минералообразования к гидротермальной. В самом деле, минералы, содержащие молекулярную воду (анальцим, ловозерит), формируются одновременно с гидроксилсодержащими и безводными фазами. Интересно, что виллиомит, кристаллизация которого связана с позднемагматической стадией, устойчив в ассоциации с анальцимом, но не встречается совместно с натролитом (Когарко, 1962). По-видимому, кристаллизация натролита указывает на начало собственно гидротермальной стадии минералообразования (либенерит, минералы группы монтмориллонита, вторичные водные титано- и цирконосиликаты и др.).

При активном участии воды протекает процесс автометасоматического замещения миаскитовых пород I интрузивной фазы, что приводит к образованию более щелочных гидросодалитовых сиенитов.

### Выводы

1. Водород в свободном состоянии входит в состав газов, содержащихся в щелочных породах Ловозерского массива. Характерна подчиненная роль водорода (в среднем около 11%) по отношению к метану и другим углеводородам, содержащимся в горных породах.

2. Свободный водород, метан и углеводороды присутствуют в основном в газово-жидких включениях породообразующего нефелина и, по-видимому, образуются в процессе кристаллизации интрузивных пород.

3. Щелочная магма, из которой образовались породы Ловозерского массива, значительно обогащена водой. Процесс минералообразования характеризуется постепенным переходом от магматической стадии к гидротермальной. Минералы, содержащие гидроксил-ион (эвдиалит, лампрофиллит), кристаллизуются одновременно с анальцимом, в составе которого вода присутствует в молекулярной форме.

4. Основная масса воды на магматической стадии связывается в виде гидроксил-иона и гидроксония в амфиболах, эвдиалите и лампрофиллите, а на гидротермальной — в виде молекулярной воды в натролите, либенерите и др.

## Бор

Бор является рассеянным элементом в породах Ловозерского массива. Содержание его в них хотя и высокое, но минералы бора в массиве не обнаружены.

Нами впервые выполнены исследования (Гераспмовский, Хитров, 1961) по содержанию бора в нефелиновых сиенитах массива, результаты которых приведены в табл. 119.

Количественные определения бора в породах (аналитик В. Г. Хитров) производились при помощи чувствительного спектрографического метода.

Таблица 119

**Содержание бора в породах Ловозерского массива**

| Номер образца | Порода, местонахождение | Содержание бора, $n \cdot 10^{-4}$ % |
|---|---|---|
| | *I интрузивная фаза* | |
| 183 | Порфировидный нефелиновый сиенит, г. Аллуайв | 5 |
| 196 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, г. Аллуайв | 12 |
| 431 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, р. Тавайок | 1 |
| | Среднее содержание по I фазе | 6 |
| | *II интрузивная фаза* | |
| 187 | Йолит-уртит, г. Аллуайв | 17 |
| 143 | Фойяит, г. Карнасурт | 14 |
| 144 | Фойяит с виллиомитом, г. Карнасурт | 27 |
| 26 | Мезократовый луяврит, г. Карнасурт | 14 |
| 982 | Мезократовый луяврит, г. Аллуайв | 8 |
| 264 | То же | 10 |
| 28 | Меланократовый луяврит, г. Карнасурт | 14 |
| 8 | Амфиболовый луяврит, г. Карнасурт | 13 |
| | Среднее содержание по II фазе | 15 |
| | *III интрузивная фаза* | |
| XXV | Эвдиалитовый луяврит, г. Куамдеспахк | 17 |
| 168б | Эвдиалитовый луяврит, г. Аллуайв | 19 |
| 160 | То же | 15 |
| 170 | Порфировидный луяврит, г. Аллуайв | 17 |
| XXI | Порфировидный луяврит с мурманитом, г. Флора | 17 |
| 263 | Порфировидный ловозеритовый луяврит, г. Карнасурт | 38 |
| 266 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, р. Тулбнью-нуай | 35 |
| | Пойкилитовый содалитовый сиенит, р. Тавайок | 22 |
| | Среднее содержание по III фазе | 18 |
| | Среднее содержание в массе | 15 |

основанного на новом способе введения микроколичества вещества непосредственно в аналитический участок угольной дуги переменного тока (Русанов и др., 1960).

Вероятная погрешность однократного определения бора (воспроизводимость) оценивается в ± 10%, правильность — по результатам сопоставления с нейтронографическим и спектральным анализом — в ±30—40% (стандартная единичная погрешность).

Концентрация бора в породах массива колеблется в широких пределах от 1 до $38 \cdot 10^{-4}$% бора (табл. 119).

Среднее содержание бора в породах первой интрузивной фазы составляет примерно $6 \cdot 10^{-4}$%, второй — $15 \cdot 10^{-4}$% и третьей $18 \cdot 10^{-4}$% а в массиве — $15 \cdot 10^{-4}$% В.

Наименьшее количество бора установлено в породах первой интрузивной фазы, а максимальное — в породах третьей интрузивной фазы.

Концентрация бора в породах третьей интрузивной фазы также неодинакова, причем в порфировидном ловозеритовом луяврите ($38 \cdot 10^{-4}$% В), пойкилитовом содалитовом сиените ($35 \cdot 10^{-4}$%) она выше, чем в эвдиалитовых луяврита (15—$17 \cdot 10^{-4}$%), образовавшихся раньше. Это также указывает на накопление бора к концу магматического процесса.

Количество бора в породах массива оказалось более высоким, чем в нефелиновых сиенитах и других типах магматических пород (табл. 57). О содержании бора в нефелиновых сиенитах известны лишь цифры В. М. Гольдшмидта и К. Петерса (1938). По их данным в дитроите из Лангезунд-фьорда (район Осло) найдено $3 \cdot 10^{-4}$% бора и столько же в средней пробе лейкократовых нефелиновых сиенитов из 22 месторождений. Следует отметить, что минералы бора не характерны для нефелиновых сиенитов и они пока обнаружены лишь в пегматитах Лангезунд-фьорда. Здесь из борсодержащих минералов известны: каппелерит, тритомит, норденшельдит, гамбергит, гомилит и датолит.

### Выводы

1. К концу магматического процесса происходит накопление бора. Породы III интрузивной фазы богаче бором, чем породы I и II. В породах III интрузивной фазы концентрация бора различна; наиболее высокой она оказалась в породах (пойкилитовом содалитовом сиените, порфировидном ловозеритовом луяврите), сформировавшихся позже эвдиалитовых луяврита, наиболее распространенных в III фазе.
2. Среднее содержание бора в нефелиновых сиенитах массива выше, чем в тех же породах из других районов.

## Углерод

Геохимия углерода в массиве изучена недостаточно. Минералы углерода в нем немногочисленны и встречаются крайне редко. К их числу относятся: кальцит, церуссит, анкилит и натрит. Кальцит обнаружен в контаминированных породах (Власов и др., 1959) вблизи ксенолитов девонских авгитовых порфиритов — в долине р. Коклухтчуай, в ассоциации со сфеном, цирконом, ильменитом и апатитом. Церуссит является вторичным минералом по галениту, он найден в уссингитовом пегматите г. Пункаруайв, в ассоциации со сфалеритом. Анкилит установлен в одном из пегматитов р. Суолуай совместно с катаплеитом и цеолитами. Натрит обнаружен Е. И. Семеновым на глыбах фойяита (Власов и др., 1959).

Кроме того, углерод имеется в составе минералов штаффелита и эрикита, имеющих небольшое распространение только в пегматитах. Углерод находится и в канкрините (0,3—6,3% $CO_2$; Власов и др., 1959), который является второстепенным минералом и сравнительно широко распространен в породах массива. В последних произведено лишь несколько опреде-

лений углекислоты. В апатитовом уртите (проба 268) найдено 0,40% $CO_2$, пойкилитовом содалитовом сиените (проба 266)—0,22% и пегматите II интрузивной фазы (проба 1400)—0,10%.

Большие и очень интересные исследования по геохимии углерода в Ловозерском и Хибинском массивах недавно выполнены И. А. Петерсилье (1964). И. А. Петерсилье считает, что углеводородные газы и битуминозные вещества, имеющиеся в составе пород этих массивов, образовались в процессе формирования интрузий. Газы находятся в межминеральных поровых каналах, а также в полостях минералов и состоят на 70—80% из углеводородных газов и на 3—10% из водорода. В составе углеводородных газов, кроме преобладающего метана, имеются: этан, пропан, часто — изобутан и нормальный бутан, редко присутствует пентан (табл. 120).

Таблица 120

**Среднее содержание (в *см³/кг* породы) и состав (*V*, %) газов в породах Ловозерского массива (Петерсилье, 1964)**

| Суммарное содержание газов | $H_2$ | CO | $CH_4$ | $C_2H_6$ | $C_3H_8$ | $C_4H_{10}$ | $CO_2$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 18,49 | 2,01 | 0,78 | 14,50 | 0,68 | 0,46 | 0,02 | 0,04 |
| 100% | 10,77 | 4,11 | 78,41 | 3,66 | 2,47 | 0,48 | 0,20 |

Из негорючих газов азот и редкие газы обычно присутствуют в небольших количествах (0,5—8%). И. А. Петерсилье считает, что по химическому составу газы, имеющиеся в породах Ловозерского и Хибинского массивов, по существу не отличаются от состава газов природных нефтяных месторождений. Содержание углерода и состав битуминозного вещества в породах массива приводится в табл. 121.

Таблица 121

**Содержание $C_{орг}$ хлороформенного экстракта битума «А» и элементарный состав битума, извлеченного из горных пород Ловозерского массива (в вес. %) (Петерсилье, 1964)**

| Номер образца | Порода | Содержание, $C_{орг}$ | Содержание хлороформенного экстракта | Элементарный состав битума | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | C | H | N+O+S |
| | *Комплекс эвдиалитовых луяритов* | | | | | |
| Л10 | Луяврит мезократовый с эвдиалитом . . . . . | 0,018 | 0,0020 | 72,90 | 11,20 | —1,3 |
| Л232 | Меланократовый эвдиалитовый луяврит . . . . . | 0,012 | 0,0008 | 71,78 | 10,64 | 17,48 |
| Л233 | Луяврит порфировидный . . . . | 0,012 | 0,0020 | — | — | — |
| Л294 | То же . . . . . | 0,012 | 0,0034 | 66,57 | 9,40 | 24,03 |
| | *Комплекс луяритов — фойяитов — уртитов* | | | | | |
| | Верхняя часть | | | | | |
| Л239 | Луяврит меланократовый . . . . | 0,008 | 0,0030 | 66,88 | 10,05 | 23,07 |
| Л218 | То же . . . . . | 0,023 | 0,0029 | 86,44 | 11,74 | 1,72 |
| Л234 | Луяврит мезократовый . . . . . | 0,060 | 0,0010 | 70,03 | 10,29 | 19,68 |
| Л186 | Луяврит лейкократовый . . . . | 0,014 | 0,0020 | 74,43 | 11,00 | 14,57 |
| Л325 | То же . . . . . | 0,063 | 0,0010 | 74,52 | 10,32 | 15,16 |
| Л 15 | Фойяит . . . . . | — | 0,0018 | 73,50 | 11,20 | —0,64 |
| Л216 | То же . . . . . | 0,011 | 0,0022 | 73,87 | 10,00 | 16,30 |
| Л312 | » » . . . . . | 0,080 | 0,0011 | 72,23 | 11,19 | 16,58 |

Таблица 121 (окончание)

| Номер образца | Порода | Содержание, $C_{орг}$ | Содержание хлороформенного экстракта | Элементарный состав битума | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | C | H | N+O+S |
| | Средняя часть | | | | | |
| Л321 | Луяврит мезократовый . . . . . | 0,060 | 0,0008 | 68,80 | 9,80 | 21,40 |
| | Нижняя часть | | | | | |
| Л326 | Фойяит . . . . . | 0,006 | 0,0013 | 72,40 | 10,27 | 17,33 |
| Л329 | Луяврит мезо- и меланократовый . . . . . | 0,017 | 0,0027 | 69,10 | 8,65 | 22,25 |
| Л330 | Луяврит лейкократовый . . . . | 0,010 | 0,0024 | 70,01 | 10,07 | 19,22 |

Существуют и иные представления о генезисе соединений углерода, не совпадающие со взглядами И. А. Петерсилье. Одни считают (Люткевич, 1960), что углеводородные газы образовались путем возгонки органических веществ, находящихся в осадочных породах, при ассимиляции их щелочным расплавом, другие полагают, что частично наблюдалась миграция газа из подкоровых глубин (Линде, 1961) и др.

В заключение следует сказать, что необходимы дальнейшие исследования как по определению содержания углерода в породах массива, так и по изучению форм нахождения его. Желательно также установить количественные соотношения между различными формами нахождения углерода в породах, и наконец, решить вопрос о генезисе углеводородных газов и битуминозного вещества, находящихся в породах.

## Фосфор

Геохимическая история фосфора в магматическом процессе, согласно А. Е. Ферсману (1939), определяется двумя противоречивыми тенденциями: с одной стороны, фосфор накапливается в основных породах, а с другой — связан с летучими компонентами, которые обычно идут с кислыми остаточными магмами гранитного типа. А. Е. Ферсман считал, что основная масса фосфора связана с апатитом и «для его выпадения и накопления в процессах охлаждения магматического расплава необходимо сочетание двух основных факторов: накопление иона кальция (нередко в контакте с известняками); накопление магматического остатка, богатого $Fe^{3+}$, Ti, Na; накопление летучих компонентов — F, Cl, $CO_2$, P».

Фосфор является характерным элементом Ловозерского массива. Первые исследования по его геохимии в этом массиве выполнены К. А. Власовым и др. (1959). Ими было установлено, что среднее содержание фосфора в породах массива составляет около 0,09% (0,20% $P_2O_5$), а его концентрация в различных типах пород варьирует от следов до 2,95%.

Нами проведены дополнительные исследования по определению содержания фосфора в породах Ловозерского массива (табл. 122), которые частично опубликованы (Герасимовский, Тузова, 1963).

Определение фосфора (аналитик А. М. Тузова) в породах выполнено колориметрическим методом. Этот метод основывается на различии и измерении интенсивности окраски раствора молибденовой сини, полученной при восстановлении фосфорно-молибденовой кислоты. Наиболее удобным восстановителем является закисное железо в присутствии сульфита натрия. Чувствительность метода — 0,01 *мг* фосфора в 50 *мл* конечного объема.

Фосфор в породах массива распределяется неравномерно, что можно наблюдать даже в одном и том же типе породы. Так, например, в уртитах

Таблица 122

**Содержание фосфора и серы в породах массива, %**

| Номер образца | Порода, местонахождение | Содержание, P | Содержание серы | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | сульфидная | сульфатная | общая |
| | *Породы I интрузивной фазы* | | | | |
| 2143 | Равномернозернистый нефелиновый сиенит, г. Энгпорр | 0,14 | — | — | 0,09 |
| 5816 | Равномернозернистый нефелиновый сиенит, г. Аллуайв | 0,16 | — | — | 0,45 |
| 815 | Равномернозернистый нефелиновый сиенит, р. Муруай | — | 0,008 | — | 0,17 |
| 68 | Порфировидный сиенит, г. Нинчурт | 0,22 | — | — | — |
| 183 | Порфировидный сиенит, г. Аллуайв | 0,06 | — | — | 0,16 |
| 193 | То же | 0,11 | — | — | — |
| 6466 | Нефелин-гидросодалитовый сиенит, г. Аллуайв | 0,15 | — | — | 0,78 |
| 196 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, г. Аллуайв | 0,10 | — | — | 0,82 |
| 431 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, г. Тавайок | — | — | — | 1,01 |
| 816 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, р. Муруай | 0,10 | 0,06 | 0,92 | 1,20 |
| С-25 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, из различных участков массива | 0,14 | 0,05 | — | 0,90 |
| | Среднее содержание по I фазе | 0,13 | 0,05 | — | 0,52 |
| | *Породы II интрузивной фазы* | | | | |
| 262 | Уртит, г. Аллуайв | 0,04 | — | — | — |
| 276 | То же | 0,02 | — | — | — |
| 2777 | » » | 0,004 | — | — | — |
| 400 | Уртит, г. Паргуайв | 0,004 | — | — | 0,054 |
| 2705—07 | Уртит, г. Карнасурт | — | — | — | 0,11 |
| 268 | Уртит апатитовый, г. Аллуайв | 2,55 | — | — | — |
| 146 | Ийолит-уртит, г. Карнасурт | 0,37 | — | — | — |
| С-1 | Уртит (средняя проба), г. Аллуайв | 0,33 | 0,05 | — | 0,10 |
| С-33 | То же | 0,91 | 0,05 | — | 0,11 |
| С-36 | » » | 0,11 | 0,02 | — | 0,05 |
| С-39 | Уртит и ювит, г. Аллуайв | 0,04 | 0,02 | — | 0,07 |
| | Среднее содержание | 0,24 | 0,037 | — | 0,08 |
| 7а | Фойяит, г. Карнасурт | 0,03 | — | — | — |
| 26б | То же | 0,02 | — | — | 0,09 |
| 143 | » » | 0,03 | — | — | — |
| 144 | » » | 0,08 | — | — | — |
| 2698 | » » | 0,02 | — | — | — |
| 2719-21 | » » | 0,15 | — | — | 0,10 |
| 2834 | » » | 0,17 | — | — | — |
| 38 | Фойяит, г. Аллуайв | 0,24 | — | — | — |
| 275 | То же | 0,30 | — | — | — |
| 936 | » » | 0,20 | — | — | — |
| 964 | » » | 0,02 | — | — | — |
| 974 | » » | — | — | — | 0,16 |
| 980 | » » | 0,02 | — | — | — |
| 936 | » » | 0,20 | — | — | — |

Таблица 122 (продолжение)

| Номер образца | Порода, местонахождение | Содержание, P | Содержание серы | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | сульфидная | сульфатная | общая |
| 2834 | Фойяит, г. Аллуайв | 0,17 | — | — | — |
| 2775 | То же | 0,02 | — | — | 0,11 |
| 315 | Фойяит, г. Паргуайв | 0,29 | — | — | — |
| С-2 | Фойяит (средняя проба), г. Аллуайв | 0,06 | 0,05 | — | 0,10 |
| С-5 | То же | 0,21 | 0,024 | — | 0,08 |
| С-34 | » » | 0,10 | 0,04 | 0,076 | 0,10 |
| С-37 | Фойяит (средняя проба), г. Аллуайв | 0,11 | 0,05 | — | 0,10 |
| | Среднее содержание | 0,095 | 0,043 | — | 0,10 |
| 264 | Луяврит эгириновый, г. Аллуайв | 0,03 | — | — | — |
| 961 | То же | 0,02 | — | — | — |
| 982 | » » | 0,02 | — | — | — |
| 2771 | » » | 0,013 | — | — | 0,22 |
| 28 | Луяврит эгириновый, г. Карнасурт | 0,02 | — | — | — |
| 2712 | То же | 0,026 | — | — | — |
| 2760 | » » | 0,035 | — | — | — |
| 1386 | Луяврит эгириновый, г. Паргуайв | 0,017 | — | — | — |
| С-3 | Луяврит эгириновый, г. Аллуайв | 0,04 | 0,013 | — | 0,05 |
| С-31 | То же | 0,10 | 0,024 | — | 0,06 |
| С-35 | » » | 0,05 | 0,01 | 0,048 | 0,06 |
| С-38 | » » | 0,07 | 0,004 | — | 0,08 |
| | Среднее содержание | 0,084 | 0,019 | — | 0,061 |
| 8 | Амфиболовый луяврит, г. Карнасурт | 0,35 | — | — | 0,09 |
| 19 | То же | — | — | — | 0,11 |
| 124 | Амфиболовый луяврит, г. Аллуайв | 0,08 | — | — | — |
| 316 | Амфиболовый луяврит, г. Паргуайв | 0,35 | — | — | — |
| 335 | То же | 0,16 | — | — | — |
| 374 | » » | 0,16 | — | — | — |
| С-4 | Амфиболовый луяврит, г. Аллуайв | 0,16 | 0,005 | — | 0,11 |
| | Среднее содержание | 0,16 | — | — | 0,11 |
| С-9 | Пойкилитовый содалитовый сиенит из различных участков массива | 0,06 | 0,17 | — | 0,22 |
| | Среднее содержание по II фазе | 0,096 | 0,030 | — | 0,078 |
| | *Породы III интрузивной фазы* | | | | |
| 160 | Эвдиалитовый луяврит, г. Аллуайв | — | — | — | 0,04 |
| 168 | То же | 0,015 | — | — | 0,08 |
| 245 | » » | 0,097 | — | — | — |
| 17108 | Эвдиалитовый луяврит, г. Куамдеспахк | 0,028 | — | — | — |
| XXV | То же | 0,70 | — | — | — |
| 17010 | Эвдиалитовый луяврит, г. Старшемпахк | 0,025 | — | — | — |
| 2670 | Эвдиалитовый луяврит, г. Флора | 0,022 | — | — | 0,08 |
| 8165 | Эвдиалитовый луяврит г. Кедыкверхпахк | 0,022 | — | — | — |

Таблица 122 (продолжение)

| Номер образца | Порода, местонахождение | Содержание, P | Содержание серы | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | сульфидная | сульфатная | общая |
| 2498 | Эвдиалитовый луяврит, г. Муруай | 0,025 | — | — | 0,07 |
| 2337 | Эвдиалитовый луяврит, г. Мотчисуай | 0,35 | — | — | — |
| 846 | Эвдиалитовый луяврит, г. Лепхе-Нельме | 0,114 | — | — | — |
| С-6 | Эвдиалитовый луяврит (лейкократовый) из различных участков массива | 0,031 | 0,03 | — | 0,07 |
| С-7 | Эвдиалитовый луяврит (мезократовый) из различных участков массива | 0,048 | 0,03 | 0,056 | 0,09 |
| | Среднее содержание | 0,043 | 0,03 | — | 0,08 |
| 110 | Эвдиалитит, г. Вавнбед | — | — | — | 0,16 |
| 2453 | Порфировидный луяврит, г. Сенгисчорр | 0,043 | — | — | — |
| 8411 | Порфировидный луяврит, г. Аллуайв | 0,006 | — | — | 0,06 |
| С-10 | Порфировидный луяврит (средняя проба) из различных участков массива | 0,06 | 0,014 | — | 0,11 |
| XXI | Порфировидный луяврит с мурманитом, г. Флора | 0,015 | — | — | — |
| 106 | Порфировидный ловозеритовый луяврит, г. Вавнбед | 0,084 | — | — | — |
| 263 | Порфировидный ловозеритовый луяврит, г. Карнасурт | 0,067 | — | — | 0,17 |
| 2865 | Порфировидный ловозеритовый луяврит, г. Флора | 0,023 | — | — | — |
| С-11 | Порфировидный ловозеритовый луяврит, из различных участков массива | 0,066 | 0,03 | — | 0,11 |
| | Среднее содержание | 0,066 | — | — | 0,11 |
| 92 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, р. Уэлькуай | 0,008 | — | — | — |
| 141 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, р. Чинглусуай | 0,013 | — | — | — |
| 266 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, р. Тулбньюнуай | 0,027 | — | — | — |
| 430 | Тавит, р. Тавайок | 0,018 | 0,12 | — | 0,20 |
| С-8 | Пойкилитовый содалитовый сиенит и тавит, из различных участков массива | 0,044 | 0,18 | 0,088 | 0,27 |
| | Среднее содержание | 0,040 | — | — | 0,26 |
| | Среднее содержание по III фазе | 0,044 | 0,034 | — | 0,087 |
| 7860 | Пегматит, р. Уэлькуай | 0,013 | — | — | — |
| 7861 | Вмещающая порода (эвдиалитовый луяврит), р. Уэлькуай | Не обн. | — | — | — |
| 7857 | Пегматит, р. Вавнйок | 0,017 | — | — | — |
| 7859 | Вмещающая порода (эвдиалитовый луяврит), р. Вавнйок | 0,004 | — | — | — |

Таблица 122 (окончание)

| Номер образца | Порода, местонахождение | Содержание, Р | Содержание серы | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | сульфидная | сульфатная | общая |
| | *Породы IV интрузивной фазы* | | | | |
| 1393 | Щелочной лампрофир, г. Карнасурт | 0,19 | — | — | — |
| 325 | Щелочной лампрофир, г. Паргуайв | 0,011 | 0,10 | — | 0,32 |
| | Среднее содержание в массиве | 0,088 | — | — | 0,102 |
| | *Вмещающие породы* | | | | |
| 6658 | Фонолит-порфир, г. Нинчурт | 0,20 | — | — | — |
| 7340 | Ромбен-порфир, г. Куамдеспахк | 0,20 | — | — | — |
| 6606 | Авгит-порфирит, г. Апуайв | 0,26 | — | — | — |
| 6702 | Пикрит-порфирит, мыс Кеснерк | 0,13 | — | — | — |
| 6577 | Биотитовый гнейс, г. Аллуайв | 0,04 | — | — | — |

концентрация его варьирует от 0,004 до 2,55%, а в фойяитах — от 0,018 до 0,29%. Несмотря на это, все же прослеживается определенная закономерность в распределении данного элемента. Максимальная концентрация фосфора наблюдается в породах I интрузивной фазы (0,13%), минимальная — в породах III фазы (0,044%), а в целом по массиву — 0,088% (0,20% $P_2O_5$).

Распределение фосфора в массиве, так же как редких и рассеянных элементов, определяется геохимической историей петрогенных элементов, поскольку концентрация данного элемента коррелируется с рядом петрохимических параметров. В данном массиве от пород I интрузивной фазы к III наблюдается уменьшение содержания фосфора при одновременном уменьшении величин петрохимических параметров — $Q$, $a$, $b$, $f'$, $n$ и увеличении $c$, $S$, $m'$, $c'$ и коэффициента агпаитности.

В породах массива фосфор в основном связан с апатитом и минералами ломоносовитовой группы: ломоносовитом, беталомоносовитом, метамурманитом. Апатит наиболее распространен в породах I интрузивной фазы, меньше — в породах II (иногда в уртитах и амфиболовых луявритах) и III фаз (в некоторых разновидностях эвдиалитовых луявритов). Минералы ломоносовитовой группы характерны для пород II (фойяиты) и III (пойкилитовые содалитовые сиениты, порфировидные ловозеритовые луявриты и др.) фаз. В апатите фосфор ассоциирует с кальцием, а в минералах ломоносовитой группы — с натрием. Это обусловлено тем, что в породах, в которых встречается апатит, нет избытка щелочей над алюминием. При образовании таких пород кислотный анион фосфора связывается кальцием, приводя к образованию апатита. При формировании же пород, характеризующихся избытком щелочей над алюминием, создаются условия, благоприятные для возникновения минералов группы ломоносовита, в которых фосфор ассоциирует уже не с кальцием, а с натрием.

В породах массива, содержащих апатит, обычно устанавливаются повышенные количества фтора, поскольку в Ловозерском апатите находится много фтора (1,70—3,49% F). Связь фосфора с фтором иногда отмечается (Когарко, 1962) и в агпаитовых породах II интрузивной фазы, не содержащих апатита (табл. 123). Однако следует отметить, что геохимическая история фосфора и фтора в агпаитовых породах массива неодинако-

ва, поскольку содержание фосфора к концу магматического процесса уменьшается от 0,096 (породы II интрузивной фазы) до 0,040% (породы III фазы), а фтора увеличивается — от 0,12 (II фаза) до 0,19% (III фаза).

Таблица 123

**Содержание фосфора и фтора в фойяитах***

| Номер образца | Порода, местонахождение | Содержание, % | |
|---|---|---|---|
| | | фосфора | фтора |
| 2719 | Фойяит, г. Карнасурт . . . . . | 0,15 | 0,41 |
| 144 | Фойяит, г. Карнасурт . . . . . | 0,09 | 0,23 |
| 2834 | Фойяит, г. Аллуайв . . . . . | 0,17 | 0,18 |
| 275 | То же . . . . . | 0,03 | 0,07 |
| 2775 | » » . . . . . | 0,02 | 0,07 |
| 7-а | Фойяит, г. Карнасурт . . . . . | 0,026 | 0,10 |

* Данные Л. Н. Когарко.

Кроме апатита (16,49—18,15% P) и минералов группы ломоносовита (до 8,15% P) фосфор в значительном количестве входит в состав беловита — 12,67%, рабдофанита (эрикита) — 8,83—9,60%, карнасуртита — 1,06—2,30%, гидроцерита — 2,53%, штафеллита — 17,40% и стенструпина — до 2,34 (Власов и др., 1959). Эти минералы, исключая апатит и минералы группы ломоносовита, мало распространены и обнаружены только в пегматитах.

Некоторая часть фосфора в породах массива входит и в состав минералов, содержащих кремний, изоморфно замещая последний, поскольку размеры ионных радиусов четырехвалентного кремния (0,39 Å) и пятивалентного фосфора (0,35 Å) близки между собой. Было проведено определение фосфора (аналитик А. М. Тузова) в трех минералах из пегматитов: в K-Na полевом шпате, нефелине и натролите. В первом из них оказалось 0,011%, во втором — 0,010 и в третьем — 0,009 фосфора. Изоморфное вхождение фосфора в кристаллические структуры названных выше минералов кремния, по-видимому, происходит по схеме: $P^{+} + (Al, Fe)^{3+} \rightarrow Si^{4+}$.

К. А. Власов и др. (1959) отмечают, что «в гидротермальную стадию пегматитообразования изоморфизм фосфора с кремнием практически неограничен, что выражается в образовании силикофосфатов с переменным содержанием фосфора и кремния — карнасуртита, гидроцерита и эрикита», но эти минералы, как уже отмечалось, мало распространены.

Среднее содержание фосфора в породах Ловозерского массива (0,20% $P_2O_5$) то же, что в нефелиновых сиенитах, по данным С. Р. Нокольдса (Nockolds, 1954) — 0,19% $P_2O_5$ (среднее из 80 анализов) и несколько ниже цифры, вычисленной Р. О. Дэли (1936) — 0,25% $P_2O_5$ (из 45 анализов).

Были проведены в небольшом объеме дополнительные исследования (аналитик А. М. Тузова) по выяснению содержания фосфора в нефелиновых сиенитах ряда массивов. По данным этих исследований, среднее содержание фосфора в нефелиновых сиенитах Хибинского массива составляет около 0,20% $P_2O_5$ (вычислено по 38 анализам), массива Соустова — 0,035% (2 анализа), Сахариокского — 0,030% (6 анализов), Гремяха-Вырмес — 0,10% (5 анализов), Елетьозерского — 0,05% (6 анализов), Вишневогорского — 0,064% (4 анализа), массива Илимауссак (Гренландия) — 0,048% (4 анализа), Кишингар (Индия) — 0,088% (2 анализа).

Низкое содержание фосфора, установленное в нефелиновых сиенитах ряда массивов, позволяет сделать предположение о том, что имеющиеся

литературные данные (Дэли, 1936) о среднем содержании фосфора в этих породах являются завышенными. Были просмотрены результаты 285 химических анализов нефелиновых сиенитов из разных регионов мира. Из них только в 135 анализах имелись данные по содержанию фосфора. Вычисленное по 135 анализам среднее содержание фосфора в нефелиновых сиенитах составляет 0,26% $P_2O_5$ (0,103% P). Принять эту цифру за среднее содержание фосфора в нефелиновых сиенитах вообще вряд ли будет правильным. Вероятно, оно в действительности меньше, поскольку при выполнении силикатных анализов определение фосфора обычно производится в тех случаях, когда в породе имеется апатит. Если бы фосфор был определен во всех 285 пробах нефелиновых сиенитов, то среднее содержание его было бы не 0,26% $P_2O_5$, а несколько меньше.

Концентрация фосфора в породах Ловозерского массива (0,088% P) близка к концентрации в кислых породах (0,070% P), выше, чем в ультраосновных (0,017% P) и меньше по сравнению с основными породами (0,140% P) (см. табл. 57). Для нефелинсодержащих пород миаскитового ряда характерен апатит. Последний в этих породах является типоморфным минералом и всегда находится в тесной ассоциации из кремнийсодержащих минералов с нефелином. А. Е. Ферсман (1939) акцентировал внимание на том, что избыточный ион кальция в охлаждающемся расплаве, обогащенном летучими компонентами (фосфор, фтор и др.), является, как правило, осадителем фосфора в виде апатита, который в Ловозерском и Хибинском массивах (уртиты, пойлиты и другие породы) по нашим наблюдениям формируется позже нефелина. Это согласуется с общепринятым положением (Щербина, 1963а), что более сильные основания соединяются с более сильными кислотами. Натрий и калий, входящие в состав нефелина, являются более сильными основаниями, чем кальций, входящий в апатит. Кроме того, и кислотность алюмосиликатного аниона $[AlSiO_4]^{1-}$ выше, чем $[PO_4]^{3-}$ (Щербина, 1964).

### Выводы

1. К концу магматического процесса в расплаве, из которого формировались породы Ловозерского массива, происходило понижение концентрации фосфора. Максимальное содержание фосфора отмечается в породах I интрузивной фазы (0,130%), а минимальное — в породах III фазы (0,044%).

2. Содержание фосфора в породах массива коррелируется с рядом петрохимических параметров: $-Q$, $a$, $c$ и коэффициентом агпаитности.

3. Главные концентраторы фосфора в породах массива — минералы группы ломоносовита и апатит. Первые характерны для агпаитовых пород, а последние — для пород, коэффициент агпаитности которых обычно около единицы и ниже. В агпаитовых породах фосфор в минералах ассоциирует с натрием, а в миаскитовых — с кальцием. Для апатита из кремнийсодержащих минералов характерна ассоциация с нефелином.

## Сера

Сера, как известно, в породах встречается в свободном состоянии (самородная сера) в форме сернистых (сульфиды) и кислородных соединений (в виде иона $[SO_4]^{2-}$, сульфатная сера). Для щелочных пород характерно вхождение серы в силикаты (содалит, гидросодалит и др.). По Е. Трегеру (Tröger, 1934/35), содержание серы в нефелиновых сиенитах довольно высокое — 0,25%. Первые сведения по распространенности серы в породах Ловозерского массива приводятся К. А. Власовым и др. (1959). По их данным, в этом массиве имеется около 0,17% S (0,34% $SO_3$ и 0,03% S).

Сера очень характерный элемент массива, она входит в состав не только сульфидов, но и породообразующих минералов — гакманита (пойкилитовый содалитовый сиенит, тавит и др.) и гидросодалита (пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, нефелин-гидросодалитовый сиенит).

Результаты наших исследований по определению содержания серы в породах массива (аналитик В. С. Рассказова) приведены в табл. 122.

Количество серы в породах массива варьирует очень значительно — от 0,05 до 1,20%, но если исключить породы, содержащие много содалита и гидросодалита, то эти колебания оказываются небольшими (обычно в пределах 0,05—0,17%). Очень высокая концентрация серы (0,45—1,20%) установлена в пойкилитовом гидросодалитовом сиените и нефелин-гидросодалитовом сиените I интрузивной фазы. Среднее содержание серы в породах I интрузивной фазы около 0,52%, II—0,078%, III—0,087%, а в целом в массиве 0,102%. Данные Е. Трегера о содержании серы в нефелиновых сиенитах (0,25%) являются завышенными. Определение серы (аналитик В. С. Рассказова) было выполнено также в ряде образцов нефелиновых сиенитов из других массивов; оно показало, что за исключением массива Илимауссак, содержание серы в них ниже, чем в породах Ловозерского массива. В породах последнего концентрация серы выше, чем в любом другом типе магматических пород (см. табл. 57).

О формах нахождения серы в породах массива. В породах и пегматитах массива установлены минералы с высоким содержанием серы: пирротин, пирит, марказит, халькопирит, ковеллин, молибденит, галенит, сфалерит и ярозит, но все они, за исключением пирротина, встречаются в массиве, как правило, в очень незначительных количествах. Основная масса серы в породах массива связана не с сульфидами, а с силикатами. Среди последних в породах I интрузивной фазы главным концентратором серы является гидросодалит (2,92% в пересчете на S), а в породах II и III фаз — разновидность содалита, содержащая серу (0,55—0,98% S), известная в литературе под названием гакманит.

В породах и пегматитах в небольших количествах наблюдаются и другие минералы из силикатов, содержащие серу: канкринит, уссингит (0,08—0,09% S) и минералы мурманит-ломоносовитовой группы (0,16% S).

Данные, приведенные в табл. 122, показывают, что сульфидная сера в породах I интрузивной фазы составляет менее 10% от общего ее количества, имеющегося в их составе, в породах II фазы — около 39%, III фазы — 39%, а в целом в массиве 31%. Учитывая, что в содалите сульфидная сера преобладает над сульфатной (в этом минерале из пегматита г. Карнасурт имеется 0,20% сульфатной серы в пересчете на серу и около 0.36% сульфидной серы), неизбежно возникает вопрос, с какими еще минералами в породах массива связана сульфатная сера, поскольку на долю последней в массиве приходится около 69%. Значительная часть сульфатной серы в породах массива II и III интрузивных фаз, видимо, падает на гидросодалит. В составе последнего резко преобладает сульфатная сера (2,66% в пересчете на серу) над сульфидной (около 0,26% серы). Гидросодалит, по всей вероятности, распространен не только в породах I интрузивной фазы. Следует отметить, что в породах II и III фаз часто встречается вторичный изотропный минерал, развивающийся в основном по нефелину, который считают вторичным содалитом. Возможно, в его составе сульфатная сера преобладает над сульфидной. Вторичный содалит может быть по составу аналогичен гидросодалиту или промежуточной разновидности между гакманитом и гидросодалитом. Существование в природе этой промежуточной разновидности вероятно, поскольку состав содалита (гакманита) непостоянен. Например, в содалите из пегматита находится в среднем около 5,64% Cl, в содалите из тавита — 5,80% Cl, в содалите из уртита — 4,44% Cl (Костецкая, 1962).

В Ловозерском массиве (г. Аллуайв) в одном из пегматитов установлен бесхлорный шайерит, в составе которого имеется 52,08% $SO_4$ (Когарко, 1961а). Минерал легко растворяется в воде. Было сделано предположение, не связана ли сульфатная сера, имеющаяся в составе пород,

с шайеритом. С этой целью из фойяита (проба С-5), содержащего 0,08% серы, производилось выщелачивание ее дистиллированной водой. В водный раствор из породы перешло лишь около 0,006% S, т. е. около 7,5% от общего ее количества, обнаруженного в фойяите.

Очень низкое содержание сульфидной серы установлено в пегматитах (см. табл. 122).

В типоморфных минералах Ловозерского массива, содержащих серу: содалите (гакманите), гидросодалите, шайерите и других характерна ассоциация серы (сульфидной и сульфатной) с натрием.

Избыток щелочей (натрия) в расплаве, из которого формировались породы массива, способствовал окислению серы и этим препятствовал образованию сульфидов в агпаитовых породах. Даже сульфиды железа имеют небольшое распространение в массиве, несмотря на высокое содержание в нем серы и железа. В среднем составе пород имеется около 0,10% суммарной серы в пересчете на серу, 3,45% $Fe^{3+}$ и 0,78% $Fe^{2+}$. В породах массива, как отмечено выше, сульфатная сера значительно преобладает над сульфидной. Последняя связана не только с сульфидами, которые для агпаитовых пород нехарактерны, но и с содалитом. В последнем сульфидная сера, вероятно, изоморфно замещает хлор, поскольку их ионные радиусы близки ($S^{2-}$ = 1,82 Å, $Cl^{1-}$ = 1,81). Сульфатная сера в породах массива связана с породообразующими минералами — гидросодалитом и содалитом.

Избыток щелочей (натрия) в расплаве препятствовал не только образованию сульфидов, но и удалению из него серы постмагматическими растворами. Для постмагматических процессов минералообразования, связанных с агпаитовыми нефелиновыми сиенитами, сульфидная минерализация мало характерна. Сульфиды железа, как правило, отсутствуют, лишь незначительно распространены сульфиды молибдена, цинка и свинца (молибденит, сфалерит и галенит).

### Выводы

1. Сера — характерный элемент массива. Содержание ее в породах (0,102%) значительно выше, чем в других типах магматических пород.

2. Сульфатная сера резко преобладает над сульфидной. На долю последней приходится лишь около 31% от общего ее количества, имеющегося в породах массива.

3. Основная масса серы в массиве связана не с сульфидами, а с силикатами. Она входит в состав породообразующих минералов — содалита и гидросодалита и др. В содалите сульфидная сера преобладает над сульфатной, а для гидросодалита характерна сульфатная сера.

4. Сера в силикатах, как сульфидная, так и сульфатная, ассоциирует с натрием. Ассоциация серы с натрием — одна из характерных особенностей геохимии серы в агпаитовых нефелиновых сиенитах. Избыток щелочей (натрия) в расплаве, из которого образуются породы массива, препятствует образованию сульфидов и удалению из него серы постмагматическими растворами. Сульфидная минерализация не характерна для постмагматических процессов минералообразования, связанных с агпаитовыми нефелиновыми сиенитами.

## Фтор

Фтор является типичным литофильным элементом благодаря своим энергетическим свойствам. Он обладает очень высокой энергией ионизации, большим сродством к электрону и самой большой по сравнению с другими элементами электроотрицательностью (Рысс, 1956). Вследствие этих причин фтор, как правило, не встречается в свободном состоянии, а образует химические соединения, в основном с ионным типом связи.

Судьба фтора в эндогенных процессах определяется сходством его ионного радиуса с другими анионами: $F^-$ (1,33 Å), $O^{-2}$ (1,32 Å), $OH^-$ (1,33 Å) и $Cl^-$ (1,81 Å). Фтор может концентрироваться в слюдах, апатитах, амфи-

болах и т. д. Наиболее легко осуществляется изоморфизм между фтором и гидроксилом.

Очень большое значение в геохимии фтора играет способность этого элемента образовывать легколетучие соединения и в первую очередь HF.

Вследствие этого фтор содержится не только в магматическом расплаве, но и в газовой фазе, которая может отделиться при определенных физико-химических условиях от расплава.

По мнению В. Гольдшмидта (Goldschmidt, 1954), Е. Шеперда (Schepperd, 1940) и других исследователей, основной чертой геохимии F в магматическом процессе является тенденция накапливаться в остаточных продуктах кристаллизации.

Самое высокое содержание фтора наблюдается в гранитах и щелочных породах (Корренс, 1958; Turekian, Wedepohl, 1961), которые являются поздними дифференциатами в магматической эволюции горных пород.

Сведения по геохимии фтора в щелочных породах имеются в работах Т. Барта (1947), К. У. Корренса (1958), К. А. Власова, М. В. Кузьменко, Е. М. Еськовой (1959), Е. Успенской (1959) и др. В результате этих исследований выяснилась высокая обогащенность фтором пород щелочного ряда. В работе К. А. Власова, М. В. Кузьменко и Е. М. Еськовой (1959) приводятся некоторые материалы по распределению фтора в различных породах и минералах Ловозерского массива.

Однако данные этих авторов носят предварительный характер. Нами была продолжена работа по изучению геохимии фтора в целях расширения и уточнения знаний о поведении летучих компонентов в породах повышенной щелочности.

В нашей работе (Когарко, 1962а, б) был применен арсеназо-алюминиевый фотоколориметрический метод определения фтора (Кутейников и др., 1962). Отделение фтора от мешающих примесей производилось по классическому методу Вилларда и Винтера (Willard, Winter, 1933). Хотя этот метод довольно трудоемкий, он обеспечивает наиболее полное отделение фтора от мешающих элементов. Метод основан на отгонке фтора в виде летучей кремнефтористоводородной кислоты в присутствии разбавленной хлорной кислоты при температуре 135—140° С. Определение фтора в дистилляте велось фотоколориметрическим методом, основанным на погашении окраски арсеназо-алюминиевого комплекса в присутствии фтора. Чувствительность метода — тысячные доли процента фтора. Точность при целых процентах до 5%, при десятых долях до 10%, при сотых до 20%.

Проведено около 200 определений фтора в породах и минералах Ловозерского массива (Когарко, 1962а, б, 1964; Герасимовский, 1963).

Применение методов математической статистики (критерий Пирсона, метод моментов) показало, что распределение концентраций фтора в породах Ловозерского массива отличается от логнормального; гистограмма распределения концентраций фтора положительно асимметрична. Результаты анализов приведены в табл. 124.

Содержание фтора в породах I фазы колеблется от 0,13 до 0.31%. Вследствие того, что к I интрузивной фазе отнесены породы, в генезисе которых принимали участие различные геологические процессы (см. I главу), выведение среднего содержания фтора (как характеристики поведения элемента в едином процессе) затруднительно. Для выведения среднего содержания фтора в породах всего массива содержание фтора в породах I фазы принято 0,21 (среднее арифметическое из 8 определений).

Концентрация фтора в различных типах пород II фазы сильно варьирует: от тысячных долей процента в некоторых уртитах до 1,25% в амфиболовых луявритах. Максимальные колебания содержаний фтора приурочены к сильно дифференцированным зонам комплекса — верхней и нижней. Средняя зона имеет более монотонные содержания фтора.

Таблица 124

**Среднее содержание фтора в породах Ловозерского массива**

| Породы | Число анализов | Содержание F, вес. % |
|---|---|---|
| *Породы I интрузивной фазы* | | |
| Нефелиновые и нефелин-гидросодалитовые сиениты | 8 | 0,21 |
| *Породы II интрузивной фазы* | | |
| Луявриты эгириновые и амфиболовые | 28 | 0,14 |
| Фойяиты | 18 | 0,11 |
| Уртиты | 13 | 0,06 |
| Среднее | | 0,12 |
| *Породы III интрузивной фазы* | | |
| Мезократовые эвдиалитовые луявриты | 16 | 0,20 |
| Лейкократовые эвдиалитовые луявриты | 5 | 0,10 |
| Амфиболовые эвдиалитовые луявриты со сфеном | 3 | 1,52 |
| Порфировидные луявриты | 4 | 0,05 |
| Пойкилитовые содалитовые сиениты и тавиты | 4 | 0,12 |
| Среднее | | 0,18 |
| Среднее по массиву | | 0,14 |

Среднее содержание фтора в породах II фазы (с учетом распространенности пород) составляет 0,12%.

Содержание фтора в уртитах колеблется от тысячных долей процента до 1%, при среднем 0,06%. Преобладают очень низкие содержания — тысячные доли процента. По простиранию горизонтов содержание в уртитах меняется незначительно (например, уртиты четвертого горизонта из разных скважин на г. Аллуайв содержат тысячные доли процента фтора). В вертикальном разрезе II фазы отмечается обогащение фтором некоторых уртитовых горизонтов (уртиты средней зоны, пойолит-уртиты). В этих уртитах наблюдается повышенное содержание фосфора и кальция. Фтор фиксируется в апатите.

Содержание фтора в фойяитах колеблется от 0,04 до 0,41%, по данным Е. И. Успенской (1959) — даже до 0,75%, при среднем 0,11%. Обнаружены заметные изменения содержания фтора в пределах одного и того же горизонта. Например, в одном горизонте фойяита на г. Карнасурт содержится 0,41%, в то время как в районе г. Аллуайв в этом же фойяите 0,07%.

Фойяиты, обогащенные фтором, содержат в повышенных количествах минералы, имеющие в своем составе летучие компоненты: содалит, анальцим, канкринит, виллиомит.

В фойяитах с высоким содержанием фтора наблюдается повышение концентрации фосфора, который связан в минералах ломоносовит-мурманитовой группы.

Содержание фтора в луявритах колеблется от 0,04 до 1,25%, при среднем 0,14%. Цифра выведена с учетом распространенности амфибо-

ловых луявритов в различных зонах II фазы. В пределах отдельных горизонтов содержание фтора колеблется не очень сильно (например, от 0,04 до 0,07%). Наблюдается увеличение содержания фтора от эгириновых луявритов верхней зоны (0,05%) к эгириновым луявритам средней (0,10%) и нижней (0,12%).

Из всех пород II фазы наиболее высокие содержания отмечаются в амфиболовых луявритах (в среднем 0.87%). Обогащение луявритов фтором сопровождается резким увеличением в этих породах содержания закисного железа, фосфора, лития и магния.

В целом в сингенетическом ряду пород II фазы наблюдается накопление фтора в более поздних продуктах кристаллизации от уртитов к фойяитам и луявритам. Повышение содержания фтора в этом ряду пород (уртит — фойяит — луяврит) происходит параллельно падению недосыщенности пород $SiO_2$, уменьшению щелочей, связанных с алюминием, росту коэффициента агпаитности и содержания темноцветных компонентов.

Концентрации фтора в породах III фазы колеблются от 0.02 до 0,72%. Среднее содержание фтора в породах III фазы 0,18%, т. е. несколько выше, чем в породах II интрузивной фазы.

В вертикальном разрезе III фазы наблюдается обогащение фтором мезократовых и меланократовых луявритов (0,20%) по сравнению с лейкократовыми (0,10%). К. А. Власов, М. В. Кузьменко, Е. М. Еськова (1959) также отмечали более высокие содержания фтора в мезо-меланократовых луявритах по сравнению с лейкократовыми. Мезо-меланократовые луявриты по отношению к лейкократовым разновидностям характеризуются более высоким коэффициентом агпаитности, более низким дефицитом кремнезема ($-Q$) и пониженным содержанием щелочей, связанных с Al ($a$).

Очень высокое содержание фтора наблюдается в сфен-амфиболовых йолит-мельтейгитах (до 2,25%).

Среднее содержание фтора в породах Ловозерского массива, с учетом мощностей различных интрузивных фаз, составляет 0,14% (см. табл. 124). Эта цифра в 2 с лишним раза превышает среднее содержание фтора в земной коре и в 1,5 раза выше, чем в кислых породах (Виноградов, 1962б).

Балансовые подсчеты дали возможность выделить основные минералы-концентраторы фтора в породах Ловозерского массива (табл. 125). В породах I фазы это — сфен, апатит и амфибол. В уртитах II интрузивной фазы — апатит, в фойяитах — виллиомит, щелочной амфибол и лампрофиллит; в луявритах — щелочной амфибол. В породах III фазы основная масса фтора связана со щелочным амфиболом и лампрофиллитом.

В пегматитах, кроме названных минералов-концентраторов фтора, присутствуют пирохлор, тайниолит, полилитионит, лейкофан, штаффелит, флюорит, сейдозерит, титано-ловенит, куплетскит, карнасуртит, сподиофиллит, бесхлорный шайрерит, содержащие заметные количества фтора (табл. 126). В главных породообразующих минералах массива — нефелине, полевом шпате и эгирине — фтор практически отсутствует.

