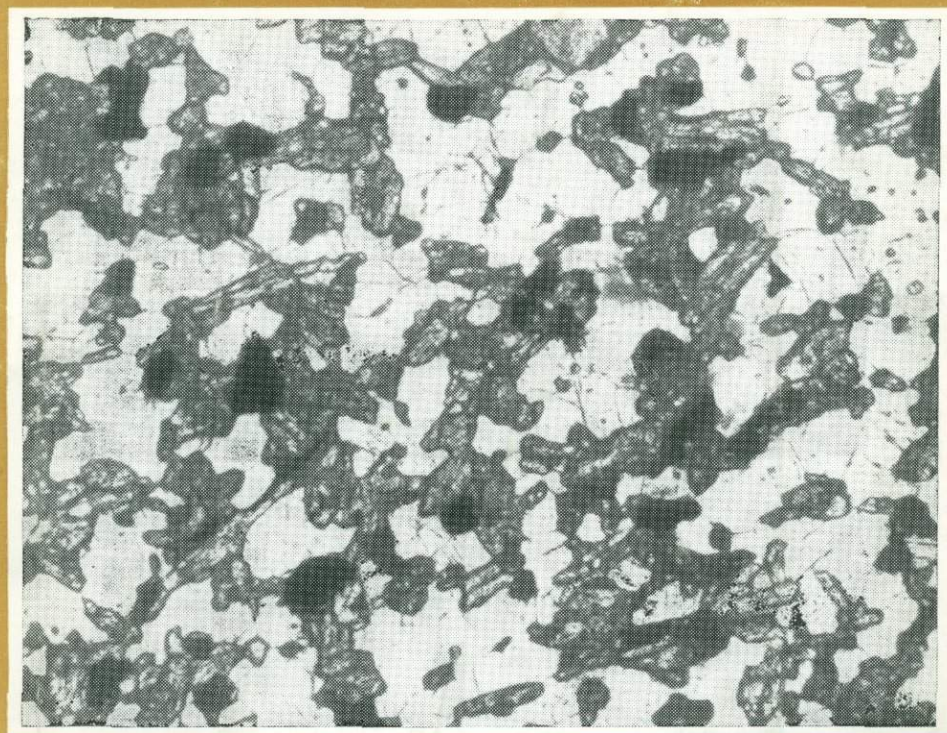


АКАДЕМИЯ НАУК СССР

В. А. КОНОНОВА

ЯКУПИРАНГИТ-  
УРТИТОВАЯ  
СЕРИЯ  
ЩЕЛОЧНЫХ  
ПОРОД



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПЕТРОГРАФИИ,  
МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

552.33

В. А. КОНОНОВА

ЯКУПИРАНГИТ-  
УРТИТОВАЯ  
СЕРИЯ  
ЩЕЛОЧНЫХ  
ПОРОД

2397



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
МОСКВА

1976



Кононова В. А. **Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород**, стр. 215  
табл. 88, илл. 53, библиограф. 287 назв. «Наука», 1976.

На примере пяти провинций Советского Союза (Кольско-Карельской, Восточно-Саянской, Маймеча-Котуйской, Кузнецкого Алатау и Тувинской) впервые сопоставлены условия формирования пород якупирангит-уртитовой серии. В зависимости от геолого-структурного положения выделены четыре природные ассоциации пород с участием якупирангитов-уртитов. Даны особенности петрохимии, минерального состава, элементов-примесей, типоморфные черты породообразующих минералов якупирангитов-уртитов. Доказывается их гетерогенная природа. Рассмотрено время появления этих пород в истории Земли. На основании изотопного состава углерода и серы сделан вывод о преимущественно мантийном источнике вещества. Рассмотрены проблемы, связанные с выплавлением щелочных магм. Приводятся критерии, позволяющие по особенностям якупирангит-уртитовых пород прогнозировать нахождение определенных генетических типов месторождений.

Ответственный редактор  
доктор геолого-минералогических наук  
В. И. ГОНЬШАКОВА

## ВВЕДЕНИЕ

Щелочные породы якупирангит-уртитовой серии привлекли внимание исследователей несколько десятков лет назад, когда в связи с ними были открыты уникальные месторождения фосфора и тантало-ниобиевых руд. В эти же годы была доказана возможность получения алюминия из богатых нефелином пород. С ростом гидроэнергетики на востоке страны возникла