Виллиомит из фойяитов II фазы содержит 44,3% фтора. В щелочных амфиболах Ловозерского массива содержание фтора колеблется от 1,50 до 2,57% (см. табл. 125), причем более высокое содержание фтора наблюдается в амфиболах из пегматитов, уртитов и фойяитов II фазы, порфировидных луявритов III фазы, а более низкое — в породах I фазы, амфиболовых луявритах второго комплекса и эвдиалитовых луявритах III фазы. Амфиболы, содержащие большие количества щелочей ($K_2O + Na_2O$) (см. табл. 10, 32, 42), как правило, имеют несколько более высокие содержания фтора. Это находится в согласии с правилом полярности, которое заключается в том, что вхождение в структуру минерала сильных катионов (например, Na относительно Ca) влечет за собой предпочтительное вхождение более кислотного аниона (F относительно OH). Исследование

Таблица 125

**Распределение фтора по минералам из пород Ловозерского массива**

| Порода, номер образца | Минералы породы | Содержание минерала в породе, % | Содержание F в минерале, % | Фтор, приходящийся на данный минерал, % | Рассчитанное общее содержание F в породе, % | Общее содержание F, определенное в породе, % |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Гидросодалитовый пойкилитовый сиенит (I фаза), 816 | Нефелин | 18,80 | — | — | — | — |
| | Гидросодалит | 43,00 | 0,07 | 0,03 | — | — |
| | Полевой шпат | 30,00 | — | — | — | — |
| | Эгирин | 3,50 | — | — | 0,11 | 0,13 |
| | Амфибол | 0,60 | 1,80 | 0,01 | — | — |
| | Сфен | 3,16 | 1,25 | 0,04 | — | — |
| | Апатит | 0,94 | 2,90 | 0,03 | — | — |
| Фойяит * (II фаза), 2775 | Микроклин | 45,00 | — | — | — | — |
| | Нефелин | 28,40 | — | — | — | — |
| | Эгирин | 8,10 | — | — | — | — |
| | Содалит | 3,10 | — | — | — | — |
| | Амфибол | 2,75 | 2,44 | 0,067 | — | — |
| | Эвдиалит | 10,04 | 0,12 | 0,012 | 0,08 | 0,07 |
| | Остальные | 2,61 | — | — | — | — |
| Фойяит (II фаза), 2719 | Микроклин | 60,00 | — | — | — | — |
| | Нефелин | 18,30 | — | — | — | — |
| | Эгирин | 7,05 | — | — | — | — |
| | Амфибол | 1,44 | 2,40 | 0,034 | — | — |
| | Эвдиалит | 5,03 | 0,12 | 0,005 | 0,52 | 0,41 |
| | Анальцим | 7,03 | — | — | — | — |
| | Виллиомит | 1,08 | 4,30 | 0,480 | — | — |
| Луяврит * (II фаза), 2771 | Микроклин | 36,20 | — | — | — | — |
| | Нефелин | 31,70 | — | — | — | — |
| | Эгирин | 17,20 | — | — | — | — |
| | Содалит | 7,60 | — | — | — | — |
| | Амфибол | 5,36 | 2,40 | 0,128 | 0,13 | 0,12 |
| | Остальные | 1,94 | — | — | — | — |
| Луяврит (II фаза), 2712 | Микроклин | 39,00 | — | — | — | — |
| | Нефелин | 21,30 | — | — | — | — |
| | Эгирин | 31,40 | — | — | — | — |
| | Амфибол | 2,05 | 2,40 | 0,049 | — | — |
| | Эвдиалит | 3,50 | 0,15 | 0,005 | 0,05 | 0,06 |
| | Остальные | 2,31 | — | — | — | — |
| Амфиболовый луяврит (II фаза), 316 | Микроклин | 44,70 | — | — | — | — |
| | Нефелин | 15,35 | — | — | — | — |
| | Эгирин | 1,25 | — | — | — | — |
| | Амфибол | 37,40 | 2,00 | 0,75 | — | — |
| | Апатит | 1,93 | 3,00 | 0,06 | 0,81 | 0,86 |
| Амфиболовый луяврит (II фаза), 374 | Микроклин + Нефелин | 76,05 | — | — | — | — |
| | Эгирин | 9,45 | — | — | — | — |
| | Амфибол | 14,50 | 2,00 | 0,29 | 0,29 | 0,40 |
| Ювит (II фаза), 2707 | Нефелин | 55,0 | — | — | — | — |
| | Микроклин | 19,80 | — | — | — | — |
| | Эгирин | 6,55 | — | — | — | — |
| | Амфибол | 0,65 | 2,47 | 0,016 | 0,016 | 0,01 |
| | Содалит | 17,00 | — | — | — | — |
| | Остальные | 1,75 | — | — | — | — |

Таблица 125 (окончание)

| Порода, номер образца | Минералы породы | Содержание минерала в породе, % | Содержание F в минерале, % | Фтор, приходящийся на данный минерал, % | Рассчитанное общее содержание F в породе, % | Общее содержание F, определенное в породе, % |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Уртит * (II фаза), 2777 | Нефелин | 57,00 | — | — | — | — |
| | Микроклин | 2,45 | — | — | — | — |
| | Эгирин | 2,64 | — | — | — | — |
| | Амфибол | 0,17 | 2,47 | 0,004 | 0,005 | Тысячн. доли |
| | Содалит | 11,00 | — | — | | |
| | Эвдиалит | 1,49 | 0,07 | 0,001 | — | — |
| | Энигматит | 15,70 | — | — | — | — |
| | Рамзаит | 4,80 | — | — | — | — |
| Эвдиалитовый луяврит ** (III фаза), 2546 | Микроклин | 32,70 | — | — | — | — |
| | Нефелин | 25,70 | — | — | — | — |
| | Эгирин | 19,20 | — | — | — | — |
| | Эвдиалит | 10,90 | 0,07 | 0,008 | 0,076 | 0,07 |
| | Амфибол | 3,40 | 2,01 | 0,068 | | |
| | Альбит | 8,20 | — | — | — | — |
| | Лампрофиллит | ~0,003 | 1,80 | — | — | — |

* Минералогические подсчеты сделаны В. П. Волковым.
** Минералогические подсчеты сделаны Т. В. Сапрыкиной.

Таблица 126

**Содержание F в минералах из пегматитов**

| Минерал, место нахождения | Содержание F, % | Источник |
|---|---|---|
| Пирохлор, р. Коклухтшуай | 3,70 | К. А. Власов и др. (1959) |
| Тайниолит, г. Лепхе-Нельме | 5,36 | Е. И. Семенов (1957а) |
| Ярко-розовый полилитионит, г. Карнасурт | 4,50 | К. А. Власов и др. (1959) |
| Розовый полилитионит, г. Карнасурт | 4,20 | То же |
| Светло-кремовый полилитионит, г. Карнасурт | 3,00 | » » |
| Белый полилитионит, г. Лепхе-Нельме | 5,60 | » » |
| Сейдозерит, р. Муруай | 3,56 | Е. И. Семенов и др. (1958) |
| Титаноловенит, р. Коклухтшуай | 1,55 | Е. И. Кутукова (1940) |
| Титаноловенит, р. Муруай | 2,41 | Е. И. Семенов и др. (1958) |
| Куплетскит, г. Куйвчорр | 1,22 | Е. И. Семенов (1956б) |
| Карнасуртит, г. Карнасурт | 0,91 | К. А. Власов и др. (1959) |
| Лейкофан, г. Лепхе-Нельме | 7,04 | Е. И. Семенов (1957б) |
| Штаффелит, г. Лепхе-Нельме | 2,55 | К. А. Власов и др. (1959) |
| Сподиофиллит, г. Маннепахк | 4,20 | Е. И. Семенов (1957а) |
| Бесхлорный шайрерит, г. Аллуайв | 10,10 | Л. Н. Когарко (1961а) |

распределения связанной воды и фтора в амфиболах показало, что концентрации F и $H_2O^+$ находятся в обратной зависимости (табл. 127).

Лампрофиллит из фойяитов дифференцированного комплекса содержит 1,60% фтора, в лампрофиллите из эвдиалитовых луявритов III фазы концентрация фтора возрастает до 1,80%, а в лампрофиллите из пегматита — до 1,90% (табл. 129).

Исследование распределения фтора и воды в апатитах (табл. 128) Ловозерского массива показало, что в массиве присутствует в основном, фтор-

Таблица 127

**Содержание фтора и $H_2O^+$ в щелочных амфиболах, вес. %**

| Порода, из которой выделен амфибол, местонахождение | F | $H_2O^+$ | $H_2O^-$ | Источник |
|---|---|---|---|---|
| Гидросодалитовый пойкилитовый сиенит, р. Маннепахк | 1,50 | — | — | Настоящая работа |
| Гидросодалитовый пойкилитовый сиенит, р. Муруай | 1,80 | 1,50 | — | То же |
| Уртит, г. Карнасурт | 2,47 | 0,83 | 0,20 | » » |
| Уртит, г. Ньичурт | 2,23 | 1,01 | — | К. А. Власов и др. (1959) |
| Фойяит, г. Карнасурт | 2,40 | 0,81 | — | Настоящая работа |
| Фойяит, г. Аллуайв | 2,44 | — | — | То же |
| Амфиболовый луяврит, г. Пургуайв | 2,10 | 1,30 | 0,20 | » » |
| Амфиболовый луяврит, г. Пургуайв | 2,00 | 1,33 | 0,20 | » » |
| Амфиболовый луяврит, г. Пургуайв | 2,00 | 1,35 | 0,00 | » » |
| Амфиболовый луяврит, г. Пургуайв | 2,07 | — | — | » » |
| Амфиболовый луяврит, г. Аллуайв | 1,98 | 1,31 | 0,00 | » » |
| Амфиболовый луяврит, г. Карнасурт | 2,01 | — | — | » » |
| Эгириновый луяврит, г. Карнасурт | 2,39 | 0,90 | 0,10 | » » |
| Эвдиалитовый луяврит, р. Муруай | 2,10 | 1,10 | 0,10 | » » |
| Эвдиалитовый луяврит, р. Муруай | 2,01 | 1,21 | 0,00 | » » |
| Мурманитовый порфировидный луяврит, г. Пьялкимпорр | 2,37 | 0,65 | 0,13 | » » |
| Сфен-амфиболовый йолит-мельтейгит, г. Флора | 2,50 | 0,98 | 0,30 | » » |
| Пегматит, г. Лепхе-Пельме | 2,50 | 0,72 | 0,00 | » » |
| Пегматит, р. Тулбньюнуай | 2,57 | 0,68 | 0,30 | » » |
| Фенит, г. Флора | 2,11 | 1,02 | 0,36 | А. М. Бондарева, Д. Л. Рогачев, А. С. Сахаров (1959) |

анатит (содержание фтора колеблется от 2,60 до 3,80%). По нашим данным, наблюдается тенденция к обогащению фтором анатитов из пегматитов. Сфены из пород I фазы содержат фтора больше (0,95—1,25%), чем из сфен-амфиболового йолит-мельтейгита (0,65%) (табл. 127).

Такие минералы, как содалит, ловозерит, рамзаит, уссингит, практически фтора не содержат, хотя можно было бы ожидать его присутствие в связи с особенностями структур этих минералов (в структурах содалита, ловозерита, уссингита предполагается наличие групп OH, в рамзаите имеется кислород в виде добавочного аниона).

Важная особенность геохимии фтора в магматическом процессе — способность этого элемента образовывать легколетучие соединения и вследствие этого уходить из расплава в газовую фазу. Это зависит от совокупности тех физико-химических условий, в которых находится природная система, и от химического состава расплава, находящегося в равновесии с газовой фазой.

Изучение геологии и минералогии Ловозерского массива позволило А. Е. Ферсману (1937а) и Е. Е. Костылевой (1940) предположить, что в процессе кристаллизации агпаитовых щелочных пород летучие компоненты в основном накапливаются в магматическом расплаве, а не в газовой фазе. Решающую роль в этом процессе Е. Е. Костылева придавала давлению.

Таблица 128

**Содержание F и $H_2O^+$ в апатитах Ловозерского массива, вес. %**

| Порода, из которой выделен апатит, местонахождение | F | $H_2O^+$ | $H_2O^-$ | Источник |
|---|---|---|---|---|
| Гидросодалитовый пойкилитовый сиенит, I фаза, р. Муруай | 2,9 | — | — | Настоящая работа |
| Апатитовый уртит, II фаза, г. Аллуайв | 2,6 | 0,54 | — | То же |
| Апатитовый уртит, II фаза, г. Аллуайв | 3,0 | 0,42 | — | » » |
| Апатитовый уртит, II фаза, г. Аллуайв | 2,7 | — | — | » » |
| Апатитовый уртит, II фаза, г. Шамиок | 2,45 | — | — | » » |
| Ийолит-уртит, II фаза, г. Карнасурт | 2,70 | — | — | » » |
| Ийолит-уртит, II фаза, г. Карнасурт | 3,00 | 0,36 | 0,44 | К. А. Власов и др. (1959) |
| Апатитовый уртит, II фаза, г. Куфтньюн | 3,15 | 0,36 | 0,40 | То же |
| Уртит, II фаза, г. Карнасурт | 1,70 | 0,38 | 1,27 | » » |
| Малиньит, II фаза, г. Карнасурт | 3,49 | 0,52 | | » » |
| Контаминированный фойяит, II фаза, р. Коклухтиуай | 2,69 | — | 0,29 | » » |
| Эвдиалитовый луяврит, III фаза, г. Карнасурт | 3,38 | — | — | » » |
| Пегматит, р. Муруай | 3,58 | Нет | — | Настоящая работа |
| Пегматит, г. Лепхе-Нельме | 3,80 | Нет | — | То же |
| Пегматит, р. Коклухтиуай | 2,14 | Нет | — | В. И. Герасимовский (1947) |
| Пегматит, г. Лепхе-Нельме | 3,40 | — | — | Е. И. Семенов (1962б) |
| Пегматит, г. Лепхе-Нельме | 2,00 | 0,40 | — | То же |
| Пегматит, г. Лепхе-Нельме | 2,45 | 0,57 | — | » » |

Рассмотрим влияние химического состава расплава на возможность отделения галоидных соединений в газовую фазу (Когарко, Рябчиков, 1961).

Расчеты констант равновесий следующих типов обменных реакций с участием галоидов:

$$MeF + \frac{1}{2}H_2O = \frac{1}{2}Me_2O + HF;$$

$$MeCl + \frac{1}{2}H_2O = \frac{1}{2}Me_2O + HCl;$$

$$4MeF + SiO_2 = SiF_4 + 2Me_2O;$$

$$MeF + \frac{1}{2}H_2O + \frac{1}{2}SiO_2 = \frac{1}{2}Me_2SiO_3 + HF;$$

$$MeF + \frac{1}{2}H_2O + SiO_2 = \frac{1}{2}Me_2Si_2O_5 + HF,$$

где Me — различные породообразующие элементы (K, Na, Ca, Mg, Fe, Al), показали, что при переходе к системам с более слабыми основаниями и с повышением в расплавах содержания $SiO_2$ резко возрастает выход летучих галогенидов в газовую фазу. Это подтверждается практикой стекловарения. Нами отмечено, что фтористые соединения улетучиваются из кислых стекол значительно легче, чем из щелочных. Совместные с А. А. Ярошевским опыты показали незначительную летучесть фтора и хлора при плавлении нефелиновых сиенитов Ловозерского массива. Обогащение газовой фазы летучими соединениями галоидов при переходе от щелочных расплавов к кислым подтверждается данными по изучению равновесий двух несмешивающихся жидкостей в галоидно-силикатных системах. Концентрации

фтора и хлора всегда значительно выше в более щелочном из ликвирующих расплавов; учитывая, что активности ионов фтора и хлора в жидкостях, находящихся в равновесии друг с другом, должны быть равны, можно сделать вывод, что в кислых расплавах коэффициенты активности этих элементов должны быть значительно выше, чем в щелочных. Именно с этим, вероятно, связано отсутствие проявлений грейзенизации в щелочных породах и приуроченность их к кислым.

Таблица 129

**Содержание F в лампрофиллитах и сфенах Ловозерского массива, вес. %**

| Минерал | Порода, из которой выделен минерал, местонахождение | F | Источник |
|---|---|---|---|
| Лампрофиллит | Фойяит, II фаза, г. Карнасурт . . | 1,10 | К. А. Власов и др. (1959) |
| То же | Фойяит, II фаза, г. Аллуайв . . | 1,60 | Настоящая работа |
| » » | Эвдиалитовый луяврит, III фаза, р. Мотчисуай . . . . . | 1,80 | То же |
| » » | Эвдиалитовый луяврит, III фаза | 1,34 | К. А. Власов и др. (1959) |
| » » | Пегматит, р. Тульбньюнуай . . . | 1,9 | Данные автора |
| » » | Пегматит, р. Чинглусуай . . . . | 1,83 | Э. М. Бонштедт (1930) |
| » » | Пегматит, г. Сенгисчорр . . . . | 1,65 | То же |
| Сфен | Гидросодалитовый сиенит, I фаза, р. Муруай . . . . . | 1,25 | Настоящая работа |
| » | Порфировидный нефелиновый сиенит, I фаза, р. Муруай . . . . . | 0,95 | То же |
| » | Сфен-амфиболовый ийолит-мельтейгит, р. Суолуай . . . . . | 0,65 | » » |
| » | Пегматит, г. Лепхе-Нельме . . . | 0,33 | К. А. Власов и др. (1959 |

Трудность отщепления фтора, хлора (и других летучих компонентов) от расплавов повышенной щелочности оказывала решающее влияние на особенности поведения этих элементов в ходе формирования пород Ловозерского массива; основными факторами, управляющими распределением фтора (и хлора), являются процессы с участием конденсированных фаз — кристаллизационная и магматическая дифференциация.

Вследствие этого геохимия фтора определяется поведением петрогенных элементов. В агпаитовом эпигенетическом ряду пород (II и III комплексы) происходит накопление фтора в более поздних интрузивных фазах. В сингенетическом ряду пород уртит-фойяит-луяврит в целом также наблюдается тенденция к обогащению фтором более поздних продуктов кристаллизации.

Накопление фтора к концу процесса кристаллизации связано с затруднённостью фиксации его в более ранних минеральных фазах Ловозерского массива (нефелине, микроклине, эгирине) и с общим стремлением фтора к накоплению в остаточном расплаве.

В породах Ловозерского массива фтор находится в виде двух основных форм:

а) изоморфно замещает кислород или гидроксил в минералах (щелочной амфибол, лампрофиллит, апатит, сфен);

б) собственных минералов (виллиомит). Анализ водных вытяжек из пород и изучение распределения фтора в минералах показали, что фтор в газово-жидких включениях практически не содержится.

Состав минералов-концентраторов галогенов — находится в зависимости от химического состава пород. В нефелиновых сиенитах Ловозерского массива с коэффициентом агпаитности, меньшим или близким к единице, главные минералы-концентраторы фтора — апатит и сфен, в то время как в более агпаитовых — основная масса фтора связана с виллиомитом и арф-

Таблица 130

**Содержание F в некоторых породообразующих и акцессорных минералах, а также в минералах зоны экзоконтакта, вес. %**

| Минерал | Порода, из которой выделен минерал, местонахождение | F | Источник |
|---|---|---|---|
| Нефелин | Пегматит, г. Лепхе-Нельме . . . | Следы | Настоящая работа |
| Микроклин | То же | То же | То же |
| Эгирин | Фойяит, II фаза, г. Карнасурт | Тысячные доли % | » » |
| То же | Луяврит, II фаза, г. Карпасурт | То же | » » |
| Эвдиалит | Луяврит, II фаза, г. Аллуайв . . | 0,15 | » » |
| То же | Фойяит, II фаза, г. Аллуайв . . | 0,12 | » » |
| » | Ювит, II фаза, г. Аллуайв . . . | 0,07 | » » |
| » | Эвдиалитовый луяврит, III фаза, г. Аллуайв . . . . . | 0,07 | » » |
| Ринколит | Эгириновый луяврит, II фаза . . | 4,40 | К. А. Власов и др. (1959) |
| То же | Фойяит, II фаза, г. Аллуайв . . | 4,23 | Настоящая работа |
| Гидросодалит | Гидросодалитовый сиенит, I фаза, р. Муруай . . . . . | 0,07 | То же |
| Антофиллит | Контактовая зона, г. Вавнбед . . | 0,40 | И. П. Тихоненков, Р. П. Тихоненкова, (1960) |
| Эльпидит | Контактовая зона, г. Аллуайв . . | 0,12 | И. П. Тихоненков, и др. (1957) |
| Власовит | Контактовая зона, г. Вавнбед . . | 0,20 | Р. П. Тихоненкова, М. Е. Казакова (1961) |
| Нарсарсукит | Контактовая зона, г. Флора . . . | 0,71 | В. И. Герасимовский (1947) |
| Ринколит | Контактовая зона, г. Вавнбед . . | 1,48 | Ю. С. Слепнев (1957) |

ведсонитом. Хлор и бром в Ловозерском массиве входят только в минералы, обогащенные натрием (эвдиалит, содалит).

Равновесные ассоциации катионов и анионов определяются эмпирически установленным правилом полярности, согласно которому энергетически наиболее выгодны связи с максимумом или минимумом полярности. При обменных реакциях равновесие всегда сдвинуто в сторону сочетания основных катионов с наиболее кислотными анионами (Щербина, 1963а). Кислотные свойства кремнекислородных и алюмокремнекислородных анионов возрастают с увеличением степени полимеризации

$$SiO_4^{-4} < Si_2O_7^{-6} < SiO_3^{-2} < Si_4O_{11}^{-6} < (Si,\ Al)\,O_2^{-n}$$

Расчет изменений свободных энергий в обменных реакциях типа:

1. $CaSiO_3 + MgF_2 \rightarrow MgSiO_3 + CaF_2$ $_{\Delta Z^\circ = -8{,}4\ ккал}$
2. $CaSiO_3 + MgCl_2 \rightarrow MgSiO_3 + CaCl_2$ $_{\Delta Z^\circ = -17{,}2\ ккал}$
3. $CaSiO_3 + MgBr_2 \rightarrow MgSiO_3 + CaBr_2$ $_{\Delta Z^\circ = -24{,}8\ ккал}$
4* $2NaAlSiO_4 + CaF_2 \rightarrow CaAl_2Si_2O_8 + 2NaF$ $_{\Delta H = 15\ ккал}$
5* $2NaAlSiO_4 + CaCl_2 \rightarrow CaAl_2Si_2O_8 + 2NaCl$ $_{\Delta H = -15\ ккал}$
6* $2NaAlSiO_4 + CaBr_2 \rightarrow CaAl_2Si_2O_8 + 2NaBr$ $_{\Delta H = -20{,}8\ ккал}$

* $\Delta Z$ этих реакций рассчитать не удалось в связи с отсутствием данных по энтропии образования $CaAl_2Si_2O_8$, однако во всех остальных реакциях изменение энтропии очень мало́ и существенного влияния на $\Delta Z$ не оказывает (сотые килокалорий).

7. $NaAlSi_3O_8 + KF \rightarrow KAlSi_3O_8 + NaF_{\Delta Z^\circ = 0}$

8. $NaAlSi_3O_8 + KCl \rightarrow KAlSi_3O_8 + NaCl_{\Delta Z^\circ = -1{,}90\ ккал}$

9. $NaAlSi_3O_8 + KBr \leftarrow KAlSi_3O_8 + NaBr_{\Delta Z^\circ = 5{,}8\ ккал}$

а также рассмотрение природных парагенезисов показывают, что $F^-$ является более кислотным анионом, чем $SiO_3^{-2}$ (реакция 1) и менее кислотным, чем $AlSiO_4^-$ и $AlSi_3O_8^-$ ($\Delta Z^\circ$ реакции 7 равно 0, но в нефелиновых сиенитах существует ассоциация микроклин-виллиомит). Хлор является более кислотным анионом, чем $AlSiO_4^-$, и менее кислотным, чем $AlSiO_8^-$. Кислотность брома несколько превышает кислотность всех рассмотренных кремне- и алюмокремнекислородных анионов (реакции 3, 4, 9), причем кислотность $Br^- > Cl^- > F^-$ ($\Delta Z^\circ$ рассмотренных реакций закономерно падает в реакциях с участием фтора, хлора и брома). Ряд возрастающей кислотности $Br > Cl > F$ хорошо виден также из соотношений констант диссоциации галоидноводородных кислот в пиридине $HF = 3{,}10^{9-}$, $HCl = 4{,}10^{6-}$, $HBr = 1{,}10^{-4}$, сравнение диссоциаций этих кислот в воде не имеет смысла, так как в воде эти кислоты полностью диссоциированы.

В агпаитовых породах, где $\frac{Na+K}{Al} > 1$, калий, являясь более сильным основанием, целиком удерживается в полевых шпатах (реализуется связь с кислым анионом $AlSi_3O_8^{1-}$). Часть натрия, избыточная по отношению к алюминию, идет на постройку таких минералов, как силикаты железа, титано- и цирконосиликаты, виллиомит и др. Анион $F^{1-}$ в агпаитовых породах связывается с этим избыточным «агпаитовым» натрием, входя в состав щелочного амфибола, виллиомита и др. В миаскитовых породах, где $\frac{Na+K}{Al} \leqslant 1$, калий и натрий полностью расходуются на нефелин и полевой шпат, а кислотный анион $F^-$ связывается с кальцием как наиболее сильным катионом после натрия и калия. Этому способствует более высокий потенциал кальция в миаскитовых породах по сравнению с агпаитовыми. Хлор и бром, являясь более кислотными анионами, чем фтор, входят только в натриевые минералы в Ловозерском массиве.

Наблюдения В. И. Герасимовского и А. М. Тузовой (1964) показали, что в миаскитовых щелочных породах иногда встречается содалит (Тагобы-Собак, Гремяха-Вырмес, Елетьозерский массив), т. е. хлор в этих породах реализует связь с натрием, в то время как фтор в нефелиновых сиенитах миаскитового ряда связан с кальцием. Присутствие содалита в миаскитовых породах показывает, что кислотность хлора выше кислотности $AlSiO_4^-$.

Единственным самостоятельным минералом фтора, имеющим существенное значение в балансе фтора в Ловозерском массиве, является виллиомит.

Необходимыми условиями возникновения виллиомита в породах является преобладание щелочей над алюминием (агпаитность) и повышенное содержание фтора в минералообразующей среде. Кроме того, NaF характерен для лейкократовых пород — фойяитов. Увеличение содержания темноцветных компонентов приводит к образованию эгирина и амфибола, натрий и фтор входят в структуры этих минералов (натрий — в эгирин и щелочной амфибол, фтор — в амфибол), рассеиваются, что препятствует возникновению виллиомита.

Наличие такого легкорастворимого в воде в нормальных условиях минерала, как виллиомит в магматической породе,— весьма любопытное явление, тем более что NaF находится в парагенезисе с минералом, очень обогащенным водой,— анальцимом. Интересно также присутствие в породах Ловозерского массива виллиомита, а не галита, хотя хлор в этих породах преобладает над фтором (Когарко, 1961б, 1962). Рассматривая воз-

можности кристаллизации щелочных галогенидов из сухого расплава, можно видеть (рис. 40) (Поляков, 1938), что NaF имеет максимальное (по сравнению с NaCl, KCl, KF) поле кристаллизации. Следовательно, NaF может кристаллизоваться даже тогда, когда содержание фтора не является преобладающим относительно количества хлора. Сопоставляя величины энергий кристаллических решеток NaF (221,7 *ккал*) и NaCl (186,6 *ккал*), видим, что связь Na—F более прочная, чем Na—Cl.

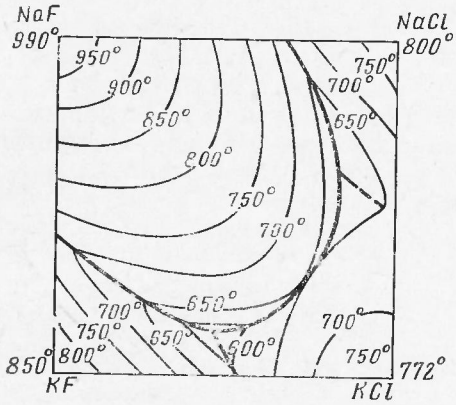



Рис. 40. Проекция политермы диаграммы состояния взаимной системы Na, K || F, Cl (по Полякову)

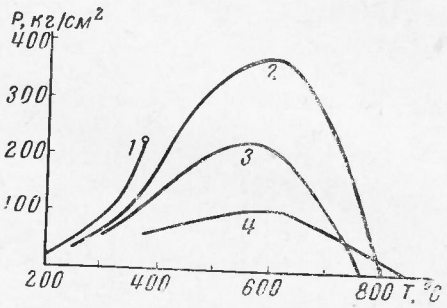



Рис. 41. Кривые зависимости давления пара насыщенных водных растворов солей от температуры

*1* — кривая насыщенного пара воды (по Равичу); *2* — система NaCl — $H_2O$; *3* — система KCl — $H_2O$; *4* — система KF — $H_2O$

Возможной причиной отсутствия галита является реакция NaCl с нефелином с образованием содалита по схеме.

$$3NaAlSiO_4 + NaCl = Na_4[AlSiO_4]_3Cl.$$
Нефелин Содалит

Широкое развитие содалита в породах Ловозерского массива показывает, что эта реакция в условиях температур и давлений, существовавших при формировании пород Ловозеро, сдвинута вправо. Отсюда следует по правилу фаз, что ассоциация нефелин — галит — является запрещенной, а возможны ассоциации нефелин — содалит и содалит — галит. Первый парагенезис широко встречается в различных содалитсодержащих нефелиновых сиенитах, где наличие галита в равновесной ассоциации невозможно. Галит мог бы находиться в некоторых пегматитах, генетически связанных с гакманитовыми разновидностями пойкилитовых сиенитов, в которых нет нефелина. Отсутствие галита и в этих породах, вероятно, обусловлено высокой растворимостью этого минерала в воде. Образование жидкого раствора из кристаллической соли и водяного пара происходит в тех случаях, когда давление водяного пара насыщенного раствора данной соли ниже давления пара в окружающей среде. Если же давление водяного пара в окружающей среде ниже давления пара насыщенного раствора соли, то, наоборот, водный раствор должен выпариваться досуха и может сосуществовать твердая соль с водяным паром. На рис. 41 приведены кривые моновариантного равновесия водяной пар — кристаллическая соль — насыщенный раствор соли для NaCl, KCl, KF (Равич, 1951). Эти кривые проходят через максимум давлений и не пересекают критических кривых. В случае NaF имеем принципиально иную картину. Система NaF — $H_2O$ изучалась Г. Мори и В. Ченом (Morey, Chen, 1955) при высо-

ких температурах и давлениях. Эти исследователи нашли, что при температурах 374, 400, 500, 600° и давлениях водяного пара вплоть до 1000 *атм* NaF не растворяется, в то время как, по данным Кивила (Keevil, 1942), NaCl при тех же температурах растворяется при давлениях водяного пара 133, 187, 337 и 388 *атм* соответственно. Более детальные исследования М. И. Равича и В. М. Валяшко (1965) показали, что NaF при высоких температурах обладает отрицательным коэффициентом растворимости.

Из этих опытов следует, что поле устойчивости NaF резко возрастает по сравнению с NaCl, KCl, KF. Отсюда следует, что виллиомит вполне устойчив при высоких давлениях водяного пара в области температур, превышающих критическую температуру воды; NaF относится к типу солей, растворимость которых с увеличением температуры падает. Из изложенного вытекает, что в породах Ловозерского массива, процесс кристаллизации которых, надо полагать, осуществлялся в условиях довольно высоких потенциалов воды, возможность образования NaCl, KCl и KF представляется весьма сомнительной. В то же время эти условия не препятствовали кристаллизации NaF. В Ловозерском массиве был обнаружен еще один минерал, растворимый в воде в обычных условиях,— бесхлорный шайерит $NaF \cdot Na_2SO_4$ (Когарко, 1961). Компоненты, из которых состоит этот минерал (NaF и $Na_2SO_4$), имеют отрицательные коэффициенты растворимости при высоких температурах. Присутствие шайерита в пегматите в ассоциации с водносодержащими минералами, по-видимому, связано с низкой растворимостью в воде двойной соли $NaF \cdot Na_2SO_4$ в области высоких температур.

Минералы-концентраторы фтора выделялись в основном на позднемагматической стадии после кристаллизации нефелина, микроклина и эгирина. В более ранние минералы фтор входит в качестве изоморфной примеси, главным образом замещая группу OH (амфибол, апатит, лампрофиллит), в то время как в более поздних фтор является главным компонентом (виллиомит).

В породах Ловозерского массива широко развиты процессы автометасоматического взаимодействия остаточной жидкости с ранее выпавшими твердыми фазами. Участие фтора в этой стадии минералообразования сказалось на процессах замещения эгирина щелочным амфиболом, развитии ринколита по микроклину, эгирину и нефелину, автометасоматическом разъедании микроклина виллиомитом и т. д. Однако роль фтора в этих процессах несравненно более скромная по сравнению с другими минерализаторами (Cl — содалитизация, $H_2O$ — анальцимизация). Одним из самых поздних минералов-концентраторов фтора в породах массива (фойяитах II фазы) является виллиомит. Этот минерал выделялся на позднемагматической стадии, постепенно переходящей в гидротермальную. В низкотемпературную гидротермальную стадию формирования пород фтор не фиксировался твердыми фазами (процессы канкринитизации, цеолитизации). В эту стадию не происходит формирования ни одного фторсодержащего минерала, а виллиомит в этих условиях становится неустойчивым (парагенезис виллиомит-натролит является запрещенным).

Экспериментальные исследования показали, что добавки даже небольших количеств фторидов в расплавы «сухих» силикатных систем сильно влияют на их физико-химические свойства. В связи с тем, что кристаллизация пород Ловозерского массива происходила в условиях повышенной концентрации фтора именно в магматическом расплаве, и, учитывая значительную обогащенность пород фтором, можно предполагать, что он оказывал существенное воздействие на физико-химические процессы. Как уже отмечалось, в ходе застывания пород Ловозерского массива фтор накапливался в остаточном расплаве, вследствие этого роль фтора проявлялась особенно сильно на сравнительно позднем этапе кристаллизации пород.

Согласно нашему весьма приближенному расчету, основанному на минералогическом подсчете, в одном из фойяитов дифференцированного комплекса концентрации фтора в остаточной жидкости возрастает более чем в семь раз. Такое количество фтора могло понизить температуру кристаллизации породы на десятки градусов (60—70°). Повышенное содержание фтора и других минерализаторов сильно понижало вязкость силикатного расплава, это способствовало более полному протеканию процессов магматической и кристаллизационной дифференциации, что и наблюдается в Ловозерском массиве.

В ходе кристаллизации пород Ловозерского массива фтор, накапливаясь относительно кислорода в остаточном расплаве, увеличивает кислотность последнего; вследствие этого возрастают коэффициенты активности кислотных компонентов и расширяются их поля кристаллизации (Коржинский, 1956). Расчеты Хинца и Кунта (Hinz, Kunth, 1960), например, показали, что в системе $MgO - SiO_2 - MgF_2$ при увеличении отношения F/O от 0 до 0,39 коэффициент активности кислотного компонента $SiO_2$ возрастает в 2,2 раза. Увеличение кислотности расплава способствовало расширению поля кристаллизации щелочного амфибола по отношению к эгирину, который, согласно Д. С. Коржинскому (1960б), является менее кислотной минеральной фазой. Чрезвычайно высокая обогащенность фтором некоторых горизонтов луявритов явилась, возможно, одной из причин возникновения амфиболовых разностей вместо эгириновых.

Тесная ассоциация анальцима с виллиомитом также находит объяснение в кислотной роли фтора, так как анальцимизация нефелина — процесс возникновения более кислотной фазы по схеме

$$\underset{\text{Нефелин}}{NaAlSiO_4} + a SiO_2 + H_2O = \underset{\text{Анальцим}}{Na\,[AlSi_2O_6]} \cdot H_2O.$$

Увеличение активности «$a$» $SiO_2$ под влиянием фтора сдвигает эту реакцию в сторону образования анальцима.

Повышение кислотности системы приводит к увеличению восстановленных форм элементов, например закисного железа относительно окисного. Это нашло отражение в корреляционной связи содержания фтора с отношением $Fe^{2+}/Fe^{3+}$ в некоторых породах Ловозерского массива.

## Хлор

К настоящему времени геохимия хлора в магматическом процессе изучена далеко не достаточно.

Судьба хлора в магматическом процессе определяется близостью его ионного радиуса с $F^{1-}$ (1,33 Å), $OH^{1-}$ (1,33 Å), $O^{2-}$ (1,33 Å), $Cl^{1-}$ (1,78 Å), $Br^{1-}$ (1,96 Å), $S^{2-}$ (1,81 Å), $Se^{2-}$ (1,91 Å). Хлор может изоморфно замещать эти анионы в слюдах, амфиболах, апатитах, скаполитах и других минералах.

Хлор в еще большей степени, чем фтор, связан с магматическими газовыми эманациями. В значительных количествах хлор присутствует в газах вулканов, образуя HCl, $FeCl_3$, NaCl и т. д. Интересной особенностью геохимии хлора является участие в образованиях типа скарнов, в которых, как правило, нет фтора, и отсутствие его в грейзенах, сильно обогащенных фтором.

До сих пор не выяснен вопрос о поведении хлора в магматической дифференциации горных пород. Существует мнение о том, что хлор обогащает более ранние продукты кристаллизации — основные породы, в отличие от фтора, который содержится в кислых породах в большей степени, чем в основных (Корренс, 1958). Тем не менее, по данным А. П. Виноградова (1962б), отмечается незначительное увеличение содержания хлора в кислых породах ($2{,}4 \cdot 10^{2-}\%$) по сравнению с основными ($2 \cdot 10^{2-}\%$).

Так же как и фтор, хлор накапливается в щелочных породах, в особенности в нефелиновых сиенитах (Turekian, Wedepohl, 1961). Согласно данным В. И. Герасимовского и А. М. Тузовой (1964), агпаитовые нефелиновые сиениты содержат хлора гораздо больше, чем миаскитовые.

Первые сведения по геохимии хлора в Ловозерском массиве даются в работе К. А. Власова, Н. В. Кузьменко и Е. М. Еськовой (1959). Эти авторы дали оценку среднего содержания хлора в массиве и в отдельных типах пород, выделили минералы-концентраторы хлора. Более подробно геохимией хлора в породах Ловозерского массива занимались Е. В. Костецкая (1961а, б) и В. И. Герасимовский и А. М. Тузова (1964); в настоящей работе хлор описывается в основном по их данным.

Химическое определение хлора в породах велось классическим весовым методом в случае, если концентрации хлора больше 0,2%. При концентрациях хлора меньше 0,2 определение его проводилось на нефелометре с призменными погружателями из навески 200 *мг*.

Таблица 131

**Среднее содержание хлора в породах Ловозерского массива**

| Породы | Число анализов | Содержание Cl, вес. % | Источник |
|---|---|---|---|
| *Породы I интрузивной фазы* | | | |
| Нефелиновые и нефелин-гидросодалитовые сиениты | 6 | 0,08 | Е. В. Костецкая (1961б) |
| | 11 | 0,10 | В. И. Герасимовский (1964), А. М. Тузова |
| *Породы II интрузивной фазы* | | | |
| Луявриты (эгириновые и амфиболовые) | 14 | 0,06 | Е. В. Костецкая (1961б) |
| | 8 | 0,09 | В. И. Герасимовский, А. М. Тузова (1964) |
| Фойяиты | 17 | 0,20 | Е. В. Костецкая (1961б) |
| | 8 | 0,18 | В. И. Герасимовский, А. М. Тузова (1964) |
| Уртиты | 14 | 0,36 | Е. В. Костецкая (1961б) |
| | 8 | 0,12 | В. И. Герасимовский, А. М. Тузова (1964) |
| Среднее содержание хлора в породах второй интрузивной фазы | | 0,16 | Е. В. Костецкая (1961б) |
| | | 0,13 | В. И. Герасимовский, А. М. Тузова (1964) |
| *Породы III интрузивной фазы* | | | |
| Эвдиалитовые луявриты | 23 | 0,28 | Е. В. Костецкая (1961б) |
| | 10 | 0,29 | В. И. Герасимовский, А. М. Тузова (1964) |
| *Породы IV интрузивной фазы* | | | |
| Щелочные лампрофиры | 3 | 0,16 | В. И. Герасимовский, А. М. Тузова (1964) |
| Среднее содержание хлора в породах массива | | 0,18 | Е. В. Костецкая (1961б) |
| | | 0,16 | В. И. Герасимовский, А. М. Тузова (1964) |

Проведенные анализы на хлор дали возможность вывести среднее содержание этого элемента в различных породах Ловозерского массива (табл. 131).

Концентрации хлора в породах I фазы заметно колеблются от следов до 0,27%. Преобладающими содержаниями являются 0,06—0,08%. Более высокое содержание хлора отмечается в пойкилитовых нефелин-гидросодалитовых сиенитах (до 0,27%). По данным В. И. Герасимовского и А. М. Тузовой (1964), среднее содержание хлора в породах I фазы составляет 0,10%.

Содержание хлора в различных породах II фазы колеблется от 0 до 1,25%, составляя в среднем 0,16% (Костецкая, 1961б) и 0,13% (Герасимовский, Тузова, 1964). В вертикальном разрезе дифференцированного комплекса породы нижней зоны обогащены хлором в большей степени (0,23%), чем верхней (0,13%).

Хлор в уртитах дифференцированного комплекса распределен крайне неравномерно (от 0 до 1,25%), причем уртиты, обогащенные фтором и фосфором, как правило, бедны хлором. Среднее содержание хлора в уртитах составляет 0,36% (Костецкая, 1961б), 0,12 (Герасимовский, Тузова, 1964).

Содержание хлора в фойяитах и лейкократовых луявритах колеблется от 0,01 до 0,40%. В вертикальном разрезе дифференцированного комплекса фойяиты и лейкократовые луявриты нижней зоны содержат хлора больше (0,22—0,25%), чем те же породы из верхней зоны (0,12—0,17). Среднее содержание хлора в фойяитах составляет 0,20% (Костецкая, 1961б) и 0,18 (Герасимовский, Тузова, 1964).

Содержание хлора в луявритах колеблется от 0 до 0,20% при среднем 0,06%. В большинстве мезо- и меланократовых эгириновых луявритов хлор распределен равномерно.

Низкое содержание хлора (0,01—0,03%) отмечается в амфиболовых луявритах.

Таким образом, в дифференцированном комплексе наблюдается обогащение хлором лейкократовых пород по сравнению с меланократовыми разностями.

Концентрации хлора в породах III интрузивной фазы колеблются от 0,05 до 4,25%. Преобладающими содержаниями являются 0,18—0,25%. Самые высокие содержания хлора наблюдаются в пойкилитовых содалитовых сиенитах и тавитах (до 4,25%), самые низкие — в эвдиалитовых луявритах со сфеном (0,05%).

Среднее содержание хлора в породах III фазы составляет 0,28 (Костецкая, 1961б) и 0,29% (Герасимовский, Тузова, 1964), что превышает содержание этого элемента в породах дифференцированного комплекса.

Среднее содержание хлора в породах Ловозерского массива составляет 0,18 (Костецкая, 1961б) и 0,16% (Герасимовский, Тузова), что почти в 6 раз превышает кларк этого элемента в земной коре (Виноградов, 1962).

Данные по балансу хлора в породах Ловозерского массива (табл. 132) дали возможность выделить основные минералы-концентраторы (Костецкая, 1961б). В породах I фазы концентратором хлора является гидросодалит (0.68—0,53% Cl).

В дифференцированном комплексе основная масса хлора связана в содалите. Концентрация хлора в содалитах из уртитов колеблется в пределах 3,87—4,73%.

Как правило, доля хлора, вносимая в породы II фазы эвдиалитом, невелика. Содержание хлора в эвдиалитах II фазы довольно постоянно (от 1,15, до 1,39%) (табл. 133).

В породах III интрузивной фазы основным минералом-концентратором хлора является эвдиалит. Содержание хлора в этом минерале варьирует также незначительно (1,40—1,56%). Главная масса хлора в пойкилитовых

Таблица 132

**Баланс хлора в некоторых породах Ловозерского массива**

| Порода | Минерал | Содержание минерала в породе, вес. % | Содержание хлора в минерале, % | Количество Cl породы, приходящееся на данный минерал, % | Общее содержание Cl, определенное в породе, % |
|---|---|---|---|---|---|
| Гидросодалитовый пойкилитовый сиенит, I фаза | Гидросодалит | 46,00 | 0,68 | 0,31 | 0,27 |
| Содалитовый уртит, II фаза | Содалит | 16,9 | 3,87 | 0,65 | 0,63 |
| Содалитовый фойяит, II фаза | То же | 8,83 | 4,73 | 0,417 | 0,40 |
| Эвдиалитовый фойяит, II фаза | » »<br>Эвдиалит | 2,94<br>10,10 | 4,73<br>1,25 | 0,122<br>0,125<br>0,247 | 0,240 |
| Эвдиалитовый луяврит, III фаза | То же | 15,3 | 1,40 | 0,21 | 0,25 |

Таблица 133

**Содержание Cl в эвдиалитах Ловозерского массива**

| Порода, из которой выделен минерал | Cl, % | Количество определений | Источник |
|---|---|---|---|
| Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, I фаза . . . | 1,50 | 1 | Е. В. Костецкая (1961а) |
| Фойяиты, II фаза . . . . . | 0,97—1,33 | 9 | То же |
| Луявриты, II фаза . . . . | 1,21—1,43 | 7 | » » |
| Эвдиалитовые луявриты, II фаза . . . . . | 1,40—1,56 | 9 | » » |
| Эвдиалититы, III фаза . . . | 1,63—2,19 | 2 | К. А. Власов и др. (1959) |
| Пойкилитовые содалитовые сиениты, III фаза . . . . . | 1,16—1,58 | 3 | Е. В Костецкая (1962), К. А. Власов и др. (1959) |
| Пегматиты . . . . . | 0,74—1,50 | 4 | В. И. Герасимовский (1946), Е. В. Костецкая (1962) |

содалитовых сиенитах и тавитах содержится в содалите; концентрации хлора в этом минерале достигают 5,20—6,00% (табл. 134). Судя по приведенным балансовым подсчетам, главные породообразующие минералы Ловозерского массива — нефелин, микроклин и эгирин — практически хлора не содержат.

Очень низкие содержания хлора отмечаются во фторсодержащих минералах — апатите, щелочном амфиболе и лампрофиллите (табл. 135).

Проследим поведение хлора в ходе кристаллизации нефелиновых сиенитов Ловозерского массива. Высокая щелочность и резкая недосыщенность пород кремнекислотой препятствовали отделению хлора в газовую фазу. Расчет обменных реакций с участием летучих хлоридов позволяет установить, что повышенная щелочность силикатного расплава способствует удержанию хлора (так же, как и фтора) в магматическом расплаве. Вследствие этого геохимия хлора в нефелиновых сиенитах Ловозерского массива определяется особенностями кристаллизации щелочного магматического расплава, т. е. поведением петрогенных элементов.

Таблица 134

**Содержание Cl в содалитах Ловозерского массива**

| Порода, из которой выделен содалит | Cl, % | Источник |
|---|---|---|
| Пегматит, р. Тавайок | 6,44 | Материалы Хибинских и Ловозерских тундр (1937) |
| Пегматит, р. Пункаруайв | 5,64 | К. А. Власов и др. (1959) |
| Пегматит, г. Курнасурт | 5,47 | То же |
| Пегматит, р. Уэлькуай | 4,88 | В. И. Герасимовский (1946) |
| Пегматит, Пункаруайв | 5,00 | Е. В. Костецкая (1962) |
| Уртит, II фаза, г. Аллуайв | 4,73 | То же |
| Уртит, II фаза, г. Карнасурт | 3,87 | » » |
| Тавит, III фаза, Нинчурт | 5,63 | » » |
| То же | 6,00 | » » |

Таблица 135

**Содержание Cl в некоторых минералах Ловозерского массива**

| Минерал | Порода, из которой выделен минерал | Cl | Источник |
|---|---|---|---|
| Апатит | Пегматит, р. Коклухтиуай | 0,04 | К. А. Власов и др. (1959) |
| » » | Апатитовый уртит, р. Шомийок | Следы | По материалам Е. В. Костецкой |
| Амфибол | Гидросодалитовый сиенит, г. Маннепахк | 0,03 | По материалам Л. Н. Когарко |
| » » | Фойяит, г. Карнасурт | 0,05 | То же |
| » » | Амфиболовый луяврит, г. Паргуайв | 0,02 | » » |
| » » | Эвдиалитовый луяврит, р. Муруай | 0,04 | » » |
| » » | Пегматит, г. Лепхе-Нельме | 0,03 | » » |
| » » | Амфиболовый луяврит, г. Куамдеспахк | 0,08 | К. А. Власов и др. (1959) |
| Лампрофиллит | Фойяит, г. Аллуайв | Нет | По материалам Е. В. Костецкой |
| То же | Эвдиалит, луяврит | 0,08 | К. А. Власов и др. (1959) |
| » » | Пегматит, р. Чинглусуай | 0,62 | Э. М. Бонштедт (1930) |
| » » | Пегматит, г. Сенгисчорр | 0,27 | Н. И. Влодавец (1929) |
| Гидросодалит | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит | 0,16 | По материалам О. А. Воробьевой |
| То же | То же | 0,68 | Е. В. Костецкая (1961б) |
| Уссингит | Пегматит, г. Пункаруайв | 0,05 | В. И. Герасимовский (1937) |
| » | То же | 0,04 | То же |
| Эльпидит | Пегматит, г. Куфтньюн | 0,18 | И. П. Тихоненков и др. (1957) |
| Ломоносовит | Пегматит, р. Чинглусуай | 0,10 | В. И. Герасимовский (1950) |
| Чинглусуит | То же | 0,12 | В. И. Герасимовский (1945) |
| Нонтронит | Полевошпатовая порода, г. Вавнбед | 0,22 | К. А. Власов и др. (1959) |

Исследования Е. В. Костецкой (1961б) показали, что химизм щелочных пород обусловливает характер распределения хлора. В сингенетическом ряду пород хлором обогащены лейкократовые породы, характеризующиеся высокими содержаниями алюминия и натрия и резко выраженной недосыщенностью $SiO_2$. В эпигенетическом ряду пород отмечается накопление хлора к более поздним продуктам дифференциации параллельно увеличе-

нию насыщенности пород кремнекислотой, росту содержания темноцветных компонентов и коэффициенту агпаитности.

Таким образом, наблюдается различное поведение хлора в сингенетическом и эпигенетическом рядах Ловозерского массива. По-видимому, одной из причин такого различия является изменение времени выделения хлора в твердую фазу в процессе кристаллизации нефелиновых сиенитов сингенетического и эпигенетического рядов пород.

В породах дифференцированного комплекса на раннемагматической стадии во время кристаллизации нефелина, микроклина и эгирина фиксации хлора в минеральные фазы не происходит. В процессе кристаллизации пород хлор накапливается в остаточном расплаве. На довольно поздних стадиях формирования пород после выделения таких минералов, как амфибол, апатит, ламирофиллит, происходит кристаллизация эвдиалита, структура которого допускает вхождение хлора. Однако, по данным Е. В. Костецкой (1961б), основная масса хлора в дифференцированном комплексе выделялась на еще более поздней стадии формирования пород — в содалите. Изучение микроструктур пород с содалитом, а также анализ парагенезиса этого минерала позволяют с уверенностью говорить о том, что главная масса содалита автометасоматически развивается по ранневыпавшим минералам: нефелину и микроклину. Это подтверждается также неравномерностью распределения содалита по породам. Однако подчиненная часть содалита связана не с процессом замещения ранневыпавших твердых фаз, а с непосредственной кристаллизацией из расплава, обогащенного летучими компонентами. Встает вопрос, почему процессы содалитизации развиты в основном в лейкократовых породах (уртитах и фойяитах) и имеют подчиненное значение в луявритах. По-видимому, повышенное содержание темноцветных компонентов (магний и железо в луявритах) связывает избыточное по отношению к алюминию количество натрия в решетках эгирина и щелочного амфибола, в то время как в лейкократовых породах при недостатке железа (и магния) натрий связывается с хлором; активность NaCl в остаточном щелочном расплаве-растворе возрастает, что способствует или непосредственной кристаллизации содалита или развитию автометасоматических реакций, например, по схеме:

$$3NaAlSiO_4 + aNaCl = Na_3Al_3Si_3O_{12} \cdot NaCl.$$
Нефелин Содалит

Наиболее подвержены процессу замещения содалитом лейкократовые минералы: нефелин и микроклин, содержание которых выше в уртитах и фойяитах по сравнению с луявритами.

Таким образом, в отличие от фтора, который является более высокотемпературным минерализатором и фиксируется в основном на магматической стадии формирования пород дифференцированного комплекса, хлор участвует и в более поздних низкотемпературных процессах. Подчиненная часть хлора во II фазе выделяется в твердую фазу еще на магматической стадии кристаллизации (эвдиалит). Эвдиалит в породах дифференцированного комплекса кристаллизовался позже основных минералов-концентраторов фтора (щелочного амфибола и апатита). В самой низкотемпературной гидротермальной стадии во время выделения цеолитов хлор не фиксируется твердыми фазами.

Геохимия хлора в породах III фазы связана с магматическим процессом. Основным минералом-концентратором хлора в этих породах является эвдиалит; содалит имеет подчиненное значение.

В отличие от эвдиалита дифференцированного комплекса, в породах III фазы этот минерал выделяется в более раннюю стадию. Анализ парагенетических соотношений эвдиалита с другими минералами в породах III комплекса показал, что он находится в равновесии с минералами раннемагматического этапа — нефелином, микроклином и эгирином.

Ранняя кристаллизация эвдиалита связана с особенностями химического состава магматического расплава III интрузивной фазы. Химический состав пород III фазы, в отличие от дифференцированного комплекса, характеризуется повышенным содержанием циркония и хлора, увеличением насыщенности кремнекислотой и более высоким коэффициентом агпаитности. Повышение коэффициента агпаитности способствует кристаллизации эвдиалита, так как только натрий, избыточный по отношению к алюминию, может участвовать в образовании эвдиалита.

В этих условиях достигалось насыщение расплава эвдиалитом раньше, чем во II фазе.

Незначительные количества хлора фиксировались в автометасоматических процессах в содалите; это характерно для лейкократовых пород III фазы.

Обращает на себя внимание тот факт, что количество хлора, связанное на раннемагматическом этапе (в эвдиалите), увеличивается от лейкократовых пород эвдиалитового комплекса к мезо-меланократовым. Содержание эвдиалита выше в мезо-меланократовых эвдиалитовых луявритах по сравнению с лейкократовыми (табл. 136) (Власов и др., 1959).

Таблица 136

**Содержание эвдиалита в эвдиалитовых луявритах III фазы**

| Порода | Содержание эвдиалита, % |
|---|---|
| Меланократовые эвдиалитовые луявриты . . . . . | 10,8—25,1 |
| Мезократовые эвдиалитовые луявриты . . . . . | 7,3—12,5 |
| Лейкократовые эвдиалитовые луявриты . . . . . | 3,8—8,2 |

Отметим, что содержание фтора, который в породах эвдиалитового комплекса тоже фиксировался на магматическом этапе, возрастает в мезо-меланократовых луявритах по сравнению с лейкократовыми.

Тем не менее общее содержание хлора в лейкократовых и мезо-меланократовых луявритах примерно одинаково в связи с тем, что автометасоматические процессы содалитизации приурочены в основном к лейкократовым породам.

Таким образом, в целом в магматической дифференциации эпигенетического ряда пород хлор (так же, как и фтор) накапливается в более поздних продуктах кристаллизации. Однако в пределах пород отдельных комплексов в результате постмагматических процессов хлор (в отличие от фтора) концентрируется в лейкократовых породах.

Исследования Е. В. Костецкой позволили установить постоянство содержания хлора в эвдиалитах в пределах II и III интрузивных фаз. Содержание хлора в эвдиалитах не зависит от количественного минералогического состава пород. На основании этих исследований был сделан вывод о том, что в стадию кристаллизации эвдиалитов II и III интрузивных фаз хлор является вполне подвижным компонентом, т. е. химический потенциал хлора в процессе кристаллизации этого минерала оставался постоянным (Костецкая, 1961а). Своеобразной особенностью геохимии хлора в нефелиновых сиенитах является вхождение этого элемента только в минералы, обогащенные натрием (эвдиалит и содалит), в то время как фтор входит и в кристаллические решетки кальциевых минералов (сфен, апатит).

Такое различие связано, как было отмечено ранее, с более сильными кислотными свойствами аниона хлора по сравнению с фтором.

Хлор в заметном количестве не обнаружен ни в одном из минералов-концентраторов фтора — амфиболе, апатите. По мнению исследователей, изоморфизм между хлором и фтором невозможен вследствие большой разницы в размерах ионных радиусов (Goldschmidt, 1954). Изучение диаграмм состояния фторидов и хлоридов показало, что твердые растворы между ними практически не образуются (системы: LiF — LiCl, LiF — NaCl, LiF — KCl; Справочник по плавкости солевых систем, 1962).

Однако в некоторых магматических породах встречаются такие минералы, как Cl-апатит, дашкесанит, шайрерит, содержащие повышенные концентрации хлора. По всей вероятности, хлор в эти минералы может входить только в условиях резкой недосыщенности минералообразующей среды фтором и высокого потенциала хлора. Например, шайрерит с содержанием хлора 3,44% найден в соляных отложениях, он кристаллизовался из морской рапы, которая, как известно, имеет очень высокие содержания хлора и чрезвычайно низкую концентрацию фтора. В условиях же примерно одинаковой активности фтора и хлора в минералообразующей среде фтор легче входит в кристаллические решетки амфибола, апатита и лампрофиллита, замещая близкий по размеру ион кислорода или гидроксила. Хлор входит в кристаллические решетки эвдиалита и содалита, благодаря наличию в их структурах крупных полостей.

Затрудненность вхождения хлора в эти минералы привела к тому, что в породах II фазы хлор в еще большей степени, чем фтор, накапливался в остаточном расплаве-растворе, участвующем в автометасоматических процессах (содалитизация). В III интрузивной фазе главная масса хлора выделялась на раннемагматическом этапе (эвдиалит) даже раньше фтора.

Участие хлора в этих процессах (магматическом и автометасоматическом) отразилось в двух основных минералах-концентраторах хлора — эвдиалите и содалите. Оба процесса определяются особенностями поведения главных породообразующих компонентов, вследствие чего геохимия хлора тесно связана с петрогенными элементами.

Согласно исследованиям А. И. Полякова и Е. В. Костецкой (1965), хлор играл существенную роль при формировании пойкилитовых содалитовых сиенитов и тавитов. Геологические наблюдения показали сингенетичность этих пород с вмещающими их эвдиалитовыми луявритами III фазы и луявритами второго комплекса. Возможным механизмом генезиса пойкилитовых содалитовых сиенитов и тавитов является ликвация исходной магмы на два расплава. Рассмотрение экспериментально-изученных хлоридно-силикатных систем показывает, что в них существуют широкие области несмесимости (системы $SiO_2$ — NaCl, Котлова, Ольшанский, Цветков, 1960; $SiO_2$ — NaCl — $Na_2O$, $SiO_2$ — NaCl — $Na_2O$ — $Al_2O_3$, Рябчиков, 1963). Явления ликвации в этих системах проявлены резче, чем во фторидных и окисных.

Из двух жидкостей щелочные расплавы обогащены хлором в большей степени, чем кислые. Действительно, пойкилитовые содалитовые сиениты и тавиты, характеризующиеся высокой щелочностью и недосыщенностью кремнекислотой, имеют повышенные содержания хлора.

Таким образом, повышенное содержание хлора в исходном силикатном расплаве вызывает явление магматической дифференциации, которая приводит к возникновению пойкилитовых содалитовых сиенитов и тавитов.

## Выводы

1. Нефелиновые сиениты Ловозерского массива в значительной степени обогащены фтором и хлором.

2. Проведенные исследования показали, что Ловозерский массив формировался в условиях повышенных концентраций галоидов в магматическом расплаве. Отщепление галоидов в газовую фазу от расплавов повышенной щелочности затруднено.

3. Галоиды в породах Ловозерского массива являются элементами-примесями и их распределение определяется поведением петрогенных элементов. В эпигенетическом ряду пород наблюдается накопление фтора и хлора к более поздним интрузивным фазам параллельно увеличению коэффициента агпаитности, увеличение содержания темноцветных компонентов и кремнекислоты.

В сингенетическом ряду пород II фазы отмечается тенденция к обогащению фтором более поздних продуктов кристаллизации параллельно тем же изменениям в химическом составе пород, что и в эпигенетическом ряду. Хлор в породах II фазы в результате процессов автометасоматоза концентрируется в наиболее лейкократовых и недосыщенных кремнекислотой нефелиновых сиенитах с высоким содержанием натрия.

4. Основными формами нахождения галогенов в нефелиновых сиенитах являются образование собственных минералов (виллиомит, содалит) и изоморфное замещение кислорода, гидроксила (сфен, щелочной амфибол, эвдиалит).

## ВТОРОСТЕПЕННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

### Цезий

Цезий, как и рубидий, в магматическом процессе минералообразования имеет общую историю с калием.

Цезий для массива не характерен. Минералы цезия в нем не обнаружены. Результаты впервые выполненных в небольшом объеме исследований (Герасимовский, Лебедев, 1960) по содержанию цезия в породах приведены в табл. 137.

Определение цезия производилось методом спектрофотометрии пламени (аналитик В. И. Лебедев).

В породах массива цезий распределен очень неравномерно: в одних породах его количество выражается величиной $0{,}7 \cdot 10^{-4}\%$, тогда как в других оно достигает $2.9 \cdot 10^{-4}\%$. О закономерностях распределения данного элемента в породах судить трудно, поскольку в нашем распоряжении нет достаточного количества данных, но можно сказать, что в процессе эволюции магматического расплава, из которого формировались эти породы, происходило накопление цезия. Об этом свидетельствуют следующие факты: в породах I интрузивной фазы содержится около $0{,}75 \cdot 10^{-4}\%$, II — $1{,}24 \cdot 10^{-4}\%$ и III — $2{,}10 \cdot 10^{-4}\%$, а в целом массиве — $1{,}37 \cdot 10^{-4}\%$.

Несмотря на общность геохимической истории цезия с калием, как это отмечается в литературе (Гольдшмидт и др., 1938; Liebenberg, 1956), для пород массива значения величин калиево-цезиевого отношения ($K/Cs \cdot 10^4$) варьируют в широких пределах — от 1,3 до 5,9. Величина названного отношения уменьшается от пород I интрузивной фазы (5,7) ко II (4,1) и III (1,9), поскольку концентрация цезия в них увеличивается от I к III фазе, тогда как содержание калия практически остается постоянным — около 4,26% K в породах I интрузивной фазы и 4,8% K — в III.

О содержании цезия в нефелиновых сиенитах имеется очень мало сведений. Концентрация цезия в них значительно варьирует. По В. М. Гольдшмидту и др. (1938), в средней смеси 22 образцов нефелиновых сиенитов из разных регионов имеется $6 \cdot 10^{-4}\%$ Cs. С. Либенберг (Liebenberg, 1956) для нефелинового сиенита из Кангердлуарсука приводит цифру — $8 \cdot 10^{-4}\%$ Cs, а Б. И. Злобин и В. И. Лебедев (1962) для средней пробы нефелиновых сиенитов из 11 образцов массива Сандык (Северная Киргизия) — $38 \cdot 10^{-4}\%$ Cs.

Среднее содержание цезия в породах Ловозерского массива значительно ниже, чем в кислых породах ($2 \cdot 10^{-4}$—$4 \cdot 10^{-4}$ или $5 \cdot 10^{-4}\%$) и несколько выше, чем в основных породах ($1{,}1 \cdot 10^{-4}$ или $1 \cdot 10^{-4}\%$) (табл. 57).

#### Выводы

1. Концентрация цезия в породах массива (от $0{,}7 \cdot 10^{-4}$ до $2{,}9 \cdot 10^{-4}\%$) так же, как и калий-цезиевое отношение ($1{,}3$—$5{,}9 \cdot 10^4$), варьирует весьма значительно.

2. К концу магматического процесса в расплаве происходит накопление цезия. Среднее содержание его в породах I интрузивной фазы массива около $0{,}75 \cdot 10^{-4}\%$, II — $1{,}24 \cdot 10^{-4}\%$, а в III фазе оно достигает $2{,}10 \cdot 10^{-4}\%$.

Таблица 137

**Содержание цезия в породах Ловозерского массива**

| Номер образца | Порода, местонахождение | Содержание, % | | K/Cs·10⁴ |
|---|---|---|---|---|
| | | Cs, $n \cdot 10^{-4}$ | K | |
| | *Породы I интрузивной фазы* | | | |
| 183 | Порфировидный нефелиновый сиенит, г. Аллуайв | 0,8 | 4,28 | 5,35 |
| 431 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит с биотитом, р. Тавайок | 0,7 | 3,90 | 5,57 |
| | Среднее по I фазе | 0,75 | 4,26 | 5,7 |
| | *Породы II интрузивной фазы* | | | |
| 276 | Уртит, г. Аллуайв | 1,7 | 3,40 | 2,00 |
| 262 | Уртит, р. Шомиок | 1,3 | 2,49 | 1,9 |
| 187 | Ийолит-уртит, г. Аллуайв | 1,1 | 3,65 | 3,3 |
| 144 | Фойяит, г. Карнасурт | 1,6 | 5,0 | 3,1 |
| 974 | Фойяит, р. Шомиок | 1,4 | 4,86 | 3,4 |
| 38 | Фойяит, г. Аллуайв | 1,3 | 3,73 | 2,8 |
| 26а | Мезократовый луяврит, г. Карнасурт | 0,7 | 4,11 | 5,9 |
| 982 | Мезократовый луяврит, г. Шомиок | 1,7 | 4,11 | 2,4 |
| 264 | Луяврит, г. Шомиок | 0,8 | 3,86 | 4,8 |
| 124 | Амфиболовый луяврит, г. Шомиок | 1,0 | 3,82 | 3,8 |
| 8 | Амфиболовый луяврит, г. Карнасурт | 1,6 | 3,90 | 2,4 |
| | Среднее по II фазе | 1,24 | 5,07 | 4,1 |
| | *Породы III интрузивной фазы* | | | |
| XXV | Эвдиалитовый луяврит, г. Куамдеспахк | 2,7 | 3,61 | 1,3 |
| 245 | Эвдиалитовый луяврит, г. Аллуайв | 2,9 | 4,03 | 1,4 |
| 160 | То же | 0,9 | 4,27 | 4,7 |
| 170 | Порфировидный луяврит, г. Аллуайв | 1,7 | 4,52 | 2,7 |
| 263 | Порфировидный ловозеритовый луяврит, г. Карнасурт | 0,8 | 3,65 | 4,6 |
| 266 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, р. Тулбньюнуай | 2,2 | 3,13 | 1,4 |
| 742 | Тавит, г. Киткиньюн | 0,9 | 2,90 | 3,2 |
| | Среднее по III фазе | 2,1 | 4,08 | 1,9 |
| | *Породы IV интрузивной фазы* | | | |
| 325 | Мончикит, г. Паргуайв | 2,5 | 1,54 | 0,62 |
| | Среднее по массиву | 1,37 | 4,86 | 3,6 |

## Барий

В магматическом процессе барий собственных минералов не образует и обычно рассеивается в минералах калия.

Первые исследования по геохимии бария в Ловозерском массиве выполнены К. А. Власовым и др. (1959). По их данным, концентрация бария в породах массива варьирует значительно, от следов до 0,13%, а среднее его содержание в массиве составляет примерно 0,099%. Нами проведены дополнительные исследования по определению содержания бария в поро-

дах массива (Герасимовский, Беляев, 1963а). Результаты исследований приведены в табл. 81. Определение бария (аналитик Ю. И. Беляев) производилось методом количественного спектрального анализа с помощью квантометра.

Концентрация бария в породах массива колеблется в очень широких пределах — от 0,03 и менее до 0,16% (табл. 81). Среднее содержание бария в породах I интрузивной фазы выше (0,108% Ba), чем в породах II (0,063%) и III (0,072%), в целом по массиву оно около 0,068% Ba (табл. 138).

Таблица 138

**Среднее содержание бария, стронция, кальция и калия в породах различных интрузивных фаз массива**

| Породы | Содержание, % | | | |
|---|---|---|---|---|
| | Ba | Sr | Ca* | K |
| I интрузивной фазы . . . . . | 0,11 | 0,140 | 1,43 | 4,31 |
| II » » . . . . . | 0,06 | 0,055 | 0,76 | 5,13 |
| III » » . . . . . | 0,07 | 0,134 | 1,66 | 4,12 |

* Включая и Sr.

Формы нахождения бария в породах массива не изучались, наиболее распространенными барийсодержащими минералами в породах и пегматитах массива являются K-Na полевые шпаты, эвдиалит и лампрофиллит. Наиболее значительная концентрация бария установлена в лампрофиллите (0,50—3,14% Ba) и эвдиалите (0,60% Ba) (Власов и др., 1959); в K-Na полевых шпатах она значительно ниже (около 0,09%). В K-Na полевых шпатах барий изоморфно замещает калий, а в лампрофиллите и эвдиалите — возможно, стронций, поскольку их радиусы очень близки ($Ba^{2+}$ = = 1,38 Å, $K^+$ = 1,33, $Sr^{2+}$ = 1,04). В пегматитах, кроме названных минералов, установлен еще ряд минералов с повышенным содержанием в них бария, но они являются малораспространенными. К их числу относятся лабунцовит в составе которого имеется 7,65% Ba и 6,00% K (Семенов, Бурова, 1955), беловит — 0,86% Ba (Бородин, Казакова, 1954), карнасуртит — 0,61% Ba (Кузьменко, 1959), рабдофанит — 0,68% Ba (Власов и др., 1959).

Барий в породах массива, учитывая данные, помещенные в табл. 81, вероятно, в основном связан с K-Na полевыми шпатами и в меньшей степени с эвдиалитом, лампрофиллитом и другими второстепенными и акцессорными минералами пород.

Породы Ловозерского массива, богатые натрием, обычно содержат меньше бария. Наиболее высокая концентрация натрия известна в уртитах (10,64% Na), пойкилитовых содалитовых сиенитах (10,49%), тогда как бария в этих породах находится меньше всего: в уртитах около 0,036% и содалитовых сиенитах — 0,045%.

Корреляции между средним содержанием калия и бария в породах отдельных интрузивных фаз хотя и не наблюдается (см. табл. 54), но в некоторых типах этих пород она проявляется. Например, в фойяитах II интрузивной фазы больше не только бария (0,08% Ba), но и калия (5,45% K), чем в луявритах той же фазы (0,05% Ba и 5,01% K).

Данные, приведенные в табл. 138, показывают общность геохимической истории бария в магматическом расплаве со стронцием и кальцием. Минимальное содержание бария, стронция и кальция установлено в породах II интрузивной фазы, в то время как концентрация калия в этих породах максимальная. При формировании пород из магматического рас-

плава большую роль играет кристаллохимический фактор, и основная масса бария концентрируется в K-Na полевых шпатах (барий в них изоморфно замещает калий).

Среднее содержание бария в породах Ловозерского массива около 0,068%, а по К. А. Власову и др. (1959) — 0,099%. Оно оказалось несколько более высоким, чем это было известно для нефелиновых сиенитов. По данным В. Энгельгардта (Engelgardt, 1936), в средней пробе нефелиновых сиенитов, составленной из 22 образцов разных регионов, имеется 0,038%, а в отдельных образцах нефелиновых сиенитов от 0,012 до 0,20% Ba.

Нами были просмотрены результаты 285 химических анализов нефелиновых сиенитов из разных регионов мира. Оказалось, что из них только в 62 анализах имелись данные по содержанию бария. Вычисленное из 62 анализов среднее содержание бария в нефелиновых сиенитах составило 0,14% Ba. Эта цифра является завышенной.

Барий, кроме пород Ловозерского массива, нами был определен еще в ряде щелочных массивов (Герасимовский, Беляев, 1963а). Среднее содержание бария в нефелиновых сиенитах Хибинского массива найдено равным 0,090%, Сахариокского — 0,045%, Вишневогорского — 0,054%, Илимауссакского — 0,036% и в ийолитах Турьего мыса — 0,036—0,045%.

Среднее содержание бария в нефелиновых сиенитах, исходя из приведенных данных, составляет, вероятно, около 0,06—0,07%. Оно выше, чем в ультраосновных (0,0001—0,0004% [1]) и основных породах (0,030—0,033%), но несколько меньше, чем в кислых (0,083 и 0,042—0,084%).

### Выводы

1. Концентрация бария в нефелиновых сиенитах Ловозерского массива варьирует в широких пределах, причем в породах, богатых натрием, она обычно ниже.
2. Геохимическая история бария в массиве является общей не только с кальцием и стронцием, но и калием.
3. Породы массива по содержанию в них бария более сходны с кислыми, чем с другими типами магматических пород.

## Радий

Содержание радия в породах массива (Власов и др., 1959) варьирует от $1{,}32$ до $1{,}22 \cdot 10^{-9}$%, в среднем около $4{,}25 \cdot 10^{-10}$%.

## Скандий

Данные по геохимии скандия, германия, олова, вольфрама и ряда других элементов отсутствуют. В отношении скандия можно лишь отметить, что он спектральным анализом обнаружен в микроклине (до 0,05% Sc) из пегматита г. Карнасурт, генетически связанного с пойкилитовым содалитовым сиенитом (Власов и др., 1959).

## Германий

Германий установлен спектральным анализом в сфене (Герасимовский, 1939а), бериллите (Власов и др., 1959), сфалерите, рамзаите и энигматите (Семенов, 1964б).

О содержании германия в нефелиновых сиенитах в литературе известны лишь данные В. Гольдшмидта (Goldschmidt, 1954). В средней пробе из 22 образцов нефелиновых сиенитов разных регионов найдено $2{,}1 \cdot 10^{-4}$% Ge.

---

[1] Первая цифра в скобках приводится по данным А. П. Виноградова (1962б, а вторая и третья К. К. Турекьяна и К. Х. Ведеполя (Turekian, Wedepohl, 1961).

## Олово

Олово в Ловозерском массиве спектральным анализом обнаружено в ряде минералов: эгирине, эвдиалите, рамзаите, сфене, чинглусуите (до 0,01%) в стенструпине, ломоносовите, ловените, содалите, гидросодалите и других, а также в ряде пород ($n \cdot 10^{-4}$%): среднезернистом нефелиновом сиените, фойяите, эвдиалитовом луяврите, порфировидном луяврите, пойкилитовом содалитовом сиените и др.

## Молибден

Геохимия молибдена в нефелиновых сиенитах изучена пока плохо и в литературе имеется очень мало данных по этому вопросу. Нами выполнен небольшой объем исследований по выяснению содержания молибдена в породах и минералах Ловозерского массива (Герасимовский, Павленко, Несмеянова, 1965а).

Определение молибдена (аналитики Л. И. Павленко, Л. И. Несмеянова) проводилось при помощи спектрального анализа на дифракционном спектрографе Baird Associated. Точность метода около ±10%, чувствительность определения молибдена $1 \cdot 10^{-4}$%.

Результаты анализов по содержанию молибдена в породах массива приведены в табл. 139. Они свидетельствуют о значительных колебаниях концентрации молибдена в породах — от $1{,}2 \cdot 10^{-4}$ до $14 \cdot 10^{-4}$%. Среднее содержание молибдена в породах I интрузивной фазы составляет 6—$7 \cdot 10^{-4}$%, II—$1{,}5 \cdot 10^{-4}$% и III—$1{,}2 \cdot 10^{-4}$%, а в целом по массиву — $1{,}7 \cdot 10^{-4}$%. Приведенные цифры показывают, что концентрация молибдена в породах I фазы значительно выше, чем в породах II и III фаз. В процессе формирования Ловозерской интрузии не происходило увеличения содержания молибдена от ранних к более поздним дифференциатам, как это отмечается Б. И. Злобиным для интрузии Сандык (Северная Киргизия). В породах II интрузивной фазы Ловозерского массива наиболее высокая концентрация молибдена наблюдается в уртитах ($4{,}7 \cdot 10^{-4}$%), а наименьшая — в эгириновых луяврита (около $1{,}10^{-4}$%). В породах этой фазы, как и в эпигенетической серии пород, от I к III фазам проявляется корреляционная связь между содержанием в них молибдена и некоторыми петрохимическими характеристиками по Заварицкому: с уменьшением дефицита кремнекислоты (параметр — $Q$) и щелочей, входящих в состав алюмосиликатов (параметр $a$), при одновременном увеличении роли щелочей в формировании темноцветных минералов (параметр $\bar{c}$) и коэффициента агпаитности происходит уменьшение содержания молибдена в породах.

Формы нахождения молибдена в породах не изучались. Из минералов молибдена в массиве известен молибденит, который в виде отдельных мелких чешуек иногда наблюдается в фойяитах, пойкилитовых содалитовых сиенитах и пегматитах, генетически связанных с этими породами. Для молибденита характерна ассоциация с содалитом. В последнем, согласно взглядам А. Е. Ферсмана (1939), мог концентрироваться молибден. Основанием для такого предположения ему послужили данные Замбонини, согласно которым в содалите Везувия имеется около 3% $MoO_3$.

Молибден обнаружен во всех породообразующих и главнейших второстепенных минералах пород массива. При этом наиболее высокая концентрация его из породообразующих минералов отмечается в эгирине, из второстепенных минералов — в эвдиалите и мурманите, а низкая — в нефелине и K-Na полевом шпате (табл. 140).

Молибден ($Mo^{4+}$ = 0,68 Å) в эгирине, арфведсоните, эвдиалите, мурманите, лампрофиллите и лопарите, вероятно, изоморфно замещает трехвалентное железо ($Fe^{3+}$ = 0,67 Å) и титан ($Ti^{4+}$ = 0,64 Å), поскольку их ионные радиусы близки по величине.

Таблица 139

**Содержание молибдена в породах Ловозерского массива**

| Номер пробы | Порода, местонахождение | Содержание, $n \cdot 10^{-4}$ % |
|---|---|---|
| | *Породы I интрузивной фазы* | |
| 139 | Нефелиновый сиенит среднезернистый, г. Нинчурт | 1,7 |
| 815 | Нефелиновый сиенит среднезернистый, г. Муруай | 8,2 |
| 68 | Нефелиновый сиенит порфировидный, г. Нинчурт | 6,1 |
| 183 | Нефелиновый сиенит порфировидный, г. Аллуайв | 7,2 |
| 196 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, г. Аллуайв | 7,0 |
| | Среднее содержание по I фазе | 6—7 |
| | *Породы II интрузивной фазы* | |
| 276 | Уртит, г. Аллуайв | <1,2 |
| 146 | Нйолит-уртит, г. Карнасурт | 13 |
| С-1 | Уртит, г. Аллуайв | 8,3 |
| С-36 | Уртит и ювит, г. Аллуайв | ~1,2 |
| | Среднее содержание | 4,7 |
| 143 | Фойяит, г. Карнасурт | <1,2 |
| 272 | Фойяит, г. Аллуайв | <1,2 |
| 980 | То же | 6,6 |
| С-2 | » » | 2,3 |
| С-5 | » » | 1,6 |
| С-34 | Фойяит, г. Аллуайв | 1,3 |
| С-37 | То же | 1,7 |
| | Среднее содержание | 1,7 |
| 28 | Меланократовый луяврит, г. Карнасурт | 1,8 |
| 921 | Мезократовый луяврит, г. Аллуайв | ~1,2 |
| 982 | То же | 4,4 |
| 264 | » » | <1,2 |
| С-3 | Луяврит, г. Аллуайв | <1,2 |
| С-31 | То же | <1,2 |
| С-35 | » » | <1,2 |
| С-38 | » » | <1,2 |
| | Среднее содержание | 1,0 |
| 8 | Амфиболовый луяврит, г. Карнасурт | 3,7 |
| 124 | Амфиболовый луяврит, г. Аллуайв | <1,2 |
| 316 | Амфиболовый луяврит, г. Паргуайв | ~1,2 |
| С-4 | Амфиболовый луяврит, г. Аллуайв | 1,7 |
| | Среднее содержание | 1,7 |
| | Среднее содержание по II фазе | 1,5 |
| | *Породы III интрузивной фазы* | |
| XXV | Эвдиалитовый луяврит, г. Куамдеспахк | ~1,2 |
| 160 | Эвдиалитовый луяврит, г. Аллуайв | <1,2 |
| 245 | То же | <1,2 |

Таблица 139 (окончание)

| Номер пробы | Порода, местонахождение | Содержание, $n \cdot 10^{-4}$ % |
|---|---|---|
| С-7 | Эвдиалитовый мезократовый луяврит (Различные участки массива) | 1,3 |
| С-6 | Эвдиалитовый лейкократовый луяврит (Различные участки массива) | 1,2 |
| | Среднее содержание | 1,2 |
| 8411 | Порфировидный луяврит, г. Аллуайв | ~1,2 |
| С-10 | Порфировидный луяврит, различные участки массива | <1,2 |
| | Среднее содержание | ~1,0 |
| XXI | Порфировидный луяврит с мурманитом, г. Флора | <1,2 |
| 106 | Порфировидный луяврит с ловозеритом, г. Вавнбед | <1,2 |
| 263 | Порфировидный луяврит с ловозеритом, г. Карнасурт | 12 |
| С-11 | Порфировидный луяврит с ловозеритом, различные участки массива | 1,6 |
| | Среднее содержание | 1,6 |
| 92 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, р. Уэлькуай | ~1,2 |
| 141 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, г. Чинглусуай | ~1,2 |
| 430 | Тавит, перевал Тавайок | ~1,2 |
| С-8 | Пойкилитовые содалитовые сиениты и тавиты, различные участки массива | 1,5 |
| | Среднее содержание | 1,5 |
| 850 | Сфен-амфиболовый ийолит-мельтейгит, р. Сулуай | 14,0 |
| | Среднее содержание по III фазе | 1,2 |
| | *Породы IV интрузивной фазы* | |
| 1393 | Щелочной лампрофир, г. Карнасурт | 5,5 |
| | Среднее содержание в массиве | 1,7 |

Впервые на возможность изоморфного замещения титана молибденом указал Гольдшмидт (Goldschmidt, 1926). Он считал, что $MoO_2$ и $TiO_2$ изоструктурны. Позже, когда структура $MoO_2$ была уточнена, выяснилось, что она не тетрагональная, а моноклинная, являющаяся искаженной структурой $TiO_2$, и с ней очень сходная (Magneli, 1947). На изоморфное замещение титана молибденом обращал внимание еще А. Е. Ферсман (1939). Он писал: «Необходимы поиски $Mo^{4+}$ в титановых комплексах щелочных магм (особенно в титаномагнетитах агпаитовых жильных выделений)». О возможности изоморфного замещения трехвалентного железа и четырехвалентного титана молибденом в кристаллических структурах минералов (пироксене, амфиболе, биотите, магнетите и ильмените) позже писали П. Курода и Э. Сандел (1959). Ими также допускается возможность замещения молибденом $Al^{3+}$, $Mg^{2+}$ и $Fe^{2+}$. Л. Уэджер и Р. Митчелл (Wa-

Таблица 140

Содержание молибдена в минералах Ловозерского массива

| Номер образца | Минерал | Порода | Содержание, $n \cdot 10^{-4}$ % |
|---|---|---|---|
| 2719—2721 | K-Na полевой шпат | Фойяит . . . . | <1,2 |
| 1942 | Нефелин | Пегматит . . . | <1,2 |
| 2719—2721 | Эгирин | Фойяит . . . . | 2,0 |
| 1400 | Эгирин | Пегматит . . . | 2,8 |
| 316 | Арфведсонит | Амфиболовый луяврит . . . . . | 1,2 |
| 439 | Содалит | Тавит . . . . | 1,2 |
| 243а | Эвдиалит | Пегматит . . . | 3,2 |
| 1289 | Лампрофиллит | То же . . . . . | <1,2 |
| 1289 | Мурманит | » » . . . | 2,8 |
| 3137 | Лопарит | Малиньит . . . | 2,8 |
| 2254 | Сфен | Ийолит-мельтейгит . . . . . | <1,2 |

ger, Mitchell, 1951) объясняют нахождение молибдена в железистых оливинах пород Скергаарда изоморфным замещением в них кремния, а не магния или двухвалентного железа. П. Курода и Е. Сендэл (1959) считают возможным присутствие молибдена в полевых шпатах как результат возможного замещения в них молибденом алюминия и кремния или того и другого одновременно, но предполагают преимущественное замещение алюминия.

По данным З. В. Студениковой и Л. И. Павленко (1960), в Кавказских гранитах основная масса молибдена (от 60 до 92%) связана с полевыми шпатами. Эти исследователи отмечают, что молибден в породах находится в форме: «а) легкоизвлекаемой (субмикроскопические включения молибдатов и $MoS_2$, б) трудноизвлекаемой, возможно, сорбированной, и в изоморфной форме». Вряд ли правильно утверждение, что сорбированный молибден является трудноизвлекаемым.

### Выводы

1. Молибденит в породах и пегматитах массива распространен незначительно. Основная масса молибдена в массиве находится в рассеянном состоянии и связана с главными и второстепенными породообразующими минералами. Наиболее высокое содержание молибдена установлено в эгирине и некоторых Zr-Ti силикатах (эвдиалите, мурманите), в которых он, вероятно, изоморфно замещает трехвалентное железо и титан.

2. Увеличения концентрации молибдена к концу магматического процесса не наблюдается. В породах I интрузивной фазы его содержание выше, чем в породах II и III фаз. Содержание молибдена в породах массива коррелируется с рядом петрохимических характеристик.

## Вольфрам

Вольфрам первоначально был обнаружен И. Б. Боровским рентгеноспектральным анализом в лопарите (Герасимовский, 1939а), а позже — в эвдиалите (Власов и др., 1959). В последнее время Е. И. Семенов (1963б) нашел вольфрамит в пегматитах г. Куйвчорр в ассоциации с катаплеитом, виноградовитом, торитом и сфеном. Это первая находка вольфрамового минерала в нефелиновых сиенитах.

## Ванадий

А. Е. Ферсман (1939) писал, что в щелочных породах основная масса ванадия накапливается в эгиринах, в которых он находится в трехвалентном состоянии, очевидно, в виде аниона $[VO_4]^{5-}$.

Концентрация ванадия в породах массива довольно высокая, хотя минералы ванадия в них не обнаружены. Геохимическая история ванадия в массиве тесно связана с железом.

Данные выполненных нами (Герасимовский, Беляев, 1963б) исследований по распределению ванадия в породах и минералах массива приведены в табл. 141 и 142.

Определение ванадия (аналитик Ю. И. Беляев) проведено методом количественного спектрального анализа с помощью квантометра.

Исследования показали, что концентрация ванадия в породах массива варьирует от 26 до $252 \cdot 10^{-4}$%. Среднее содержание ванадия в породах I интрузивной фазы составляет $56 \cdot 10^{-4}$%, II — $109 \cdot 10^{-4}$% и III — $120{,}5 \cdot 10^{-4}$%, а в целом по массиву $108 \cdot 10^{-4}$%. Эти цифры указывают на накопление ванадия к концу магматического процесса. Распределение ванадия в массиве обусловлено геохимической историей железа. Содержание последнего так же, как и ванадия, увеличивается от пород I интрузивной фазы к III. Среднее содержание железа в породах I интрузивной фазы около 3,58% (2,42 $Fe^{3+}$ и 1,16% $Fe^{2+}$), II — 5,72% (4,40% $Fe^{3+}$ и 1,32% $Fe^{2+}$) и III — 6,34% (4,93% $Fe^{3+}$ и 1,41% $Fe^{2+}$). Следует отметить, что значение величин железо-ванадиевого отношения для пород II и III интрузивных фаз одно и то же, но меньше, чем для пород I фазы. Это отношение для пород I фазы около 639, II — 525 и III — 528.

Наименьшая концентрация ванадия в массиве наблюдается в лейкократовых минералах — микроклине, нефелине, альбите и натролите (табл. 142), более высокая — в темноцветных железосодержащих минералах — эгирине, арфведсоните и максимальная — в акцессорных минералах, которые иногда (эвдиалит и др.) являются и породообразующими. Наиболее высокое содержание ванадия установлено (Власов и др., 1959) в эгирине — около 0,13%.

Анализ данных содержания ванадия в породах и минералах массива (табл. 141 и 142) показывает, что основная масса его связана с трехвалентным железом, поскольку ванадий ($V^{3+} = 0{,}67$ Å) изоморфно замещает трехвалентное железо ($Fe^{3+} = 0{,}67$ Å). Это особенно четко проявляется при сравнении амфиболовых и эгириновых луявритов II интрузивной фазы. Среднее содержание железа в амфиболовых луявритах около 7,19% Fe (3,55% $Fe^{3+}$ и 3,64% $Fe^{2+}$), а в эгириновых луявритах — 5,01% Fe (4,06% $Fe^{3+}$ и 0,95% $Fe^{2+}$). Концентрация ванадия в этих породах неодинакова. В амфиболовом луяврите имеется около $79{,}4 \cdot 10^{-4}$% V, а в эгириновом луяврите почти вдвое выше — $154 \cdot 10^{-4}$% V, поскольку в последнем трехвалентного железа больше и оно значительно преобладает над двухвалентным. Среди вмещающих пород Ловозерского массива наиболее высокое содержание ванадия установлено в девонских эффузивах и туфогенных сланцах и очень низкое в гнейсах (см. табл. 141).

Определение ванадия одновременно было проведено и в нефелиновых сиенитах других массивов: Хибинском (среднее содержание ванадия в массиве $62 \cdot 10^{-4}$%), Соустова ($40 \cdot 10^{-4}$%), Контозерском ($158{,}5 \cdot 10^{-4}$%), Сахариокском ($37{,}2 \cdot 10^{-4}$%), Вишневогорском ($35 \cdot 10^{-4}$%) и Илимауссакском ($103{,}7 \cdot 10^{-4}$%).

Из приведенных данных следует, что концентрация ванадия в нефелиновых сиенитах различных массивов варьирует; в агпаитовых породах Ловозерского и Илимауссакского массивов она почти одна и та же, но более высокая, чем в Сахариокском, Вишневогорском и других массивах, сложенных преимущественно породами миаскитового ряда. При этом породы

**Содержание хрома, никеля, кобальта, ванадия и меди в породах массива**

| Номер образца | Порода, местонахождение | Содержание, $n \cdot 10^{-4}$ % | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Cr | Ni | Co | V | Cu |
| | *Породы I интрузивной фазы* | | | | | |
| 69 | Нефелиновый сиенит среднезернистый, г. Нинчурт | 14 | 4 | | 54 | 9 |
| 139 | То же | 28 | 8 | 5 | 74 | 10 |
| 815 | Нефелиновый сиенит среднезернистый, р. Муруай | 30 | 2 | ~5 | 35 | 573 |
| 5816 | Нефелиновый сиенит среднезернистый, г. Аллуайв | 20 | 5 | ок. 5 | 60 | 25 |
| 5815 | Нефелиновый сиенит мелкозернистый, г. Аллуайв | 20 | 2 | <5 | 56 | 42 |
| 68 | Нефелиновый сиенит порфировидный, г. Нинчурт | 27 | 4 | 5 | 68 | 1 |
| 183 | Нефелиновый сиенит порфировидный, г. Аллуайв | 26 | 10 | ~5 | 88 | 6 |
| 185а | То же | 24 | 3 | | 26 | 8 |
| 188а | » » | 23 | 3 | <5 | 60 | 14 |
| 193 | » » | 38 | 8 | <5 | 62 | 8,5 |
| 2248 | Нефелиновый сиенит порфировидный, г. Нинчурт | 25 | 9 | | 72 | 14,5 |
| 196 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, г. Аллуайв | 27 | 2 | <5 | 44 | 7 |
| 817 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит (измененный), р. Муруай | 19 | 2 | <5 | 42 | 1 |
| 431 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит (измененный), р. Тавайок | 21,5 | 2 | | 44 | 100 |
| | Среднее содержание по I интрузивной фазе | 24,5 | 4,6 | 5 и менее | 56 | 12,08 |
| | *Породы II интрузивной фазы* | | | | | |
| 2942 | Ювит, г. Аллуайв | 19 | 5 | 7,5 | 45 | 5 |
| 2777 | То же | 27 | 10 | 5 | 56 | 9 |
| 145 | Ийолит-уртит, г. Карнасурт | 28 | 1,5 | | 50 | 24 |
| 132 | Ийолит-уртит, г. Аллуайв | 25 | 3 | | 60 | 2,5 |
| 187 | То же | 21 | 2 | <5 | 34 | 1 |
| 276 | Уртит, г. Аллуайв | 16 | 2 | <5 | 31 | 1 |
| 2705—07 | Уртит, г. Карнасурт | 23 | 3 | <5 | 30 | 225 |
| 262 | Уртит, г. Аллуайв | 57 | 20 | <5 | 116 | 19 |
| 268 | Уртит с апатитом, г. Аллуайв | 51 | 8 | | 82 | 8 |
| XIX | Уртит с апатитом, г. Карнасурт | 65 | 10 | <5 | 98 | 19 |
| | Среднее содержание | 33,2 | 6,5 | | 60,2 | 9,8 |
| 266 | Фойяит трахитоидный, г. Карнасурт | 17 | 4 | <5 | 40 | 2,5 |
| 980 | Фойяит трахитоидный, г. Аллуайв | 21 | 3 | ок. 5 | 58 | 1 |
| 130 | То же | 23 | 4 | <5 | 54 | 1 |
| 143 | Фойяит, г. Карнасурт | 25 | 5 | <5 | 50 | 8,5 |
| 144 | То же | 23 | 5 | <5 | 50 | 1 |
| 974 | Фойяит, г. Аллуайв | 21 | 5 | <5 | 74 | 2 |
| 2010 | То же | 38 | 9 | <5 | 102 | 440 |
| 2698 | Фойяит, г. Карнасурт | 28 | 3,8 | | 98 | 11 |
| 2719—21 | То же | 19 | 3 | 5 | 39 | 88,5 |
| 2775 | Фойяит, г. Аллуайв | 29 | 33 | <5 | 113 | 3 |
| 272 | То же | 21 | 5 | <5 | 86 | 1 |
| | Среднее содержание | 24,1 | 4,5 | — | 69,4 | 3,2 |

Таблица 141 (продолжение)

| Номер образца | Порода, местонахождение | Содержание, $n \cdot 10^{-4}$ % | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Cr | Ni | Co | V | Cu |
| 28 | Меланократовый луяврит, г. Карнасурт | 27 | 8 | 5 | 162 | 8,5 |
| 2695 | То же | 25 | 10 | 5,3 | 166 | 2,5 |
| 190 | Мезократовый луяврит, г. Аллуайв | 28 | 10 | 5 | 150 | 1 |
| 374 | Мезократовый луяврит, г. Паргуайв | 33 | 10 | 6,3 | 134 | 160 |
| 921 | Мезократовый луяврит, г. Аллуайв | 25 | 10 | ок. 5 | 252 | 2,5 |
| 982 | То же | 20 | 3 | 5 | 104 | 45 |
| 2771 | » » | 28 | 9 | | 160 | 3,5 |
| 26 | Мезократовый луяврит, г. Карнасурт | 30 | 10 | 5 | 120 | 12 |
| 264 | Мезократовый луяврит, г. Аллуайв | 36 | 10 | 5 | 170 | 5 |
| 2712—13 | Мезократовый луяврит, г. Карнасурт | 34 | 10 | 5 | 124 | 195 |
| | Среднее содержание | 28,6 | 9 | ~5 | 154,2 | 10,0 |
| 8 | Амфиболовый луяврит, г. Карнасурт | 39 | 5 | 5,3 | 74 | 13 |
| 19 | То же | 27 | 10 | 5,4 | 97 | 2,5 |
| 124 | Амфиболовый луяврит, г. Аллуайв | 53 | 9 | 5 | 50 | 1 |
| 316 | Амфиболовый луяврит, г. Паргуайв | 30 | 5 | 8 | 82 | 25 |
| 335 | То же | 57 | 9 | | 94 | 230 |
| | Среднее содержание | 41,2 | 8 | ~6 | 79,4 | 10,4 |
| | Среднее содержание во II интрузивной фазе | 27,6 | 7 | — | 109,1 | 7,1 |
| | *Породы III интрузивной фазы* | | | | | |
| 899 | Лейкократовый луяврит с мурманитом, г. Пьялкимпорр | 23 | 25 | <5 | 85 | 1 |
| 2546 | Эвдиалитовый луяврит, лейкократовый, р. Мотчисуай | 33 | 45 | 5,9 | 132 | 8,5 |
| 8165 | Эвдиалитовый луяврит, лейкократовый, г. Кедыкверкпахк | 33 | 35 | — | 116 | 445 |
| XXV | Эвдиалитовый луяврит, г. Куамдеспахк | 28 | 12 | 5 | 110 | 9 |
| 160 | Эвдиалитовый луяврит, г. Аллуайв | 32 | 40 | <5 | 159 | 8,5 |
| 168а | То же | 27 | 50 | <5 | 178 | 5,5 |
| 846 | Эвдиалитовый луяврит, г. Лепхе-Нельме | 31 | 34 | 5,7 | 130 | 47 |
| 2337 | Эвдиалитовый луяврит, р. Мотчисуай | 31 | 30 | — | 90 | 39 |
| 2498 | Эвдиалитовый луяврит, г. Чинглусуай | 27 | 30 | 5,9 | 136 | 12,5 |
| 245 | Эвдиалитовый луяврит, г. Аллуайв | 29 | 40 | ~5 | 138 | 230 |
| 2667 | Эвдиалитовый луяврит, г. Флора | 29 | 37 | <5 | 76 | 93 |
| | Среднее содержание | 29,3 | 35 | — | 122 | 24,9 |
| 246 | Порфировидный ювит, г. Аллуайв | 56 | 25 | <5 | 102 | 14 |
| 17113 | Уртит, г. Аллуайв | 43 | 10 | — | 53 | 9 |
| 8411 | Порфировидный луяврит, г. Кедыкверкпахк | 25 | 30 | <5 | 102 | 138 |
| 2453 | Порфировидный луяврит, г. Сенгисчорр | 35 | 10 | — | 86 | 85 |
| XXI | Порфировидный луяврит с мурманитом, г. Флора | 30 | 30 | <5 | 132 | 9 |
| 2895 | То же | 57 | 60 | 5 | 106 | 220 |
| 249 | Порфировидный луяврит с мурманитом, г. Аллуайв | 29 | 60 | 5 | 138 | 11 |

Таблица 141 (продолжение)

| Номер образца | Порода, местонахождение | Содержание, $n \cdot 10^{-4}$ % | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Cr | Ni | Co | V | Cu |
| 263 | Порфировидный луяврит с мурманитом, г. Карнасурт | 32 | 50 | 5 | 146 | 8,5 |
| 106 | Порфировидный луяврит с ловозеритом, г. Вавнбед | 34 | 55 | 5 | 153 | 14,5 |
| | Среднее содержание | 36,4 | 50 | 5 | 135 | 10,7 |
| 430 | Тавит, г. Тавайок | 240 | 8 | 5 | 74 | 4 |
| 92 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, р. Уэлькуай | 23 | 3 | 5 | 68 | <1 |
| 141 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, р. Чинглусуай | 28 | 3 | около 5 | 88 | 12 |
| 266 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, р. Тулбньюнуай | 30 | 2 | 5 | 120 | 12 |
| | Среднее содержание | 27 | 3 | 5 | 92 | 8 |
| 850 | Сфен-амфиболовый йолит-мельтейгит, р. Сулуай | 56 | 30 | 10 | 138 | 65 |
| 1989 | То же | 40 | 30 | 10 | 110 | 100 |
| 5863 | » » | 60 | 30 | — | 146 | 70 |
| 6122 | Сфен-амфиболовый йолит-мельтейгит, р. Коклухтиуай | 30 | 18 | — | 168 | 92 |
| 6125 | То же | 47 | 20 | — | 85 | 134 |
| 2260 | Эвдиалитовый луяврит со сфеном, р. Сулуай | 30 | 8 | — | 42 | 24 |
| 6127 | Эвдиалитовый луяврит со сфеном, р. Коклухтиуай | 37 | 25 | 5,4 | 96 | 25 |
| 2588 | Луяврит со сфеном, р. Сулуай | 32 | 10 | — | 56 | 110 |
| | Среднее содержание | 42,2 | — | | 105,1 | 65 |
| | Среднее содержание по III интрузивной фазе | 29,4 | 34,0 | — | 120,5 | 26,7 |
| | *Породы IV интрузивной фазы* | | | | | |
| 6155 | Тингуаит, г. Паргуайв | 84 | 9 | 7,4 | 114 | 66 |
| б/н | Щелочной лампрофир | 490 | 200 | — | 192 | 150 |
| 1393 | Щелочной лампрофир, г. Карнасурт | 470 | 73 | 6,3 | 268 | 200 |
| 325 | Щелочной лампрофир, г. Паргуайв | 106 | 15 | 16 | 24 | 153 |
| | Среднее содержание по IV интрузивной фазе | 287,5 | — | — | 179 | 142 |
| | Среднее содержание в массиве | 27,8 | 12 | — | 108,4 | 10,9 |
| | *Вмещающие породы Ловозерского массива* | | | | | |
| 783 | Фонолит-порфир, г. Нинчурт | 29 | 10 | <5 | 87 | 14 |
| 6658 | То же | 38,5 | 7 | — | 56 | 129 |
| 6669 | » » | 33 | 9 | 5,7 | 74 | 330 |
| 8209 | Псевдолейцитовый фонолит-порфир, р. Тулбньюнуай | 25 | 7 | — | 66 | 43 |
| 794 | Псевдолейцитовый фонолит-порфир, г. Куамдеспахк | 25 | 9 | <5 | 76 | 14,5 |
| 6606 | Авгит-порфирит, г. Аллуайв | 175 | 50 | 33 | 192 | 115 |
| 6702 | Авгит-порфирит, мыс Кеснерк | 1020 | 825 | — | 190 | 132 |
| 6671 | Туф авгит-порфирита, г. Куамдеспахк | 990 | 505 | 55 | 256 | 217 |

Таблица 141 (окончание)

| Номер образца | Порода, местонахождение | Содержание, $n \cdot 10^{-4}$ % | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Cr | Ni | Co | V | Cu |
| 6672 | Туфогенный сланец, г. Куамдеспахк | 285 | 800 | ~63 | 215 | 375 |
| 6662 | Туфогенный сланец, г. Нинчурт . . | 370 | 750 | — | 206 | 225 |
| 6697 | Туфогенный сланец, р. Коклухтиуай | 420 | 310 | 50 | 206 | 255 |
| 6653 | Амфиболит, г. Аллуайв . . . . . | 560 | 285 | — | 170 | 235 |
| 6579 | Габбро-диабаз (дайка), г. Аллуайв | 71 | 70 | 34 | 200 | 375 |
| 6577 | Биотитовый гнейс, г. Аллуайв . . . | 27 | 3 | 5,7 | 25 | 1,9 |
| 992 | Биотитовый гнейс, г. Аллуайв . . . | 29 | 3 | 6,0 | 32 | <1 |

Таблица 142

**Содержание хрома, никеля, ванадия и меди в минералах Ловозерского массива** *

| Номер образца | Минерал | Содержание, $n \cdot 10^{-4}$ % | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | Cr | Ni | V | Cu |
| 1529 | Микроклин . . . . . | 11 | <1,5 | <20 | 1,5 |
| 1942 | Нефелин . . . . . | 8 | <1,5 | <20 | <1 |
| 1246 | Альбит . . . . . | 13 | <1,5 | <20 | 6,5 |
| М-22 | Уссингит . . . . . | 14 | <1,5 | <20 | <1 |
| 1025 | Натролит . . . . . | 15 | 1,5 | <20 | <1 |
| М-4 | Эгирин . . . . . | 25 | 10 | 140 | 16,5 |
| 1236 | Арфведсонит . . . . . | 26 | 5 | 114 | 11 |
| 1610 | Энигматит . . . . . | 30 | 15 | 108 | 40 |
| 243а | Эвдиалит . . . . . | 53 | 800 | >300 | 27 |
| XII | Эвдиалит ** . . . . . | 63 | 800 | >300 | 52 |
| 32 | Ловозерит ** . . . . . | 38 | 800 | >300 | 52 |
| 1289 | Лампрофиллит . . . . | 33 | 10 | 46 | 61 |
| 1955 | Рамзаит . . . . . | 40 | 30 | 46 | 110 |
| 1289 | Ломоносовит . . . . . | 42 | 40 | 64 | 92 |
| 1289 | Мурманит . . . . . | 48 | 33 | 60 | 65 |
| М-16 | Лопарит ** . . . . . | 250 | 125 | >300 | 158 |
| М-14 | Мурманит . . . . . | 64 | 60 | 191 | 165 |
| 2254 | Сфен ** . . . . . | 140 | 57 | 282 | 85 |
| 1196 | Апатит . . . . . | 57 | 6 | 36 | 47 |
| М-23 | Циркон . . . . . | 63 | >80 | >300 | 42 |

* Аналитик Ю. И. Беляев.

** Минералы отобраны из пород, остальные взяты из пегматитов.

агпаитовых массивов значительно богаче железом, чем породы миаскитовых. Среднее содержание железа в Ловозерском массиве 4,23% (3,45% $Fe^{3+}$ и 0,78% $Fe^{2+}$), в агпаитовых породах Илимауссака (Уссинг, 1911) — 7,41% Fe (4,55% $Fe^{3+}$ и 2,86% $Fe^{2+}$), в то время как в нефелиновых сиенитах миаскитового ряда Вишневогорского массива (Власов и др., 1959) — 3,00% Fe (1,36% $Fe^{3+}$ и 1,64% $Fe^{2+}$) и Сахариокского — 3,68% Fe (2,65% $Fe^{3+}$ и 1,02% $Fe^{2+}$).

Породы Ловозерского массива богаче ванадием ($108 \cdot 10^{-4}$%), чем кислые ($40—88 \cdot 10^{-4}$%) и ультраосновные породы ($40 \cdot 10^{-4}$%), но беднее, чем основные ($200—250 \cdot 10^{-4}$%) (см. табл. 57).

### Выводы

1. Ванадий в массиве не образует самостоятельных минералов, он концентрируется главным образом в железосодержащих минералах, изоморфно замещая в них трехвалентное железо.

2. К концу магматического процесса происходит накопление ванадия. В породах III интрузивной фазы содержание ванадия выше ($120 \cdot 10^{-4}$% V), чем в породах II ($109 \cdot 10^{-4}$%) и I ($56 \cdot 10^{-40}$/$_0$) фаз.

3. Концентрация ванадия в Ловозерском и Илимауссакском массивах, в основном сложенных агпаитовыми нефелиновыми сиенитами и обычно значительно обогащенных трехвалентным железом, выше, чем в Сахариокском, Вишневогорском и других массивах, состоящих из пород миаскитового ряда, более бедных трехвалентным железом.

## Хром

Хром не характерный элемент щелочных пород, включая и породы Ловозерского массива, в котором он находится в рассеянном состоянии, изоморфно замещая в минералах трехвалентное железо и титан.

Результаты впервые выполненных исследований (Герасимовский, Беляев, 1963б) по распространенности хрома в породах и минералах массива приведены в табл. 141 и 142.

Определение хрома (аналитик Ю. И. Беляев) проводилось методом количественного спектрального анализа с помощью квантометра.

Концентрация хрома в породах массива (см. табл. 141) варьирует от 14 до $65 \cdot 10^{-4}$%. Среднее содержание его в породах I интрузивной фазы около $24{,}5 \cdot 10^{-4}$%, II — $27{,}6 \cdot 10^{-4}$%, III — $29{,}4 \cdot 10^{-4}$% и в целом по массиву — $27{,}8 \cdot 10^{-4}$%. Эти цифры показывают хотя и незначительное, но все же увеличение содержания хрома от пород I фазы к III.

Хром в массиве находится в рассеянном состоянии. Наименьшая его концентрация наблюдается (см. табл. 142) в лейкократовых минералах пород — микроклине, нефелине, альбите, натролите, более высокая в темноцветных железосодержащих минералах — эгирине, арфведсоните и максимальная — в минералах, которые являются акцессорными, а иногда (эвдиалит, мурманит и др.) и породообразующими. Концентрация хрома в минералах, содержащих трехвалентное железо (эгирине, арфведсоните) более низкая, чем в минералах, имеющих в своем составе титан (рамзаит, мурманит, ломоносовит, лопарит, сфен и др.). Присутствие хрома в последних, вероятно, обусловлено тем, что хром ($Cr^{3+} = 0{,}64$Å) в минералах массива изоморфно замещает не только трехвалентное железо ($Fe^{3+} = 0{,}67$Å), но также и титан ($Ti^{4+} = 0{,}64$Å). Очень высокое содержание хрома из вмещающих пород установлено в девонских эффузивах (см. табл. 141).

Определение хрома одновременно было произведено и в нефелиновых сиенитах других массивов: Хибинском (среднее содержание хрома $25{,}7 \cdot 10^{-4}$%), Соустова ($21 \cdot 10^{-4}$%), Контозерском ($24 \cdot 10^{-4}$%), Сахариокском ($22{,}8 \cdot 10^{-4}$%), Вишневогорском ($29{,}5 \cdot 10^{-4}$%) и Илимауссакском ($29{,}5 \cdot 10^{-4}$%). Полученные цифры показывают, что концентрация хрома в нефелиновых сиенитах различных массивов почти одна и та же. До наших исследований в литературе были известны лишь данные В. М. Гольдшмидта (Coldschmidt, 1954), согласно которым в нефелиновых сиенитах имеется около $0{,}7 \cdot 10^{-4}$% хрома.

Концентрация хрома в породах Ловозерского массива более низкая, чем в основных ($170—300 \cdot 10^{-4}$%) и ультраосновных ($1000—1600 \cdot 10^{-4}$%) породах и близка к концентрации хрома в кислых породах ($4{,}1—25 \cdot 10^{-4}$%) (см. табл. 57).

### Выводы

1. В массиве наблюдается незначительное увеличение среднего содержания хрома от пород I интрузивной фазы к III.

2. Минералы хрома в массиве не обнаружены. Наибольшая концентрация хрома наблюдается в акцессорных минералах, а из породообразующих — в темноцветных минералах эгирине и арфведсоните, в которых он изоморфно замещает не только железо, но и титан.

## Кобальт

Кобальт не характерный элемент для массива. Из минералов кобальта в нем встречается, по-видимому, лишь саффлорит (?). В одном из пегматитов верховьев р. Тавайок обнаружен серебристо-белый пластинчатый минерал с металлическим блеском и дебаеграммой, аналогичной хибинскому саффлориту, для которого имеется и химический анализ (Семенов, 1964б).

Нами впервые выполнены исследования по выяснению распределения никеля в породах и минералах массива. Результаты этих исследований приведены в табл. 141.

Определение никеля (аналитики Л. И. Павленко и Л. И. Несмеянова) выполнялось на дифракционном спектрографе Baird Associates. Чувствительность метода около $5 \cdot 10^{-4}$%, точность определения 10—20%, в зависимости от концентрации определяемого элемента.

Содержание кобальта в породах массива в большинстве случаев ниже $5 \cdot 10^{-4}$% и только в некоторых образцах оно достигает или несколько превышает $5 \cdot 10^{-4}$% . Более высокое содержание кобальта установлено лишь в амфиболовых луяврита (5—8 $\cdot 10^{-4}$%) II интрузивной фазы, в некоторых образцах эвдиалитовых луяврита (до $5{,}9 \cdot 10^{-4}$%) III фазы, в сфен-амфиболовых ийолит-мельтейгитах (около $10 \cdot 10^{-4}$%) и в щелочных лампрофирах (до $10 \cdot 10^{-4}$%) IV интрузивной фазы.

Полярографическим методом (аналитик А. И. Макарова) кобальт был определен только в двух образцах: эвдиалитовом луяврите (образец XXV; $5 \cdot 10^{-4}$%) и амфиболовом луяврите (образец 316; $8 \cdot 10^{-4}$%).

Среднее содержание кобальта в породах массива ($<5 \cdot 10^{-4}$%) ниже, чем никеля ($12 \cdot 10^{-4}$% Ni). Основная масса кобальта, так же как и никеля, вероятно, связана с минералами железа, в которых он изоморфно замещает двухвалентное железо, а возможно, и магний ($Co^{2+} = 0{,}78$ Å, $Fe^{2+} = 0{,}80$, $Mg^{2+} = 0{,}74$). Содержание кобальта в темноцветных породообразующих минералах выше, чем в лейкократовых (табл. 143).

Таблица 143

**Содержание кобальта в минералах (полуколичественный анализ)**

| Номер образца | Минерал и порода | Содержание, $n \cdot 10^{-4}$ % |
|---|---|---|
| 2719—2721 | K-Na полевой шпат из фойяита | <5 |
| 1400 | K-Na полевой шпат и нефелин из пегматита | <5 |
| 430 | Содалит из тавита | <5 |
| 7036 | То же | <5 |
| 1400 | Эгирин из пегматита | 5,4 |
| 2712—2713 | Эгирин из луяврита | 5,4 |
| 316 | Арфведсонит из амфиболового луяврита | 7,6 |
| 760 | То же | 7,8 |
| 3137 | Лопарит из малиньита | 8,8 |
| 3147 | Лопарит из уртита | 8,4 |

### Выводы

1. Кобальта в породах массива имеется меньше, чем никеля.

2. Самая высокая концентрация кобальта среди нефелиновых сиенитов установлена в амфиболовых луявритах — породах, наиболее обогащенных двухвалентным железом (3,64% $Fe^{2+}$) и магнием (2,90% Mg). В темноцветных породообразующих минералах, имеющих в своем составе железо и магний,— эгирине и арфведсоните, кобальта содержится больше, чем в лейкократовых минералах (полевом шпате, нефелине и содалите).

## Никель

Никель не характерный элемент массива. Минералы никеля в нем не установлены. Некоторые данные по геохимии этого элемента имеются в монографии К. А. Власова и др. (1959).

Результаты выполненных нами (Герасимовский, Беляев, 1963б) исследований по распределению никеля в породах массива приведены в табл. 141.

Определение никеля (аналитик Ю. И. Беляев) проведено методом количественного спектрального анализа с помощью квантометра.

Концентрация никеля в породах массива варьирует значительно — от 1,5 до $60 \cdot 10^{-4}$%. Среднее содержание никеля в породах I интрузивной фазы составляет $4{,}6 \cdot 10^{-4}$%, II — $7 \cdot 10^{-4}$% и III — $34 \cdot 10^{-4}$%, а в целом по массиву — $12 \cdot 10^{-4}$%. Эти цифры показывают, что к концу магматического процесса в расплаве происходило накопление никеля.

Наименьшая концентрация никеля в массиве отмечается в лейкократовых минералах — микроклине, нефелине, альбите и натролите (см. табл. 142), более высокая — в темноцветных минералах, содержащих железо,— эгирине, арфведсоните, энигматите и максимальная — в минералах циркония.

Основная масса никеля, вероятно, связана с минералами железа, в которых он изоморфно замещает двухвалентное железо и, возможно, магний ($Ni^{2+}$ = 0,74 Å, $Fe^{2+}$ = 0,80 Å, $Mg^{2+}$ = 0,74 Å). Неясно, почему в минералах циркония имеется высокая концентрация никеля. В эвдиалите он также, по-видимому, замещает двухвалентное железо, которое всегда в нем находится (от 0,54 до 2,43% $Fe^{2+}$).

Наибольшая концентрация никеля отмечается в породах с повышенным содержанием как двухвалентного железа, так и магния (луявриты II и III интрузивных фаз). Например, в эгириновом луяврите имеется $9 \cdot 10^{-4}$% Ni и 1,51% $Fe^{2+}$, 0,84% Mg, в то время как в фойяитах той же интрузивной фазы концентрация никеля значительно более низкая — $4{,}5 \cdot 10^{-4}$%, так же как двухвалентного железа (1,26%) и магния (0,51%).

Хотя и наблюдается общность геохимической истории никеля и двухвалентного железа, величина железо-никелевого отношения в породах различных интрузивных фаз варьирует в значительных пределах. В породах I интрузивной фазы она гораздо выше ($Fe^{2+}$/Ni = 2521), чем в породах II (1886) и III (415) фаз, поскольку к концу магматического процесса никель накапливается в большей степени, чем двухвалентное железо. В породах I интрузивной фазы имеется $4{,}6 \cdot 10^{-4}$% Ni и 1,16% $Fe^{2+}$, II — $7{,}10^{-4}$% Ni и 1,32% $Fe^{2+}$ и III — $34 \cdot 10^{-4}$% Ni и 1,41% $Fe^{2+}$.

Во вмещающих породах Ловозерского массива очень высокое содержание никеля найдено в девонских эффузивах ($310—825 \cdot 10^{-4}$% Ni) и очень низкое в гнейсах (около $3 \cdot 10^{-4}$% Ni).

Определение никеля одновременно было проведено в нефелиновых сиенитах других массивов: Хибинском (среднее содержание никеля $4{,}3 \cdot 10^{-4}$%), Соустова ($5{,}5 \cdot 10^{-4}$%), Контозерском ($2{,}5 \cdot 10^{-4}$%), Сахариокском ($8 \cdot 10^{-4}$%), Вишневогорском ($2{,}6 \cdot 10^{-4}$%) и Илимауссакском ($41{,}5 \cdot 10^{-4}$%).

Концентрация никеля в агпаитовых нефелиновых сиенитах Илимауссакского массива оказалась высокой, как и в породах Ловозерского массива III интрузивной фазы.

Содержание никеля в породах Ловозерского массива значительно меньше, чем в ультраосновных ($2000 \cdot 10^{-4}$%) и основных ($130—160 \cdot 10^{-4}$%), но несколько больше, чем в кислых породах (см. табл. 57).

### Выводы

1. К концу магматического процесса в расплаве происходило накопление никеля. Его содержание в породах III интрузивной фазы массива выше, чем в породах II и I фаз.

2. Минералы никеля в массиве не установлены. Концентрация никеля больше в породах, характеризующихся повышенным содержанием в них двухвалентного железа и магния, которые он изоморфно замещает в минералах этих пород.

## Медь

Медь не характерный элемент массива. Краткие сведения по геохимии этого элемента имеются в монографии К. А. Власова и др. (1959).

Выполненные нами (Герасимовский, Беляев, 1963б) исследования по распределению меди в породах и минералах массива приведены в табл. 141 и 142.

Определение меди (аналитик Ю. И. Беляев) в породах произведено методом количественного спектрального анализа с помощью квантометра, переделанного для исследований состава геологических объектов.

Навеска пробы в 30 *мг* помещалась в канал угольного электрода, глубиной 4 *мм* и диаметром 3,6 *мм*. Источник света — дуга постоянного тока, обеспечивающая наибольшую чувствительность анализа. Электрод с пробой служил анодом. Время горения дуги 3,5 *мин* (до полного выгорания пробы). Сила тока 15*а*. Внутренний стандарт — фон спектра, учитываемый около линий. Средняя относительная квадратичная ошибка единичного определения метода — 15%. Каждая проба анализировалась по три раза.

Содержание меди в породах массива (табл. 141) колеблется в очень широких пределах, обычно от $1 \cdot 10^{-4}$ до $4{,}7 \cdot 10^{-4}$%, но в некоторых пробах оно достигает весьма высоких значений — до $573 \cdot 10^{-4}$%. Высокая концентрация меди, наблюдаемая иногда в породах, обусловлена постмагматическими процессами, приводящими к перераспределению меди и образованию халькопирита, по которому иногда наблюдается развитие ковеллина и куприта.

Среднее содержание меди в породах I интрузивной фазы — $12{,}1 \cdot 10^{-4}$%, II — $7{,}1 \cdot 10^{-4}$% и III — $26{,}7 \cdot 10^{-4}$%, а в целом по массиву — $10{,}9 \cdot 10^{-4}$%. Чрезвычайно высокие концентрации меди (до $573 \cdot 10^{-4}$%), обнаруженные в некоторых пробах, обусловлены явлениями перераспределения ее в породах на постмагматической стадии минералообразования.

Основная масса меди в породах массива, вероятно, связана (табл. 142) с второстепенными и акцессорными минералами пород (главным образом с цирконо- и титаносиликатами). Из породообразующих минералов концентрация меди в лейкократовых минералах — нефелине и K-Na полевых шпатах — значительно ниже, чем в меланократовых — эгирине и арфведсоните. Возможно, в последних двухвалентное железо ($Fe^{2+} = 0{,}80$ Å) изоморфно замещается медью ($Cu^{2+} = 0{,}80$ Å).

Из первичных минералов меди известен только халькопирит, который очень редко и в незначительных количествах встречается в пегматитах линии скрещения и в некоторых породах, обычно в участках, находящихся вблизи ксенолитов девонских пород. Это послужило основанием для предположения (Власов и др., 1959), что медь могла поступать в щелочную магму и в процессе ассимиляции вмещающих пород. Содержание меди в девонских эффузивах и туфогенных сланцах очень высокое по сравнению с нефелиновыми сиенитами массива. Очень низка концентрация меди в гнейсах (около $1 \cdot 10^{-4}$%) (см. табл. 141).

Нами было определено содержание меди в нефелиновых сиенитах ряда других массивов: Хибинском (среднее содержание $24{,}4 \cdot 10^{-4}$% Cu), Соустова ($83{,}5 \cdot 10^{-4}$%), Контозерском ($90{,}5 \cdot 10^{-4}$%) и др.

Концентрация меди в породах Ловозерского массива ($10{,}9 \cdot 10^{-4}\%$) оказалась значительно более низкой по сравнению с основными породами ($87—140 \cdot 10^{-4}\%$ Cu) и близка к содержанию в ультраосновных ($10—20 \cdot 10^{-4}\%$ Cu) и кислых породах ($10—30 \cdot 10^{-4}\%$ Cu) (см. табл. 57).

**Выводы**

1. Среднее содержание меди в породах массива ($10{,}9 \cdot 10^{-4}\%$) ниже, чем в нефелиновых сиенитах других массивов ($18{,}5—86 \cdot 10^{-4}\%$ Cu) и почти то же, что в кислых и ультраосновных породах.

2. Высокая концентрация меди (до $573 \cdot 10^{-4}\%$) в некоторых участках пород массива обусловлена постмагматическими процессами, приводящими к перераспределению меди и образованию халькопирита.

3. В расплаве к концу магматического процесса происходит накопление меди. Ее содержание в породах III интрузивной фазы ($26{,}7 \cdot 10^{-4}\%$) значительно выше, чем в породах II ($7{,}1 \cdot 10^{-4}\%$) и I ($12{,}1 \cdot 10^{-40}\%$) фаз. Медь в породах массива в основном связана с второстепенными и акцессорными минералами.

## Серебро

Серебро спектральным анализом установлено в ряде минералов: позднем микроклине, альбите, натролите, ненадкевичите, сфалерите, галените, церуссите и галлуазите из пегматитов пойкилитовых содалитовых сиенитов (Власов и др., 1959). В галените из пегматита г. Лепхе-Нельме найдено 0,38% Ag (Семенов, 1964б). Серебро, кроме того, обнаружено в количестве около 0,001% — в эвдиалитовом луяврите (верховье р. Муруай) и в одном из пегматитов (верховье р. Уэлькуай), залегающем среди эвдиалитового луяврита.

## Золото

Золото спектральным анализом обнаружено только в галените (0,0015%) из пегматита (Семенов, 1964б).

## Кадмий

Кадмий спектральным анализом установлен в трех минералах: галените, сфалерите и сокоите (Власов и др., 1959).

## Индий

Индий найден в сфалерите из пегматита г. Лепхе-Нельме в количестве 0,0005% (Семенов, 1964б).

## Таллий

По химическим и кристаллохимическим свойствам таллий близок к рубидию и калию. Это обусловливает их совместное нахождение в природе (Шоу, 1959; Воскресенская, 1961 и др.). Таллий и рубидий обычно концентрируются в минералах, богатых калием, изоморфно его замещая.

Таллий для Ловозерского массива является малохарактерным элементом. Результаты впервые выполненных исследований (Герасимовский, Рассказова, 1962) по содержанию таллия в породах массива приведены в табл. 144. Определение таллия выполнено В. С. Рассказовой под руководством Н. А. Руднева. Оно велось по методике, разработанной Н. А. Рудневым, Г. И. Малофеевой и В. С. Рассказовой (1961). Метод основан на том, что полное отделение таллия от мешающих элементов проводилось при использовании двух коллекторов — $Bi_2S_3$ и $KB(C_6H_5)_4$. Определение таллия после его концентрирования выполнялось с родамином Б на спектрофотометре СФ-4 ($l = 1$ *см*, $\lambda = 564$ *ммк*). Относительная ошибка определения таллия $\pm 10\%$.

Таблица 144

**Содержание таллия в породах Ловозерского массива**

| Номер образца | Порода, местонахождение | Содержание Tl *, $n \cdot 10^{-4}$ % | Rb **, $n \cdot 10^{-4}$ % | K **, % | K/Tl·$10^4$ | Rb/Tl |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | *Породы I интрузивной фазы* | | | | | |
| 139 | Равномернозернистый нефелиновый сиенит с биотитом, г. Нинчурт | 1,24 | 114 | 2,90 | 2,34 | 99 |
| 188а | Порфировидный нефелиновый сиенит, г. Аллуайв | 0,80 | 120 | 3,2 | 4,0 | 150 |
| 431 | Пойкилитовый нефелин-гидросодалитовый сиенит, р. Тавайок | 1,30 | 130 | 3,90 | 3,00 | 100 |
| 196 | Пойкилитовый нефелин-гидросодалитовый сиенит, г. Аллуайв | 1,40 | 132 | 3,89 | 2,84 | 90 |
| 816 | Пойкилитовый нефелин-гидросодалитовый сиенит, р. Уэлькуай | 1,15 | 159 | 3,61 | 3,14 | 130 |
| | Среднее в I фазе | 1,18 | — | — | 3,06 | 112 |
| | *Породы II интрузивной фазы* | | | | | |
| 262 | Уртит, г. Аллуайв | 1,00 | 110 | 2,49 | 2,49 | 110 |
| 187 | Йолит-уртит, г. Аллуайв | 1,00 | 265 | 3,35 | 3,35 | 265 |
| 146 | Йолит-уртит, г. Карнасурт | 0,75 | 200 | 2,99 | 3,99 | 267 |
| 268 | Уртит, обогащенный апатитом, г. Аллуайв | 0,77 | 128 | 0,83 | 1,08 | 166 |
| | Среднее в уртите и йолит-уртите | 0,93 | — | — | 3,28 | 214 |
| 143 | Фойяит, г. Карнасурт | 1,20 | 338 | 5,73 | 4,46 | 282 |
| 144 | Фойяит с виллиомитом, г. Карнасурт | 1,30 | 338 | 5,10 | 3,90 | 260 |
| 45 | Фойяит, г. Аллуайв | 0,90 | — | — | — | — |
| 964 | То же | 0,90 | — | — | — | — |
| 266 | Фойяит, г. Карнасурт | 0,90 | 2,61 | 4,29 | 4,77 | 290 |
| | Среднее в фойяите | 1,04 | — | — | 4,38 | 281 |
| 26 | Мезократовый луяврит, г. Карнасурт | 0,84 | 329 | 4,81 | 5,73 | 392 |
| 982 | Мезократовый луяврит, г. Аллуайв | 0,65 | 338 | 4,11 | 6,33 | 535 |
| 264 | То же | 0,53 | 229 | 3,90 | 7,34 | 432 |
| 18 | Меланократовый луяврит, г. Карнасурт | 0,72 | 265 | 4,15 | 5,85 | 373 |
| | Среднее в луяврите | 0,68 | — | — | 6,06 | 433 |
| 19 | Амфиболовый луяврит, г. Карнасурт | 1,30 | — | — | — | — |
| 8 | То же | 1,45 | 146 | 3,90 | 2,76 | 101 |
| | Среднее в амфиболовом луяврите | 1,37 | | | | |
| | Среднее во II фазе | 0,88 | — | — | 5,03 | 372 |
| | *Породы III интрузивной фазы* | | | | | |
| 160 | Эвдиалитовый луяврит, г. Аллуайв | 0,65 | 379 | 4,15 | 6,38 | 583 |
| XXV | Эвдиалитовый луяврит, г. Куамдеспахк | 0,65 | 246 | 3,61 | 5,55 | 378 |
| 1686 | Эвдиалитовый луяврит, г. Аллуайв | 0,60 | — | — | — | — |
| | Среднее в эвдиалитовом луяврите | 0,63 | — | — | 5,96 | 480 |

Таблица 144 (окончание)

| Номер образца | Порода, местонахождение | Содержание Tl *, $n \cdot 10^{-4}$ % | Rb **, $n \cdot 10^{-4}$ % | K **, % | K/Tl · $10^4$ | Rb/Tl |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 246 | Порфировидный ювит, г. Аллуайв | 1,5 | 235 | 3,98 | 2,48 | 166 |
| 110 | Эвдиалитит, г. Вавнбед | 1,2 | — | — | — | — |
| 170 | Порфировидный луяврит г. Аллуайв | 1,13 | 270 | 2,52 | 4,00 | 240 |
| XXI | Порфировидный луяврит с мурманитом, г. Флора | 0,90 | 370 | 4,23 | 4,70 | 411 |
| 106 | Порфировидный луяврит с ловозеритом, г. Вавнбед | 0,70 | 3,20 | 3,82 | 5,46 | 464 |
| 263 | Порфировидный луяврит с ловозеритом, г. Карнасурт | 1,25 | 310 | 3,69 | 3,00 | 250 |
| | Среднее в порфировидном луяврите | 0,99 | — | — | 4,29 | 341 |
| 266 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, р. Тулбньюнуай | 1,50 | 138 | 3,15 | 2,10 | 93 |
| 141 | Пойкилитовый содалитовый сиенит, р. Чинглусуай | 1,05 | 0,83 | 2,82 | 2,68 | 72 |
| | Среднее в пойкилитовом содалитовом сиените | 1,27 | — | — | 2,39 | 84 |
| 789 | Тавит, г. Нинчурт | 1,50 | 118 | 2,40 | 1,60 | 79 |
| 430 | Тавит, р. Тавайок | 0,55 | 41 | 1,16 | 2,11 | 75 |
| | Среднее в тавите | 1,02 | — | — | 1,85 | 77 |
| 850 | Амфибол-сфеновый нефелит-мельтейгит, р. Сулуай | 1,70 | — | — | — | — |
| | Среднее в III фазе | 0,66 | — | — | 5,77 | 458 |
| | *Породы IV интрузивной фазы* | | | | | |
| 1393 | Мончикит, г. Карнасурт | 0,55 | — | — | — | — |
| | Среднее в массиве | 0,86 | — | — | 5,06 | 374 |

* Аналитик В. С. Рассказова.
** Аналитик В. И. Лебедев.

Концентрация таллия в породах массива варьирует от 0,53 до 1,7 · $10^{-4}$ %. Наиболее высокое содержание таллия наблюдается в породах I интрузивной фазы (в среднем 1,18 · $10^{-4}$ %), в породах II фазы оно меньше (0,88 · $10^{-4}$ %), а в III фазе наиболее низкое (0,66 · $10^{-4}$ %). Такое распределение таллия оказалось несколько неожиданным. Предполагалось, что концентрация его, так же как и многих других редких и рассеянных элементов в массиве, к концу магматического процесса будет возрастать. Такое предположение основывалось на близости кристаллохимических свойств таллия, как и рубидия с калием ($K^+$ = 1,33 Å, $Rb^+$ = 1,49, $Tl^+$ = 1,49 Å). Содержание же рубидия в породах массива возрастает от I интрузивной фазы (128 · $10^{-4}$ % Rb) ко II (238 · $10^{-4}$ %) и III (292 · · $10^{-4}$ %). Кроме того, известны литературные данные, в которых имеются указания на накопление таллия и рубидия в ходе развития магматического процесса в более поздних дифференциатах. Так, например, в Сусамырском батолите (Киргизия), сложенном породами гранитоидного состава

(Таусон, 1961), и в щелочном массиве г. Сандык в северной Киргизии (Злобин, 1960) хорошо прослеживается процесс накопления таллия и рубидия.

Средняя величина калий-таллиевого отношения значительно возрастает от пород I интрузивной фазы ($3{,}61 \cdot 10^4$) Ловозерского массива ко II ($5{,}76 \cdot 10^4$) и незначительно — от пород II фазы к III ($6{,}17 \cdot 10^4$). Эти цифры показывают, что не происходит накопления таллия относительно калия к концу магматического процесса. Следует, однако, отметить, что в III интрузивной фазе заметно возрастает концентрация таллия в тех породах, которые формировались позже эвдиалитовых луявритов. Содержание таллия в порфировидном луяврите ($0{,}99 \cdot 10^{-4}\%$), тавите ($1{,}02 \cdot 10^{-4}\%$) и пойкилитовом содалитовом сиените ($1{,}27 \cdot 10^{-4}\%$) выше, чем в эвдиалитовом луяврите ($0{,}63 \cdot 10^{-4}\%$). Одновременно в большей степени происходит накопление таллия по отношению к калию. На это указывает уменьшение значения величины калий-таллиевого отношения, которое для эвдиалитовых луявритов равно $6{,}55 \cdot 10^4$, а для порфировидных луявритов — $4{,}47 \cdot 10^4$, пойкилитовых содалитовых сиенитов и тавитов — $1{,}77 \cdot 10^4$ и тавитов — $1{,}85 \cdot 10^4$.

Калий-таллиевое отношение значительно варьирует и в породах II интрузивной фазы от $1{,}08 \cdot 10^4$ до $7{,}34 \cdot 10^4$, даже средние величины значений этого отношения для отдельных типов пород колеблются от $3{,}98 \cdot 10^4$ (уртиты и ийолит-уртиты) до $7{,}27 \cdot 10^4$ (луявриты). Подобные колебания в пределах одной интрузивной фазы обусловлены, вероятно, кристаллизационной дифференциацией.

Определение таллия в K-Na полевом шпате ($2{,}78 \cdot 10^{-4}\%$ Tl), нефелине ($1{,}3 \cdot 10^{-4}\%$) и эгирине ($0{,}44 \cdot 10^{-4}\%$) из пегматитов массива показывает, что величина калиево-таллиевого отношения для них различна, в микроклине она равна $4{,}55 \cdot 10^4$, нефелине — $1{,}3 \cdot 10^4$ и эгирине — $1{,}18 \cdot 10^4$. Данные о содержании таллия в этих минералах в сопоставлении с анализами пород показывают, что наибольшее количество таллия в массиве связано с самыми распространенными породообразующими минералами — микроклином и нефелином, значительно меньшее — с эгирином и очень небольшое — с другими минералами.

В магматическом процессе таллий, как известно, имеет общую геохимическую историю с рубидием, но величины рубидий-таллиевого отношения для пород массива варьируют значительно. В породах I интрузивной фазы эта величина минимальна (среднее около 112), для пород II интрузивной фазы она больше (около 370) и максимальная для пород III интрузивной фазы (около 460). Следует отметить, что в содалитсодержащих породах (пойкилитовый содалитовый сиенит и тавит), связанных с III интрузивной фазой, характерно минимальное значение величин рубидий-таллиевого отношения (от 72 до 93), что обусловлено низким содержанием в них рубидия и высоким — таллия.

Данных в литературе о концентрировании таллия в нефелиновых сиенитах других регионов мало, поэтому среднее содержание таллия в этих породах вычислить трудно. На основании имеющихся данных, всего вероятнее, следует принять цифру среднего содержания таллия в нефелиновых сиенитах около $0{,}8 \cdot 10^{-4}\%$. Такая же величина приводится Н. Т. Воскресенской (1961) для щелочных пород Советского Союза.

По содержанию таллия нефелиновые сиениты наиболее близки к кислым породам. По расчетам Н. Т. Воскресенской (1961), среднее содержание таллия в породах СССР следующее: кислые интрузивные породы — $1{,}0 \cdot 10^{-4}\%$ Tl, кислые эффузивные породы — $1{,}1 \cdot 10^{-4}\%$, основные интрузивные и эффузивные — $0{,}24 \cdot 10^{-4}\%$, ультраосновные — $0{,}12 \cdot 10^{-4}\%$. По данным А. П. Виноградова (1962б), среднее содержание таллия в кислых породах составляет около $1{,}5 \cdot 10^{-4}\%$, в основных $0{,}2 \cdot 10^{-4}\%$ и ультраосновных $0{,}06 \cdot 10^{-4}\%$.

### Выводы

1. Среднее содержание таллия в породах массива $0{,}86 \cdot 10^{-4}$%. По концентрации таллия они ближе к кислым, чем к иным типам магматических пород (см. табл. 57).

2. Основная масса таллия в массиве связана с наиболее распространенными породообразующими минералами, имеющими в своем составе калий,— микроклином и нефелином.

3. В ходе развития магматического процесса (от пород I интрузивной фазы массива к III) абсолютного и относительного (к калию) накопления таллия не происходило, как это установлено для ряда интрузивов других регионов. В породах же, относящихся к III интрузивной фазе, наибольшая концентрация таллия наблюдается в порфировидном луяврите ($0{,}99 \cdot 10^{-4}$%), пойкилитовом содалитовом сиените ($1{,}27 \cdot 10^{-4}$%) и тавите ($1{,}02 \cdot 10^{-4}$%), в породах, формирующихся после эвдиалитового луяврита ($0{,}63 \cdot 10^{-4}$%).

4. В широких пределах варьирует как калий-таллиевое отношение (от 1,08 до $7{,}34 \cdot 10^4$), которое увеличивается от пород I интрузивной фазы (среднее $3{,}61 \cdot 10^4$) к III ($6{,}17 \cdot 10^4$), так и рубидий-таллиевое (от 72 до 538), возрастающее от I интрузивной фазы (112) к III (458). Это указывает на некоторое разделение калия и таллия, а также таллия и рубидия в ходе эволюции магматического расплава, из которого сформировалась генетически связанная серия магматических пород Ловозерского массива.

### Мышьяк

Мышьяк спектральным анализом установлен в ряде минералов из пегматитов — карнасуртите, гидроцерите, натролите, гидрогетите, псиломелане и ярозите (до 0,5%) (Власов и др., 1959). Кроме того, обнаружены арсениды: саффлорит (?) и леллингит. Первый найден в натролитовой зоне пегматита верховьев р. Тавайок, второй — в пегматите г. Пункаруайв, генетически связанном с пойкилитовыми содалитовыми сиенитами (Тихоненков, Семенов, 1963).

### Сурьма

Сурьма методом спектрального анализа обнаружена в галените (около 0,1%) (Власов и др., 1959), леллингите (Тихоненков, Семенов, 1963) и галените (0,004% Sb) из пегматита г. Лепхе-Нельме (Семенов, 1964б).

### Висмут

Висмут впервые установлен спектральным анализом в галените (Герасимовский, 1939а), позже — в цераргирите (до 0,05%) (Власов и др., 1959). В галените из пегматита г. Лепхе-Нельме имеется около 0,04% Bi (Семенов, 1964б). Полярографическим анализом висмут определен (аналитик Я. П. Гохштейн) в пойкилитовом содалитовом сиените ($3{,}6 \cdot 10^{-4}$%) и порфировидном луяврите ($18 \cdot 10^{-4}$%).

### Селен

Присутствие селена установлено в галените из пегматита г. Лепхе-Нельме в количестве 0,09% (Семенов, 1964б).

### Теллур

Теллур обнаружен в галените из пегматита г. Лепхе-Нельме в количестве 0,04% (Семенов, 1964б).

## Азот

Научный и практический интерес к изучению распределения связанного азота ($N - NH_3$) в щелочных породах появился в самое последнее время, после того как в атмосфере горных выработок Хибинского массива был обнаружен аммиак в количествах, достигающих в отдельных случаях 0,05%.

Небольшой объем исследований проведен по распространенности азота в породах Ловозерского и других щелочных массивов Кольского полуострова. Результаты этих исследований по Ловозерскому массиву приведены в табл. 145.

Таблица 145

**Содержание связанного азота в породах Ловозерского массива**

| Номер образца | Порода, месторождение | Содержание | |
|---|---|---|---|
| | | $N - NH_3$, $n \cdot 10^{-4}$ % | K, вес. % |
| 816 | Пойкилитовый гидросодалитовый сиенит, р. Муруай | 22 | 3,98 |
| 2777 | Уртит, г. Аллуайв | 14 | 3,19 |
| 980 | Фойяит, г. Аллуайв | 22 | 5,13 |
| 243 | Фойяит, г. Карнасурт | 25 | 6,06 |
| 264 | Эгириновый луяврит, г. Аллуайв | 19 | 3,88 |
| 28 | Эгириновый луяврит, г. Карнасурт | 20 | — |
| 316 | Амфиболовый луяврит, г. Паргуайв | 22 | 4,61 |
| 1686 | Эвдиалитовый луяврит, г. Аллуайв | 19 | — |

Для пород Ловозерского массива намечается прямая зависимость между содержанием $N - NH_3$ и K, что указывает на возможность замены иона $K^+$ на $NH_4^+$. В различных щелочных массивах Кольского полуострова между содержанием углеводородных газов (Петерсилье, 1964) и $N - NH_3$ намечается прямая зависимость: максимальные содержания этих газов встречаются в породах Хибинского массива, меньшие — в породах Ловозерского массива и минимальные — в массивах Сахариокском, Гремяха-Вырмес, Курга. В последних среднее содержание $N - NH_3$ составляет около $10 \cdot 10^{-4}$%.

## Бром и иод

Геохимия брома и иода в агпаитовых щелочных породах совершенно не изучена. Было проведено Л. С. Селивановым (1940) одно определение брома в содалитовых фойяитах (г. Пункаруайв), которое свидетельствует о низком содержании этого элемента в рассматриваемых породах. Нами совместно с Л. А. Гуляевой было изучено распределение брома и иода в 25 пробах нефелиновых сиенитов Ловозерского массива (Когарко, Гуляева, 1965).

Исследовалась часть тех проб нефелиновых сиенитов, которые ранее анализировались на фтор и хлор. Хотя на содержание брома и иода было исследовано гораздо меньшее число образцов, чем для фтора и хлора, мы все же сочли возможным использовать полученные данные для вычисления средних содержаний этих элементов по массиву в целом и по фазам в связи с гораздо меньшей дисперсией содержаний иода и отчетливой приуроченностью Br к определенным типам пород. Результаты анализов приведены в табл. 146. Аналитический метод определения брома и иода описан в работе Л. А. Гуляевой, Е. С. Иткиной (1962).

В породах I интрузивной фазы содержание брома колеблется от $1 \cdot 10^{-4}$ до $11{,}2 \cdot 10^{-4}$%. Равномернозернистые нефелиновые сиениты содержат брома меньше ($1{,}1 \cdot 10^{-4}$%), чем пойкилитовые нефелин-гидросодалитовые сиениты ($11{,}2 \cdot 10^{-4}$%), в которых сильно проявлены поздние автометасоматические процессы. Нефелин-гидросодалитовые сиениты характеризуются резко сниженным отношением Cl/Br по сравнению с другими нефелиновыми сиенитами Ловозерского массива.

Иод в породах I фазы распределяется более равномерно, чем хлор и бром. Однако все же наблюдается некоторое обогащение иодом пойкилитовых нефелин-гидросодалитовых сиенитов (до $1 \cdot 10^{-4}$%). Отношение Br/J в породах I фазы колеблется от 1,8 до 11,2.

В породах II фазы содержание брома варьирует от $0{,}2 \cdot 10^{-4}$ до $7{,}8 \cdot 10^{-4}$% при среднем $1{,}8 \cdot 10^{-4}$%. Среди нефелиновых сиенитов II интрузивной фазы наиболее богаты бромом уртиты ($4{,}6 \cdot 10^{-4}$%). Среднее содержание брома в фойяитах составляет $2 \cdot 10^{-4}$%. В луявритах наблюдаются еще более низкие концентрации брома в среднем $1{,}4 \cdot 10^{-4}$%. Наиболее обеднены бромом, так же как и хлором, амфиболовые луявриты ($0{,}58 \cdot 10^{-4}$%).

Таким образом, бром накапливается в лейкократовых разновидностях пород с высоким содержанием глинозема и натрия и пониженным содержанием кремнекислоты.

В общих чертах распределение брома повторяет поведение хлора в нефелиновых сиенитах дифференцированного комплекса (см. рис. 43). Корреляционной связи брома с фтором не отмечается.

Отношение Cl/Br в породах дифференцированного комплекса колеблется от 333 до 2000, составляя в среднем 890. Намечается некоторое уменьшение отношения Cl/Br в амфиболовых луявритах и апатитовых уртитах, т. е. в породах, резко обогащенных фтором и обедненных хлором. В этой связи интересно наблюдение Л. А. Башариной (1958), которая заметила, что фтористые минералы имеют пониженное хлор-бромное отношение.

Иод в породах дифференцированного комплекса распределен довольно равномерно. Среднее содержание с учетом распространенности различных типов пород, составляет $0{,}5 \cdot 10^{-4}$%. Существенной разницы по содержанию иода в луявритах, фойяитах и уртитах не наблюдается. Отношение Br/J в породах II фазы приближается к такому отношению в земной коре.

Изучение распределения брома в нефелиновых сиенитах III фазы показало, что в целом наблюдается обогащение этих пород бромом по сравнению с породами II фазы ($1{,}5 \cdot 10^{-4}$%). Разброс концентраций брома в эвдиалитовых луявритах небольшой ($1{,}3$—$2{,}7 \cdot 10^{-4}$%). Аналогичная картина отмечалась и для хлора. Очень высоких концентраций достигает бром в пойкилитовых содалитовых сиенитах и тавитах ($22{,}8$—$32{,}8 \cdot 10^{-4}$%), характеризующихся резким обогащением хлором.

Отношение Cl/Br в породах III фазы (769—1928) того же порядка, что и в нефелиновых сиенитах II интрузивной фазы.

Обращает на себя внимание очень высокое отношение Cl/Br в порфировидном ловозеритовом луяврите — 5000, что связано с резко пониженным содержанием брома. Намечается некоторое уменьшение отношения Cl/Br в пойкилитовых содалитовых сиенитах и тавитах (883) по сравнению с вмещающими их эвдиалитовыми луявритами (1149). Из анализа распределения брома по породам III фазы видно, что этот элемент обогащает те же петрохимические типы пород, что и хлор.

Содержание иода в породах эвдиалитового комплекса колеблется незначительно ($0{,}3 \cdot 10^{-4}$—$1{,}2 \cdot 10^{-4}$%), составляя в среднем $0{,}5 \cdot 10^{-4}$%. Наиболее богаты иодом тавиты и пойкилитовые содалитовые сиениты ($1 \cdot 10^{-4}$—$1{,}2 \cdot 10^{-4}$%). Отношение Br/J в нефелиновых сиенитах III фазы в целом

Таблица 146

**Распределение F, Cl, Br, J в некоторых породах Ловозерского массива, %**

| Порода | F | Cl | Br, $n \cdot 10^{-4}$ | J, $n \cdot 10^{-4}$ | Cl/Br | Br/J |
|---|---|---|---|---|---|---|
| *Породы I интрузивной фазы* | | | | | | |
| Пойкилитовый нефелин-гидросодалитовый сиенит | 0,13 | 0,27 | 1,12 | 1,0 | 241 | 11,2 |
| Порфировидный нефелиновый сиенит | 0,21 | 0,10 | 1,0 | 0,5 | 1000 | 2 |
| Равномернозернистый нефелиновый сиенит | — | Следы | 1,1 | 0,6 | — | 1,8 |
| *Породы II интрузивной фазы* | | | | | | |
| Эгирин-амфиболовый луяврит с содалитом | 0,12 | 0,35 | 4,0 | 0,3 | 875 | 13 |
| Эгириновый луяврит | 0,06 | 0,04 | 0,2 | 0,5 | 2000 | 0,4 |
| То же | 0,06 | 0,06 | 0,7 | 0,3 | 875 | 2,3 |
| Амфиболовый луяврит | 1,05 | 0,02 | 0,5 | 0,5 | 344 | 1,0 |
| Среднее по луявритам | 0,14 | 0,06 | 1,4 | 0,4 | | — |
| Фойяит с NaF | 0,41 | 0,15 | 1,1 | Следы | 1363 | — |
| То же | 0,23 | 0,16 | 2,6 | 0,8 | 615 | 3,2 |
| Фойяит | 0,10 | 0,12 | 2,2 | 0,8 | 545 | 2,7 |
| Среднее по фойяитам | 0,11 | 0,20 | 2,0 | 0,5 | — | — |
| Ювит с содалитом | Тысячные доли % | 0,32 | 4,7 | 0,5 | 807 | 15,6 |
| Апатитовый уртит | 1,05 | 0,04 | 1,2 | 0,3 | 333 | 4,0 |
| Уртит с содалитом | 0,01 | 0,63 | 7,8 | 0,5 | 807 | 15,6 |
| Среднее по уртитам | 0,06 | 0,36 | 4,6 | 0,4 | — | — |
| Среднее по II фазе | 0,12 | 0,16 | 1,8 | 0,5 | — | — |
| *Породы III интрузивной фазы* | | | | | | |
| Мезократовый эвдиалитовый луяврит | 0,14 | 0,27 | 2,3 | 0,3 | 1170 | 7,6 |
| Меланократовый эвдиалитовый луяврит | 0,20 | 0,18 | 1,4 | 0,5 | 1284 | 2,8 |
| Мезократовый эвдиалитовый луяврит | 0,23 | 0,10 | 1,3 | 0,8 | 769 | 1,6 |
| Меланократовый эвдиалитовый луяврит | 0,08 | 0,23 | 2,7 | 0,3 | 851 | 9 |
| Мезократовый эвдиалитовый луяврит | 0,06 | 0,17 | 1,9 | 0,8 | 894 | 2,3 |
| Лейкократовый эвдиалитовый луяврит | 0,07 | 0,27 | 1,4 | 0,3 | 1928 | 4,6 |
| Тавит | 0,02 | 2,27 | 22,8 | 1,0 | 996 | 22,8 |
| Пойкилитовый содалитовый сиенит | 0,04 | 2,49 | 32,8 | 1,2 | 759 | 27,3 |
| То же | — | 2,75 | 30,7 | 1,2 | 896 | 25,6 |
| Порфировидный ловозеритовый луяврит | 0,09 | 0,30 | 0,6 | 0,5 | 6000 | 1,2 |
| Эвдиалитит | — | | 6,7 | 1,3 | — | 51 |
| Среднее по III фазе | 0,18 | 0,28 | 2,6 | 0,5 | — | — |
| Среднее по массиву | 0,14 | 0,18 | 2,1 | 0,5 | — | — |
| *Минералы* | | | | | | |
| Эвдиалит из пород II фазы | — | 1,40 | 10,4 | 1,9 | 1400 | 5,4 |
| Эвдиалит из пород III фазы | — | 1,25 | 13,0 | 0,8 | 1000 | 16,2 |
| Эвдиалит из пегматита | — | — | 0,5 | 1,2 | — | — |
| Содалит из пегматита | — | — | 34,1 | 0,9 | — | — |

такое же, что и в породах дифференцированного комплекса, однако в пойкилитовых содалитовых сиенитах и тавитах отмечаются повышенные отношения Br/J (22,8—27,3).

Влияние химического состава пород на распределение иода сказывается в значительно меньшей степени, чем на поведение фтора, хлора и брома. Можно говорить лишь о тенденции к обогащению иодом пород, резко недосыщенных кремнекислотой, с высокими содержаниями щелочей, хлора и брома — тавитов и пойкилитовых содалитовых сиенитов.

Среднее содержание брома в массиве, с учетом распространенности различных пород Ловозерского массива, составляет $2{,}1 \cdot 10^{-4}\%$, что несколько превышает содержание брома в кислых породах, но равно концентрации в земной коре, согласно данным А. П. Виноградова (1962б). Основные и средние породы характеризуются более высокими содержаниями брома — $3 \cdot 10^{-4}$ и $4{,}5 \cdot 10^{-4}\%$ (Виноградов, 1962).

Для иода среднее содержание в Ловозерском массиве составляет $0{,}5 \cdot 10^{-4}\%$ (рассчитано с учетом распространенности пород). Данные по распределению иода в других типах пород очень малочисленны и несистематичны. Это затрудняет проведение сравнительного анализа. В кислых и основных породах содержание иода того же порядка — $0{,}5 \cdot 10^{-4}\%$ (см. табл. 57). Как было показано выше, отделение фтора и хлора в газовую фазу в процессе формирования щелочных пород затруднено.

Проведенные нами аналогичные расчеты констант реакций с участием бромидов и иодидов (Когарко, Гуляева, 1965) показали, что при переходе к системам с более слабыми основаниями и с повышением содержания $SiO_2$ выход HBr и HJ в газовую фазу резко увеличивается. Все рассмотренные реакции эндотермичны, т. е. с увеличением температуры содержание галоидов в газовой фазе возрастает. К сожалению, в настоящее время в литературе нет экспериментальных данных по бром- и иодсодержащим силикатным системам.

С целью оценки поведения брома в силикатных расплавах нами была изучена часть системы $Na_2O$ — $SiO_2$ — NaBr при температуре выше солидуса — 1100° С. Выявлена область несмесимости: одна жидкость представляла почти чистый NaBr с очень незначительным содержанием кремнекислоты, другая — натрово-силикатный расплав с растворенным в нем NaBr (табл. 147, рис. 42, 43). С увеличением щелочности растворимость брома в силикатном расплаве, находящемся в равновесии с расплавом NaBr, резко возрастает.

Учитывая, что бромидные жидкости во всех опытах с различными составами силикатных расплавов представляли почти чистые бромиды натрия, можно сказать, что активность NaBr от плавки к плавке практически не менялась. Принимая во внимание, что концентрации брома в силикат-

Таблица 147

**Химический состав материала плавок системы $Na_2O$ — NaBr — $SiO_2$ при температуре 1100 °С**

| Состав силикатного расплава | | | | | | Состав бромидного расплава | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Компоненты | Номера плавок | | | | | Компоненты | Номера плавок | | | | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| $SiO_2$ | 67,82 | 60,65 | 58,62 | 55,60 | 49,40 | $SiO_2$ | 0,47 | 0,20 | 0,20 | 0,20 | 0,20 |
| $Na_2O$ | 25,00 | 31,03 | 33,90 | 36,00 | 39,10 | NaBr + | 99,53 | 09,8 | 09,8 | 99,8 | 99,8 |
| Br | 1,97 | 4,05 | 7,11 | 8,98 | 10,70 | + $Na_2O$ | | | | | |
| $H_2O_{общ}$ | 3,92 | 3,43 | — | — | — | | | | | | |
| $CO_2$ | 0,50 | 0,50 | 0,76 | 0,70 | 1,20 | | | | | | |
| Сумма | 99,01 | 99,26 | 99,70 | 99,63 | 99,36 | | | | | | |

ных жидкостях увеличиваются при возрастании их щелочности, можно сказать, что коэффициенты активности бромида при этом падают, т. е. бром ведет себя аналогично фтору и хлору. Сравнение изученной системы с хлоридно-силикатными системами, исследованными И. Д. Рябчиковым (1963), показывает, что бром по сравнению с хлором расширяет область несмесимости, с увеличением щелочности растворимость брома в силикатном расплаве увеличивается в большей степени, чем хлора; растворимость $SiO_2$ в расплаве NaBr меньше, чем в хлоридно-щелочном. Все это свидетельствует о том, что бром является более кислотным анионом, чем хлор в силикатных расплавах.

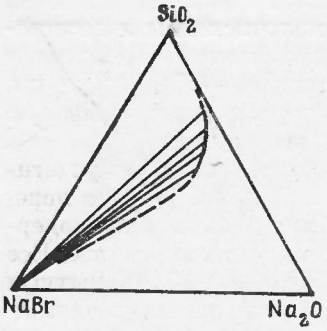



Рис . 42. Область равновесия двух жидких фаз при 1100° С в системе NaBr — $Na_2O$ — $SiO_2$

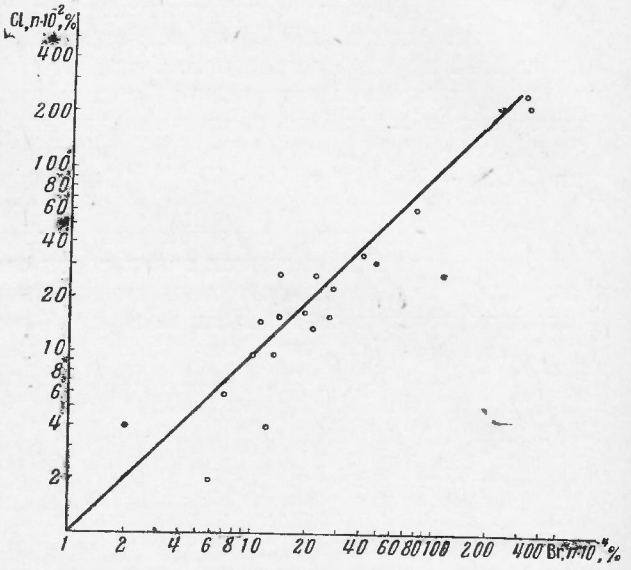



Рис. 43. Корреляция логарифмов концентраций хлора и брома в породах Ловозерского массива

Повышение щелочности должно оказывать такое же влияние на поведение брома (и иода), как и на легкие галоиды (фтор, хлор), т. е. отщепление их в газовую фазу от расплавов повышенной щелочности затруднено. Незначительные концентрации фтора, хлора, а также брома и иода в водных вытяжках из пород свидетельствуют о практическом отсутствии этих элементов в газово-жидких включениях, что подтверждает положение о преимущественном нахождении галогенов в расплаве, а не в газовой форме.

Анализ распределения брома в породах Ловозерского массива показал, что этот элемент тесно связан с хлором. Коэффициент корреляции хлора и брома составляет 0,7 при 23 сравниваемых парах, откуда следует, что вероятность случайности наблюдаемой корреляции составляет 0,75, т. е. корреляция хлора и брома является закономерной.

Такая тесная связь хлора и брома обусловлена близостью их химических свойств и ионных радусов $Cl^-$ (1,81), $Br^-$ (1,96).

Проведенные балансовые расчеты, а также сопоставление с данными Е. В. Костецкой по хлору показали, что основные минералы-концентраторы брома (и хлора) в породах Ловозерского массива — гидросодалит, содалит и эвдиалит (см. табл. 146).

Бром изоморфно входит в эти минералы, замещая хлор. Экспериментально изученная диаграмма плавкости солей NaBr — NaCl («Справочник по плавкости солевых систем», 1962) показала наличие непрерывного ряда твердых растворов. Кривые охлаждения вплоть до 200° С не указывают на разложение твердых растворов.

Обращает на себя внимание тот факт, что бром почти не входит во фторсодержащие минералы. Амфиболовый луяврит (проба 335), имеющий

около 40% арфведсонита, и апатитовый уртит (проба 268), имеющий около 30% апатита, содержат мало брома — $5{,}8 \cdot 10^{-5}$% и $1{,}2 \cdot 10^{-4}$%. Большая разница в радиусах ионов фтора по сравнению с хлором и бромом препятствует их изоморфизму.

Рассмотрим поведение брома в различных процессах. В магматической дифференциации интрузивных фаз Ловозерского массива бром, параллельно хлору, накапливается в самой поздней, III фазе.

В породах II фазы на раннемагматической стадии во время кристаллизации нефелина, микроклина и эгирина фиксации брома в минеральные фазы не происходит. В процессе кристаллизации пород бром накапливается в остаточном расплаве. На довольно поздних стадиях формирования пород после выделения таких минералов, как щелочной амфибол, лампрофиллит, происходит кристаллизация эвдиалита, структура которого допускает вхождение брома (см. табл. 146). Однако основная масса брома (так же, как и хлора) в породах II интрузивной фазы выделялась на еще более поздней стадии формирования пород в содалите в результате процессов автометасоматоза.

Геохимия брома в породах III фазы связана с магматическими процессами. Главная масса брома в эвдиалитовых луявритах связана с эвдиалитом; содалит имеет подчиненное значение. В отличие от эвдиалита II интрузивной фазы, в породах III фазы этот минерал выделялся в более раннюю стадию.

Эвдиалит III фазы содержит меньше брома ($1{,}04 \cdot 10^{-3}$%), чем эвдиалит из пород дифференцированного комплекса ($1{,}4 \cdot 10^{-3}$ %). Очень высоких концентраций бром достигает в пойкилитовых содалитовых сиенитах и тавитах, причем бром обогащает эти породы в большей степени, чем хлор (отношение Cl/Br в пойкилитовых содалитовых сиенитах и тавитах меньше, чем во вмещающих эвдиалитовых луявритах). Проведенное экспериментальное исследование изотермического сечения системы $Na_2O$ — $SiO_2$ — NaBr, показавшее бóльшую растворимость брома по сравнению с хлором в щелочном силикатном расплаве, подтверждает гипотезу ликвационного генезиса этих пород.

Мерой связи хлора и брома в ходе формирования пород является колебание величины отношения Cl/Br. В среднем отношение Cl/Br в породах Ловозерского массива равно 900. Эта цифра резко превышает отношение Cl/Br в земной коре, кислых и основных породах. Несмотря на ограниченность данных, видно, что для метеоритов, ультраосновных и основных пород характерны более низкие отношения Cl/Br (17—140) (Виноградов, 1962б), в гранитах это отношение возрастает до 141—154 и в щелочных породах достигает 192—900.

Увеличение этого отношения в последнем типе пород происходит главным образом за счет накопления хлора. Величина хлор-бромного отношения в породах Ловозерского массива приближается к его значению в вулканических эксгаляциях.

Причины такого резкого обогащения хлором по отношению к брому щелочных пород неясны. Высокая щелочность, которая, по нашему мнению, является основной причиной значительных содержаний в этих породах фтора и хлора, должна была бы способствовать еще большему концентрированию брома (кислотность которого выше, чем хлора) в щелочных породах. Однако этого не происходит.

Установлено, что в одних случаях щелочные породы концентрируют элементы, обладающие более сильными кислотными свойствами, например, хлор в большей степени, чем фтор, а в других — более основными свойствами, например, церовые редкие земли в большей степени, чем иттровые.

Причины такого распределения элементов не будут ясны, пока не выяснится механизм возникновения магм повышенной щелочности.

В отличие от других галогенов, иод очень равномерно распределяется по породам, не происходит разделения иода ни в эпигенетическом, ни в сингенетическом рядах пород.

По данным А. П. Виноградова (1962б), К. Турекьяна и К. Ведеполя (Turekjan, Wedepohl, 1961), концентрация иода в гранитах, основных и ультраосновных породах примерно одинакова. Такое распределение иода по породам, по всей вероятности, является следствием его рассеянного (неионизированного) состояния. Эта особенность иода была отмечена еще В. И. Вернадским (1954).

Иод, в отличие от других галогенов, имеет более низкое сродство к электрону (F — 3,62, Cl — 3,82, Br — 3,54, J — 3,23), он может находиться в породах в самородном состоянии. Для фтора и хлора, вследствие их высокого сродства к электрону, неионизированная форма не характерна. По мнению К. Ранкамы и Т. Сахамы (Rankama, Sahama, 1950), не только иод, но и бром в породе присутствуют в элементарной форме. По данным Т. Фелленберга и Лунде (Fellenberg, Lunde, 1927), в кварце, полевых шпатах из гранитов, гиперстене и апатите из основных пород содержание брома и иода одного порядка, что подтверждает эту точку зрения.

Характер распределения брома по породам и минералам Ловозерского массива, его тесная связь с хлором показывают, что бром присутствует в щелочных породах, по-видимому, в виде $Br^{-1}$. Расчет изменения свободной энергии реакции

$$NaBr + {}^1/_4O_2 \leftarrow {}^1/_2Na_2O + {}^1/_2Br_2$$

$$NaJ + {}^1/_4O_2 \leftarrow {}^1/_2Na_2O + {}^1/_2J_2$$

при температуре 800° С показывает, что эти равновесия сдвинуты влево. Однако при замене натрия в реакции на катионы, обладающие меньшей основностью (Mg, Ca, Fe, Al), и участии в реакции $SiO_2$ например:

$$MgJ_2 + {}^1/_2O_2 + SiO_2 \rightarrow MgSiO_3 + J_2$$

реакция сдвигается вправо. Из сказанного следует, что повышение щелочности среды способствует ионизации галоидов, а увеличение кислотности ведет к обратному эффекту.

Тем не менее, на основании фактического материала по распределению иода в Ловозерском массиве можно сказать, что главная масса этого элемента скорее всего присутствует в нефелиновых сиенитах в неионизированной форме, хотя в хлорсодержащих минералах — эвдиалите и содалите — концентрации иода возрастают по сравнение с содержанием этого элемента в породах, что свидетельствует о том, что какая-то незначительная часть иода может замещать хлор.

Изоморфное вхождение иода в хлорсодержащие минералы затруднено вследствие большого ионного радиуса иода (2,20 Å) и различий в химических свойствах (иод обладает в значительной степени халькофильными свойствами) (Gales, Anders, 1962). Однако в эвдиалите и содалите все же отмечаются несколько повышенные концентрации иода. По данным ряда авторов (Справочник по плавкости солевых систем, 1961), в системе NaCl — NaJ существуют твердые растворы, которые распадаются ниже 600° С, т. е. с повышением температуры иод легче входит в решетки хлористых и бромистых минералов.

Эвдиалит из пород III фазы, кристаллизовавшийся при более высокой температуре, содержит вдвое больше иода, чем этот же минерал из пород II интрузивной фазы, выделившийся на поздних стадиях процесса минералообразования.

Окончательное решение вопроса о соотношениях $J^-/J^0$ должно основываться на дальнейшем изучении распределения этого элемента по минералам и на расчетах констант реакций с использованием величин активностей компонентов в силикатных расплавах.

## Выводы

1. Не отмечается накопления тяжелых галогенидов брома и иода в породах Ловозерского массива, их содержания в среднем примерно того же порядка, что в земной коре и кислых породах.
2. Для пород Ловозерского массива характерна тесная связь хлора и брома.
3. Основными формами нахождения брома и иода в нефелиновых сиенитах являются: изоморфное замещение хлора, рассеянное состояние.

*Глава 3*

# ПРОИСХОЖДЕНИЕ АГПАИТОВЫХ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВА

Агпаитовые нефелиновые сиениты представляют довольно редкий и экзотический тип магматических формаций горных пород. Типичными представителями агпаитовых нефелиновых сиенитов являются породы Ловозерского массива и очень сходного с ним массива Илимауссак юго-западной Гренландии (Ussing, 1912; Sorensen, 1962; Ferguson, 1964). К той же формации относятся породы Хибинского массива, правда, эти породы стоят ближе к нефелиновым сиенитам нормального ряда ($2Ca + Na + K > Al$). Весьма незначительное распространение формации агпаитовых нефелиновых сиенитов и отсутствие прямых связей с породами других типов осложняют решение генетических задач, к которым мы относим вопрос о родоначальной магме и механизме ее дифференциации. До настоящего времени не ясна петрология агпаитовых нефелиновых сиенитов Гренландии.

Различные взгляды на генезис Хибинского и Ловозерского массивов высказывались В. И. Влодавцом (1933), Б. М. Куплетским (1936б), О. А. Воробьевой (1960), В. И. Герасимовским (1963), А. А. Кухаренко, М. П. Орловой (1964). Приводимые нами соображения о генезисе агпаитовых нефелиновых сиенитов предварительны и во многом гипотетичны. В настоящее время еще не разработаны критерии, позволяющие однозначно судить о механизме образования щелочных пород. Отсутствуют геологические данные о глубинном строении массивов агпаитовых и нефелиновых сиенитов. Мало сведений по геохимии значительно дифференцированных серий изверженных горных пород, таких, как щелочной базальт — фонолит и др. Недостаточно экспериментальных данных, их приходится заменять теоретическими построениями. Существует представление о связи агпаитовых нефелиновых сиенитов с основными и ультраосновными породами (Воробьева, 1960; Кухаренко, Орлова, 1964), которое обосновывается непосредственными геологическими наблюдениями в районе массивов и общими особенностями магматизма на платформах, где крупные очаги кислой магмы отсутствуют, а исключительно редкие кислые дифференциаты появляются лишь как производные базальтоидов (Шейнманн, 1960; Кузнецов, 1964).

Помимо агпаитовых нефелиновых сиенитов, на Кольском полуострове и в Северной Карелии встречаются почти все типы известных в настоящее время формаций щелочных пород самого различного возраста (табл. 148). Наиболее древние проявления щелочного магматизма относятся к нижнему архею (2380—2420 млн. лет) и представлены плутонами сиенито-гнейсов (сиенит-мигматитов) — Поркозеро, Репьявр (Бондаренко, Дагелайский, 1960). Широкое развитие щелочного магматизма отмечается в нижнем и среднем протерозое в эпоху завершения складчатости. На всей пло-

Таблица 148

**Данные определения абсолютного возраста щелочных пород Кольского полуострова**

| Массив | Порода | Минерал | Метод определения | Возраст, млн. лет | Источник |
|---|---|---|---|---|---|
| Ловозерский | | Лопарит | Гелиевый | 231—266 | Э. К. Герлинг, Л. В. Комлев, К. Н. Соколова, В. Г. Баркан, 1941 |
| | Луяврит | Лопарит | Свинцово-урано-ториевый | 298—303 | Л. В. Комлев, А. Д. Михалевская, С. П. Данилевич (1961) |
| Хибинский | | Лопарит | Гелиевый | 280 | Л. В. Комлев, Э. К. Герлинг (1940) |
| | Пегматит | K-Na полевой шпат | Калий-аргоновый | 300 | А. А. Полканов, Э. К. Герлинг (1960) |
| | Пегматит | Ловчорит | Свинцово-урано-ториевый | 280—290 | Л. В. Комлев, А. Д. Михалевская, С. И. Данилевич, (1961) |
| Контозерский | Нефелиновый сиенит | Валовая проба | Калий-аргоновый | 330—410 | А. А. Полканов, Э. К. Герлинг (1960) |
| Африканда | Пегматит | Кнопит | Гелиевый | 249 | Э. К. Герлинг, В. Г. Комлев, В. Г. Баркан, А. В. Ермолаева (1941) |
| | Пироксенит | Кнопит | Гелиевый | 358 | То же |
| | Пегматит | Шорломит | Гелиевый | 344 | Э. К. Герлинг, И. Е. Старик (1942) |
| | | Флогопит | Калий-аргоновый | 391—426 | А. А. Полканов, Э. К. Герлинг (1960) |
| Озерная Варака | Мельтейгит | Шорломит | Гелиевый | 338 | Э. К. Герлинг, И. Е. Старик (1942) |
| Вуориярви | | Флогопит | Калий-аргоновый | 383 | А. А. Полканов, Э. К. Герлинг (1960) |
| Себльявр | | То же | То же | 380 | То же |
| Турий мыс | Турьяит | Биотит | » » | 294 | » » |
| | Ийолит | То же | » » | 340 | » » |
| | Слюдяной ийолит | » » | » » | 393 | » » |

Таблица 148 (окончание)

| Массив | Порода | Минерал | Метод определения | Возраст, млн. лет | Источник |
|---|---|---|---|---|---|
| Кандалакшский архипелаг | Жильная порода | Биотит | Калий-аргоновый | 512 | А. А. Полканов, Э. К. Герлинг (1960) |
| | Мончикит | » » | То же | 518 | То же |
| Сахарйокский | Нефелиновый сиенит | » » | » » | 1570 | » » |
| Западные Кейвы | Пегматит щелочных гранитов | Мусковит | » » | 1640—1720 | » » |
| | » » | Биотит | » » | 1870 | А. А. Полканов, Э. К. Герлинг (1961) |
| Гремяха-Вырмес | Нефелиновый сиенит | То же | » » | 1610—1675 | А. А. Полканов, Э. К. Герлинг (1960) |
| Елеть-озеро | Плагио-микроклиновый гранит | » » | » » | 1720 | То же |
| | Щелочной сиенит | » » | » » | 1670 | » » |
| | Щелочной пегматит | Циркон, ортит, пирохлор | Свинцово-урано-ториевый | 1860 | С. И. Зыков, А. И. Тугаринов, И. В. Бельков, Е. В. Бибикова (1964) |
| Поркозеро | То же | Биотит | Калий-аргоновый | 2380 | А. П. Бондаренко, В. Б. Дагелайский (1960) |
| | Пегматит граносиенита | То же | То же | 2420 | То же |

щади Кольского полуострова развиты огромные массивы щелочных гранитов (1610—1810 млн. лет) (Полканов, Герлинг, 1960, 1961, 1964). С ними связаны сиениты и нефелиновые сиениты небольшого массива Сахарйок (1570 млн. лет), расположенные на контакте щелочных гранитов с основными и ультраосновными вмещающими породами. С щелочными гранитами и габброидами ассоциируют нефелиновые сиениты массива Гремяха-Вырмес (1600—1675 млн. лет) (Полканов, Герлинг, 1960). С габброидами, по-видимому, связаны нефелиновые сиениты массива Елеть-Озеро (1670—1720, 1860 млн. лет) (Полканов, Герлинг, 1960; Зыков и др., 1964). Протерозойские нефелиновые сиениты обычно представлены миаскитовыми разновидностями.

После длительного перерыва (почти в 1 млрд. лет) магматическая деятельность возобновляется в платформенных условиях и продолжается в течение всего палеозоя. Для интрузивов, сформировавшихся в платформенную стадию развития, характерна приуроченность к крупным тектони-

ческим расколам, образующимся в пределах платформы в эпохи складчатости в геосинклинальных областях, окружающих Фенно-Скандинавский щит. В нижнем палеозое происходит становление массивов ультраосновных щелочных пород (Турий мыс, Вуориярви, Африканда, Лесная и Озерная вараки, Ковдорский, Кургинский, Себльявр и др.). В этих массивах выделяются две разновозрастные группы пород: более древняя ультраосновная серия (оливиниты, пироксениты, нефелиновые пироксениты) и более молодая щелочная серия (мельтейгиты — уртиты). Нефелиновые и канкринитовые сиениты часто присутствуют в ультраосновных — щелочных массивах в виде жил, секущих названные выше породы. Средний состав массивов (с учетом площадей распространения пород) оказывается довольно близким к составу мелилитовых базальтов (Орлова, 1963). Формирование комплекса ультраосновных пород связывается с каледонской фазой дистрофизма в окружающих Фенно-Скандинавский щит образованиях. Однако определения абсолютного возраста показывают, что становление массивов происходило длительное время (518—249 млн. лет) (Герлинг и др., 1941а, б; Герлинг, Старик, 1942; Полканов, Герлинг, 1960, 1961).

Палеозойский возраст имеет формация основных и щелочных эффузивов (породы Ловозерской свиты), являющихся кровлей Хибинского и Ловозерского массивов и распространенных в районе Контозера, а также основные эффузивы в районе Турьего мыса. В осадочных породах, переслаивающихся с эффузивами, установлены растительные остатки девонского и нижнекаменноугольного возраста (Криштофович, 1937; Кирпченко, 1962). Девонские эффузивы относятся к ряду щелочных базальтоидов, поскольку установлено, что фонолит-порфиры, трахитовые порфиры, ромбен-порфиры и эссексит-порфириты Ловозерской свиты образуют комагматический ряд с авгит-порфиритами и пикрит-порфиритами (Елисеев, 1946; Воробьева, 1960), причем щелочные эффузивы следуют во времени за основными. В последних наблюдается характерный для щелочных базальтов парагенезис магнезиального оливина и титан-авгита. Реакционные соотношения между оливином и пироксеном не отмечаются. Ромбические пироксены и обыкновенные роговые обманки отсутствуют. На поздних стадиях минералообразования в основных эффузивах появляются биотит, щелочной амфибол, а пироксен обогащается эгириновой составляющей.

Эффузивные породы Турьего мыса (оливиновые мельтейгит-порфиры) близки по химическому составу к мелилитовому базальту (Орлова, 1963). Наблюдается определенное сходство химических составов эффузивов с интрузивными породами ультраосновной — щелочной серии. Таким образом как в эффузивной, так и ультраосновной щелочной интрузивной сериях пород палеозоя наблюдается один и тот же тип эволюции магматического расплава, приводящий к образованию остатка, близкого по составу к нефелиновому сиениту — фонолиту.

Агпаитовые нефелиновые сиениты Ловозерского массива тесно ассоциируют с нормальными нефелиновыми сиенитами, внедряющимися на ранней стадии формирования этого массива. К тому же магматическому циклу, что и агпаитовые нефелиновые сиениты, относятся сиениты и миаскитовые нефелиновые сиениты массивов Соустова, Контозерского и, возможно, Курги.

Генетическая связь агпаитовых нефелиновых сиенитов с сиенитами и миаскитовыми нефелиновыми сиенитами подтверждается тем, что во многих массивах других районов (Инагли, Лангезунд-Фьорд, Магнет-Ков) ассоциации минералов, характерные для агпаитовых пород, появляются на поздних стадиях кристаллизации уже в пегматитовых жилах (Кравченко, Власова, 1962; Landes, 1931; Barth, 1945).

Массивы Ловозерский, Хибинский, Контозерский и Соустова относятся к герцинскому тектоническому этапу (Полканов, 1936). Однако данные

по определению абсолютного возраста приходятся на довольно широкий интервал (410—231 млн. лет) (см. табл. 148), значительно перекрывающийся с интервалом становления комплекса ультраосновных щелочных пород (518—249 млн. лет.).

Выше уже отмечалась пространственная связь нефелиновых сиенитов с предшествовавшими основными и щелочными эффузивами. В последнее время все более отчетливо выявляется ассоциация нефелиновых сиенитов с ультраосновными породами. В Хибинском массиве обнаружены ксенолиты оливиновых пироксенитов с перовскитом, заключенные в хибинитах вблизи тектонического контакта архейских и протерозойских вмещающих образований. А. В. Галахов (1963) считает, что до внедрения хибинских нефелиновых сиенитов в тектонической зоне сформировался массив ультраосновных пород. Ловозерская интрузия находится в непосредственной близости от Кургинского массива, сложенного оливинитами, пироксенитами и более молодыми сиенитами. Ксенолиты пироксенитов, по облику сходные с кургинскими, обнаружены авторами в нефелиновых сиенитах Ловозерского массива. В пределах Контозерского массива известны пироксениты.

Генетическая связь агпаитовых нефелиновых сиенитов с основными и ультраосновными породами подтверждается геологическими данными по щелочным массивам Гренландии (Серенсен, 1965). Здесь в щелочных породах также встречаются ксенолиты магнетитовых пироксенитов и эссекситов. Становлению агпаитового массива Илимауссак предшествовало образование мощной толщи эффузивов щелочно-базальтового ряда. Агпаитовым нефелиновым сиенитам предшествуют авгитовые сиениты (Ussing, 1912).

Породы ранних стадий формирования Ловозерского массива представлены нормальными нефелиновыми сиенитами, близкими по химическому составу к фонолитам Ловозерской свиты и нефелиновым сиенитам ультраосновной щелочной формации Кольского полуострова. Наличие сиенитов и нормальных нефелиновых сиенитов в Ловозерском массиве позволяет высказать предположение о генетической связи между формацией щелочных ультраосновных пород (интрузивных и эффузивных) и формацией агпаитовых нефелиновых сиенитов. Обе эти формации являются продуктами последовательной дифференциации щелочно-базальтовой магмы. Наличие в массивах агпаитовых нефелиновых сиенитов жильной серии пород, по составу отвечающих щелочным габброидам (тингуаиты, мончикиты, фурчиты и др.), также служит подтверждением высказанной гипотезы.

На петрохимической диаграмме (рис. 44) составов щелочных пород Кольского полуострова и ряда других регионов можно видеть, что точки составов нефелиновых сиенитов I интрузивной фазы Ловозерского массива, хибинитов, Хибинского массива, а также эффузивов Ловозерской свиты располагаются на одной вариационной линии. Вулканические породы по характеру дифференциации напоминают ряд ультраосновных щелочных пород Кольского полуострова. Имеется определенное петрохимическое сходство этих комплексов с естественными ассоциациями молодых вулканических пород острова Таити и Чешско-Силезской дуги (Заварицкий, 1950), являющихся классическими примерами кристаллизационной фракционной дифференциации щелочно-базальтовой магмы. В серии пород острова Таити появляются даже разновидности фонолитов, сильно пересыщенных щелочами (присутствует петрохимическая характеристика $n'$). Палеозойские магматические образования Кольского полуострова, включающие ультраосновные щелочные интрузии, эффузивы Ловозерской свиты и нефелиновые сиениты миаскитового и агпаитового типов, составляют единый магматический комплекс (в понимании Афанасьева, 1955). Они образуют ряд структурно и территориально сопряженных близких по возрасту пород, которые характеризуются определенной направлен-

ностью в изменении вещественного состава. Породы палеозойского магматического комплекса Кольского полуострова представлены как интрузивными, так и эффузивными фациями. Отсюда следует, что эти породы связаны с единым магматическим очагом и сформировались в процессе его закономерной эволюции.

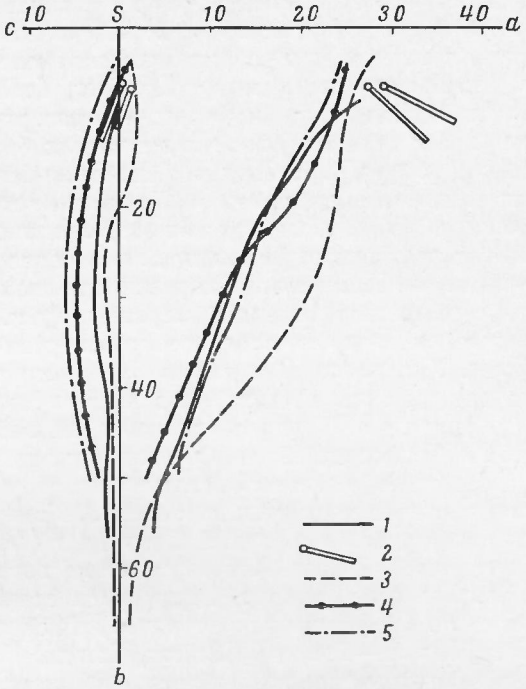



Рис. 44. Сравнительная петрохимическая диаграмма составов пород палеозойского магматического комплекса Кольского полуострова и других естественных ассоциаций изверженных горных пород

*1* — эффузивы Ловозерской свиты; *2* — палеозойские нефелиновые сиениты Кольского полуострова (хибинит Хибинского массива и равномернозернистый нефелиновый сиенит Ловозерского массива); *3* — ультраосновные-щелочные породы Кольского полуострова; *4* — изверженные породы о-ва Таити; *5* — щелочные базальтоиды Чешско-Силезской дуги

Согласно экспериментальным данным, по системам нефелин — форстерит — кремнезем, форстерит — диопсид — кремнезем, форстерит — альбит — диопсид и другим происхождение щелочных пород связывается с фракционной кристаллизационной дифференциацией щелочного базальта (Yoder, Tilley, 1963; Schairer, Yoder, 1964 и др.). По составу щелочной базальт чрезвычайно близок к толеитовому, отсюда следует, что незначительные различия в составе исходной магмы могут определить направление последующей дифференциации. Однако, несмотря на близость химизма, различия щелочной и толеитовой базальтоидных серий отражаются в специфике их минерального состава. Недосыщенность кремнеземом исходных щелочных базальтов приводит к отсутствию в их составе ромбических пироксенов, единственным пироксеном является моноклинный диопсид. Экспериментальные исследования системы форстерит — диопсид — кварц (Боуэн, Bowen, 1914) показали, что оливины и диопсид образуют эвтектику, в отличие от оливина и ромбических пироксенов, которые связаны реакцией; отсюда ясно, почему в щелочно-базальтовых сериях отсутствуют реакционные взаимоотношения между пироксеном и оливином. Вслед-

ствие этого оливин может быть устойчивым минералом вплоть до последних стадий дифференциации. Статистическая обработка составов пироксенов из различных серий пород показала (Kushiro, 1960), что пироксены щелочно-базальтовой серии являются высокоглиноземистыми, причем замещение кремния на алюминий в пироксенах сопровождается вхождением в их решетку титана и железа. Таким образом, авгитовый характер пироксена — показатель щелочного направления дифференциации. Характер последовательности смены пород в различных щелочно-базальтовых сериях неодинаков. Дж. Шейрер и Х. Иодер (Schairer, Yoder, 1963) на основе четырехкомпонентной системы (нефелин — форстерит — кремнезем — ларнит), к которой приближаются составы щелочных базальтов, построили закономерный ряд пород, производных щелочно-базальтовой магмы, в результате фракционной кристаллизации. Переход от щелочного базальта к конечным членам (тефритам) может осуществляться либо через оливиновый базальт и нефелиновый базанит, либо через оливино-мелилитовые и мелилитовые нефелиниты. Направление эволюции щелочных эффузивов Ловозерской свиты отвечает первому пути. Для щелочных эффузивов характерна парагенетическая ассоциация минералов — оливин, пироксен, плагиоклаз. Ультраосновная серия Кольского полуострова имеет в своем составе породы с мелилитом, что может служить указанием на второй путь дифференциации. Согласно имеющимся экспериментальным данным, в ходе кристаллизационной дифференциации щелочного базальта непрерывно возрастает коэффициент агпаитности пород в результате фракционирования основного плагиоклаза и авгита. Конечные члены ряда имеют коэффициент агпаитности, близкий к единице (фонолиты, нефелиновые сиениты I интрузивной фазы Ловозерского массива). В ряду эффузивов Ловозерской свиты коэффициент агпаитности возрастает от 0,42 до 0,99. Составы фонолитов (нефелиновых сиенитов) приближаются к системе нефелин — калиофиллит — кварц (Schairer, Bowen, 1935), причем они располагаются в районе низкоплавкой области на котектической линии нефелин — полевые шпаты, что указывает на их остаточную природу. Нефелиновые сиениты Ловозерского массива (II и III интрузивной фазы) являются представителями ультращелочного ряда пород, в которых щелочи преобладают над алюминием. Ю. А. Кузнецов (1964) выделяет формацию центральных интрузий агпаитовых нефелиновых сиенитов (Хибинский, Ловозерский массивы, Илимауссак, Норра-Кер и др.) и указывает на два возможных пути образования пересыщенных щелочами агпаитовых магм: 1) агпаитовые расплавы являются результатом кристаллизационной дифференциации магмы, состав которой соответствует щелочному базальту; 2) концентрация щелочей, летучих и редких элементов происходит в апикальной части магматического очага под действием градиента температуры и давления.

Возникновение агпаитности в процессе развития щелочно-базальтоидных серий стимулируется определенными физико-химическими условиями их формирования и эволюции. Рассмотрим систему $Na_2O$ — $SiO_2$ — $Al_2O_3$, исследованную И. Боуэном и Д. Шейрером (рис. 45). Составы расплавов, попадающие в область котектики нефелин — альбит, в этой системе приближаются к фонолиту — конечному члену дифференциации щелочнобазальтоидного ряда. Система $Na_2O$ — $SiO_2$ — $Al_2O_3$ разделяется температурным барьером на две области. Фигуративные точки расплавов, лежащих справа от температурного барьера (в них $Al_2O_3 > Na_2O$), в ходе кристаллизации и фракционирования не могут перейти в область агпаитовых составов ($Al_2O_3 < Na_2O$), лежащую слева от температурного барьера. Точно так же пересыщенные щелочами жидкости не могут эволюционировать в область с $Al_2O_3 > Na_2O$. Составы расплавов, расположенные непосредственно на линии $SiO_2$ — $NaAlSi_3O_8$ — $NaAlSiO_4$, в ходе кристаллизации будут иметь постоянный коэффициент агпаитности, равный единице. Та-

ким образом, за счет фракционирования твердых фаз в этой системе невозможно получить пересыщенные щелочами расплавы из плюмазитовых ($Al_2O_3 > Na_2O$) составов. Такой переход, вероятно, может осуществляться в сложной многокомпонентной системе $Na_2O — SiO_2 — Al_2O_3 — CaO — MgO — Fe_2O_3$, с участием темноцветных минералов, которая очень сложна и в настоящее время экспериментально не изучена.

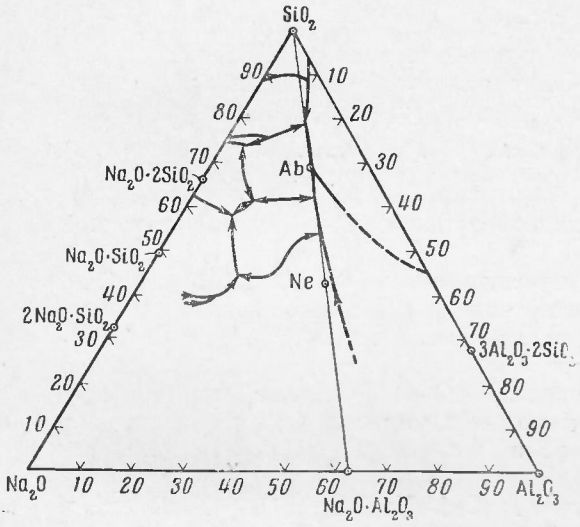



Рис. 45. Диаграмма плавкости системы $Na_2O — SiO_2 — Al_2O_3$ (Schairer, Bowen, 1947)

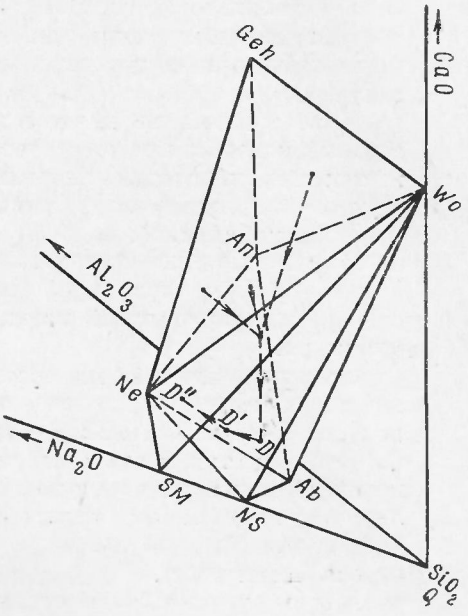



Рис. 46. «Плагиоклазовый эффект» на примере системы геленит — волластонит — нефелин — альбит (Bowen, 1945)

*Ab* — альбит; *Ne* — нефелин; *Q* — кремнезем; *Wo* — волластонит; *Geh* — геленит; *An* — анортит; *NS* — дисиликат натрия; *SM* — метасиликат натрия. Точка состава $Na_2Ca_3Si_6O_{16}$ расположена вне чертежа

Принципиальная схема образования остаточных расплавов, обогащенных натрием в форме нормального силиката натрия (*ns*), дана Н. Л. Бауэном (Bowen, 1945).

Он рассматривает систему $NaAlSiO_4 — CaSiO_3 — Ca_2Al_2SiO_7 — NaAlSi_3O_8 — CaAl_2Si_2O_8$ и приходит к выводу о существовании моновариантной линии равновесия расплава с мелилитом, нефелином, волластонитом и плагиоклазом, причем состав последнего изменяется в сторону обогащения альбитовой молекулой (рис. 46). В условиях фракционирования ранее кристаллизовавшихся фаз (при отделении продуктов реакции) состав плагиоклаза не достигает $Ab_{100}$. Кристаллизация остаточной жидкости происходит в системе $NaAlSi_3O_8 — Na_2Ca_3Si_6O_{16} — NaAlSiO_4 — Na_2SiO_3$, поскольку точка *D* (рис. 46) не является температурным максимумом, и состав расплава будет изменяться, по моновариантной линии $D — D^1 — D^{11}$ вплоть до появления остаточных жидкостей, пересыщенных натрием по отношению к алюминию (с нормальным дисиликатом натрия). Приведенное рассуждение справедливо до тех пор, пока в расплаве содержится кальций и происходит фракционирование алюминия. Боуэн пришел к выводу о том, что конечным продуктом кристаллизации недосыщенного $SiO_2$ и богатого кальцием расплава могут являться породы с нормативным *ns*, а механизм фракционирования алюминия с образованием остаточных расплавов, пересыщенных натрием, был назван «плагиоклазовым эффектом».

Аналогичный механизм предложен Н. Кармихаэлом и В. Маккензи (Carmichael, Mackenzie, 1963) для объяснения образования пересыщенных натрием риолитовых остаточных магм из родоначального трахита ($Ab_{95}Di_5$) при фракционировании алюминия и кальция в плагиоклазах. Сходный механизм возникновения расплавов с $Al_2O_3 < Na_2O$ в условиях высокого потенциала кальция возможен благодаря вхождению в состав нефелина анортитовой составляющей (до 15% по Соболеву, 1959). Такой процесс формирования агпаитовых нефелиновых сиенитов вполне возможен при дифференциации ультраосновной щелочной серии, обогащенной кальцием.

Интересно отметить, что в миаскитовых нефелиновых сиенитах, образование которых предшествует агпаитовым, в составе нефелина содержится твердый раствор анортита. Это отражается в появлении составляющей «*c*» в породах с коэффициентом агпаитности, близким к единице (например в хибинитах).

По мнению ряда исследователей (Tilley, Yoder, 1964; Carmichael, Mackenzie, 1963), состав пироксенов, выделяющихся при фракционной кристаллизации базальтовой магмы, оказывает влияние на состав остаточной жидкости.

Основным цветным минералом пород щелочно-базальтоидных серий на конечных стадиях эволюции является диопсид с большим содержанием молекулы Чермака $CaAl_2SiO_6$ — авгит. Если смеси цветного минерала (авгита) с нефелином и альбитом плавятся инконгруэнтно, то проекции точек конечной кристаллизации на плоскость $Na_2O$ — $Al_2O_3$ — $SiO_2$ могут располагаться левее линии авгит — нефелин — кремнезем (это подтверждается тем, что системы диопсид — нефелин и диопсид — альбит не являются строго бинарными).

В этом случае составы расплавов с $Al_2O_3 > Na_2O$ и $Al_2O_3 = Na_2O$ в ходе фракционной кристаллизации перейдут в области, пересыщенные щелочами $Al_2O_3 < Na_2O$.

Предложенный механизм перехода расплавов с коэффициентом агпаитности, близким к единице, к составам, пересыщенным щелочами, предполагает вхождение $Al_2O_3$ в пироксен и удаление его из системы в ходе фракционирования, в результате чего остаточная жидкость будет обогащаться натрием по отношению к алюминию. Как установлено работами Т. Кима (Kim, 1962), алюминий в силикатных расплавах и твердых фазах с коэффициентом агпаитности, близким к единице, находится в четверной координации. При вхождении в пироксен (диопсид) один ион алюминия замещает кремний, оставаясь в четверной координации, другой же занимает место магния с шестерной координацией. Рентгено-структурные исследования (Scinner, Boyd, 1964) показали, что вхождение молекулы Чермака в диопсид вызывает уменьшение параметров элементарной ячейки этого минерала.

С этим согласуются экспериментальные данные С. Кларка и др. (Clark et al., 1962), показавшие, что растворимость $Al_2O_3$ в пироксенах (диопсиде и энстатите) резко возрастает с увеличением давления. При повышенных давлениях осуществляется реакция анортита с диопсидом и оливином, в результате которой образуются диопсид и энстатит, резко обогащенные $Al_2O_3$ (Tilley, Yoder, 1964).

$$CaAl_2Si_2O_8 + CaMgSi_2O_6 + Mg_2SiO_4 \rightarrow \underset{\text{твердый раствор}}{[CaMgSi_2O_6 + MgAl_2SiO_6]}.$$

Однако эта реакция не требует очень высоких давлений; при 20 *килобар* вместо пироксенов, обогащенных $Al_2O_3$, появляется гранат, в котором оба иона алюминия находятся в шестерной координации.

В системе, рассматриваемой нами, мы предполагаем реакцию типа:

$$4NaOlSi_3O_8 + 2CaMgSi_2O_6 \rightarrow [CaMgSi_2O_6 + CaAl_2SiO_6 + MgAl_2SiO_6] + \underset{\text{твердый раствор}}{} + n\,Na_2O\,m\,SiO_2,$$

которая должна сдвигаться вправо с ростом давления. Переход из недосыщенных щелочами расплавов в пересыщенные может осуществляться также и в системе твердых растворов между диопсидом — авгитом — акмитом. Исследования Яги (Yagi, 1962) установили существование твердых растворов между диопсидом и акмитом. Самым низкотемпературным членом в этой серии твердых растворов является акмит. На рис. 47 изображена принципиальная схема диаграммы акмит — авгит — диопсид при температуре $T$, при которой существуют кристаллы, обогащенные авгитовой составляющей, и жидкость, обогащенная акмитом. В определенном интервале температур (например, при $T$) в равновесии будет находиться кристаллическая фаза, имеющая коэффициент агпаитности меньше единицы, и жидкость агпаитного состава. Линия $A$ — $B$ разделяет систему на две части: в левой стороне находятся расплавы, в которых $Al_2O_3 < Na_2O$, в правой — $Al_2O_3 < Na_2O$ Но линия $A$ — $B$ не является температурным барьером и в результате фракционной кристаллизации можно достичь расплавов с преобладанием $Na_2O$ над $Al_2O_3$.

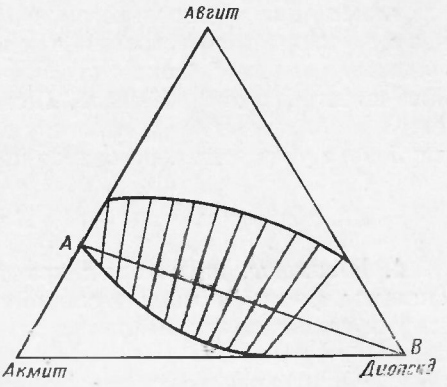



Рис. 47. Гипотетическая диаграмма плавкости акмит — диопсид — авгит

Переходу к агпаитовым расплавам за счет существования твердых растворов эгирин — авгит способствует увеличение давления. При этом возрастает растворимость $Al_2O_3$ в диопсиде. Его фракционирование будет способствовать более значительному накоплению щелочей в остаточном расплаве. Приуроченность агпаитовых щелочных пород к крупным разломам в пределах платформ может свидетельствовать о возникновении расплавов, пересыщенных щелочами на значительных глубинах в условиях высоких давлений. Геологическим подтверждением этого является широко распространенное явление обрастания авгита эгирином, отмечаемое, например, в поздних членах щелочно-базальтовидных серий. Наличие авгитовых вкрапленников и кайм эгирина вокруг них, а также эгирина в основной массе свидетельствует о проявлении фракционной кристаллизации, в результате которой могут появляться расплавы, пересыщенные щелочами по отношению к алюминию. По данным Н. А. Елисеева (1946), в щелочных трахитах, фонолитовых порфирах и ромбен-порфирах наблюдаются вкрапленники титан-авгита с каймами эгирина, в основной массе встречается щелочной амфибол. Обогащение остаточного расплава щелочами может привести к возникновению типичных агпаитовых минералов. На поздних этапах дифференциации щелочно-базальтовидной серии Таити в породах появляется содалит (Заварицкий, 1950).

Появление расплавов, незначительно пересыщенных щелочами, приводит в ходе дальнейшей дифференциации к заметному росту коэффициента агпаитности. Это происходит благодаря «агпаитовому» порядку кристаллизации в пересыщенных щелочами породах (раннему выделению нефелина и полевого шпата). Дальнейшая эволюция пересыщенного щелочами расплава должна рассматриваться на основе системы: нефелин — калиофиллит — кремнезем — акмит.

Ряд петрологов (Ferguson, 1964; Sørensen, 1958, 1960) привлекает для

объяснения происхождения агпаитовых щелочных пород из основных магм гипотезу Дж. Кеннеди (1957). Кеннеди считает, что в крупных магматических очагах происходит диффузия щелочей и летучих компонентов в области низкого давления, что приводит к их локальному накоплению на конечных этапах магматического цикла. Основой гипотезы является высокая растворимость щелочных силикатов в водяном паре (40 вес.% при $P_{H_2O} = 2200$ *бар*). Если щелочи и вода растворены в магме и не образуют газовых фаз, то можно ожидать, что поведение обоих компонентов в расплаве будет аналогично. Согласно расчетам Кеннеди, в крупных батолитах происходит миграция воды в область низких давлений и температур до достижения ее равновесного распределения, поэтому можно предполагать, что с уменьшением растворимости щелочей в фазах, обогащенных водой, при падении давления (тектонические разломы и пр.) будет происходить фиксация щелочей в твердой фазе. Механизм приведен в самой общей форме и сам автор признает, что гипотезу следует рассматривать «...не как предмет глубокого убеждения, но скорее как мишень для обсуждения».

## Выводы

1. Расплавы, из которых кристаллизовались агпаитовые нефелиновые сиениты, формировались в спокойной тектонической обстановке (платформы), в условиях значительных глубин и высоких давлений в течение длительного времени.

2. Агпаитовые нефелиновые сиениты Ловозерского массива являются частью единого палеозойского магматического комплекса, в который входят интрузии ультраосновных щелочных пород, эффузивы Ловозерской свиты, сиениты и нефелиновые сиениты массивов Хибин, Соустова, Контозеро.

3. Геолого-структурные особенности, специфика вещественного состава и характер физико-химической эволюции палеозойского магматического комплекса Кольского полуострова привели к выводу о происхождении пород этого комплекса из щелочно-базальтовой магмы.

4. Агпаитовые нефелиновые сиениты возникают на заключительных этапах дифференциации щелочной магмы. Миаскитовые нефелиновые сиениты и щелочные сиениты предшествуют формированию агпаитовых пород.

5. Возникновение пересыщенности щелочами пород ($Na_2O + K_2O > Al_2O_3$) связано с фракционированием алюминия в составе анортитовой молекулы плагиоклазов и нефелина или молекулы Чермака в пироксенах из растворов, насыщенных щелочами ($Al_2O_3 = Na_2O + K_2O$).

Проблему генезиса агпаитовых нефелиновых сиенитов необходимо рассмотреть, используя обширный материал по геохимии петрогенных и редких элементов. Сопоставление данных (см. табл. 57) по распределению 40 наиболее распространенных в породах Ловозерского массива химических элементов (считая все редкоземельные элементы и иттрий за один) с их средними содержаниями в главных типах магматических пород приводит к следующим выводам:

а) 22 элемента (Li, Be, B, F, Na, Al, S, Cl, K, Mn, Zn, Ga, Rb, Sr, TR, Zr, Nb, Mo, Hf, Ta, Th, U) в породах массива концентрируются в большей степени, чем в других типах магматических пород.

б) По содержанию 14 элементов (Mg, Si, P, Ca, Ti, V, Cr, Fe, Cu, Br, Cs, Ba, Tl, Pb) нефелиновые сиениты массива занимают промежуточное положение в ряду основные породы — кислые.

в) Агпаитовые нефелиновые сиениты, так же как и кислые породы, обогащены значительным числом одних и тех же химических элементов — Li, Be, B, F, Na, S, Cl, K, Ga, Rb, TR, Zn, Nb, Ba, Hf, Ta, Tl, Pb, Th и U (см. табл. 57).

Содержание главных петрогенных элементов (Si, Al, Na, K) в породах Ловозерского массива показывает, что составы исходного расплава попадают в низкотемпературную область диаграммы плавкости $SiO_2$ — $KAlSiO_4$ — $NaAlSiO_4$ так же, как и граниты, риолиты и фонолиты. Это может служить указанием на остаточную природу расплавов агпаитовых нефелиновых сиенитов. Многие редкие элементы — Li, Rb, Zr, Hf, Nb, Ta и другие — при кристаллизации силикатных расплавов характеризуются коэффициентами распределения[1] ниже единицы (Goldschmidt, 1954) и почти всегда накапливаются в остаточных жидкостях. Поэтому обогащение агпаитовых нефелиновых сиенитов рядом редких элементов также подтверждает положение об остаточной природе расплава, из которого они кристаллизовались.

Исследования поведения некоторых элементов в сериях изверженных горных пород: щелочной базальт — фонолит и толейитовый базальт — андезит (Ноккольдс, Аллен, 1958) показывают, что в обоих случаях при дифференциации происходит накопление таких элементов, как Li, Rb, Zr, TR и других, характерных как для кислых пород, так и для агпаитовых нефелиновых сиенитов.

Таким образом, геохимические особенности пород Ловозерского массива могут указывать на остаточную природу щелочного расплава, однако тип первичной магмы на основании только геохимических критериев, по-видимому, установить нельзя.

Проведенный геолого-петрологический анализ показал, что каледонские ультраосновные породы, основные эффузивы Ловозерской свиты и агпаитовые нефелиновые сиениты Ловозерского массива входят в состав единого магматического комплекса. Этот вывод подтверждается данными по содержанию редких элементов (табл. 149). Каледонские ультраосновные щелочные породы и основные эффузивы Ловозерской свиты содержат повышенные концентрации ряда редких элементов по сравнению с их

Таблица 149

**Содержание некоторых редких элементов в породах палеозойского магматического комплекса**

| Элементы | Содержание, $n \cdot 10^{-4}$% | | |
|---|---|---|---|
| | Ультраосновные щелочные породы | Основные эффузивы Ловозерской свиты | Агпаитовые нефелиновые сиениты Ловозерского массива |
| Nb | 300 | 70—125 | 696 |
| Ta | 34 | 6,2—10,7 | 60 |
| Zr | 340 | 340—660 | 3480 |
| Hf | 5,1 | | 83 |
| TR | 1570 | 540 | 2000 |
| Th | 90 | 3,9—10 | 35 |
| U | 15 | 3—7 | 16 |
| Be | 7,4 | Не опр. | 8,7 |
| F | 900 | »» | 1400 |
| Данные | А. А. Кухаренко (1955) | Настоящая работа | |

средними содержаниями в основных горных породах. Эти же элементы в еще большей степени накапливаются в агпаитовых нефелиновых сиенитах Ловозерского массива, являющихся конечными дифференциатами палеозойского магматического комплекса.

[1] Под коэффициентом распределения понимается отношение концентрации компонента в твердой фазе к его концентрации в жидкости.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Характерными элементами агпаитовых нефелиновых сиенитов Ловозерского массива являются Na, Al, Mn, Sr, TR, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, U, Be, Zn, Ga, F, Cl, S. Концентрации этих элементов значительно превышают их средние содержания в других типах магматических пород (см. табл. 57). Такие элементы, как Ti, Zr, TR, F, Cl, играют большую роль в процессах минералообразования наряду с петрогенными компонентами.

Закономерности распределения редких элементов в щелочных породах Ловозерского массива обусловлены геохимической историей петрогенных элементов. Состав исходного расплава, из которого образовались нефелиновые сиениты, обусловил агпаитовый порядок кристаллизации. При этом первыми выделялись фельдшпатиты и щелочные полевые шпаты. Большинство редких элементов (за исключением рубидия и галлия) не допускается в кристаллические структуры этих минералов и накапливается в остаточном расплаве. Максимальные концентрации редких элементов (табл. 150) приурочены к породам III интрузивной фазы, которые формировались в результате кристаллизационной дифференциации щелочной

Таблица 150

**Среднее содержание редких и других элементов в породах различных интрузивных фаз Ловозерского массива, $n \cdot 10^{-4}\%$**

| Элемент | I фаза | II фаза | III фаза | Массив в целом | Элемент | I фаза | II фаза | III фаза | Массив в целом |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Li | 30 | 54 | 65 | 55 | U | 11 | 16 | 17 | 16 |
| Rb | 150 | 225 | 230 | 220 | Zn | 145 | 189 | 260 | 201 |
| Cs | 0,79 | 1,23 | 2,18 | 1,62 | Pb | 8 | 13,4 | 20,5 | 14,6 |
| Be | 5 | 8,4 | 10,8 | 8,7 | V | 56 | 109 | 120,5 | 108 |
| Ga | 42,5 | 61 | 60 | 60 | Cr | 24,5 | 27,6 | 29,4 | 27,8 |
| TR | 1025 | 2000 | 2260 | 2000 | Ni | 4,6 | 7 | 34 | 12 |
| Zr | 1230 | 2100 | 2870 | 3480 | Fe | 35700 | 39500 | 56000 | 42360 |
| Hf | 36 | 50 | 218 | 83 | B | 6 | 15 | 18 | 15 |
| Nb | 320 | 645 | 1016 | 696 | Cl | 1000 | 1300 | 2900 | 1600 |
| Ta | 29 | 55 | 90 | 60 | F | 2100 | 1200 | 1900 | 1400 |
| Th | 19 | 35 | 36 | 35 | | | | | |

магмы на заключительной стадии становления массива. Процесс кристаллизационной дифференциации агпаитовых щелочных расплавов приводит к увеличению содержания железа, магния, марганца, кальция и циркония и уменьшению концентрации кремения, алюминия и в меньшей степени щелочей в ряду пород сингенетической и эпигенетической серий. Это отражается в соответствующем изменении петрохимических параметров в сингенетическом ряду пород уртит — фойяит — луяврит (II интрузивная фаза) и в эпигенетическом (II—III фазы).

Таким образом, в ходе кристаллизационной дифференциации происходит возрастание коэффициента агпаитности, увеличение роли щелочей (натрия) в темноцветных минералах, уменьшение дефицита кремнезема ($-Q$) и молекулярных количеств щелочей, связанных в алюмосиликатах ($a$). В том же направлении наблюдается увеличение содержаний большинства редких элементов, поэтому наблюдается определенная зависимость между содержаниями редких элементов и величинами петрохимических параметров пород (рис. 48 и 49). Поскольку редкие элементы играют роль

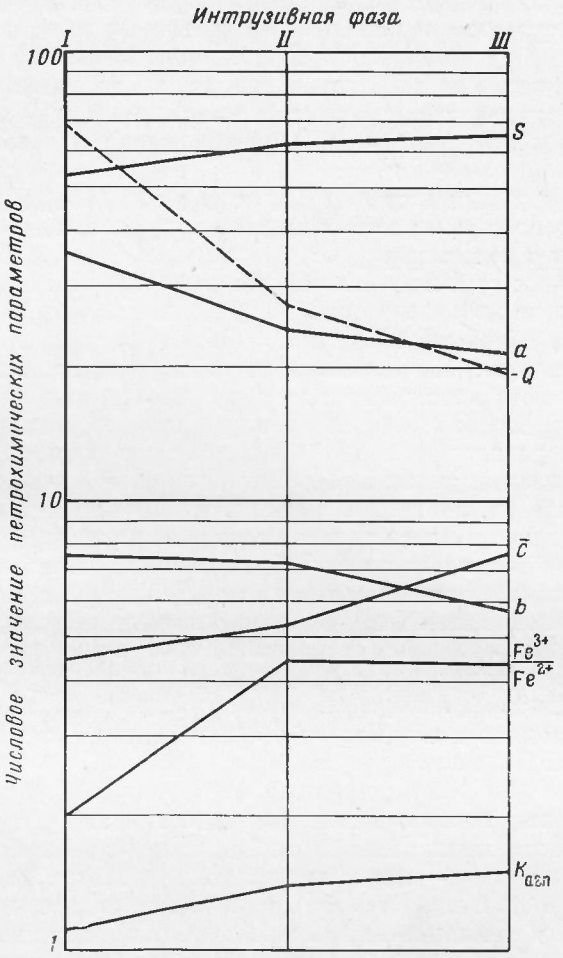



Рис. 48. Величины петрохимических параметров пород различных интрузивных фаз Ловозерского массива

компонентов-примесей, они не оказывают значительного влияния на направление эволюции магматического расплава, однако могут являться индикаторами процессов минералообразования. Одной из определяющих особенностей геохимии Ловозерского массива является высокая щелочность расплава, из которого сформировались агпаитовые нефелиновые сиениты. Преобладание щелочей над алюминием явилось причиной агпаитового порядка кристаллизации пород массива.

Высокая основность расплава приводила к образованию комплексных анионов с низкими координационными числами, причем в качестве центральных ионов присутствуют элементы с амфотерными свойствами (Al, Ti, Zr, Nb и др.). Переход алюминия в четверную координацию обусловли-

вает существование парагенезиса нефелин (содалит)-калиевый полевой шпат в большинстве щелочных пород массива. В результате образования комплексных соединений титана $[TiO_4]^{4-}$ и циркония $[ZrO_4]^{4-}$ возникают специфические парагенезисы акцессорных минералов (эвдиалит, лопарит, ломпрофиллит, мурманит и др.).

Высокий потенциал натрия в щелочном расплаве приводит к значительному преобладанию окисного железа над закисным и появлению эгирина в парагенезисе породообразующих минералов нефелиновых сиенитов массива. Калий играет подчиненную роль по отношению к натрию. Являясь более сильным основанием по сравнению с натрием, калий связывается с $[AlSi_3O_8]^{1-}$, наиболее кислым анионом щелочного расплава в нефелин-микроклиновом парагенезисе пород. В то же время натрий накапливается в остаточной жидкости. Этим объясняется натровая ассоциация темноцветных и акцессорных минералов в агпаитовых нефелиновых сиенитах.

Господство крупных катионов (прежде всего Na) в конечном счете определяет характер кристаллических структур минералов из щелочных пород Ловозерского массива (диортогруппы $Si_2O_7$ в мотивах цирконо- и титаносиликатов и «рыхлые» структуры типа содалита и цеолитов, каркасные алюмосиликаты с высокой координацией Na). Летучие компоненты ($H_2O$, F, Cl) обладают повышенной растворимостью в расплавах, обогащенных щелочами. Поскольку кристаллизация щелочной агпаитовой магмы Ловозерского массива приводит к концентрации щелочных силикатов в остаточной жидкости, становится возможным постепенный переход магматического расплава в водный раствор. Этот процесс нашел отражение в кристаллизации таких минералов позднемагматической стадии, как мурманит, ловозерит, анальцим, содалит, виллиомит и др. Пневматолитовый процесс для пород Ловозерского массива не характерен.

Указанные выше особенности геохимии пород Ловозерского массива находят отражение в закономерностях поведения редких элементов и летучих компонентов. Титан встречается в повышенных количествах в породах массива. Амфотерные свойства титана приводят к появлению многочисленных титаносиликатов натрия (минералы группы ломоносовита-мурманита, рамзаит, ломпрофиллит и др.). В минералах, кроме четырехвалентного, возможно присутствует и трехвалентный титан. Титан входит в цирконосиликаты, изоморфно замещая цирконий, и в темноцветные породообразующие минералы (эгирин, арфведсонит и др.), изоморфно замещая трехвалентное железо. Темноцветные минералы играют значительную роль в балансе титана в породах. Цирконий в массиве образует самостоятельные минералы — цирконосиликаты (эвдиалит, ловозерит и др.). Кроме того, цирконий входит в состав титаносиликатов (мурманит, ломоносовит и др.) и темноцветных породообразующих минералов (эгирин, арфведсонит), изоморфно замещая в них титан. Цирконий в породах и минералах резко преобладает над гафнием. Циркониево-гафниевое отношение в породах колеблется от 33 до 52, а в минералах — от 33 до 70. К концу магматического процесса это отношение несколько увеличивается — от 35 в породах I интрузивной фазы до 45 в породах III фазы. Самые высокие значения этого отношения характерны для минералов, формирующихся при позднемагматической и постмагматической стадиях (ловозерит, белянкинит, катаплеит). Причиной этого разделения является некоторое различие химических свойств циркония и гафния (основность, устойчивость комплексов и др.), а также кристаллохимические факторы.

Ниобий и титан имеют общую геохимическую историю с титаном и цирконием и изоморфно замещают эти элементы. Концентрация ниобия и тантала в минералах титана выше, чем в цирконосиликатах. Ниобий значительно преобладает над титаном в минералах и породах массива. В магматическую стадию не происходило разделения ниобия и тантала.

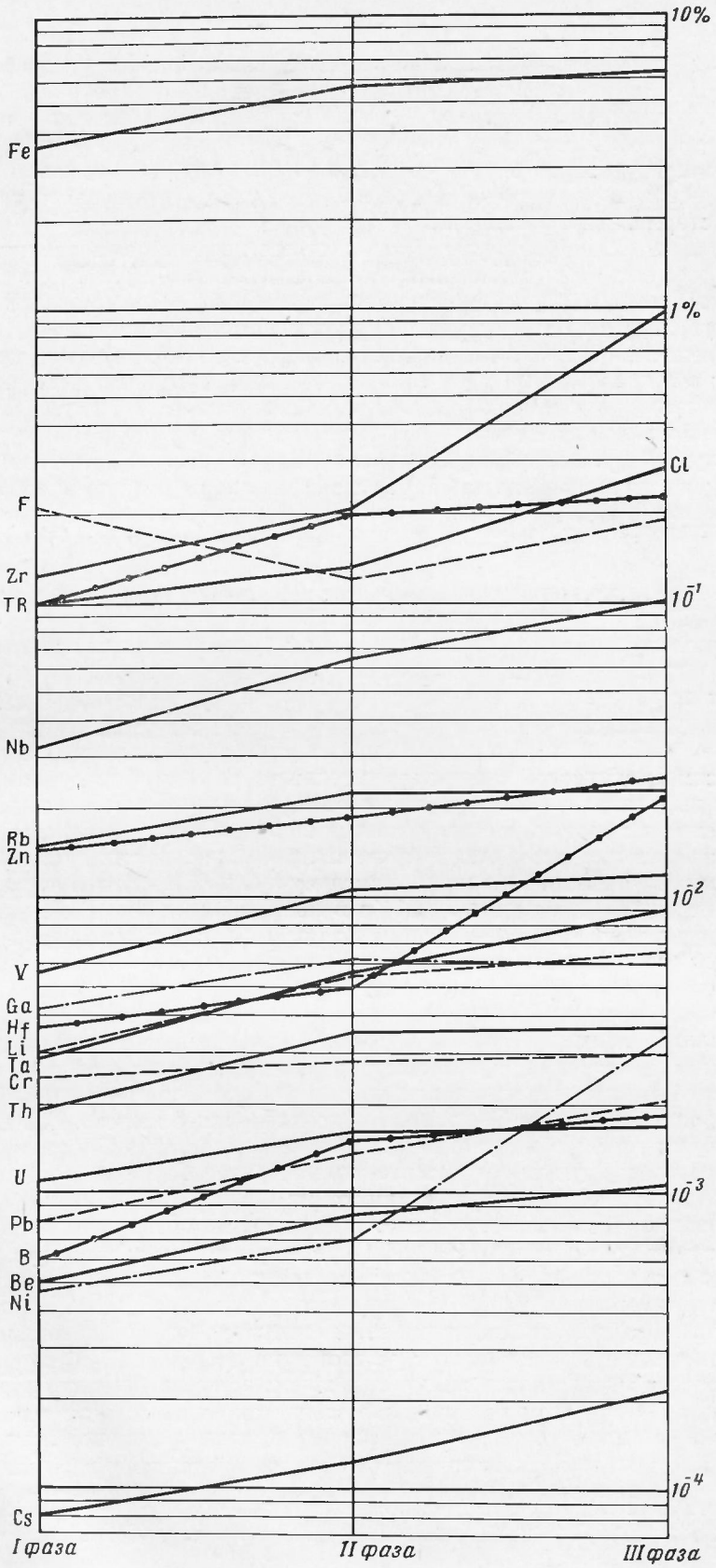



Рис. 49. Содержание редких и других элементов в породах различных интрузивных фаз Ловозерского массива

Ниобиево-танталовое отношение в среднем около 10—12. На постмагматической стадии отношение Nb/Ta изменяется, при этом отмечено обогащение ниобием титановых минералов (в мангано-нептуните, белянкините, герасимовските Nb/Ta от 53 до 120), а танталом — минералов циркония (в ловозерите, катаплеите Nb/Ta от 1,1 до 2,26). Это обусловлено большей близостью химических свойств ниобия с титаном и тантала с цирконием в гидротермальных растворах.

Редкоземельные элементы в агпаитовых нефелиновых сиенитах представлены в основном цериевой группой ($\Sigma Ce/\Sigma Y \approx 7{,}9$). К концу магматического процесса происходит накопление суммы редкоземельных элементов и увеличение роли иттриевой группы. В породах третьей интрузивной фазы величина $\Sigma Ce/\Sigma Y$ отношения снижается до 1,6. Редкоземельные элементы в агпаитовых породах связаны главным образом с минералами титана и циркония, содержащими натрий, кальций и стронций. Минералы редкоземельных элементов (ниоботитанаты, титаносиликаты и др.) концентрируют преимущественно легкие лантаноиды, а цирконосиликаты обогащены иттриевой группой. Различие в температурах плавления окислов р.з.э. и повышенная щелочность магматического расплава приводят к фиксации в твердые фазы наиболее основных лантаноидов цериевой группы на ранних этапах кристаллизации пород. В постмагматическую стадию разделение р.з.э. определяется различием свойств их комплексных соединений.

Торий и уран на магматической стадии кристаллизации входят в состав акцессорных минералов, содержащих редкоземельные элементы. В лопарите и стенструпине торий изоморфно замещается ураном. Наблюдается ассоциация тория с цериевой группой р.з.э., а урана — с иттриевой. Некоторая часть тория и урана рассеивается в породообразующих минералах. На постмагматической стадии значительную роль играют субмикроскопические выделения минералов, содержащих радиоактивные элементы. Th/U отношение в породах массива уменьшается при смене высокотемпературных минеральных ассоциаций (лопарит, ринколит, апатит) низкотемпературными (мурманит, ловозерит, чинглусуит). Существует прямая зависимость между содержанием тория (и в меньшей степени урана) и величиной отношения $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ — индикатора щелочности в луявритах. Уран не образует собственных минералов. Единственный минерал тория — торит — появляется в пегматитовых жилах I интрузивной фазы, а также в низкотемпературных агпаитовых пегматитах в ассоциации с натролитом.

Галлий, бериллий и литий в породах массива находятся в рассеянном состоянии и изоморфно замещают другие элементы: галлий замещает алюминий и частично трехвалентное железо, бериллий — кремний и, возможно, алюминий, литий — магний и двухвалентное железо. В пегматитах агпаитовых пород обнаружены акцессорные минералы бериллия (чкаловит, минералы группы эвдидимита-эпидидимита, бериллосодалит и др.), а также лития (тайниолит и полилитионит).

Ловозерский массив формировался в условиях повышенных концентраций летучих компонентов ($H_2O$, F, Cl) в магматическом расплаве. Отделение фтора и хлора в газовую фазу от силикатных расплавов, пересыщенных щелочами, затруднено. Именно с этим связано отсутствие проявлений грейзенизации и скаполитизации в щелочных породах. Повышенная способность щелочных расплавов к растворению $H_2O$, F и Cl обусловила значительную обогащенность щелочных пород данными компонентами. Это отражается в широком развитии в массиве анальцима, содалита, виллиомита, натролита и других минералов, содержащих летучие компоненты. Геохимическая история галогенов связана с поведением петрогенных элементов. Наблюдается накопление фтора и хлора в агпаитовых породах более поздних интрузивных фаз. Однако фтор, являясь более высокотемпературным минералом, выпадает в твердые фазы (амфиболы, апатит)

еще на магматической стадии формирования пород, в то время как хлор в породах II интрузивной фазы фиксировался и в позднемагматическую стадию (содалит). В зависимости от особенностей химизма щелочных пород изменяются минералы-концентраторы фтора. В породах с коэффициентом агпаитности, близким к единице, фтор накапливается в кальциевых минералах (сфен, апатит). В агпаитовых породах фтор связан в минералах, обогащенных натрием (виллиомит, щелочной амфибол).

Хлор, являясь более кислотным минерализатором, входит только в натриевые минералы (содалит, эвдиалит и др.).

В породах массива значительно развиты постмагматические процессы с образованием большого числа минералов, содержащих воду.

Геохимия фосфора и серы в агпаитовых породах массива очень своеобразна вследствие ассоциации этих элементов с натрием. Главными концентраторами фосфора в породах массива являются минералы группы ломоносовита-мурманита и апатита. Первые характерны для агпаитовых пород, а последний — для пород с коэффициентом агпаитности около единицы и ниже. В агпаитовых породах фосфор в минералах ассоциирует с натрием, а в миаскитовых — с кальцием. К концу магматического процесса в расплаве, из которого формировались породы массива, происходило уменьшение концентрации фосфора. В агпаитовых породах массива шестивалентная сера (сульфатная) значительно преобладает над двухвалентной (сульфидной), что обусловлено повышенной щелочностью расплава, из которого формировались эти породы. Сульфидная минерализация не характерна и для постмагматических процессов, связанных с агпаитовыми нефелиновыми сиенитами. Основная масса серы в массиве связана не с сульфидами, а с алюмосиликатами — содалитом (гакманитом) и гидросодалитом, причем в содалите сульфидная сера преобладает над сульфатной, а для гидросодалита характерна сульфатная сера. В алюмосиликатах как сульфатная, так и сульфидная сера ассоциирует с натрием.

Миаскитовые нефелиновые сиениты I интрузивной фазы Ловозерского массива отличаются от агпаитовых пород рядом специфических особенностей геохимии и минералогии. Характерно увеличение роли кальция в составе темноцветных и появление кальциевой ассоциации акцессориев. Геохимическая история редкоземельных элементов, титана и фосфора связана с кальцием, а не с натрием. В миаскитовых нефелиновых сиенитах темноцветные минералы представлены эгирин-авгитом и биотитом, а среди акцессориев типоморфными являются сфен, апатит, пирохлор, манганильменит.

Геолого-петрологический анализ агпаитовых нефелиновых сиенитов Ловозерского массива и данные по геохимии редких элементов показали, что палеозойские магматические породы Кольского полуострова (ультраосновные щелочные породы, эффузивы Ловозерской свиты, миаскитовые и агпаитовые нефелиновые сиениты) представляют единый комагматичный ряд. Наиболее вероятным механизмом формирования агпаитовых нефелиновых сиенитов Ловозерского массива является кристаллизационная дифференциация щелочно-базальтовой магмы.

Исследования геохимии пород Ловозерского массива и сопоставление с данными по распределению редких элементов в нефелиновых сиенитах массива Илимауссак показывают, что агпаитовые щелочные магмы характеризуются определенной группой элементов. В этом смысле Na, Li, Be, Zr, Hf, Nb, Ta, TR, Th, U, F, Cl, S могут рассматриваться как типоморфные элементы агпаитовых нефелиновых сиенитов.

## GEOCHEMISTRY OF LOVOZERO ALKALINE MASSIF

*by V. I. Gerasimovsky, V.P. Volkov, L. N. Kogarko, A. I. Polyakov, T. V. Sapryikina and Yu. A. Balashov*

A polyphase differentiated intrusion of Lovozero massif (Kola peninsula) represents the most striking example of alkaline magmatism. The alkaline rocks were formed at three main phases of intrusive activity and are represented by plenty of species of alkaline rocks with prevailing agpaitic nepheline syenites (foyaites, lujavrites, urtites, eudialyte, murmanite and lovozerite lujavrites, sodalite and hydrosodalite syenites, augite-porphyrites, phonolites, essexites etc). 145 minerals and mineral subspecies have been recorded in the rocks and pegmatites of the massif. The most outstanding feature of the massif is its high enrichment in many of rare elements like Nb, Ta, Zr, Hf, TR, U, Th and volatile components (F, Cl, S).

The book presented generalizes the results obtained by Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of Academy of Sciences, USSR. The aim of the investigation was to reveal the regularities of rare element behaviour in the differentiation of agpaitic alkaline magma and to establish the geochemical criteria concerning with the genesis of the alkaline rocks of the Lovozero massif.

The work is based on the data of quantitative determinations of rare elements in minerals and rocks (more than 3000 analyses); both chemical and physical analytical methods were used. For some elements the mineral-to-mineral distribution have been determined. The data of element distribution in rocks for 67 elements are presented. The physico-chemical conceptions were applied for the geological and petrological investigations of the petrogenetical mechanism.

The miaskitic nepheline syenites of the I-st intrusive phase were found to be an intermediate member of the rock series from alkaline volcanic rocks to agpaitic nepheline syenites. Magmatic replacement of basites by agpaitic alkaline melt appeared to take place in the formation of ijolites and melteigites. The accesory mineral assemblages and their dependence on the chemical composition of the rocks were investigated. Physico-chemical conditions of some mineral phases were considered.

Based on petrological investigations the analogy in differentiation trend of syngenetic rock series (urtites, foyaites, lujavrites) and agpaitic epigenetic rock series (2-d, 3-d intrusive phases) was established. The authors came to the conclusion that the crystallization differentiation played the leading role in the formation of the Lovozero rocks. The sequence of minerals crystallized from the agpaitic alkaline melt was responsible for the sequence urtite — foyaite — lujavrite during the crystallization of the syngenetic rock series.

Academician A. P. Vinogradov's ideas and A. A. Yaroschevsky's experimental studies allowed to apply zone melting principles for the explanation

of rhythmical stratification peculiar to the magmatic rocks of the 2-d intrusive phase. Poikilitic sodalite syenites are assumed to be formed as a result of the immiscibility in agpaitic alkaline melt rich in chlorine and are syngenetic with aegirine lujavrites.

The typical elements of agpaitic nepheline syenites of the Lovozero massif are Na, Al, Mn, Sr, TR, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, U, Be, Zn, Ga, F, Cl and S. The abundance of these elements is much higher than their average abundance in other types of magmatic rocks. Such elements as Ti, Zr, TR, F, Cl play a distinct role in mineral-bearing processes as well as the main rockforming components.

The agpaitic sequence of crystallization was due to the composition of the primary melt from which the nepheline syenites were formed. Feldspathoids and alkali feldspars were dropped out at the initial stage of crystallization. Most of the rare elements (except of Rb and Ga) do not enter the lattices of felsic minerals and concentrate in the residual melt. The highest concentration of rare elements was found to be present in the 3-d intrusive phase (eudialyte lujavrites) formed as a result of the fractional crystallization of alkaline magma at the final stage of intrusive activity.

Fractional crystallization of agpaitic alkaline melt is responsible for increasing of Si, Al, Na, K concentration in a series of rocks of both syngenetic and epygenetic series. This regularity is reflected in adequate changes of petrochemical coefficients in the rocks: urtite — foyaite — lujavrite as well as in rocks of epygenetic series. Concentrations of rare elements were found to increase in the same direction and therefore a definite correlation between a rare element abundances and petrochemical coefficients is displayed.

The low coordinated complex anions of amphoteric elements (Al, Ti, Zr, Nb etc.) were generated due to high alkalinity of the melt. The transition of Al into 4-coordinated state determines the existence of potassium feldspar — nepheline (or sodalite) paragenesis. The formation of complex compounds of titanium $(TiO_4)^{-4}$ and zirconium $(ZrO_4)^{-4}$ results in unique accessory mineral assemblages (eudialyte, loparite, lamprophyllite, murmanite etc.).

High chemical potential of sodium in alkaline melt presumably causes increase of the ferric/ferrous ratio and leads to the crystallization of aegirine which is the main femic rockforming mineral of nepheline syenites in question. Potassium plays a subordinate role. Being a stronger base relative to sodium it is bound with $(AlSi_3O_8)^{-1}$ (the most acid anion of alkaline melt) in nepheline — microcline assemblages of rocks; at the same time sodium is concentrated in residual liquids forming the sodium association of femic and accessory minerals in agpaitic nepheline syenites.

The geochemical features of rocks in question are reflected in the regularities of rare elements and volatile elements behaviour in the Lovozero massif.

High titanium concentration is found in nepheline syenites of the Lovozero massif. Amphoteric properties of Ti are featured in the appearance of a large deal of Na-titanosilicates (lomonosovite-murmanite, ramsaite, lamprophyllite). Titanium may substitute gor zirconium in zirconiumsilicates and for ferric iron in rockforming minerals (aegirine, arfvedsonite etc.).

Zirconium in the Lovozero massif forms some strictly Zr-minerals like the zirconiumsilicates (eudialyte, lovozerite etc.); it may isomorphously substitute for titanium in some titanosilicates (murmanite, lomonosovite) and femic rockforming minerals. Zirconium/hafnium ratio in rocks and minerals is very high and ranges from 33 to 52 (in rocks) and from 33 to 70 (in minerals) increasing in the rocks of the latest intrusive phases. The highest values of the ratio were found in minerals of the postmagmatic stage (lovozerite, beljankinite, catapleite).

Niobium and tantalum has the same geochemical behaviour as titanium and zirconium; the latter are substitued for Nb and Ta. Nb and Ta concent-

ration in titanium minerals is higher than in zirconiumsilicates. Niobium is highly prevailing over tantalum in minerals, in rocks the average niobium/tantalum ratio being about 19—12. Nb/Ta on postmagmatic stage is changing, titanium minerals being enriched in Nb and zirconium minerals in Ta. It is due to the proximity of properties of Nb to Ti and Ta to Zr in hydrothermal conditions.

Rare earths in agpaitic nepheline syenites are represented mainly by the cerium group ($\Sigma Ce/\Sigma Y \sim 7{,}9$).Tht total concentration of TR increases to the last stages of intrusive magmatism; at the same time $\Sigma Ce/\Sigma Y$ ratio decreases. Rare earth elements in agpaitic rocks are associated mainly with titanium and zirconium minerals containing Na, Ca and Sr. Rare earth minerals (niobiumtitanates, titaniumsilicates etc.) are mostly enriched in cerium group of elements, whereas the zirconiumsilicates in yttrium group. The difference in melting temperatures of rare earth oxides and high alkalinity of magmatic melt are responsible for the most basic lantanoids of the cerium group entering the solid phases on initial stages of crystallization.

Thorium as well as uranium is found in the composition of accessory minerals containing rare earths and crystallizing at the magmatic stage. Thorium is associated with the cerium group of rare earths, while uranium with the yttrium group. A certain quantity of Th and U is dispersed in rockforming minerals not being included in crystal lattices. Th/U ratio in rocks is found to be great in high temperature mineral assemblages (loparite, rincolite, apatite) and decreases in low temperature ones (murmanite, lovozerite, chinglusujite) a correlation between Th concentration and ferric/ferrous ratio was observed, the latter being alkalinity indicator of lujavrites.

The Lovozero massif was formed in conditions of high concentrations of volatile components in magmatic melt. The development of the gas phase of fluorine and chlorine from silicate melt of high alkalinity was found to be unfavourable. This phenomenon is the cause of greisenization being absent in alkaline rocks. High capacity of alkaline melts to solute $H_2O$, F and Cl is responsible for enrichment of these melts in these components reflecting the large abundance of analcite, sodalite, villiaumite, natrolite and other minerals. The geochemical history of halogens is connected with the behaviour of rockforming elements. F and Cl are found to concentrate in agpaitic rocks belonging to the last stage of differentiation. Fluorine being a more high temperature mineralizer in comparison with chlorine is fixed in solid phases (amphiboles, apatite) of magmatic stage whereas chlorine is a component of sodalite, the latter being a mineral of postmagmatic stage. In alkaline rocks with $\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$ ratio $\leqslant 1$ fluorine is concentrated in Ca-minerals (sphene, apatite) whereas in agpaitic rocks $\left(\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}>1\right)$ fluorine is fixed in sodium minerals (villiaumite, alkaline amphibole). Chlorine having more acidic properties than fluorine is found to enter the sodium minerals (sodalite, eudialyte etc.). The alkaline rocks of the Lovozero massif contain a series of minerals with high water content due to postmagmatic processes.

Phosphorus in agpaitic rocks is associated with sodium and in miaskitic rocks with calcium.

Hexavalent sulphur is found to prevail over divalent sulphur being due to alkalinity of the agpaitic melt. Sulphide mineralization is not essential in postmagmatic processes observed in agpaitic nepheline syenites. The main quantity of sulphur is not fixed in sulphides but in alumosilicates (sodalite, hydrosodalite), both types of sulphur being associated with sodium.

Miaskitic nepheline syenites of the first intrusive phase differ from agpaitic rocks by a series of specific mineralogical and geochemical properties. The role of Ca is found to rise in the composition of femic minerals; besides Ca — accessory minerals are observed. The geochemical history of TR, Ti and P is

connected with Ca more than with sodium. The femic minerals of miaskitic nepheline syenites are represented by aegirine-augite and biotite and accessory typomorphic minerals are sphene, apatite, pyrochlore, manganese-ilmenite.

Geological, petrological and geochemical investigations of the Lovozero massif lead to a conclusion that the palaeozoic magmatic rocks of the Kola peninsula (ultrabasic alkaline rocks, volcanic rocks of the Lovozero suit, miaskitic and agpaitic nepheline syenites) are representing a genetically connected magmatic formation. The mostly presumable mode of the Lovozero agpaitic rock formation is magmatic differentiation by means of fractional crystallization of alkali-basaltic magma.

Geochemical investigations of the Lovozero massif have indicated that the agpaitic alkaline magmas are characterized by a certain group of abundant chemical elements. In such sense Na, Zr, Hf, Nb, Ta, TR, F, Cl, S can be considered as typomorphic elements of agpaitic nepheline syenites.

*ПРИЛОЖЕНИЕ 1*

## КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВА

| Минерал и его разновидности | Формула минерала | Нахождение и распространенность минерала | |
|---|---|---|---|
| | | Породы | Пегматиты |
| *Сульфиды и их аналоги* | | | |
| Галенит | PbS | + | + |
| Ковеллин | CuS | + | — |
| Леллингит | $FeAs_2$ | — | + |
| Марказит | $FeS_2$ | + | — |
| Молибденит | $MoS_2$ | + | + |
| Пирротин | $Fe_{1-n}S(n=0,1—0,2)$ | ++ | — |
| Пирит | $FeS_2$ | + | — |
| Саффлорит (?) | $CoAs_2$ | — | + |
| Сфалерит | ZnS | + | + |
| Халькопирит | $CuFeS_2$ | + | — |
| *Окислы и гидроокислы* | | | |
| Анатаз | $TiO_2$ | — | + |
| Белянкинит | $(Ti_{0,7}Zr_{0,06}Nb_{0,07}Fe_{0,03}Ca_{0,13})(OH)_{3,78}$ | — | + |
| Бемит | AlOOH | — | + |
| Бёрнессит | $(Na_{0,7}Ca_{0,3})Mn_7O_{14}\cdot 2,8H_2O$ | — | + |
| Брукит (арканзит) | $TiO_2$ | — | + |
| Вернадит | $MnO_2\cdot H_2O$ | + | + |
| Герасимовскит | $NbTi(OH)_9$ | — | + |
| Гидраргиллит | $Al(OH)_3$ | + | + |
| Гидроокислы железа (гетит и др.) | $Fe_2O_3\cdot nH_2O$ | + | + |
| Гидропирохлор | — | + | — |
| Диаспор | $HAlO_2$ | + | + |
| Ильменит | $FeTiO_3$ | + | + |
| Кварц | $SiO_2$ | — | + |
| Криптомелан | $K_2Mn_8O_{16}$ | — | + |
| Кристобалит | $SiO_2$ | — | + |
| Куприт | $Cu_2O$ | + | — |
| Лопарит | $(Ce, Na, Ca)_2(Ti, Nb)_2O_6$ | ++ | + |
| Магнетит | $Fe^{2+}Fe_2^{3+}O_4$ | — | + |
| Мангано-белянкинит | См. белянкинит | — | + |
| Мангано-ильменит | $(Mn, Fe)TiO_3$ | ++ | ++ |
| Металопарлит | $(Ca_2\ Ce)_2(Ti, Nb)_2O_6\cdot nH_2O$ | + | — |
| Натроопал | $Na_2O\cdot mSiO_2\cdot nH_2O$ | + | — |
| Опал | $SiO_2\cdot nH_2O$ | — | + |
| Перофскит | $MnTiO_3$ | + | + |
| Пирохлор | $(Na, Ca)_2(Nb, Ti)_2O_6(F, OH, O)$ | + | — |
| Псиломелан | $mMnO\cdot MnO_2\cdot nH_2O$ | + | + |
| Рутил | $TiO_2$ | — | + |
| Титаномагнетит | — | — | + |
| Тодорокит | $(Na, Ca, K, Mn^{2+})(Mn^{4+}, Mn^{2+}Mg)_6O_{12}$ | — | + |
| Ульвошпинель | $FeTiO_4$ | + | — |
| Франклинит | $(Zr, Mn)Fe_2O_4$ | — | + |
| Халцедон | $SiO_2$ | — | + |
| Циркониевый опал | $ZrO_2\cdot 11SiO_2\cdot 13H_2O$ | — | + |

Продолжение

| Минерал и его разновидности | Формула минерала | Нахождение и распространенность минерала | |
|---|---|---|---|
| | | Породы | Пегматиты |
| | *Силикаты* | | |
| Акмит | $NaFe[Si_2O_6]$ | + | + |
| Аллофан | $mAl_2O_3 \cdot nSiO_2 \cdot pH_2O$ | — | + |
| Альбит | $Na[AlSi_3O_8]$ | ++ | ++ |
| Анальцим | $Na[AlSi_2O_6] \cdot H_2O$ | ++ | + |
| Апофиллит | $KCa_4[Si_4O_{10}]_2F \cdot 8H_2O$ | + | + |
| Арфведсонит | $Na_3(Fe^{2+}, Mg)_4(Al, Fe^{3+})[Si_4O_{11}]_2(OH, F)_2$ | +++ | ++ |
| Астрофиллит | $(K_2, Na_2, Ca)(Fe^{2+}, Mn)_4(Ti, Zr)[Si_2O_7] \cdot (OH, F)_2$ | + | + |
| Бериллит | $Be_5[Si_2O_7](OH)_4 \cdot H_2O$ | — | + |
| Бейделлит | См. монтмориллонит | — | + |
| Бериллосодалит | $Na_8[Cl_2(BeAlSi_4O_{12})_2]$ | — | + |
| Беталомоносовит | $Na_2MnTi[Ti_2Na_2(OH)_6(Si_2O_7)] \cdot [Na_2P_2(O, OH)_7]$ | — | + |
| Биотит | $K(Mg, Fe, Mn)_3[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$ | + | + |
| Вёлерит | $NaCa_2(Zr, Nb)[Si_2O_7]OF$ | + | — |
| Виноградовит | $Na_5AlTi_4[Si_2O_7]_3(OH)_2$ | — | + |
| Власовит | $Na_2Zr[Si_4O_{11}]$ | + | — |
| Вудъяврит | $Ce_mTi_nSi_p(O, OH)_9 \cdot H_2O$ | — | + |
| Галлуазит | $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 \cdot 4H_2O$ | — | + |
| Гельбертрандит | $Be_4[Si_2O_7](OH)_2 \cdot nH_2O$ | — | + |
| Гентгельвин | $Zn_8[BeSiO_4]S_2$ | — | + |
| Гидромусковит | $(K, H_3O)Al_2[(Al, Si)_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$ | + | + |
| Гидрополилитионит | $KLiAl[Si_4O_{10}](F, OH)_2$ | — | + |
| Гидросодалит | $Na_{10}[Al_6Si_6(O, OH)_{25}][O_{1,33}Cl_{0,67}]$ | +++ | — |
| Гидротайниолит | $KLiMg_2[Si_4O_{10}](F, OH)_2$ | — | + |
| Гидроторит | $ThSiO_4 \cdot nH_2O$ | — | + |
| Гидроцерит | $(La, Ce, Th)_2[(Si, P)_2O_7] \cdot nH_2O$ | — | + |
| Гизингерит | $Fe_4[Si_4O_{10}](OH)_8 \cdot nH_2O$ | + | — |
| Каламин | $Zn[Si_2O_7](OH)_2 \cdot H_2O$ | — | + |
| Канкринит | $(Na_2Ca)_4[(H_2O)_n(CO_3)(AlSiO_4)_6]$ | + | + |
| Каолинит | $Al_4[Si_4O_6](OH)_8$ | + | + |
| Карнасуртит | $(Ce, La, Th)(Ti, Nb)(Al, Fe)[(Si, P)_2O_7] \cdot (OH)_4 \cdot 3H_2O$ | — | + |
| Каршинскит | $Na[(Al, Be, Zn)(SiAl)_3(O, OH)_8] \cdot H_2O$ | — | + |
| Каталлеит | $Na_2Zr[Si_3O_9] \cdot nH_2O$ | + | + |
| Катафорит | — | + | — |
| Келдышит | $(Na, H)_2Zr[Si_2O_7]$ | + | — |
| Куплетскит | $(K_2, Na_2, Ca)(Mn, Fe^{2+})_4(Ti, Zr) \cdot [(OH)(Si_2O_7)]$ | — | + |
| Лабунцовит | $(K, Na, Ba, Ca)(Ti, Nb)[Si_2(O, OH)]_7 \cdot 2H_2O$ | — | + |
| Лампрофиллит | $Na_3Sr_2Ti_3[Si_2O_7]O(O, OH, F)$ | ++ | ++ |
| Лейкофан | $(Ca, Na)Be[Si_2O_6(OH, F)]$ | — | + |
| Ловозерит | $(Na, Ca)_2(Zr, Ti)[Si_6O_{12}(OH)_6] \cdot nH_2O$ | ++ | + |
| Ловчоррит | См. ринколит | | |
| Ломоносовит | $Na_2MnTi[Ti_2Na_2(OH)_6(Si_2O_7)][Na_4(P_2O_7)]$ | + | + |
| Мангано-нептунит | $(Na, K)_2(Mn, Fe)Ti[(Si_4O_{12})]$ | + | + |
| Мангано-стенструпин | $Na_2Ce(Mn, Fe)H_2[(Si, P)O_4]_3$ | — | + |
| Мезодиалит | $(Na, Ca, Fe)Zr[(Si_3O_9)_2](OH, Cl)$ | ++ | ++ |

Продолжение

| Минерал и его разновидности | Формула минерала | Нахождение и распространенность минерала | |
|---|---|---|---|
| | | Породы | Пегматиты |
| Метамурманит | $Na_{3,5}H_3MnTi_3[Si_4P_{0,5}O_{15}(OH)_2]$ | — | + |
| Микроклин | $K[AlSi_3O_8]$ | +++ | +++ |
| Монтмориллонит | $(Al, Mg)_2[(Si_4O_{10})(OH)_2]\cdot nH_2O$ | + | + |
| Мурманит | $NaMnTi[Ti_2(OH)_2(Si_2O_7)]\cdot 4H_2O$ | ++ | ++ |
| Нарсарсукит | $Na_2(Ti, Fe)[Si_4O_{10}](O, OH, F)$ | + | + |
| Натролит | $Na_2[Al_2Si_3O_{10}]\cdot 2H_2O$ | ++ | ++ |
| Ненадкевичит | $(Na, K, Ca)(Nb, Ti)[Si_2(O, OH)_7]\cdot 2H_2O$ | — | + |
| Нефелин | $KNa_3[AlSiO_4]$ | +++ | ++ |
| Нонтронит | $Fe[Si_4O_{10}](OH)_2\cdot nH_2O$ | + | + |
| Нордит | $Na_3(Sr, Ca)(Mn, Mg, Fe)_2(Ce, La)[Si_6O_{18}]$ | — | + |
| Ортит | $(Ca, Ce)_2(Al, Fe)_3[SiO_4][Si_2O_7](O, OH)O$ | + | — |
| Ортоклаз | $K[AlSi_3O_8]$ | + | + |
| Пектолит | $Ca_2Na(Si_3O_8)OH$ | + | — |
| Полилитионит | $KLiAl(Si_4O_{10})(F, OH)_2$ | — | + |
| Рамзаит | $Na_2Ti_2(Si_2O_6)O_3$ | + | ++ |
| Рибекит | $Na_4Fe_3^{2+}Fe_2^{3+}[Si_4O_{11}]_2(O, OH)_2$ | + | + |
| Ринколит | $Na(Ca, Ce)(Ti, Nb)(Si_2O_7)OF$ | + | + |
| Розенбушит | $(Na, Ca)_3(Zr, Fe, Ti)O[Si_2O_7]F$ | + | — |
| Сейдозерит | $Na_4Mn(Zr, Ti)_2Ti[Si_2O_7]_2O_2(F, OH)_2$ | — | + |
| Селадонит | $K(Fe^{3+}, Al)(Mg, Fe^{2+})(Si_4O_{10})(OH)_2\cdot nH_2O$ | + | — |
| Содалит | $Na_8[Cl_2(AlSiO_4)_6]$ | +++ | ++ |
| Соконит | $Zn_3[Si_4O_{10}](OH)_2$ | — | + |
| Сподиофиллит | $K(Mg, Fe)_3Si_4O_{10}(F, OH)$ | — | + |
| Стенструпин | $Na_2Ce(Mn, Fe)H_2[(Si, P)O_4]_3$ | — | + |
| Стильпномелан | $(K, H_3O)(Fe^{2+}, Mg, Fe^{3+}, Al)_3[(Si_4O_{10})(OH)_2]$ | + | — |
| Sr-перрьерит | $(TR, Sr)_4Fe_2Ti_3[Si_2O_7]O_8$ | — | + |
| Сфен | $CaTi(SiO_4)O$ | ++ | + |
| Сферобертрандит | $Be_5(Si_2O_7)(OH)$ | — | + |
| Тайниолит | $KLiMg_2[Si_4O_{10}](F, OH)_2$ | — | + |
| Титаноловенит | $(Ca, Na, Mn)_3(Zr, Ti)(Si_2O_7)](O, F_2)$ | + | + |
| Томсонит | $Ca_2Na_2[AlSiO_4]_5\cdot 6H_2O$ | + | + |
| Торит | $Th[SiO_4]$ | — | + |
| Тюрингит | $Fe_{3,5}(Al, Fe)_{1,5}[(Al_{1,5}Si_{2,5}O_{10})(OH)_2]$ | + | ++ |
| Уссингит | $Na_2[(OH)AlSi_3O_8]$ | + | + |
| Ферригаллуазит | $[(Al, Fe^{3+}, Si)_4O_{10}](OH)_8 4H_2O$ | — | + |
| Ферриэккерманит | $Na_8(Mg, Fe)_4Al_2Fe_2[(Si_{16}O_{44})(O, OH, F)]$ | — | + |
| Zn-монтмориллонит | $(Al, Zn)_2[(Si_4O_{10})(OH)_2]\cdot nH_2O$ | — | + |
| Zn-ферригаллуазит | — | — | + |
| Хлориты | $(Fe^{2+}, Mg, Mn)_5(Fe^{3+}, Al)[AlSi_3O_{10}](OH)_8\cdot nH_2O$ | — | + |
| Циркон | $Zr[SiO_4]$ | + | + |
| Чинглусуит | $2(Na, K)_2O\cdot 5(Mn, Ca)O\cdot 3(Ti, Zr)O_2\cdot 14SiO_2\cdot 9,5H_2O$ | + | + |
| Чкаловит | $Na_2[BeSi_2O_6]$ | — | + |
| Цирфесит | $mZrO_2\cdot nFe_2O_3\cdot pSiO_2\cdot qH_2O$ | + | + |
| Шабазит | $(Ca, Na)(AlSi_2O_6)_2\cdot 6H_2O$ | + | + |
| Шизолит | $Na(Ca, Mn)_2Si_3O_8(OH)$ | + | + |
| Эвдиалит | $(Na, Ca, Fe)_6Zr[Si_3O_9)_2](OH, Cl)$ | +++ | +++ |

| Минерал и его разновидности | Формула минерала | Нахождение и распространенность минерала | |
|---|---|---|---|
| | | Породы | Пегматиты |
| Эвколит | Разновидность эвдиалита, богатая Ca, Mn, Mg, Fe | + | + |
| Эвдидимит | $Na_2Be_2[Si_6O_{14}(OH)_2]$ | — | + |
| Эгирин | $NaFe^{3+}[Si_2O_6]$ | +++ | +++ |
| Эгирин-авгит | — | + | + |
| Эгирин-диопсид | — | ++ | + |
| Энигматит | $Na_2(Fe, Mn)_6Ti[Si_6O_{21}]$ | + | + |
| Эпидидимит | $Na_2Be[Si_6O_{14}(OH_2)]$ | — | + |
| Эпистолит | $Na_2Ti[Nb_2O_2(OH)_4][Si_2O_7]\cdot 2H_2O$ | — | + |
| | *Фосфаты* | | |
| TR-апатит | $(Ca, TR)_5[PO_4]_3(F, OH)$ | ++ | + |
| Th-апатит | — | — | + |
| Беловит | $(Sr, Ce)_5[PO_4]_3(OH, O)$ | — | + |
| Мангано-штаффелит | $(Ca, TR)_5(PO_4)_3(F, OH)$ | — | + |
| Полисферит | $(Pb, Ca)_5(PO_4)_3Cl$ | — | + |
| Рабдофанит (эрикит) | $CePO_4\cdot nH_2O$ | — | + |
| Штаффелит (карбонат-апатит) | $(Ca, TR)_5(PO_4)_3(F, OH)$ | — | + |
| | *Карбонаты* | | |
| Анкилит | $CeSr(CO_3)_2(OH)\cdot H_2O$ | — | + |
| Бастнезит | $CeCO_3\cdot nH_2O$ | + | — |
| Кальцит | $CaCO_3$ | + | — |
| Магнезит | $MgCO_3$ | + | — |
| Натрит | $Na_2CO_3\cdot nH_2O$ | + | — |
| Церуссит | $PbCO_3$ | — | + |
| | *Сульфаты* | | |
| Шайерит (бесхлорный) | $Na_2SO_4\cdot NaF$ | — | + |
| Ярозит | $KFe^{3+}(SO_4)_2(OH)_6$ | + | — |
| | *Вольфраматы* | | |
| Вольфрамит | $(Mn, Fe)WO_4$ | — | + |
| | *Галогениды* | | |
| Виллиомит | NaF | ++ | + |
| Флюорит | $CaF_2$ | + | + |

Примечание: — не встречается, + встречается редко, ++ обычный минерал, +++ широко распространенный минерал.

## КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛОВ ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВА

### Сульфиды и их аналоги

**Галенит** встречается редко и в небольших количествах как в породах, так и в пегматитах. Обычно находится в ассоциации с цеолитами. Иногда замещается церусситом.

**Ковеллин** установлен лишь в одном из шлифов среднезернистого нефелинового сиенита (г. Нинчурт). Является вторичным минералом по халькопириту.

**Леллингит** найден в пегматите г. Малый Пункаруай в ассоциации с уссингитом (Тихоненков, Семенов, 1963).

**Марказит** обнаружен только при изучении шлифов. Образуется как вторичный минерал по пирротину и пириту.

**Молибденит** наблюдается часто, но в незначительных количествах в породах и пегматитах. Наиболее распространен в фойяитах и пойкилитовых содалитовых сиенитах.

**Пирит** установлен лишь в виде редких выделений в породах.

**Пирротин** — самый распространенный минерал из сульфидов. В породах I интрузивной фазы он наиболее характерен для пойкилитового гидросодалитового сиенита, в котором обычно рассеян в виде мелких выделений в зернах гидросодалита. Часто наблюдается и в уртитах нижней зоны II интрузивной фазы.

**Саффолорит** (?) обнаружен в натролитовой зоне пегматита верховьев р. Тавайок (Тихоненков, Семенов, 1963).

**Сфалерит** — второй по распространенности минерал из сульфидов после пирротина. Наиболее часто встречается в фойяитах и пойкилитовых содалитовых сиенитах. Как в породах, так и пегматитах сфалерит представлен обычно безжелезистыми разновидностями, желтой, желтовато-зеленой окраски. Кристаллы его нередко прозрачны. Он часто находится в ассоциации с уссингитом и цеолитом.

**Халькопирит** установлен только в породах при их микроскопическом изучении. Замещается ковеллином, купритом и марказитом.

### Окислы и гидроокислы

**Анатаз** встречается в пегматитах. Он образуется в результате гидротермального изменения минералов титана (мурманита, лампрофиллита и др.), иногда находится в пустотах в ассоциации с цеолитами и арканзитом (Семенов, 1957).

**Белянкинит** впервые изучен и описан на материале Ловозерского массива (Герасимовский, Казакова, 1950б). Этот минерал формируется в конце пегматитового процесса минералообразования. Иногда он развивается по ломоносовиту-мурманиту при их гидротермальном изменении. В массиве установлена разновидность белянкинита, значительно обогащенная марганцем,— мангано-белянкинит (Семенов, 1957).

**Бемит** в ассоциации с натролитом, гидраргиллитом и монтмориллонитом образуется при изменении нефелина. Этот минерал установлен в пегматитовой жиле г. Киткиньюн (Власов и др., 1959).

**Бёрнессит** обнаружен в пегматите (г. Лепхе-Нельм) в пустотах друз натролита. Гипергенный минерал (Семенов, 1963).

**Диаспор** обнаружен (г. Аллуайв) в ассоциации с гидраргиллитом и бемитом (Семенов, 1963).

**Брукит** (арканзит) найден в одном из пегматитов г. Куивчорр, имеет, вероятно, гидротермальный генезис (Семенов, 1957).

**Вернадит** в ассоциации с цеолитами обнаружен в пегматитах. Кроме того, встречается и как вторичный минерал по пизолиту.

**Герасимовскит** встречается в пегматитах с уссингитом и стенструпином; вероятно, появляется в гидротермальную стадию за счет изменения эпистолита (Семенов, 1957).

**Гидраргиллит** в ассоциации с натролитом широко распространен в породах и пегматитах. Образовался в процессе замещения нефелина и содалита цеолитами.

**Гидроокислы железа** в массиве широко распространены в зоне гипергенеза. В пегматитовой жиле г. Куфтньюн установлен гетит.

**Гидропирохлор** — см. пирохлор.

**Ильменит** — см. мангано-ильменит.

**Кварц** — редкий минерал в массиве, найден лишь в пегматитах. Генезис его, вероятно, позднегидротермальный.

**Криптомелан** наблюдается в ассоциации с альбитом, цеолитами и гидрогетитом. Этот минерал появляется, по-видимому, в гидротермальную стадию при изменении шизолита (Власов и др., 1959).

**Кристобалит** встречается в пегматитах, его выделения приурочены к участкам сложенным альбитом, часто находится совместо с опалом (Семенов, 1963).

**Куприт** установлен в массиве лишь как вторичный минерал по халькопириту.

**Лопарит** — широко распространенный в породах массива акцессорный минерал. В пегматитах встречается редко. Впервые этот минерал был обнаружен в Ловозерском массиве, но изучен и описан на материале Хибинского массива (Кузнецов, 1925). Формирование его происходило в магматическую стадию. Минерал интересен по своему составу, так как содержит титан, ниобий, редкоземельные элементы, кальций, стронций, лопарит, иногда замещается металопаритом (Герасимовский, 1941а).

**Магнетит** найден в пегматите (р. Муруай) в ассоциации с пирохлором, ильменитом, титано-ловенитом и апатитом (Семенов, Казакова, 1961а).

**Мангано-белянкинит** — см. белянкинит.

**Мангано-ильменит** — широко распространенный акцессорный минерал в породах и пегматитах I интрузивной фазы. Встречается в уртитах нижней зоны дифференцированного комплекса. Характерна ассоциация со сфеном и апатитом, а в уртитах — с энигматитом. Найдены разности ильменита, имеющие в своем составе и мало марганца (Герасимовский, 1940б).

**Металопарит** — см. лопарит.

**Натроопал** формируется в зоне гипергенеза, при изменении пойкилитовых содалитовых сиенитов, содержащих виллиомит (Герасимовский, 1946).

**Опал** широко распространен в зоне гипергенеза; встречается в виде белых пленок и корок на поверхностях пород и пегматитовых жил.

**Пирофанит** обнаружен в гидротермальных натролитовых жилах в ассоциации с катаплеитом, анкилитом, бастнезитом и др. (Семенов, 1963б).

**Пирохлор** — редкий акцессорный минерал пород I интрузивной фазы и пегматитов, генетически с ними связанных. Для пирохлора характерен парагенезис с ильменитом, сфеном и ловенитом. В фойяитах встречается гидропирохлор (Семенов и др., 1963) в виде псевдоморфоз по лопариту. Замещение лопарита гидропирохлором происходило, вероятно, в гидротермальную стадию.

**Псиломелан** широко распространен в пегматитах. Вероятно, он образуется из низкотемпературных гидротермальных растворов.

**Рутил** установлен в пегматитах, где является вторичным минералом, формирующимся под влиянием низкотемпературных гидротермальных растворов по манганильмениту (Семенов, 1957).

**Тодорокит** распространен во многих пегматитах в ассоциации с натролитом. Является продуктом эпитермального изменения шизолита (Семенов, 1963).

**Титаномагнетит** — акцессорный минерал. Встречается в породах I интрузивной фазы.

**Ульвошпинель.** Имеется лишь упоминание о ее нахождении в массиве (Власов и др., 1959).

**Франклинит** обнаружен в пегматитах г. Лепха и является продуктом выветривания или гидротермального изменения мангано-сфалерита, по которому он образует псевдоморфозы (Семенов, 1963б).

**Халцедон** встречается редко и в незначительных количествах в пегматитах в ассоциации с альбитом. Вероятно, образуется из низкотемпературных гидротермальных растворов.

**Zr-опал** — редкий минерал, обнаружен в пегматитах в ассоциации с уссингитом и гакманитом (г. Пункаруайв), а также с цеолитами в псевдоморфозах по эвдиалиту (г. Аллуайв) (Семенов, Казакова, 1961б).

## Силикаты

**Акмит** — см. эгирин.

**Аллофан** — редкий минерал, найден в пустотах пегматитовых жил на г. Аллуайв (Власов и др., 1959).

**Альбит** широко распространен в породах и пегматитах массива. Часто развивается при замещении K-Na полевых шпатов.

**Анальцим** в породах и пегматитах массива распространен широко. В породах он является либо первичным минералом, либо развивается по нефелину и содалиту.

**Апофиллит** — редкий минерал, обнаружен в одном из пегматитов г. Лепхе-Нельме (Власов и др., 1959).

**Арфведсонит** широко распространен в породах и пегматитах. Иногда является породообразующим минералом (амфиболовые луявриты и др.). Нередко замещает эгирин. Иногда наблюдаются и обратные соотношения. В пегматитах г. Лепхе-Нельме установлен амфибол, не содержащий алюминия. В нем магний преобладает над двухвалентным железом — эккерманит и ферриэккерманит (Семенов, 1964). Рибекит и магнезиорибекит обнаружены в пегматитах и гидротермальных

жилах. Катафорит встречается в зоне контакта нефелиновых сиенитов с ксенолитами девонских основных эффузивов и в породах I интрузивной фазы (Семенов, Капитонова, 1964).

**Астрофиллит** имеет небольшое распространение в породах II интрузивной фазы и в пегматитах, обычно является вторичным минералом по энигматиту.

**Бейделлит** — см. монтмориллонит.

**Бериллит** встречается в незначительных количествах в пегматитах, генетически связанных с пойкилитовыми содалитовыми сиенитами. Ассоциирует с альбитом и минералами группы эпидидимита, по которым он образуется (Кузьменко, 1954).

**Бериллосодалит** обнаружен лишь в двух пегматитах (г. Пункаруйв и г. Сенгисчорр), где он является продуктом гидротермального изменения чкаловита (Семенов, 1960).

**Беталомоносовит** (металомоносовит) установлен в пегматитах в ассоциации с гакманитом, стенструпином и др. (Герасимовский, Казакова, 1962).

**Биотит** встречается в породах I интрузивной фазы и пегматитах, генетически с ними связанных. Он ассоциирует со сфеном, ильменитом, апатитом и др. Присутствует и в контаминированных разностях фойяитов II интрузивной фазы.

**Вёлерит** обнаружен в контакте альбитизированных эвдиалит-микроклиновых фенитов и пегматоидных нефелиновых сиенитов. Он находится совместно с альбитом, флюоритом и апатитом; развивается по эвдиалиту (Тихоненков, Тихоненкова, 1962).

**Виноградовит** установлен в пегматитах в ассоциации с натролитом и анальцимом. Образуется из гидротермальных растворов, иногда по рамзаиту и лампрофиллиту (Семенов, 1956а).

**Власовит** найден в контактной зоне массива среди альбитизированных участков эвдиалит-микроклиновых фенитов и пегматоидных нефелиновых сиенитов, образуется по эвдиалиту, метасоматически замещая его. Ассоциирует с альбитом, апатитом и флюоритом (Тихоненкова, Казакова, 1961).

**Вудьяврит** — см. ринколит.

**Галлуазит** встречается в пегматитах. Различают первичный галлуазит, кристаллизующийся из поздних гидротермальных растворов, и вторичный, который образуется по нефелину, вероятно, в зоне гипергенеза. Обнаружены разновидности галлуазита, обогащенные железом (Власов, и др., 1959).

**Гельбертрандит** найден в пегматитах в ассоциации с альбитом, цеолитами, эпидидимитом, сферобертрандитом и бериллитом. Он развивается при изменении эпидидимита (Семенов, 1957в).

**Гентгельвин** наблюдается только в пегматитах линии скрещения, в ассоциации с мангано-ильменитом и цирконом (Еськова, 1957).

**Гидромусковит** распространен в породах и является вторичным минералом по нефелину.

**Гидрополилитионит** — см. полилитионит.

**Гидросодалит** характерен для пород I интрузивной фазы (пойкилитовый гидросодалитовый сиенит и нефелин-гидросодалитовый сиенит). Вероятно, присутствует в породах II интрузивной фазы. Является первичным минералом, а также развивается по нефелину.

**Гидротайниолит** — см. тайниолит.

**Гидроторит** — см. торит.

**Гидроцерит** обнаружен в пегматитах в виде псевдоморфоз по мангано-стенструпину, в ассоциации с нептунитом и натролитом (Власов и др., 1959).

**Гизингерит** — минерал, характерный для пород контактной зоны; встречается в альбитизированных участках олигоклазитов, микроклинитов и в альбититах, в ассоциации с анатазом и стильпномеланом (Тихоненков, Тихоненкова, 1962).

**Каламин** обнаружен в одном из пегматитов ортоклаз-натролитового состава с апатитом (г. Лепхе-Нельме) и является продуктом изменения сфалерита в зоне гипергенеза (Власов и др., 1959).

**Канкринит** — один из вторичных минералов пород, развивается по нефелину, редко — по микроклину и содалиту. Иногда замещается натролитом. В пегматитах пойкилитовых содалитовых сиенитов встречается канкринит, вторичный по содалиту. По данным Е. А. Семенова (1964в), он является гидрокарбонатно-натриевым, почти не содержащим кальция ($3Na_2Al_2SiO_4 \cdot NaHCO_3 \cdot H_2O$).

**Каолинит** имеет небольшое распространение. Обнаружен в некоторых пегматитах и породах I интрузивной фазы. Минерал — вторичный, возникает при гидротермальном изменении K-Na полевого шпата.

**Карнасуртит** найден в небольших количествах в пегматитах, пойкилитовых сиенитах, в ассоциации с полилитионитом, уссингитом и натролитом (Кузьменко, Кожанов, 1959).

**Каршинскит** найден в пегматитах г. Карнасурт, генетически связанных с пойкилитовыми содалитовыми сиенитами. Ассоциирует с альбитом и натролитом (Шилин, 1956).

**Катаплеит** наблюдается в незначительном количестве в породах и пегматитах. Обычно является вторичным минералом по эвдиалиту и эвколиту.

**Катафорит** — см. арфведсонит.

**Келдышит** обнаружен в фойяите и других породах II интрузивной фазы в ассоциации с эвдиалитом, рамзаитом, минералами группы ломоносовита — мурманита и др. (Герасимовский, 1962).

**Куплетскит** — редкий минерал, встречается в пегматитах и во вмещающих их пойкилитовых содалитовых сиенитах. Он ассоциирует с различными минералами: микроклином, эвдиалитом, рамзаитом, шизолитом, нептунитом и др. (Семенов, 1956б).

**Лабунцовит** встречается в пегматитах — в пустотах среди альбита или натролита, иногда ассоциирует с продуктами гидротермального изменения мурманита, образуя и псевдоморфозы по мурманиту. Некоторые кристаллы лабунцовита покрыты пленкой анатазового лейкоксена (Семенов, Бурова, 1955; Семенов, 1959а).

**Лампрофиллит** — один из наиболее характерных минералов Ловозерского массива. Широко распространен в агпаитовых породах II и III интрузивных фаз. Обычно находится в ассоциации с эвдиалитом и мурманитом.

**Лейкофан** обнаружен в пегматитах г. Лепхе-Нельме, где выполняет пустоты между кристаллами в друзах натролита (Семенов, 1957б).

**Ловозерит** широко распространен в породах массива, иногда является породообразующим минералом (порфировидный ловозеритовый луяврит). В пегматитах встречается редко и в незначительных количествах. Наблюдается ловозерит как первичный, так и вторичный, образующийся по эвдиалиту и мезодиалиту (Герасимовский, 1939б).

**Ловчоррит** — см. ринколит.

**Ломоносовит** установлен в пегматитах, генетически связанных с пойкилитовыми содалитовыми сиенитами. Находится в ассоциации с эвдиалитом, лампрофиллитом, мурманитом, чинглусуитом, нордитом др. Имеющийся в его составе фосфор легко выщелачивается дистиллированной водой (Герасимовский, 1950).

**Магнезио-рибекит** — см. арфведсонит.

**Мангано-нептунит** встречается почти во всех разновидностях пород и в большинстве пегматитов. Он находится в ассоциации с поздним эгирином и цеолитами. Иногда образуется в процессе изменения титансодержащих минералов — мурманита, рамзаита, лампрофиллита и др.

**Мангано-стенструпин** — см. стенструпин.

**Мезодиалит** — см. эвдиалит.

**Метамурманит** обнаружен в пегматитах, где он образуется при стадийном изменении беталомоносовита (Семенов, 1961).

**Микроклин** — один из главных породообразующих минералов. Широко распространен и в пегматитах.

**Монтмориллонит** — один из наиболее распространенных в коре выветривания глинистых минералов массива. Наблюдается в пустотах друз цеолитов, в ряде пегматитов в виде мономинеральных выделений. Иногда образует псевдоморфозы по нефелину. В одном из пегматитов г. Куйвчорр установлен минерал из группы монтмориллонита, содержащий очень мало магния (0,48% MgO). Вероятно, он является бейделлитом (Семенов, 1957д). В пегматитах г. Карнасурт обнаружен монтмориллонит, содержащий значительное количество цинка (10.83% ZnO) — цинковый монтмориллонит, выполняющий пустоты и трещины в гакманите и натролите. Образовался, по-видимому, из низкотемпературных растворов (Власов и др., 1959; Дорфман, 1962).

**Мурманит** — один из наиболее характерных минералов Ловозерского массива. Имеет широкое распространение в агпаитовых породах II и III интрузивных фаз. Обычно находится в ассоциации с эвдиалитом и лампрофиллитом (Гуткова, 1930; Герасимовский, 1935).

**Нарсарсукит** встречается в альбитизированных зонах на контакте нефелиновых сиенитов с вмещающими породами.

**Натрит** образует порошковатые массы, налеты, корки на поверхности пород (Власов и др., 1959).

**Натролит** в породах и пегматитах распространен очень широко. Содержание его в породах иногда достигает 90% (цеолитизированные уртиты). Обычно образуется в процессе замещения нефелина и содалита.

**Ненадкевичит** обнаружен в ряде пегматитов (г. Карнасурт, г. Флора) в ассоциации с микроклином, альбитом, натролитом и др. (Власов и др., 1959).

**Нефелин** — наиболее распространенный породообразующий минерал. Иногда образует почти мономинеральные породы (уртиты). Нередко наблюдается в больших количествах и в пегматитах. В поздние стадии формирования массива нефелин обычно замещается содалитом, натролитом, реже — гидромусковитом, иногда канкринитом и уссингитом. По нефелину часто развиваются псевдоморфозы, получившие название шпреуштейна, состоящие в основном из натролита с примесью гидраргиллита.

**Нонтронит** наблюдается в альбитизированных зонах, иногда пегматитах, в ассоциации с цеолитами. Возможно, он образуется при замещении эгирина и арфведсонита.

**Нордит** — редкий минерал, встречается только в пегматитах, в ассоциации с содалитом, уссингитом, чкаловитом, стенструпином, чинглусуитом, ломоносовитом, мурманитом и др. (Герасимовский, 1941б).

**Ортит** как акцессорный минерал встречен в породах послемагматического комплекса — олигоклазитах и в переходных зонах от олигоклазита к измененным амфиболовым гнейсам (Тихоненков, Тихоненкова, 1962).

**Ортоклаз** наблюдается в породах I интрузивной фазы и пегматитах, генетически связанных с ними.

**Пектолит** встречается в незначительных количествах (до 1%, редко более) в породах массива в ассоциации со сфеном, апатитом и ринколитом.

**Полилитионит** обнаружен в ряде пегматитов, часто совместно с натролитом. При изменении полилитионита образуется гидрополилитионит, который в свою очередь замещается минералами группы монтмориллонита (Семенов, 1957а; Шилин, 1953).

**Рамзаит** — характерный минерал пегматитов. В породах он является акцессорным минералом и наиболее широко распространен в фойяитах нижней зоны дифференцированного комплекса.

**Рибекит** — см. арфведсонит.

**Ринколит** является акцессорным минералом луявритов II интрузивной фазы. В пегматитах встречается редко. Для ринколита характерна ассоциация с минералами, имеющими в своем составе кальций, сфеном, апатитом и пектолитом.

Вероятно, кроме ринколита, имеется и ловчоррит. Ринколит в пегматитах обычно замещен вудъявритом (Власов и др., 1959). Ринколит, кроме того, распространен в фенитах и пегматоидных нефелиновых сиенитах эндоконтактных зон массива, в ассоциации с ловенитом, сфеном, розенбушитом и ильменитом (Тихоненков и Тихоненкова, 1962).

**Розенбушит** иногда наблюдается в зоне контакта нефелиновых сиенитов с сильно измененными ксенолитами девонских эффузивов в ассоциации с ринколитом, сфеном и манган-ильменитом.

**Сейдозерит** обнаружен в пегматитах (р. Муруай), связанных с породами I интрузивной фазы в ассоциации с титаноловенитом, ильменитом, магнетитом, апатитом и др. (Семенов, Казакова, Симонов, 1958).

**Селадонит** установлен в зонах интенсивного гидротермального изменения йолит-уртитов и фойяитов (г. Карнасурт). Это вторичный минерал по эгирину (Семенов, 1959в).

**Содалит** (гакманит). В составе Ловозерского содалита имеется сера. Такую разновидность обычно принято называть гакманитом. Содалит распространен широко, иногда является породообразующим минералом (пойкилитовые содалитовые сиениты и тавиты). Содалит в гидротермальную стадию замещается натролитом, иногда уссингитом и канкринитом. В породах II интрузивной фазы широко распространен вторичный содалит, обычно развивающийся по нефелину. Возможно, вторичный содалит окажется по составу идентичным гидросодалиту.

**Соконит** обнаружен в ряде пегматитов. В них он ассоциирует со сфалеритом, при изменении которого и образуется (Семенов, 1953).

**Сподиофиллит** — редкий минерал, формируется в гидротермальную стадию пегматитового процесса. Встречается совместно с эгирином, апатитом, натролитом и др. (Семенов, 1959в).

**Стенструпин** — характерный минерал пегматитов, генетически связанных с пойкилитовыми содалитовыми сиенитами. Обычно ассоциирует с содалитом, уссингитом, минералами группы ломоносовита — мурманита.

**Стильпномелан** встречается в контактовых породах послемагматического комплекса — олигоклазитах, микроклинитах и альбититах совместно с цирконом, пирохлором и анатазом (Тихоненков, Тихоненкова, 1962).

**Sr-перрьерит** обнаружен А. И. Поляковым в пегматитовых жилах пород I интрузивной фазы, в ассоциации с ильменитом, цирконом и эвдиалитом.

**Сфен** — типоморфный минерал пород I интрузивной фазы и пегматитов, связанных с ними. Он находится также в породах других фаз: амфиболовых луявритах и некоторых разновидностях эвдиалитовых луявритов. Сфен обычно тесно ассоциирует с манган-ильменитом и апатитом.

**Сферобертрандит** установлен в пегматитах совместно с эпидидимитом и является продуктом изменения последнего. Сферобертрандит иногда замещается бериллитом (Семенов, 1957в).

**Тайниолит** наблюдается в ряде пегматитов в ассоциации с уссингитом, натролитом, полилитионитом и др. Формируется в гидротермальную стадию.

**Титано-ловенит** — характерный минерал пойкилитовых гидросодалитовых сиенитов I интрузивной фазы и пегматитов, генетически с ними связанных. Находится в ассоциации с биотитом, сфеном, манган-ильменитом.

**Томсонит** редко встречается в породах и пегматитах. Это вторичный минерал по нефелину и содалиту (Власов и др., 1959).

**Торит** и **гидроторит** установлены в ряде пегматитов с различными минеральными ассоциациями: эвдиалитом, рамзаитом, мурманитом или сейдозеритом, ловенитом, сфеном, апатитом и др. (Семенов, Казакова, 1961а).

**Уссингит** — характерный минерал пегматитов массива; в пегматитах он образует иногда большие обособления (г. Малый Пункаруайв). Вторичный минерал по содалиту. Нередко замещает и микроклин. Обычно находится в ассоциации с содалитом и натролитом.

**Ферригаллуазит** — см. галлуазит.

**Ферриэккерманит** — см. арфведсонит.

**Zn-монтмориллонит** — см. монтмориллонит.

**Zr-ферригаллуазит** — см. галлуазит.

**Хлориты.** В небольших количествах в пегматитах наблюдаются минералы, близкие по физическим и химическим свойствам к магнезиально-железистым хлоритам и марганцевым хлоритам. Магнезиально-железистые хлориты образуются в процессе замещения эгирина, арфведсонита и биотита; марганцевые разновидности хлоритов формируются в процессе замещения эгирина и часто ассоциируют с монтмориллонитом (Власов и др., 1959).

**Циркон** — характерный минерал контаминированных пород, метасоматитов, развитых на контакте массива и пегматитов линии скрещения. Встречаются также в породах и пегматитах I интрузивной фазы. Обычно находится в ассоциации с альбитом, мангано-ильменитом, сфеном, апатитом и биотитом.

**Чинглусуит** установлен в породах и пегматитах пойкилитовых содалитовых сиенитов в ассоциации с содалитом, ломоносовитом, нордитом и др.

**Чкаловит** — редкий минерал, обнаружен в пегматитах г. Малый Пункаруайв и встречается совместно с содалитом, уссингитом, стенструпином, мурманитом, бериллосодалитом и др.

**Цирфесит** наблюдается в породах и пегматитах. Он образуется при изменении минералов группы эвдиалита-эвколита в гипергенных условиях.

**Шабазит** обнаружен в породах и пегматитах в ассоциации с другими цеолитами и глинистыми минералами (Власов и др., 1959).

**Шизолит** обычно встречается в пегматитах, а иногда в породах, ассоциирует с содалитом, уссингитом, альбитом и натролитом.

**Эвдиалит и эвколит.** Эвдиалит один из наиболее характерных минералов Ловозерского массива, широко распространен в породах (эвдиалитовые луявриты и др.) и пегматитах II и III интрузивных фаз. Эвколит изредка встречается в контактных породах.

**Эвдидимит и эпидидимит** обнаружены в пегматитах, генетически связанных с пойкилитовыми содалитовыми сиенитами, в ассоциации с альбитом и цеолитами. В процессе изменения минералов группы эвдидидимит-эпидидимита происходит образование бериллита, сферобертрандита и гельбертрандита (Семенов, Салтыкова, 1954; Власов и др., 1959; Шилин, Семенов, 1957).

**Эгирин** — один из наиболее распространенных породообразующих темноцветных минералов; имеет большое распространение также и в пегматитах. В породах и пегматитах выделяют три разновидности эгирина: эгирин I, эгирин II и эгирин III. Последний, вероятно, формировался в гидротермальную стадию. Широко развит процесс замещения эгирина арфведсонитом. Эгирин замещается хлоритом, нонтронитом и селадонитом. Кроме эгирина редко и в незначительных количествах встречается в пегматитах акмит (Семенов, Капитонова, 1964), эгирин-авгит — в пойкилитовых гидросодалитовых сиенитах (Власов и др., 1959). Для последних, по данным А. И. Полякова, характерен эгирин-диопсид.

**Энигматит** присутствует в пегматитах и породах II интрузивной фазы — фойяитах и уртитах, в ассоциации с эвдиалитом и эгирином II. По энигматиту иногда развивается астрофиллит.

**Эпидидимит** — см. эвдидимит.

**Эпистолит** обнаружен в одном из уссингитовых пегматитов г. Пункаруайв в ассоциации с мурманитом, стенструпином, беловитом и др.

## Фосфаты

**Апатит** — характерный минерал пород I интрузивной фазы и пегматитов, связанных с ними, а также уртитов и амфиболовых луявритов II интрузивной фазы. Обычно встречается совместно со сфеном. Апатит, как правило, имеет в своем составе редкоземельные элементы (до 12% $TR_2O_3$) и стронций (до 10,59% SrO). Обнаружен апатит, значительно обогащенный торием (15,46% $ThO_2$) — Th-апатит (Семенов, 1962б).

**Беловит** установлен в одном из уссингитовых пегматитов г. Пункаруайв в ассоциации со стенструпином, мурманитом и др. По беловиту развивается эринит (рабдофанит) (Бородин, Казакова, 1954).

**Mn-штаффеллит** — см. штаффеллит.

**Полисферит** обнаружен в пегматите (г. Лепхе-Нельме), является продуктом изменения галенита. В гипергенных условиях замещается церусситом (Семенов, 1964б).

**Рабдофанит** (эрикит) — вторичный минерал, образуется при изменении беловита (Герасимовский, 1937; Семенов, 1963в).

**Th-апатит** — см. апатит.

**Штаффелит** (карбонат-апатит) в небольших количествах широко распространен в пегматитах. Образуется в гидротермальную стадию, иногда вторичный — по апатиту, а в гипергенных условиях возникает при изменении ломоносовита. Некоторые разновидности штаффеллита обогащены марганцем — мангано-штаффеллит (Семенов, 1962).

### Карбонаты

**Анкилит** — редкий минерал, установлен в пегматитах совместно с цеолитами.

**Бастнезит** обнаружен в контактной зоне массива — в олигоклазитах, в переходных зонах от олигоклазита к микроклинитам и реже — в самих микроклинитах в ассоциации с флюоритом и апатитом (Тихоненков, Тихоненкова, 1962) и в пегматитах, содержащих акцессорные: катаплеит, анкилит, пирофанит и др. (Семенов, Казакова, 1961в).

**Кальцит** встречается редко — в контаминированных породах вблизи ксенолитов девонских эффузивов (Власов и др., 1959).

**Магнезит** обнаружен в олигоклазитах и альбитизированных гнейсах совместно с флюоритом (Тихоненков, Тихоненкова, 1962).

**Натрит** образует порошковатые массы, налеты и корки на поверхности глыб фойяита (Власов и др., 1959).

**Церуссит** встречается редко как вторичный минерал по галениту.

### Сульфаты

**Шайерит** (бесхлорный) найден в одном из пегматитов (г. Аллуайв) в ассоциации с нефелином, полевым шпатом, эгирином, рамзаитом, лампрофиллитом и виллиомитом. Характерна тесная ассоциация с виллиомитом (Когарко, 1961а).

**Ярозит** обнаружен (г. Нинчурт) в виде тонких налетов на глыбах фойяита (Власов и др., 1959).

### Вольфраматы

**Вольфрамит** найден в пегматитах г. Куйвчорр в ассоциации с акцессорными катаплеитом, виноградовитом, торитом и сфеном. Вероятно, гидротермального происхождения (Семенов, 1963б).

### Галогениды

**Виллиомит** распространен широко и является одним из наиболее характерных минералов агпаитовых пород (фойяиты, пойкилитовые содалитовые сиениты и др.), часто встречается совместно с анальцимом.

**Флюорит** встречается в контаминированных породах и пегматитах, в которых наблюдаются минералы, типичные для миаскитовых пород (апатит, сфен, манганоильменит и биотит).

## *ПРИЛОЖЕНИЕ III*

## ЩЕЛОЧНОЙ МАССИВ ИЛИМАУССАК

Массив Илимауссак расположен в юго-западной части Гренландии и занимает площадь около 70 *км*$^2$. Он сложен в основном агпаитовыми породами.

Геология и петрография массива наиболее полно изучены и описаны в начале текущего столетия Н. Уссингом (Ussing, 1911), К. Вегманом (Wegmann, 1938), а минералогия — О. Бёггильдом (Boggild, 1953). Здесь уместно напомнить, что Уссинг впервые ввел в литературу термин «агпаитовые» породы, относя к ним те породы, которые характеризуются $\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3} > 1{,}2$.

Начиная с 1955 г. массив Илимауссак вновь привлек внимание ряда молодых ученых — Х. Сёренсена, Е. Гамильтона, Дж. Фергюсона и др. В настоящее время исследования проводятся под руководством профессора Х. Сёренсена. В 1964 г. была издана геологическая карта массива Илимауссак (масштаб 1 : 20 000), составленная Дж. Фергюсоном (Ferguson, 1964). Возраст Илимауссакской интрузии ис-

числяется примерно в 1012—1030 млн. лет (определено Rb/Sr-методом, исследовалась литиевая слюда из пегматита). Вмещающими породами данной интрузии являются юлианехаабские граниты, абсолютный возраст которых превышает 1520 млн. лет, а также более молодые породы гардарской континентальной серии — песчаники и базальты. Внедрение щелочной интрузии Илимауссак приурочено к пересечению тектонических зон запад-северо-западного и восток-северо-восточного простирания (Ferguson, 1964; Сёренсен, 1965).

Массив Илимауссак сформировался в несколько интрузивных фаз. Преобладающими породами в массиве являются агпаитовые фельдшпатидовые сиениты, из которых наиболее распространены науяиты и луявриты (арфведсонитовые и эгириновые); какортокиты и содалитовые фойяиты находятся в значительно меньших количествах. Кроме агпаитовых пород, встречаются сиениты разнообразного состава и щелочные граниты.

До настоящего времени нет единого мнения о последовательности формирования пород массива. Дж. Фергюсон, (Ferguson, 1964) устанавливает такой порядок образования пород массива: вначале сформировались авгитовые сиениты и гетерогенные сиениты (породы краевой зоны массива), которые прорываются щелочными гранитами, затем происходило образование агпаитовых пород. Вначале возникли содалитовые фойяиты, затем — науяиты и одновременно с ними на больших глубинах образовывались какортокиты, и наконец — луявриты (зеленые — эгириновые и черные — амфиболовые).

Е. Гамильтон (Hamilton, 1964) считает, что интрузия возникла в три фазы: 1) авгитовые сиениты и фойяиты, 2) агпаитовые породы — науяиты, содалитовые сиениты и луявриты, 3) кварцевые сиениты и щелочные граниты.

По представлениям Х. Сёренсена (Sørensen, 1958), описываемая интрузия сформировалась в одну фазу (авгитовые сиениты и агпаитовые породы), сопровождающуюся постмагматическими проявлениями. Из агпаитовых пород луявриты являются наиболее поздними породами и, по-видимому, сформировались с участием поздне- или постмагматических процессов. Кварцевые сиениты и щелочные граниты верхней части интрузии возникли при взаимодействии магмы с породами кровли.

Агпаитовые породы, слагающие массив, представляют значительный интерес. На материале массива Илимауссак впервые изучены и описаны науяиты и какортокиты. Науяиты, кроме того, обнаружены пока лишь в Ловозерском массиве, в котором они были описаны О. А. Воробьевой под названием пойкилитовые содалитовые сиениты.

Науяиты характеризуются пойкилитовой текстурой и в основном сложены калиевым полевым шпатом, содалитом, нефелином, эгирином, арфведсонитом, часто встречаются эвдиалит (до 5% и более), ринкит, Li-слюда и др.

Какортокиты, кроме Илимауссакского массива, пока нигде не обнаружены. В какортокитах значительно варьирует содержание K-Na полевого шпата, эвдиалита и арфведсонита. Разности, обогащенные арфведсонитом, носят название черный какортокит, эвдиалитом — красный какортокит, а полевым шпатом — белый какортокит.

Их состав следующий, % (Ferguson, 1964):

| | Какортокиты | | |
|---|---|---|---|
| | белый | красный | черный |
| Полевые шпаты (пертит) | 50 | 36 | 18 |
| Арфведсонит . . . . . | 13 | 12 | 40 |
| Эгирин . . . . . | 9 | 6 | 13 |
| Эвдиалит . . . . . | 10 | 29 | 11 |
| Нефелин . . . . . | 18 | 17 | 18 |

Перечисленные разновидности какортокитов наблюдаются в виде прослоев, (пластов), залегающих согласно друг с другом в определенной последовательности. Над прослоем черного какортокита залегает красный какортокит, который в свою очередь перекрывается белым какортокитом. Выше последнего залегает вначале черный, затем красный, далее белый и т. д. Таких трехчленных «пачек» насчитывается около 25—30 при общей мощности их более чем 400 *м*. Средняя мощность прослоев черных какортокитов около 1,5 *м*, красных — менее 1,5 *м* и белых — 8—12 *м* (Ferguson, 1964). Прослои красного какортокита имеют постепенные переходы как с нижележащими черными какортокитами, так и с вышележащими белыми. Контакт последнего с вышерасположенным черным какортокитом обычно четкий. В некоторых участках прослои красного какортокита не устанавливаются. В этом случае в двухчленной «пачке» эвдиалит не наблюдается в прослое черного какортокита.

Луявриты массива Илимауссак имеют мелкозернистую структуру, макроскопически они значительно отличаются от наиболее распространенных разновидностей луявритов Ловозерского массива. Как упоминалось выше, они подразделяются на две группы: зеленые (эгириновые) луявриты и черные (арфведсонитовые) луяв-

риты. В последних иногда очень плохо выражена трахитоидная структура. Ниже приведен состав луявритов, по данным Дж. Фергюсона (в %) (Ferguson, 1964):

| | Луявриты | |
|---|---|---|
| | черные | зеленые |
| Микроклин . . . . . | 18 | 25 |
| Альбит . . . . . | 13 | 15 |
| Нефелин . . . . . | 24 | 13 |
| Содалит . . . . . | 1 | 1 |
| Эгирин . . . . . | 5 | 28 |
| Арфведсонит . . . . . | 30 | 9 |
| Эвдиалит . . . . . | 9 | 10 |

Среднее содержание эвдиалита в черных луявритах, вероятно, завышено. Нередко встречаются разновидности этой породы, не содержащие эвдиалита. Среди черных луявритов выделяются разновидности, содержащие науяказит.

Уртиты, весьма характерные для Ловозерского массива, в Илимауссакском массиве не обнаружены.

В массиве Илимауссак широко распространены пегматиты, представляющие значительный интерес из-за наличия в них большого числа минералов, имеющих в своем составе редкие элементы (цирконий, ниобий, редкоземельные элементы, торий, литий, бериллий и др.).

Датские ученые внесли крупный вклад в изучение минералогии массива, они впервые изучили и описали тринадцать новых минералов: арфведсонит, туттупит [1], бритолит, игдлоит, науяказит, ринкит, содалит, стенструпин, уссингит, шизолит, энигматит, эпистолит и эвдиалит. Многие из названных минералов широко распространены и в других регионах мира (арфведсонит, содалит, энигматит и эвдиалит).

В массиве обнаружен еще ряд минералов, которые пока не определены. Некоторые из них, возможно, окажутся новыми минералами. Один из них уже изучен и описан совместно советскими и датскими исследователями и назван соренсенитом в честь датского геолога, профессора Копенгагенского университета К. Соренсена. Формула минерала $Na_4SnBe_2Si_6O_{16}(OH)_4$ (Semenov a. oth., 1965).

Минералогия массива Илимауссак очень сходна с Ловозерским массивом (Кольский полуостров). Из 70 минералов, установленных в массиве Илимауссак, в Ловозерском массиве не обнаружены лишь бритолит, игдлоит, гонардит, ильваит, науяказит и соренсенит. Ловозерский массив отличается большим разнообразием минералов, особенно содержащих титан и стронций.

Геохимические исследования интрузии Илимауссак пока проведены в недостаточном объеме, хотя в геохимическом отношении это очень интересный объект. Агпаитовые породы массива характеризуются, если исходить из данных Уссинга (Ussing, 1911) (табл. 151):

1) значительным избытком щелочей над алюминием (средний коэффициент агпаитности 1,4), причем натрий (13,26% $Na_2O$) резко преобладает на калием (2,91% $K_2O$);

2) низким содержанием кальция (1,13% CaO) и особенно магния (0,08% MgO);

3) большой концентрацией железа, причем трехвалентное железо (6,50% $Fe_2O_3$) преобладает над двухвалентным (3,68% FeO);

4) малым содержанием титана (0,33% $TiO_2$);

5) очень высокой концентрацией хлора (1,13% Cl) и, вероятно, фтора.

Отмеченные особенности химизма агпаитовых пород Илимауссакского массива обусловливают появление своеобразных минеральных ассоциаций. Избыток щелочей над алюминием и преобладание натрия над калием в этих породах приводят к образованию типоморфных агпаитовых минералов: содалита, щелочного пироксена (эгирина) и щелочного амфибола (арфведсонита). Последние три минерала в массиве Илимауссак являются породообразующими. Содалит имеется в составе науяитов и содалитовых фойяитов. Эгирин и арфведсонит — породообразующие минералы наиболее распространенных пород массива — луявритов, какортокитов и науяитов.

Резкое преобладание натрия над калием в агпаитовых породах приводит к образованию также ряда второстепенных и акцессорных минералов, содержащих натрий. К их числу следует отнести эвдиалит, ринкит, эпистолит, бериллосодалит, чкаловит, стенструпин, виллиомит и ряд вторичных минералов — анальцим, уссингит и др. Из второстепенных и акцессорных минералов особенно характерен для агпаитовых пород виллиомит (NaF). Последний, если судить по материалам, полученным при бурении, широко распространен в породах массива (черных амфиболовых луявритах и науяитах).

Низкое содержание кальция в агпаитовых породах массива Илимауссак объясняет отсутствие в них таких минералов кальция, как апатит и сфен, характерных для миаскитовых нефелиновых сиенитов.

[1] Этот минерал одновременно был обнаружен и описан Е. И. Семеновым (1960) в Советском Союзе под названием бериллосодалит.

Таблица 151

**Средний состав агпаитовых пород массива Илимауссак (Ussing, 1911)**

| Компоненты | I* | II | III | IV | V |
|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 50,42 | 46,93 | 55,12 | 51,82 | 51,86 |
| $TiO_2$ | 0,64 | 0,18 | 0,36 | 0,35 | 0,33 |
| $ZrO_2$ | 0,62 | 0,33 | 0,84 | 2,05 | 0,79 |
| $Al_2O_3$ | 17,68 | 23,59 | 16,28 | 13,68 | 18,35 |
| $Fe_2O_3$ | 4,22 | 3,37 | 8,66 | 7,32 | 6,50 |
| FeO | 5,36 | 2,16 | 4,53 | 7,27 | 3,68 |
| MnO | 0,08 | 0,08 | 0,29 | 0,57 | 0,23 |
| MgO | 0,54 | сл. | 0,03 | 0,9 | 0,08 |
| CaO | 2,28 | 0,69 | 0,77 | 3,06 | 1,13 |
| $Na_2O$ | 14,16 | 17,40 | 11,30 | 9,75 | 13,26 |
| $K_2O$ | 2,60 | 2,96 | 2,75 | 3,92 | 2,91 |
| Cl | 1,72 | 2,98 | 0,09 | 0,16 | 1,13 |
| $P_2O_5$ | — | — | Следы | — | — |
| Сумма . . . | 100,39 | 100,67 | 100,02 | 100,03 | 100,25 |
| Коэффициент агпаитности | 1,5 | 1,3 | 1,3 | 1,5 | 1,4 |

* I — Содалитовый сиенит (один анализ). II — науяит (средний состав из двух анализов). III—луяврит (средний состав из четырех анализов). IV — какортокиты (средний состав из трех анализов; сумма девяти частей белого какортокита, одной части красного какортокита и трех частей черного какортокита). V — средний состав агпаитовых пород массива по Н. Уссингу дан из расчета: одна часть содалитового сиенита + три части науяита + пять частей луяврита, и одна часть какортокита.

Средний состав массива Илимауссак, вероятно, окажется иным. По данным Дж. Фергюсона (Ferguson, 1964), науяиты имеют большее распространение (по площади выходов), чем луяврнты.

В агпаитовых породах Илимауссак очень мало магния. Это сказалось на составе арфведсонита, в котором находится лишь до 0,81% MgO, в то время как в этом же минерале из Ловозерского массива содержится до 9,35% MgO.

Высокое содержание железа нашло свое отражение в широком распространении в интрузивных породах Илимауссака эгирина и арфведсонита (породообразующие минералы).

В массиве очень мало титана (0,33% $TiO_2$) по сравнению со средним его содержанием в нефелиновых сиенитах (0,83—0,86% $TiO_2$), поэтому характерные для агпаитовых пород Ловозерского массива минералы титана — рамзаит, лопарит, ломоносовит, лампрофиллит — не обнаружены. Из титансодержащих минералов наиболее широко распространены ринкит, энигматит и эпистолит; кроме этих минералов иногда встречаются мурманит, астрофиллит, нептунит и др.

Расплав, из которого формировались агпаитовые породы, был значительно обогащен хлором и, вероятно, фтором. Хлор, по-видимому, в основном связан с содалитом (6,75—7,30% Cl) и эвдиалитом (1,03—1,53% Cl).

Данных о среднем содержании фтора в породах массива Илимауссак не имеется. Известно, что здесь он образует самостоятельный минерал виллиомит, а кроме того, входит в состав минералов, содержащих натрий: арфведсонита и ринкита (5,00—5,82% F) [1], которые являются широко распространенными.

Породы массива значительно обогащены многими редкими элементами: цирконием, ниобием, редкими землями, радиоактивными элементами (торий, уран), бериллием и литием.

Недавно Э. Гамильтоном (Hamilton, 1964) были опубликованы данные по геохимии ряда редких элементов, которые показывают, что их концентрация в породах массива является высокой. Это относится к рубидию (155—623 · $10^{-4}$%), цезию (до 9,10$^{-4}$%), бериллию (30—1000 · $10^{-4}$%), иттрию (30—1000 · $10^{-4}$%), лантану (30—3000 · $10^{-4}$%), цирконию (100—10 000 · $10^{-4}$% и более), ниобию (555—1400 · $10^{-4}$%), торию (28—160 · $10^{-4}$% и более), урану (22—50 · $10^{-4}$% и более), литию (5—170 · $10^{-4}$%) и др.

[1] Содержание отдельных элементов в ринките и других минералах приводится по данным Бёггильда (O. Bøggild, 1953).

Для массива очень характерен минерал циркония — эвдиалит. Это один из широко распространенных здесь минералов пород (науяиты, луявриты и какортокиты) и в ряде случаев он является породообразующим (красные какортокиты). По эвдиалиту иногда развиваются вторичные минералы циркония — ловозерит и катаплеит.

Из минералов ниобия наибольший интерес представляет эпистолит (33,56% $Nb_2O_5$), который, кроме массива Илимауссак, обнаружен пока лишь в Ловозерском массиве. Кроме того, в массиве Илимауссак встречаются мурманит, пирохлор и очень редко— игдлоит ($NaNbO_3$). Из ниобийсодержащих минералов следует назвать стенструпин 0,97—4,34% $(Nb, Ta)_2O_5$ и эвдиалит.

В массиве широко распространен ряд минералов, имеющих в своем составе редкоземельные элементы: ринкит (22,17—23,33% $TR_2O_3$), стенструпин (27,70—37,76%) и монацит (?). Наибольший практический интерес из них представляет стенструпин (Бондам, Сёренсен, 1959).

Среднее содержание урана, например, в луявритах Кванефельд, по данным Бондама и Сёренсена, составляет 0,0575%, а в отдельных пробах до 0,23%; среднее содержание тория — 0,192%, максимальное — 0,6%.

Уран и торий в основном связаны со стенструпином, монацитом (?) и эвдиалитом. В составе стенструпина (Bøggild, 1953) имеется от 2,13 до 7,09% $ThO_2$. Кроме стенструпина, из торийсодержащих минералов в массиве Илимауссак широко распространен монацит (?) и имеются указания (Sørensen, 1962) на нахождение торианита.

Минералы бериллия — чкаловит и бериллосодалит — обнаружены в ряде пегматитов и, как правило, они ассоциируют с альбитом, уссингитом и цеолитами (анальцимом и др.). Кроме чкаловита и бериллосодалита, установлены: лейкофан, эпидидимит и эвдидимит.

Широко распространена в массиве Илимауссак литиевая слюда (люлилитионит), которая встречается как в пегматитах, так и в науяитах.

В массиве установлены минералы, имеющие в своем составе серу: сфалерит, галенит, молибденит, пирит, пирротин и др. Главная масса серы, вероятно, связана с содалитом. В нем обнаружено 0,55% S и 0,14% $SO_3$ (Sørensen, 1962).

Фосфор в породах и пегматитах Илимауссак связан с монацитом (?) и стенструпином (4,39—8,19% $P_2O_5$).

В массиве сильно развиты и вторичные процессы минералообразования. Из вторичных минералов следует отметить широкое распространение цеолитов (анальцим и натролит), а нередко и уссингита.

Все эти данные показывают, что массив Илимауссак, так же как и Ловозерский, является одним из интереснейших щелочных массивов мира по разнообразию минералов, по своеобразию минеральных ассоциаций как в породах (науяиты, луявриты, какортокиты и др.), так и в пегматитах, а также по высокой концентрации в нем редких элементов (Zr, Nb, TR и др.), хлора и фтора. В геохимическом и минералогическом отношениях эти массивы очень схожи.

## ЛИТЕРАТУРА


Абрамович И. И., Высокоостровская Е. Б. Титан-железное отношение в породах гетерогенных магм.— Геохимия, 1964, № 7.

Алимарин И. П., Подвальная Р. П. Колориметрическое определение малых количеств ниобия в виде роданового комплекса.— Ж. анал. хим., 1964, 1, вып. 1.

Атаманов А. В., Лугов С. Ф., Фейгин Я. М. Новые данные по геологии Ловозерского массива.— Сов. геология, 1961, № 2.

Афанасьев Г. Д. Проблема гранитоидов и некоторые вопросы связанной с ними металлогении.— В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1955.

Бабко А. К. Физико-химический анализ комплексных соединений в растворах. Изд-во АН УССР, 1955.

Базарова Т. Ю. Минералотермометрическое исследование включений в минералах некоторых нефелиновых пород.— Докл. АН СССР, 1965, 161, № 4.

Бакакин В. В., Белов Н. В. Кристаллохимия титанатов, цирконатов, титано- и цирконосиликатов.— Геохимия, 1964, № 2.

Балашов Ю. А. Эволюция состава и содержаний редкоземельных элементов в интрузивных фазах Ловозерского щелочного массива.— Геохимия, 1962, № 3.

Балашов Ю. А., Дорфман М. Д., Туранская Н. В. Отделение церия от редкоземельных элементов при выветривании эвдиалита.— Труды Мин. музея АН СССР, 1965, № 16.

Балашов Ю. А., Туранская Н. В. О лантановом максимуме редкоземельных элементов в лампрофиллите.— Геохимия, 1960а, № 7.

Балашов Ю. А., Туранская Н. В. Особенности состава редкоземельных элементов в эвдиалитах и лопаритах Ловозерского массива.— Геохимия, 1960б, № 2.

Балашов Ю. А., Туранская Н. В. Закономерности распределения редкоземельных элементов в породах дифференцированного комплекса Ловозерского щелочного массива в связи с некоторыми вопросами генезиса этого комплекса.— Геохимия, 1960в, № 8.

Балашов Ю. А., Туранская Н. В. Редкоземельные элементы в эвдиалитовом комплексе Ловозерского щелочного массива.— Геохимия, 1961, № 12.

Балашов Ю. А., Шараськин А. Я. Генетическое значение распределения редкоземельных элементов в породах ультраосновных — щелочных интрузий.— Геохимия, 1966, № 1.

Баташов К. П., Журин А. И. Об электролитическом получении сплавов алюминия и кремния.— Металлург, 1933, № 2.

Башарина Л. А. Фумарольные газы вулканов Ключевского и Шевелуча.— Труды Лабор. вулканол., 1958, № 13.

Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4.

Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии.— Мин. сб. № 13, Изд-во Львовск. ун-та, 1959а.

Белов Н. В. Об изоморфных соотношениях между цирконием и титаном.— Докл. АН СССР, 1959б, 125, № 4.

Белов Н. В. Кристаллохимия силикатов с крупными катионами. Изд-во АН СССР, 1961.

Беляевский И. А., Федынский В. В. Изучение земной коры с помощью сверхглубоких скважин.— Сов. геология, 1961, № 12.

Беус А. А. Геохимия бериллия.— Геохимия, 1956, № 5.

Билибин Ю. А. Эволюция пироксенов в процессе кристаллизации щелочной магмы.— Записки Всес. мин. об-ва, 1946, № 3.

Бокий Г. Б. Кристаллохимия. Изд-во МГУ, 1960.

Бондам Дж., Сёренсен Х. Урагоносные нефелиновые сиениты и родственные им породы области Илимауссак, района Юлианехаб (юго-западная Гренландия).— Труды II Междунар. конфер. по мирному использованию атомной энергии.— Геология атомного сырья, 1958, № 8, Атомиздат.

Бондарева А. М., Ротачев Д. Л., Сахаров А. С. Литийсодержащий щелочной амфибол из контактной зоны Ловозерского массива.— Записки Всес. мин. об-ва, 1959, № 6.

Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Породы серии сиенит-мигматитов района Поркозера и озера Реньявр.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1960, № 9.

Бонштедт Э. М. О лампрофиллите Хибинских и Ловозерских тундр.— Труды Мин. музея АН СССР, 1930, № 4.

Бонштедт Э. М. Астрофиллит хибинских тундр.— Записки Всес. мин. об-ва, 1931, № 2.

Борисенок Л. А. Определение галлия в породах Советского Союза.— Геохимия, 1959, № 1.

Борнеман И. Д. Вывод и проверка химических формул нескольких хибинских титаносиликатов.— В кн. «Академику В. И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности». Т. 2. Изд-во АН СССР, 1946а.

Борнеман И. Д. О химической природе мурманита.— В кн. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». Изд-во АН СССР, 1946б.

Борнеман-Старынкевич И. Д. Химические формулы минералов IV. Амфиболы.— Записки Всес. мин. об-ва, 1960, № 2.

Боровский И. Б., Герасимовский В. И. Редкие элементы в минералах.— Докл. АН СССР, 1945, 49, № 5.

Бородин Л. С. О минералах-индикаторах на ниобий в нефелиновых сиенитах.— Докл. АН СССР, 1955а, 103, № 5.

Бородин Л. С. О некоторых особенностях концентрации ниобия в нефелиновых сиенитах.— Докл. АН СССР, 1955б, 103, № 6.

Бородин Л. С. Основные особенности строения и состава пегматитов Хибинского массива в связи с вопросами их генезиса и классификации.— Труды ИМГРЭ, 1957, № 1.

Бородин Л. С., Казакова М. Е. Беловит — новый минерал из щелочных пегматитов.— Докл. АН СССР, 1954, 96, № 3.

Бурова Т. А. Ниобий в хибинских и ловозерских минералах (титано-цирконосиликатах).— В кн. «Материалы геохимии Хибинских тундр», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1936.

Бурьянова Е. З. Об окраске нефелина (элеолита).— Записки Всес. мин. об-ва, 1948, № 1.

Буссен И. В. Интрузия мурманитовых порфировидных луявритов в Ловозерском щелочном массиве.— Изв. Карельского и Кольского фил. АН СССР, 1959, № 3.

Буссен И. В. К тектонике Ловозерской осадочно-вулканогенной свиты Кольского полуострова.— Изв. Карельского и Кольского фил. АН СССР, 1959б, № 4.

Буссен И. В. Замечания о гравитационно-кинетической теории дифференциации магмы.— Записки Всес. мин. об-ва, 1960, № 5.

Буссен И. В. Мурманитовые порфировидные луявриты Ловозерского щелочного массива.— В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», 1962, № 3.

Буссен И. В., Колесникова В. В., Померанцева Н. Г. Амфиболовые перидотиты северо-восточных предгорий Луяврурта.— В сб. «Магматические образования Кольского полуострова». Изд-во АН СССР, 1962.

Буссен И. В., Померанцева Н. Г., Зитта Е. Ф. Дайка щелочного лампрофира с г. Карнасурт (Ловозерские тундры).— Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, 1960, № 3.

Буссен И. В., Сахаров А. С. Строение Ловозерского щелочного массива.— Записки Всес. мин. об-ва, 1958а, № 1.

Буссен И. В., Сахаров А. С. К вопросу о состоянии вещества при образовании Ловозерского щелочного массива.— Изв. Карельского и Кольского фил. АН СССР, 1958б, № 5.

Буссен И. В., Сахаров А. С. О первичной расслоенности в Ловозерском щелочном массиве.— Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, 1960а, № 2.

Буссен И. В., Сахаров А. С. О некоторых деталях строения и взаимоотношениях двух главных комплекс-плутонов Луяврурта.— Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, Изд-во АН СССР, 1960б, № 2.

Буссен И. В., Сахаров А. С. Комплекс — плутон эвдиалитовых луявритов в Ловозерских тундрах.— В кн. «Магматические образования Кольского полуострова». Изд-во АН СССР, 1962.

Быкова В. С. Химический состав Ловозерского лопарита и метод его анализа.— Докл. АН СССР, 1941, 33, № 2.

Вайнштейн Э. Е., Лебедев В. И. Новые определения Li, Na, K, Rb, Cs, Ca и Sr в стандартах W-I и G-I методом фотометрии пламени.— Геохимия, 1961, № 4.
Васильев П. И., Подвальная Р. Л. Люминесцентный метод определения урана с предварительным выделением его на фосфате титана.— В кн. «Методы определения радиоактивных элементов в минеральном сырье», ГОНТИ, 1958.
Варшал Г. М., Рябчиков Д. И. Гравиметрическое определение суммы редкоземельных элементов в породах, минералах и сплавах.— Ж. анал. хим., 1964, XIX, № 2.
Вернадский В. И. Избранные сочинения. Изд-во АН СССР, т. 1, 1954.
Виноградов А. П. Зонная плавка как метод изучения некоторых радиальных процессов в земле.— Геохимия, 1962, № 3.
Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962б, № 7.
Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959.
Влодавец В. И. Результаты исследования апатитовых месторождений в Хибинских тундрах.— Докл. АН СССР, 1929, серия А.
Влодавец В. И. О двух апатитах Кукисвумчоррского месторождения в Хибинских тундрах.— Труды Арктич. ин-та, 1933, 12.
Влодавец В. И. О контактной зоне и о месторождениях эвдиалита в юго-западной части Ловозерских тундр.— Хибинские апатиты, т. VIII, 1935а.
Влодавец В. И. Пинуайвчорр — Юкспор — Расвумчорр.— Труды Арктич. ин-та, 1935б, 23.
Волков В. П., Поляков А. И., Караханова М. П. Особенности химизма породообразующих минералов дифференцированного комплекса Ловозерского щелочного массива.— Геохимия, 1962, № 6.
Волков В. П., Поляков А. П., Караханова М. И., Воронина Л. П. Петрохимические особенности и ассоциации акцессорных минералов нефелиновых сиенитов дифференцированного комплекса Ловозерского щелочного массива.— Геохимия, 1961, № 8.
Волков В. П., Савинова Е. Н. О распределении рубидия и K/Rb отношении в породах Ловозерского щелочного массива.— Геохимия, 1959, № 6.
Волков В. П., Савинова Е. Н. О соотношении калия и рубидия в процессе эволюции известково-щелочных и щелочных магм.— Геохимия, 1961, № 12.
Волохов И. М., Иванов В. М. Лысогорский габбро-пироксенитперидотитовый массив.— Геология и геофизика, Сиб. отд. АН СССР, 1961, № 11.
Волынец М. П. Фотометрическое определение тория.— В кн. «Методы анализа редких элементов». Изд-во АН СССР, 1961.
Воробьева О. А. Петрографический очерк Ловозерских тундр.— В кн. «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр». Изд-во АН СССР, 1937.
Воробьева О. А. О первичной полосчатости Ловозерского щелочного массива.— В кн. «Производительные силы Кольского полуострова, т. I. Изд-во АН СССР, 1940.
Воробьева О. А. Главные типы нефелиновых щелочных пород, их возраст и особенности минерализации пород.— В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», Госгеолтехиздат, 1960.
Воробьева О. А. Проблема щелочного магматизма.— В кн.: «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». Изд-во АН СССР, 1963.
Воробьева О. А., Герасимовский В. И. Ловозерский лопарит.— Хибинские апатиты, т. VIII, 1935.
Воскресенская Н. Т. Содержание таллия в магматических породах Большого Кавказа и некоторых других районов СССР.— Геохимия, 1961, № 7.
Галахов А. В. Геолого-петрографический очерк Хибинского щелочного массива и задачи дальнейших научных исследований.— В сб. «Вопросы геологии, минералогии и петрографии Хибинских тундр». Изд-во АН СССР, 1961.
Галахов А. В. Особенности состава породообразующего нефелина Хибинского щелочного массива. Материалы по минералогии Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, 1962, № 3.
Геохимия, минералогия и генетические типы месторождения редких элементов, том I.— Геохимия редких элементов. Изд-во «Наука», 1964.
Герасимовский В. И. Мурманит Ловозерских тундр.— Редкие металлы, 1935, № 4.
Герасимовский В. И. К минералогии юго-восточной части Луяврурта.— Труды Ломоносовского ин-та АН СССР, 1936а, № 7.
Герасимовский В. И. Уссингит Ловозерских тундр.— Сб. научных работ комсомольцев АН СССР. Изд-во АН СССР, 1936б.
Герасимовский В. И. Эрикит из Ловозерских тундр.— Труды Ломоносовского ин-та АН СССР, 1937, № 10.
Герасимовский В. И. Чинглусуит — новый минерал.— Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 1.
Герасимовский В. И. Пегматиты Ловозерского щелочного массива.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, № 18, серия мин.-геохим., 1939а, № 5.

Герасимовский В. И. Ловозерит — новый минерал.— Докл. АН СССР, 1939б, 25, № 9.
Герасимовский В. И. Чкаловит — новый минерал.— Докл. АН СССР, 1939в, 22, № 5.
Герасимовский В. И. Новый минерал Ловозерских тундр — ловозерит.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 31, 1940а.
Герасимовский В. И. Мангано-ильменит из Ловозерского щелочного массива.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия мин.-геохим., 1940б, в, 31, № 6.
Герасимовский В. И. Новый минерал Ловозерских тундр-металопарит.— Докл. АН СССР, 1941а, 33, № 4.
Герасимовский В. И. Нордит — новый минерал Ловозерских тундр.— Докл. АН СССР, 1941б, 32, № 7.
Герасимовский В. И. О виллиомите из Ловозерских тундр.— Докл. АН СССР, 1941в, 32, № 7.
Герасимовский В. И. О роли циркония в минералах нефелин-сиенитовых массивов.— Докл. АН СССР, 1941, 30, № 9.
Герасимовский В. И. Опал, содержащий щелочи.— Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1946а.
Герасимовский В. И. О генезисе эвдиалита из Ловозерского щелочного массива.— Сов. геология, 1946б, № 10.
Герасимовский В. И. О строении луявритового комплекса пород Ловозерского массива.— Докл. АН СССР, 1947, 56, № 9.
Герасимовский В. И. Ломоносовит — новый минерал.— Докл. АН СССР, 1950, 70, № 1.
Герасимовский В. И. О типоморфных минералах нефелиновых сиенитов.— Вопросы петрографии, минералогии, т. II. Изд-во АН СССР, 1953.
Герасимовский В. И. Геохимия и минералогия нефелин-сиенитовых интрузий.— Геохимия, 1956, № 5.
Герасимовский В. И. Геохимия редких элементов Ловозерского щелочного массива.— Докл. сов. геол. Межд. геол. конгресс, XXI сессия. Проблема I. Изд-во АН СССР, 1960.
Герасимовский В. И. Келдышит — новый минерал.— Докл. АН СССР, 1962, 142, № 4.
Герасимовский В. И. Геохимия урана в магматическом процессе.— В кн. «Основные черты геохимии урана». Изд-во АН СССР, 1963а.
Герасимовский В. И. Геохимические особенности агпаитовых нефелиновых сиенитов.— В кн.: «Химия земной коры», т. I. Изд-во АН СССР, 1963б.
Герасимовский В. И. Геохимические факторы в решении вопроса о генезисе нефелиновых интрузий на примере Ловозерского массива.— В кн. «Проблема магмы и генезиса изверженных горных пород». Изд-во АН СССР, 1963в.
Герасимовский В. И. Геохимические критерии в решении генезиса нефелиновых сиенитов Кольского полуострова.— Третье Всесоюзное петрографическое совещание. Тезисы докл. по проблеме: «Генезис щелочных пород». Изд-во Сиб. отдел. АН СССР, 1963г.
Герасимовский В. И. К геохимии фтора в нефелиновых сиенитах.— Геохимия, 1963д, № 10.
Герасимовский В. И. Характерные особенности минералогии пегматитов агпаитовых нефелиновых сиенитов. Доклады. сов. геологов на XXII сессии Междунар. геол. конгр.— В кн. «Минералогия и генезис пегматитов». Изд-во «Недра», 1965.
Герасимовский В. И., Беляев Ю. И. О содержании мартанца, бария и стронция в щелочных породах Кольского полуострова.— Геохимия, 1963а, № 12.
Герасимовский В. И., Беляев Ю. И. О содержании хрома, никеля, ванадия и меди в щелочных породах Кольского полуострова.— Геохимия, 1963б, № 1.
Герасимовский В. И., Венкина В. А. О ниобиево-танталовом соотношении в минералах Ловозерского массива.— Геохимия, 1960, № 8.
Герасимовский В. И., Казакова М. Е. Белянкинит — новый минерал.— Докл. АН СССР, 1950, 71, № 5.
Герасимовский В. И., Казакова М. Е. Беталомоносовит.— Докл. АН СССР, 1962, 142, № 3.
Герасимовский В. И., Карпушина В. А. О соотношении ниобия и тантала в магматических породах.— Геохимия, 1965, № 6.
Герасимовский В. И., Кахана М. М., Родионова Л. М. О соотношении ниобия и тантала в агпаитовых породах Ловозерского щелочного массива.— Геохимия, 1957а, № 5.
Герасимовский В. И., Кахана М. М., Родионова Л. М. О соотношении ниобия и тантала в агпаитовых породах Ловозерского щелочного массива.— Геохимия, 1957б, № 8.
Герасимовский В. И., Кахана М. М., Родионова Л. М., Венкина В. А. К геохимии ниобия и тантала в Ловозерском щелочном массиве.— Геохимия, 1959, № 8.

Герасимовский В. И., Лебедев В. М. О соотношении стронция и кальция в породах Ловозерского массива.— Геохимия, 1958, № 8.
Герасимовский В. И., Лебедев В. И. О распределении рубидия и лития в породах Ловозерского массива.— Геохимия, 1959, № 1.
Герасимовский В. И., Лебедев В. И. О содержании цезия в породах Ловозерского массива.— Геохимия, 1960, № 8.
Герасимовский В. И., Несмеянова Л. И. О распределении свинца и цинка в породах Ловозерского массива.— Геохимия, 1960, № 8.
Герасимовский В. И., Павленко Е. И., Несмеянова Л. И. К геохимии молибдена в нефелиновых сиенитах.— Геохимия, 1965а, № 1.
Герасимовский В. И., Павленко Е. И., Несмеянова Л. И. К геохимии бериллия в нефелиновых сиенитах.— Геохимия, 1965б, № 5.
Герасимовский В. И., Поляков А. И. Сфен-амфиболовый йолит-мельтейгит из Ловозерского массива.— Докл. АН СССР, 1962, 143, № 5.
Герасимовский В. И., Поляков А. И., Воронина Л. П. Гидросодалит — породообразующий минерал нефелиновых сиенитов Ловозерского массива.— Докл. АН СССР, 1960, № 2.
Герасимовский В. И., Поляков А. И., Фейгин Я. М. Строение дифференцированного комплекса пород луявритов-фойяитов-уртитов Ловозерского массива.— Докл. АН СССР, 1961, 136, № 3.
Герасимовский В. И., Рассказова В. С. О распространении таллия в нефелиновых сиенитах Ловозерского массива (Кольский полуостров).— Геохимия, 1962, № 12.
Герасимовский В. И., Тузова А. М. К геохимии фосфора в нефелиновых сиенитах.— Геохимия, 1963, № 10.
Герасимовский В. И., Тузова А. М. К геохимии хлора в нефелиновых сиенитах.— Геохимия, 1964, № 12.
Герасимовский В. И., Тузова А. М., Борисенок Л. А., Рассказова В. С. Галлий в породах Ловозерского массива.— Геохимия, 1959, № 8.
Герасимовский В. И., Тузова А. М., Шевалеевский И. Д. О цирконие-во-гафниевом соотношении в породах Ловозерского массива.— Геохимия, 1958, № 8.
Герасимовский В. И., Тузова А. М., Шевалеевский И. Д. О цирконие-во-гафниевом отношении в минералах и породах Ловозерского щелочного массива.— Геохимия, 1962, № 6.
Герасимовский В. И., Туранская Н. В. Высокое содержание La и Ce в минералах агпаитовых нефелиновых сиенитов Ловозерского массива.— Геохимия, 1957, № 8.
Герасимовский В. И., Хитров В. Г. К геохимии бора в нефелиновых сиенитах Ловозерского массива.— Геохимия, 1961, № 12.
Герасимовский В. И., Шевалеевский И. Д. О соотношении циркония и гафния в циркониевых минералах Ловозерского массива.— Геохимия, 1957, № 8.
Герлинг Э. К., Комлев Л. В., Соколова К. Н., Баркан В. Г. О возрасте Ловозерских тундр.— Докл. АН СССР, 1941а, 31, № 2.
Герлинг Э. К., Комлев Л. В., Баркан В. Г., Ермолаева А. В. О возрасте пироксенитовой интрузии Африканда на Кольском полуострове.— Докл. АН СССР, 1941б, 31, № 8.
Герлинг Э. К., Старик И. Е. О возрасте пироксенитовых интрузий Африканды и Озерной Вараки.— Докл. АН СССР, 1942, 35, № 5.
Гинзберг А. С. Экспериментальная петрография. Изд-во ЛГУ, 1951.
Гинзбург А. И. Некоторые особенности геохимии лития.— Труды Мин. музея, 1957, вып. 8.
Гинзбург И. В., Юхневич Г. В. О поне гидроксония в амфиболах.— Геохимия, 1962, № 1.
Гольдшмидт В. М., Бауэр Г., Витте Г. К геохимии щелочных металлов.— Сб. по геохимии редких элементов. ГОНТИ НКТП СССР, 1938.
Гольдшмидт В. М., Берман Г., Гутман Г., Петерс К. К геохимии щелочных металлов.— Сб. статей по геохимии редких элементов. ГОНТИ НКТП СССР, 1938.
Гольдшмидт В. М., Петерс К. К геохимии бора.— Сб. по геохимии редких элементов. ГОНТИ НКТП СССР, 1938а.
Гольдшмидт В. М., Петерс К. К геохимии галлия.— Сб. по геохимии редких элементов. ГОНТИ НКТП СССР, 1938б.
Григорьев Д. П., Искюль Е. В. Дифференциация некоторых силикатных расплавов как результат образования несмешивающихся жидкостей.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 1.
Гуляева Л. А., Иткина Е. С. Галогены и ванадий, никель и медь в углях.— Геохимия, 1962, № 4.
Гуревич М. Г. О химическом составе газов горных пород и процессах образования водорода и углеводородов в природных условиях.— В сб. «Геохим. методы поисков нефтяных и газовых месторождений». Изд-во АН СССР, 1959.

Гуткова Н. Н. Новый титаносиликат — мурманит из Ловозерских тундр.— Докл. АН СССР, 1930, серия А.
Дмитриев Л. В. Петрохимические особенности дифференциации и гибридизма интрузивной фазы Каибского гранитного массива.— Геохимия, 1961, № 3.
Дорфман М. Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания ийолит-уртитов г. Юкспор Хибинского массива. Изд-во АН СССР, 1962.
Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли (перевод С. П. Соловьева под ред. А. П. Герасимова). ОНТИ НКТП СССР, 1936.
Елисеев Н. А. О геологических структурах Хибинского и Ловозерского интрузивных массивов.— Проблемы советской геологии, 1936, № 1.
Елисеев Н. А. Структуры рудных полей в первично-расслоенных плутонах Кольского полуострова.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 6.
Елисеев Н. А. и др. О палеозое в центральной части Кольского полуострова.— Проблемы советской геологии, 1937, № 4.
Елисеев Н. А. Эвдиалититы Луяврурта.— Записки Всес. мин. об-ва, 1940а, № 4.
Елисеев Н. А. О происхождении первичной полосчатости в Ловозерском плутоне.— Записки Всес. мин. об-ва, 1940б, № 1.
Елисеев Н. А. Девонские эффузивы Ловозерских тундр.— Записки Всес. мин. об-ва, 1946, № 2.
Елисеев Н. А., Зеленков И. В., Нефедов Н. К. Геологическая структура и петрографический состав Ловозерских тундр.— Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 2.
Елисеев Н. А., Ожинский И. С., Володин Е. Н. Геологическая карта Хибинских тундр.— Труды Ленгеолупр., 1939, вып. 19.
Елисеев Н. А., Федоров Э. Е. Ловозерский плутон и его месторождения.— Материалы лабор. геол. докембрия, 1953, № 1.
Ершова З. П. Равновесие несмешивающихся жидкостей в системах типа $MeF_2$ — $Al_2O_3$ — $SiO_2$. Геохимия, 1957, № 4.
Есин О. А. О механизме переноса ионов кислорода в расплавленных силикатах.— Ж. физ. хим., 1947, 21, № 4.
Есин О. А. О строении расплавленных силикатов.— Успехи химии, 1957, 26, № 12.
Еськова Е. М. Гентгельвин из щелочных пегматитов.— Докл. АН СССР, 1957, 116, № 3.
Еськова Е. М. Редкоземельный апатит щелочных пород Ловозерского массива.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1959, № 3.
Забавникова Н. И. Об изоморфных замещениях в сфенах.— Геохимия, 1957, № 3.
Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1950.
Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1961.
Закржевская Н. Г. Исследование газово-жидких включений в породах Хибинских апатито-нефелиновых месторождений.— Изв. высш. учеб. завед. геол. и разв., 1963, № 10.
Закржевская Н. Г. К вопросу о происхождении газов в породах апатитовых месторождений Хибин.— Докл. АН СССР, 1964, 154, № 1.
Злобин Б. И., Горшкова М. С. Свинец и цинк в щелочных породах и некоторые петрологические проблемы.— Геохимия, 1961, № 4.
Злобин Б. И., Лебедев В. И. Геохимические связи Li, Na, K, Rb и Tl в щелочной магме и их некоторое петрогенетическое значение.— Геохимия, 1960, № 2.
Злобин Б. И., Лебедев В. И. Цезий в щелочных породах.— Геохимия, 1962, № 6.
Зыков С. И., Тугаринов А. И., Бельков И. В., Бибикова Е. В. Возраст древнейших формаций Кольского полуострова.— Геохимия, 1964, № 4.
Иванов Н. В. Распределение минералов в породах комплекса фойяитов-уртитов-луявритов Ловозерского плутона.— Вопросы геол. и минер. Кольского полуострова. Изд-во АН СССР. 1960, № 3.
Иванова Т. Н. К вопросу о возрастных взаимоотношениях различных групп ийолит-уртитовых пород в пределах Хибинского массива.— В сб. «Магматизм и геология Кольского полуострова». Госгеолтехиздат, 1963.
Икорский С. В. О некоторых включениях в нефелине горных пород Хибинского и Ловозерского щелочных массивов.— В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», 1962, № 2.
Икорский С. В. Углеводородные газы и битумы в породообразующих минералах Хибинского массива.— Докл. АН СССР, 1964, 157, № 4.
Кавардин Г. И. Титановое оруденение в основных породах плутона Гремяха-Вырмес.— Изв. Карел. и Кольского фил. АН СССР, 1958, № 4.
Кеннеди Дж. О роли воды в магме.— В сб. «Земная кора», Изд-во иностр. лит-ры, 1957.
Кириченко Л. А. О палеозойских осадочных и эффузивных породах Кольского полуострова.— В сб. «Материалы по геологии и полезных ископаемых Северо-Запада РСФСР». Госгеолтехиздат, 1962.

Когарко Л. Н. О бесхлорном шайрерите нефелиновых сиенитов Ловозерского массива (Кольский полуостров).— Докл. АН СССР, 1961а, **139**, № 2.
Когарко Л. Н. Условия образования виллиомпита в нефелиновых сиенитах (Ловозерский массив).— Геохимия, 1961б, № 1.
Когарко Л. Н. Особенности распределения фтора в нефелиновых сиенитах Ловозерского массива.— Геохимия, 1962б, № 4.
Когарко Л. Н. Геохимия фтора в щелочных породах на примере Ловозерского массива.— Геохимия, 1964, № 2.
Когарко Л. Н., Волков В. П. Физико-химическая эволюция щелочной магмы дифференцированного комплекса массива в связи с его ритмической расслоенностью.— Химия Земной коры, т. I, 1963.
Когарко Л. Н., Гуляева Л. А. Геохимия галогенов в щелочных породах на примере Ловозерского массива.— Геохимия, 1965, № 7.
Когарко Л. Н., Рябчиков И. Д. Содержание галоидных соединений в газовой фазе в зависимости от химизма магматического расплава.— Геохимия, 1961, № 2.
Комлев Л. В., Герлинг Э. К. О возрасте Хибинских тундр.— Докл. АН СССР, 1940, **26**, № 9.
Комлев Л. В., Михалевская А. Д., Данилевич С. И. О возрасте щелочных интрузий Хибинских и Ловозерских тундр.— Докл. АН СССР, 1961, **136**, № 1.
Кононова В. А. Уртит-йолитовые интрузии Тувы и роль метасоматических процессов при их формировании.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 5.
Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательности реакций при послемагматических процессах.— Геохимия, 1956, № 8.
Коржинский Д. С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов силикатных расплавов и направление котектических линий.— Докл. АН СССР, 1958, **128**, № 2.
Коржинский Д. С. Кислотность-щелочность, как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов.— В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960а.
Коржинский Д. С. Кислотность-щелочность при магматических процессах.— В кн. «Гранито-гнейсы». Киев, 1960б (Междунар. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 14).
Коржинский Д. С. Соотношение между активностью кислорода и окислительно-восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 3.
Королев В. В., Вайнштейн Э. Е. Применение импульсного источника возбуждения спектров для выполнения спектрального анализа силикатов.— Ж. анал. хим., 1958, **13**, № 6.
Корренс К. У. Геохимия галогенов.— В кн. «Физика и химия земли». Изд-во иностр. лит-ры, 1958.
Костецкая Е. В. О содержании хлора в эвдиалитах Ловозерского массива.— Геохимия, 1961а, № 11.
Костецкая Е. В. Некоторые закономерности в распределении хлора в нефелиновых сиенитах Ловозерского массива.— Геохимия, 1961б, № 10.
Костылева Е. Е. О генетических взаимоотношениях циркона и цирконосиликатов в щелочных породах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1940, № 2.
Котлова А. Г., Ольшанский Я. Н., Цветкова А. И. Некоторые закономерности расслоения в двойных силикатных и боратных системах.— Труды Ин-та геол. наук, 1960, № 42.
Кравченко С. М., Власова Е. В. Щелочные породы центрального Алдана.— Труды ИМГРЭ АН СССР. 1962, № 14.
Крамер Г. Математические методы статистики. Изд-во иностр. лит-ры, 1948.
Криштофович А. Н. Верхнедевонские растения на северо-восточной части Ловозерских тундр Кольского полуострова.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 4.
Кузнецов Н. Г. Лопарит — новый редкоземельный минерал Хибинских тундр.— Изв. геол. ком., 1925, **44**, № 6.
Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
Кузьменко М. В. Бериллит — новый минерал.— Докл. АН СССР, 1954, **100**, № 3.
Кузьменко М. В. Ненадкевичит — новый минерал.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1959, № 2.
Кузьменко М. В., Кожанов С. И. Новый минерал карнасуртит.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1959, № 2.
Куплетский Б. М. Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр.— В кн. «Академику Вернадскому В. И. к 50-летию научной и педагогической деятельности», т. 2, Изд-во АН СССР, 1936а.
Куплетский Б. М. К вопросу о генезисе щелочных пород.— Изв. АН СССР, серия геол., 1936б, № 2/3.
Курода П. Санделл Э. Геохимия молибдена.— Сб. «Геохимия редких элементов». Изд-во иностр. лит-ры, 1959.
Кутейников А. Ф., Бродская В. М., Ланской Г. А. Арсеназо-алюминиевый метод определения фтора.— Ж. анал. хим., 1962, **17**, № 1.

Кутукова Е. И. Титаноловенит Ловозерских тундр.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР. серия мин. геох., 1940, вып. 31, № 6.
Кухаренко А. А., Орлова М. П. К проблеме генезиса платформенных щелочно-ультраосновных магматических комплексов.— В кн. «Происхождение щелочных пород». Изд-во «Наука», 1964.
Кухаренко А. А. и др. Каледонский комплекс ультраосновных и щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965.
Леонова Л. Л., Гаврилин Р. Д., Багреев В. В. Поведение урана и тория в интрузивном комплексе повышенной щелочности.— Геохимия, 1961, № 12.
Линде И. Ф. О природных газах в горных породах Хибинского щелочного массива.— Изв. высш. учеб. завед., геол. и разв., 1961, № 9.
Люткевич Е. М. Выступление в прениях на Всесоюзном совещании по проблеме происхождения нефти.— Сб. «Происхождение нефти и газа». Гостоптехиздат, 1960.
Макаров Е. С. Кристаллохимия простейших соединений урана, тория, плутония и нептуния. Изд-во АН СССР, 1958.
Макаров Е. С. Кристаллохимия урана.— В сб. «Основные черты геохимии урана». Изд-во АН СССР, 1963.
Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение.— Труды ин-та геол. наук АН СССР, петрогр. серия, 1962, вып. 78.
Сб. «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр». Изд-во АН СССР, 1937.
Назаренко В. А., Шустова М. Б. Химические, физико-химические и спектральные методы исследования руд редких и рассеянных элементов. Госгеолтехиздат, 1961.
Никогосьян Х. С. Некоторые данные по изучению газовой составляющей горных пород.— Труды 3-го Совещ. по экспериментальной минералогии и петрографии, 1940.
Ноккольдс С. Р., Аллен Р. Геохимические наблюдения. Изд-во иностр. лит-ры, 1958.
Орлова М. П. Некоторые вопросы петрохимии и петрологии каледонского комплекса ультраосновных пород Кольского полуострова.— Труды ВСЕГЕИ, 1963, новая серия, т. 96.
Островский И. А. Условия минералообразования в некоторых водно-силикатных системах при высоких давлениях и температурах.— Труды ИГЕМ, 1957, № 9.
Павленко А. С. Поведение породообразующих и некоторых редких элементов в процессах формирования щелочных пород.— В сб. «Химия земной коры». Изд-во АН СССР, 1963.
Павленко А. С., Балашов Ю. А., Геворкян Р. Г., Туранская Н. В. Поведение редкоземельных элементов при образовании щелочноземельных и щелочных комагматических базальтоидных пород Центральной Армении.— Геохимия, 1966, № 2.
Петерсилье И. А. Геология и геохимия природных газов и дисперсных битумов некоторых геологических формаций Кольского полуострова. Изд-во «Наука», 1964.
Полканов А. А. Геолого-петрографический очерк северо-западной части Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, 1935.
Полканов А. А. Геологический очерк Кольского полуострова.— Труды Арктич. ин-та, 1936, 53.
Полканов А. А. Гравитационное, гравитационно-кинетическое и кинетическое фракционирование твердой фазы и дифференциация магмы.— Материалы лабор. геол. докембрия, 1954, № 2.
Полканов А. А., Герлинг Э. К. Применение K-Ar и Rb-Sr-методов для определения возраста пород докембрия Балтийского щита.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1960, № 9.
Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1961, № 12.
Полканов А. А., Герлинг Э. К. Предварительная возрастная шкала докембрия — герцинид Балтийского щита.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1964, № 19.
Поляков А. И., Костецкая Е. В. Пойкилитовые содалитовые сиениты Ловозерского щелочного массива.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 6.
Поляков А. И., Кот Г. А. К геохимии тория в нефелиновых сиенитах Кольского полуострова.— Геохимия, 1964, № 6.
Поляков А. И., Кот Г. А. Распределение тория по минералам нефелиновых сиенитов Ловозерского щелочного массива.— Геохимия, 1965, № 1.
Поляков В. Д. Необратимо-взаимная система из хлоридов и фторидов калия и натрия.— Изв. сектора физ.-хим. анализа, 1938, 11.
Пономарев А. И. Методы химического анализа силикатных и карбонатных пород. Изд-во АН СССР, 1961.

Равич М. И. Об условиях существования кристаллических солей в присутствии водяного пара.— В кн. «Труды 4-го совещ. по экспериментальной минералогии и петрографии». Изд-во АН СССР, 1951.
Равич М. И., Валяшко В. М. Растворимость NaF при повышенных температурах.— Ж. неорган. хим., 1965, № 1.
Родден К., Уорф Д. Ж. Торий.— В сб. «Аналитическая химия урана и тория». Изд-во иностр. лит-ры, 1956.
Родионов Д. А. К вопросу о логарифмически-нормальном распределении содержаний элементов в изверженных породах.— Геохимия, 1961а, № 7.
Родионов Д. А. О виде функции распределения содержаний минералов в изверженных породах.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1961б, № 6.
Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. Изд-во «Наука», 1964.
Руднев Н. А., Малофеева Г. И., Рассказова В. С. Определение малых количеств таллия в горных породах.— Заводская лаборатория, 1961, 27, № 1.
Русанов А. К., Алексеева В. М., Хитров В. Г. Количественное спектральное определение редких и рассеянных элементов. Госгеолтехиздат. 1960.
Рысс И. Г. Химия фтора и его неорганических соединений. Госхимиздат, 1956.
Рябчиков И. Д. Экспериментальное изучение распределения щелочных элементов между несмешивающимися силикатными и хлоридными расплавами.— Докл. АН СССР, 1963, 149, № 5.
Савицкий Е. М., Терехова В. Ф., Буров И. В., Маркова П. А., Наумкин О. П. Сплавы редкоземельных металлов. Изд-во АН СССР, 1962.
Салтыкова В. С., Фабрикова Е. А. Определение галлия в минералах при помощи родаминового фотометрического метода.— Ж. аналит. хим., 1958, 13, № 1.
Сандел Е. Б. Колориметрическое определение следов металлов. Перевод с англ. Госхимиздат, М.—Л., 1949.
Сапрыкина Т. В. О распределении урана в породах Ловозерского щелочного массива.— Геохимия, 1959, № 5.
Селиванов Л. С. Хлор и бром в массивных кристаллических породах.— Докл. АН СССР, 1940, 28, № 9.
Семенов Е. И. Соконит в щелочных пегматитах.— В кн. «Кора выветривания», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1953.
Семенов Е. И. Виноградовит — новый минерал.— Докл. АН СССР, 1956а, 109, № 3.
Семенов Е. И. Куплетскит — новый минерал группы астрофиллита.— Докл. АН СССР, 1956б, 108, № 5.
Семенов Е. И. Лейкофан в щелочных пегматитах Кольского полуострова.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1957б, № 1.
Семенов Е. И. Новые водные силикаты бериллия — гельбертрандит и сферобертрандит.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1957в, № 1.
Семенов Е. И. Окислы и гидроокислы титана и ниобия в Ловозерском щелочном массиве.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1957г, № 2.
Семенов Е. И. Минералы группы монтмориллонита в щелочных массивах.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1957д, № 2.
Семенов Е. И. Изоморфизм и эндокриптия редких земель.— Геохимия, 1957е, № 7.
Семенов Е. И. Связь состава редких земель с составом и структурой минералов.— Геохимия, 1958, № 5.
Семенов Е. И. Изоморфный ряд лабунцовит-ненадкевичит.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1959а, № 2.
Семенов Е. И. О содержании Zr в титановых минералах.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1959б, № 2.
Семенов Е. И. Литиевые и другие слюды и гидрослюды в щелочных пегматитах Кольского полуострова.— Труды Мин. музея, АН СССР, 1959в, № 8.
Семенов Е. И. О содержании Li и Rb в минералах из щелочных пегматитов Ловозерского массива.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1960, № 4.
Семенов Е. И. Новые данные о нордите.— Труды Мин. музея АН СССР, 1961, № 11.
Семенов Е. И. Минералы группы галлуазита-каолинита в щелочных массивах.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1962а, № 9.
Семенов Е. И. Минералы группы апатита в пегматитах Ловозерского массива.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1962б, № 9.
Семенов Е. И. Редкие элементы в гидроокислах алюминия, железа, кремния и марганца из коры выветривания и гидротермалитов щелочных массивов.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1963а, № 17.
Семенов Е. И. Марганецсодержащие минералы — пирофанит, франклинит и вольфрамит в пегматитах Ловозерского массива.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1963б, № 16.
Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963в.
Семенов Е. И. Некоторые слоистые железо-магниевые силикаты щелочных массивов. В кн. «Минералогия и генетические особенности щелочных массивов». Изд-во «Наука», 1964а.

Семенов Е. И. Сульфиды из щелочных пегматитов.— В кн. «Минералогия и генетические особенности щелочных массивов». Изд-во «Наука», 1964б.
Семенов Е. И. О канкрините щелочных пегматитов. В кн. «Минералогия и генетические особенности щелочных массивов». Изд-во «Наука», 1964в.
Семенов Е. И., Баринский Р. А. Особенности состава редких земель в минералах.— Геохимия, 1958, № 4.
Семенов Е. И., Бурова Т. А. О новом минерале лабунцовите и о так называемом титаноэльпидите.— Докл. АН СССР, 1955, 101, № 6.
Семенов Е. И., Быкова А. В. Бериллосодалит.— Докл. АН СССР, 1960, 133, № 5.
Семенов Е. И., Казакова М. Е., Симонов В. И. Новый цирконовый минерал — сейдозерит и другие минералы группы велерита в щелочных пегматитах.— Записки Всес. мин. об-ва, 1958, № 5.
Семенов Е. И., Казакова М. Е. Гидроторит в пегматитах Ловозерского щелочного массива.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1961а, № 7.
Семенов Е. И., Казакова М. Е. Цирконовые опалы из щелочных пегматитов.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1961б. № 7.
Семенов Е. И., Казакова М. Е. Анкилит в щелочных пегматитах Кольского полуострова.— Труды Мин. музея АН СССР, 1961в, № 11.
Семенов Е. И., Капитонова Т. А. Амфиболы и пироксены из щелочных пегматитов Ловозерского массива.— В кн. «Минералогия и генетические особенности щелочных массивов». Изд-во «Наука», 1964.
Семенов Е. И., Кочемасов Г. Г., Быкова А. В. Циркелит и розенбушит из контактово-метасоматических пород Ловозерского массива.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1963, № 15.
Семенов Е. И., Салтыкова В. С. Эпидидимит в щелочных пегматитах Ловозерского и Хибинского массивов.— Труды лабор. мин., геохим. редких элементов АН СССР, 1951, 1, № 1.
Семенов Е. И., Спицин А. Н., Бурова Т. А. Гидропирохлор из Ловозерского щелочного массива.— Докл. АН СССР, 1963, 160, № 5.
Семенов Е. И., Тихоненков И. П. О катаплеите и гидрокаталлеите щелочных пегматитов.— Труды ИМГРЭ СССР, 1962, №. 9.
Симонов В. И., Белов Н. В. Кристаллическая структура сейдозерита.— Докл. АН СССР, 1958, 122, № 3.
Сёренсен Х. О магматической эволюции щелочной провинции Южной Гренландии.— В кн. «Проблемы геохимии». Юбилейный сб. к 70-летию академика А. П. Виноградова. Изд-во «Наука», 1965.
Слепнев Ю. С. О минералах группы ринкита.— Изв. АН СССР, 1957, № 3.
Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львов. ун-та, 1949.
Соболев В. С. О фазовых соотношениях в системе нефелин-кальсилит-анортит-кремнезем. Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1959, № 13.
Справочник по плавкости солевых систем. Изд-во АН СССР, 1961.
Студеникова З. В., Павленко Л. И. О содержании вольфрама и молибдена в щелочных породах Верхней Тувы и Северного Кавказа.— Геохимия, 1960, № 7.
Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд-во АН СССР, 1961.
Тернер Ф., Ферхутен Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд-во Инстр. лит-ры, 1961.
Тихоненков И. П. Нефелиновые сиениты и пегматиты северной части Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. Изд-во АН СССР, 1963.
Тихоненков И. П., Семенов Е. И. Арсениды кобальта, никеля и железа в щелочных пегматитах.— Докл. АН СССР, 1963, 150, № 4.
Тихоненков И. П., Семенов Е. И., Казакова М. Е. Первая находка эльпидита в Союзе.— Докл. АН СССР, 1957, 114, № 5.
Тихоненков И. П., Тихоненкова Р. П. Контактовые породы Ловозерского массива, их генезис и особенности распространения в них редкометальной минерализации.— Труды ИМГРЭ, 1960, № 4.
Тихоненков И. П., Тихоненкова Р. П. К минералогии контактной зоны Ловозерского массива.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1962. № 9.
Тихоненкова Р. П., Казакова М. Е. Власовит — новый силикат циркония из Ловозерского массива.— Докл. АН СССР, 1961, 137, № 4.
Тихоненкова Р. П., Скосырева М. В. Петрографические особенности и акцессорные минералы пород приконтактовых зон Ловозерского массива.— В кн. «Минералогия и генетические особенности щелочных массивов». Изд-во «Наука», 1964.
Тихоненкова Р. П., Тихоненков И. П. Закономерности распределения редких элементов в контактных породах Ловозерского массива.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1962, № 9.
Успенская Е. М. Фтор в минералах и породах Кольского полуострова.— Материалы по минералогии Кольского полуострова, 1959, 1.
Фейгин Я. М. О возможном механизме образования главных структурных элементов дифференцированного комплекса Ловозерского массива.— В кн. «Происхождение щелочных пород». Изд-во «Наука», 1964.

Ферсман А. Е. Геохимическая диаграмма Хибинских тундр.— Докл. АН СССР, 1931, серия, А, № 8.
Ферсман А. Е. Пегматиты, т. 1. Изд-во АН СССР, 1932.
Ферсман А. Е. Редкие элементы в щелочных массивах Кольского полуострова.— В кн.: «Хибинские редкие элементы и пирротины», т. 5. Госхимтехиздат, 1933а.
Ферсман А. Е. Редкие элементы Хибинских и Ловозерских тундр.— В кн. «Хибинские апатиты», т. 6, 1933б.
Ферсман А. Е. Геоэнергетический анализ миаскитовых пегматитов Ильменских гор.— Труды Ильменского заповедника, № 5. Изд-во АН СССР, 1936.
Ферсман А. Е. Минералогия и геохимия Хибинских и Ловозерских тундр.— В кн. «Труды XVII сессии Междунар. геол. конгр. Путеводитель. Северная экскурсия», 1937а.
Ферсман А. Е. Общая характеристика хибинских минералов.— В кн. «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр». Изд-во АН СССР, 1937б.
Ферсман А. Е. Геохимия, т. 3. Химтеоретиздат, 1937в.
Ферсман А. Е. Геохимия, т. 4. Л., Госхимиздат, 1939.
Ферсман А. Е. Полезные ископаемые Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, 1941.
Чумаков А. А. О причинах возникновения уртитовых горизонтов в расслоенном комплексе щелочных пород Луяврурта.— Докл. АН СССР, 1947, 58, № 5.
Шаблинский Г. Н. К вопросу о глубинном строении Хибинского и Ловозерского плутонов.— Труды Ленингр. об-ва естествоиспыт., 1963, 74, № 1.
Шейнманн Ю. М. О связи щелочных магматических формаций с крупнейшими структурами материков.— В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Гостеолтехиздат, 1960.
Шварцман А. А., Томилин И. А. Кислотно-основные свойства металлургических шлаков.— Успехи химии, 1957, 26, № 5.
Шилин Л. Л. О литиевых слюдах из пегматитов щелочных магм.— Труды Мин. музея АН СССР, 1953, № 5.
Шилин Л. Л. Карпинскиит — новый минерал.— Докл. АН СССР, 1956, 107, № 5.
Шилин Л. Л., Семенов Е. И. Бериллиевые минералы — эпидидимит и эвдидимит в щелочных пегматитах Кольского полуострова.— Докл. АН СССР, 1957, 112, № 2.
Шилин Л. Л., Царева Л. П. О распространении бериллия в породах и минералах пегматитовых жил Ловозерских и Хибинских тундр.— Геохимия, 1957, № 1.
Шоу Д. И. Геохимия таллия.— Сб. «Геохимия редких элементов». Изд. иностр. лит-ры, 1959.
Щербина В. В. Петрографический и геохимический очерк горных пород юго-западной части Ловозерских тундр.— Труды СОПС, часть 2, серия Кольская, 1933, № 3.
Щербина В. В. Окислительно-восстановительные реакции в магме. В сб., посвященном акад. Белянкину. Изд-во АН СССР, 1946.
Щербина В. В. Кислотность магматического расплава в свете теории безводородных кислот.— В кн. «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». Изд-во АН СССР, 1963а.
Щербина В. В. Химические и кристаллохимические факторы устойчивости минералов.— Минеральное сырье. Гостеолтехиздат, 1963б, № 7.
Щербина В. В. К геохимии силикатных расплавов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1964, № 5.
Эйтель В. Физическая химия силикатов. Изд-во иностр. лит-ры, 1963.
Ярошевский А. А. Принцип зонной плавки и его применение при решении некоторых геохимических вопросов.— В кн. «Химия земной коры», т. II. Изд-во «Наука», 1964.
Ahrens L., Pinson W., Kearns M. Association of Rb and K and their abundance in igneous rocks and meteorites.— Geochim. et cosmochim. acta, 1952, 4.
Bailey D. K., Schairer J. F. Crystallization of the rockforming silicates in the system $Na_2O$—$Al_2O_3$—$Fe_2O_3$—$SiO_2$ at 1 atm. Carnegie Inst. Washington Year Book, 1963, 62.
Bannister F. A., Hey M. H. A chemical, optical and X-ray study of nepheline and kaliophilite.— Mineral. Mag., 1931, 134.
Barth T., Brum B. Fluorine in Oslo petrographic province.— Skr. Norsk. Vid. Akad. Oslo, 1945a, N° 8.
Barth T. Studies on the igneous rocks complex of the Oslo region. Skr. Norsk. Vid. Akad. Oslo, 1945б, 9.
Bøggild O. B. The Mineralogy of Greenland.— Medd. Grønland, 1953, 149, N° 3.
Bowen N. L. The ternary system diopside-forsterite — silica.— Amer. J. Sci., 1914, 34.
Bowen N. L. Phase equilibria bearing on the origin and differentiation of alkaline rocks.— Amer. J. Sci., 1945, 243A, p. 75—89.
Butler I. R., Bowden P., Smith A. Z. K/Rb rations in the evolution of the younger granites of Northern Nigeria.— Geochim. et cosmochim. acta, 1962, 1.
Carmichael I. B., Mackenzie W. S. Feldspar-liquid equilibria in pantellerites: an experimental study.— Amer. J. Sci., 1963, 4.

Chemberlin R. T. The gases in rocks. Carnegie Inst.— Publ., 1908, 106.
Clark S. P., Schairer J. F., Neufville I. Phase relations in the system $CaMgSi_2O_6$—$CaAl_2SiO_6$—$SiO_3$ at low and high pressures. Carnegie Inst. Washington, Year Book, 1962, 61.
Cristophe-Michel Levy M. Reproduction artificielle de quelques minéraux riches en zirconium (zircon, eudialyte, catapleite. elpidite); comparison avec leurs conditions naturelles de formation.— Bull. Soc. Franc. Min. Crist., 1961, 84.
Degenhardt H. Untersuchungen zur geochemischen Verteilung des Zirkoniums in der Lithospäre.— Geochim. et cosmochim. acta, 1957, 11, N° 4.
Engelgardt W. Die Geochemie des Barium.— Chem. Erde, 1936, 10, N° 2.
Ernst W. G. Synthesis stability relations and occurrence of riebeckite and riebeckite-arfvedsonite solid solutions.— J. Geol., 1962, 70, p. 689—736.
Eugster H. P. Reduction and oxidation in metamorphism.— В кн.: «Researches in geochemistry», 1959, p. 397.
Fellenberg Th., Lunde G. Über der Sodgehalt von industrielle gewonnenem Eisen.— Biochem. Z., 1927, 187, 7.
Ferguson I. The Ilimaussaq alkaline intrusion, South Greenland.— Medd. Gronland, 1964, 167, p. 4.
Goldscmidt V. M. Geochim. Verteilungsgesetze der Elemente. IV. Oslo, 1926.
Goldschmidt V. H. Geochemistry. Oxford, 1954.
Goles G. G., Anders E. Abundances of iodine tellurium and uranium in meteorites.— Geochim. et cosmochim. acta, 1962, 26, p. 723.
Hamilton D. L., Mackenzie W. S. Nepheline solid solutions in system $NaAlSiO_4$ — $KAlSiO_4$ — $SiO_2$. J. Petrology, 1960. 1.
Hamilton D. L. Nephelines as crystallization temperature indicators.— J. Geol., 1961, 3.
Hamilton E. I. The Geochemistry of the northern part of the Ilimaussaq intrusion, S. W. Greenland.— Medd. Grønland, 1964, 162, N° 10.
Hinz W., Kunth P. Phase equilibrium data for the system MgO — $MgF_2$ — $SiO_2$.— Amer. Miner, 1960, 45, N° 11—12.
Horstman E. L. The distribution of Li, Rb, Cs in igneous and sedimentary rocks.— Geochim. et cosmochim. acta, 1957, 1—2.
Keevil N. Vapour pressures of aqueous solutions at high temperature.— J. Amer. Chem. Soc., 1942, 64, N° 4.
Kim T. Properties of Soda Aluminosilicate Glasses.— J. Amer. Ceram. Soc., 45, N° 10, 1962.
Kushiro I. Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks.— Ametr. J. Sci., 1960, 8.
Landes K. K. A paragenetic classification of the Magnet Cove minerals.— Amer. Miner., 1931, 16, pp. 313—326.
Liebenberg C. I. The spectrochemical determination of Cs in igneous rocks using a chemical concentration procedure. Geochim. et cosmochim. acta, 1956, 10, N° 3.
Mackenzie W. S. The system $NaAlSiO_4$ — $KAlSiO_4$ — $SiO_2$ — $H_2O$ (preliminary report). Carnegie Inst.— Washington, Year Book. 1955, 55.
Magnelli A. Arkiv for Kemi, mineralogi ochgeol., 24A, N° 2, 1947.
Mason B. Oxidation and reduction in geochemistry.— J. Geol., 1949, 51, pp. 62—72
Miyashiro A. The ranges of chemical composition in nepheline and their petrogenetical significance.— Geochim. et cosmochim. acta, 1951, 4—6.
Miyashiro A. The chemistry, optics and genesis of the alkali amphiboles.— J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, 1957. sect. II, 11, pt. 57—83.
Morey G. W. Phase-equilibrium relations of the common rock-forming oxides except water. Geol. Surv. Profess. Paper; 1964, 440 — L.
Morey G. W., Chen W. Pressure — temperature curves in some systems containing water and salt.— J. Amer. Chem. Soc., 1955, 78, N° 17—18.
Nockolds S. R. Average chemical compositions of some igneous rocks. Bull. geol. Soc.— America, 1954, 65, N° 10.
Noll W. Geochemie des Strontiums. Chemie der Erde, 1933/34, 8, N° 4.
Ramberg H. Relative stabilities of some simple silicates as related to the polarization of the oxygen ions.— Amer. Miner, 1954, 3—4.
Ramsay W. Geologische Beobachtungen auf der Halbinsel Kola.— Fennia, 1890, 7.
Ramsay W., Hackman V. Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola.— Fennia, 1894, 11.
Ramsay W. Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola.— Fennia, 1897—1899, 15, N° 2.
Rankama K., Sahama Th., G. Geochemistry. Chicago, 1950.
Ringwood A. E. Principles governing trace element behaviour during magmatic crystallization.— Geochim. et cosmochim. acta, 1955, 7, N° 5/6.
Schairer I. F., Bowen N. L. Preliminary report on equilibrium relations between feldspathoids, alkalifeldspars and silica.— Amer. Geophys. Union Trans. 16th Ann. Meet. 1935, pp. 325—328.

Schairer I. F., Bowen N. L. The system $Al_2O$ — $Na_2O$ — $SiO_2$.— Amer. J. Sci., 1947, 45 p. 193.
Schairer I. F., Bailey D. K. The system $Na_2$—O—$Al_2O_3$—$Fe_2O_x$—$SiO_2$ and its bearing on the alkaline rocks. Carnegie inst.— Washington, Year Book, 1962, 61.
Schairer I. F., Yoder H. S. Crystal and liquid trends in simplified basalt. Carnegie Inst.— Washington Year Book, 1964, N° 63.
Schepperd E. S. Note on the fluorine content of rocks and ocean bottom samples.— Amer. J. Sci., 1940, 238, 117.
Scinner B. J., Boyd F. R. Aluminous enstatites. Carnegie Inst., Washington, Year Book, 1964, N 63.
Semenov E. J., Gerassimovsky V. J., Maksimova N. V., Andersen S. and Petersen O. V. Sorensenite a new sodium-beryllium-tin-silicate from the Ilimaussaq intrusion South Greenland.— Medd. om Grønland, 1965, 181, N 1.
Sorensen H. The Ilimaussaq Batholith. A review and discussion.— Medd. Gronland, 1958, 162, N° 3.
Sörensen H. On the agpaitic rocks.— 21st Inst. Geol. Congr. Problem, 1960, 13, p. 319—327.
Sorensen H. On the occurence of steenstrupine in the Ilimaussaq Massif, South West Greenland.— Medd. Gronland, 1962, 167, N° 1.
Tilley C. E. Nephelie-alkali feldspar paragenesis.— Amer. J. Sci., 1954, 2.
Tilley C. E. Nepheline associations. Ver. Ned. Geol. Mijnb.— Genootschap, 1956, XVI, p. 403—413.
Tilley C. E., Yoder H. S. Pyroxenes fractionations in mafic magma at high pressure and it bearing ón basalt genesis. Carnegie Inst.— Washington, Year Book, 1964, N° 63.
Tröger E. Der Gehalt an selteneren Elementen bei Eruptiv gesteinen.— Chemie der Erde, 1934/35, 9.
Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of Earth's crust.— Bull. Geol. Soc. America, 1961, 72, N° 2.
Tuttle O. F., Smith I. V. The nepheline-kalsilite system. II Phase relations.— Amer. J. Sci., 1958. 8.
Ussing N. V. Geology of country around Julianehaab.— Medd. om Grønland, 1911, 38, p. 1—344.
Wager L. R. The major element variation of the layered series if the Skaergaard intrusion and a reestimation of the average composition of the hidden layered series and the successive residual magmas.— J. of Petrology, 1960, 3.
Wager L. R., Mitchell K. L. The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma.— Geochim. et cosmochim. acta, 1951, 1, N° 3.
Wedepohl K. H. Untersuchungen zur Geochemie des Zinks.— Geochim. et Cosmochim. acta, 1953a, 3, N° 2/3.
Wedepohl K. H. Untersuchungen zur Geochemie des Bleis.— Geochim. et cosmochim. acta, 1953б, 10, N° 1/2.
Wedepohl K. H. Untersuchungen zur Geochemie des Zinks.— Geochim. et cosmochim. acta, 1954, 4, N° 2/3.
Wegmann C. E. Geological Investigations in Southern Greenland, Part I. On the structural divisions of Southern.— Greenland. Medd. om Grønland. 1938, 113, N° 2.
Willard H. H., Winter O. B. Chem. Anal. Ed., 1933, 5, 7.
Yagi K. Petrochemical studies on the alkalic rocks of the Morotu district, Sakhalin.— Bull. Geol. Soc. America, 1953, 7.
Yagi K. A reconnaissance of the system Ac—Di and Ac—Ne. Carnegie Inst.— Washington, Year Book, 1962, 61.
Yoder H. S., Tilley C. E. Origin of basalt magmas: as experimental study of natural and synthetic rock systems.— J. of Petrology, 1963, 3.

## ОГЛАВЛЕНИЕ


**Предисловие** . . . . . 3

**История геологических исследований Ловозерского массива** *(А. И. Поляков)* 7

*ЧАСТЬ ПЕРВАЯ*

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ

*Глава 1.* **Краткий очерк геологического строения Ловозерского массива** *(А. И. Поляков)* . . . . . 10

*Глава 2.* **Породы, вмещающие Ловозерский щелочной массив** *(А. И. Поляков)* . . . . . 16

Докембрийские осадочно-метаморфические и интрузивные породы . . . 16
Палеозойские эффузивно-осадочные породы (Ловозерская свита) . . . . 17

*Глава 3.* **Породы I интрузивной фазы** *(А. И. Поляков)* . . . . . 27

Геологическое строение . . . . . 27
Петрографическая характеристика . . . . . 28
Петрохимические особенности пород и химический состав минералов . . 35

*Глава 4.* **Породы II интрузивной фазы** *(В. П. Волков)* . . . . . 41

Геологическое строение . . . . . 41
Петрографическая характеристика . . . . . 50
Некоторые особенности петрографического состава и структуры пород II интрузивной фазы и порядок кристаллизации минералов . . . . . 65
Петрохимические особенности пород . . . . . 70
Закономерности изменения химического состава породообразующих минералов . . . . . 85
Ассоциации акцессорных минералов . . . . . 91

*Глава 5.* **Породы III интрузивной фазы** *(Т. В. Сапрыкина)* . . . . . 95

Геологическое строение . . . . . 95
Петрографическая характеристика . . . . . 98
Петрохимические особенности пород и химический состав минералов . . 107
Пойкилитовые содалитовые сиениты и тавиты (*А. И. Поляков*) . . . . . 114

*Глава 6.* **Породы IV интрузивной фазы** *(В. П. Волков)* . . . . . 120

*Глава 7.* **Физико-химическая эволюция щелочной магмы Ловозерского массива** *(Л. И. Когарко, В. П. Волков)* . . . . . 123
Породы сингенетической серии . . . . . 126
Породы эпигенетической серии . . . . . 129
Возможный механизм образования слоистости . . . . . 131

*Глава 8.* **Пегматиты** *(В. И. Герасимовский)* . . . . . 134

*Глава 9.* **Характерные особенности минералогии Ловозерского массива** *(В. И. Герасимовский)* . . . . . 143

*ЧАСТЬ ВТОРАЯ*

ГЕОХИМИЯ

*Глава 1.* **Химический состав пород массива** *(В. И. Герасимовский)* . . 149

*Глава 2.* **Геохимия отдельных элементов** . . . . . 156

Петрогенные элементы . . . . . 156
Натрий (*В. П. Волков*) . . . . . 156
Калий (*В. П. Волков*) . . . . . 159
Кальций (*В. И. Герасимовский*) . . . . . 161

Магний (*В. П. Волков*) . . . 164
Марганец (*В. П. Волков*) . . . 166
Железо (*В. П. Волков*) . . . 168
Алюминий (*В. П. Волков*) . . . 172
Кремний (*В. П. Волков*) . . . 174
Кислород (*Л. Н. Когарко*) . . . 176
Характерные элементы . . . 178
Литий (*В. И. Герасимовский*) . . . 178
Рубидий (*В. П. Волков*) . . . 184
Бериллий (*В. И. Герасимовский*) . . . 193
Стронций (*В. И. Герасимовский*) . . . 198
Галлий (*В. И. Герасимовский*) . . . 204
Редкоземельные элементы и иттрий (*Ю. А. Балашов*) . . . 208
Титан (*В. И. Герасимовский*) . . . 223
Цирконий и гафний (*В. И. Герасимовский*) . . . 226
Ниобий и тантал (*В. И. Герасимовский*) . . . 237
Торий (*А. И. Поляков*) . . . 250
Уран (*Т. В. Сапрыкина*) . . . 267
Цинк (*В. И. Герасимовский*) . . . 273
Свинец (*В. И. Герасимовский*) . . . 277
Водород (*В. П. Волков*) . . . 279
Бор (*В. И. Герасимовский*) . . . 282
Углерод (*В. И. Герасимовский*) . . . 283
Фосфор (*В. И. Герасимовский*) . . . 285
Сера (*В. И. Герасимовский*) . . . 291
Фтор (*Л. Н. Когарко*) . . . 293
Хлор (*Л. Н. Когарко*) . . . 306
Второстепенные элементы . . . 314
Цезий (*В. И. Герасимовский*) . . . 314
Барий (*В. И. Герасимовский*) . . . 315
Радий . . . 317
Скандий . . . 317
Германий . . . 317
Олово . . . 318
Молибден (*В. И. Герасимовский*) . . . 318
Вольфрам (*В. И. Герасимовский*) . . . 321
Ванадий (*В. И. Герасимовский*) . . . 322
Хром (*В. И. Герасимовский*) . . . 327
Кобальт (*В. И. Герасимовский*) . . . 328
Никель (*В. И. Герасимовский*) . . . 329
Медь (*В. И. Герасимовский*) . . . 330
Серебро . . . 331
Золото . . . 331
Кадмий . . . 331
Индий . . . 331
Таллий (*В. И. Герасимовский*) . . . 331
Мышьяк . . . 335
Сурьма . . . 335
Висмут . . . 335
Селен . . . 335
Теллур . . . 335
Азот (*В. Ф. Волынец*) . . . 336
Бром и йод (*Л. Н. Когарко*) . . . 336

*Глава 3.* **Происхождение агпаитовых нефелиновых сиенитов Ловозерского массива** ***(В. И. Герасимовский, В. П. Волков, Л. Н. Когарко, А. И. Поляков)*** . . . 344

**Заключение** ***(В. И. Герасимовский, В. П. Волков, Л. Н. Когарко, А. И. Поляков)*** . . . 356

**Приложения** . . . 366
I. Классификация минералов Ловозерского массива (*В. И. Герасимовский*) . . . 366
II. Краткая характеристика минералов Ловозерского массива (*В. И. Герасимовский*) . . . 370
III. Щелочной массив Илимауссак (*В. И. Герасимовский*) . . . 376

**Литература** . . . 381

*Коллектив авторов*

**Геохимия Ловозерского щелочного массива**

*Утверждено к печати*
*Институтом геохимии и аналитической химии*
*Академии наук СССР*

Редактор *А. Г. Степеров*
Редактор издательства *М. И. Авизян*
Художник *А. А. Люминарский*
Технический редактор *Л. В. Каскова*

Сдано в набор 14/XII 1966 г. Подписано к печати 4/V 1966 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. 24,75 Усл. печ. л. 34,65
Уч.-изд. л. 33,9 Тираж 900 экз. Изд. № 532
Тип. зак. № 3571. Т-03700

*Цена 2 р. 33 к.*

Издательство «Наука».
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука».
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

## Опечатки и исправления

| Стр. | Строка | Напечатано | Должно быть |
|---|---|---|---|
| 56 | 2 св. | уртитов | фойяитов |
| 134 | 16—15 сн. | штокверкообразных | штокообразных |
| 136 | 15 св. | эвдиалита | эвдидимита |
| 197 | 13 сн. | минерал | элемент |
| 262 | 2 св. | $n \cdot 10^4$ % | $n \cdot 10^{-4}$ % |
| 314, 315 | | K/C$S \cdot 10^4$ | K/C$S \cdot 10^{-4}$ |
| 332—334 | | K/Te $\cdot 10^4$ | K/Te $\cdot 10^{-4}$ |

«Геохимия Ловозерского щелочного массива»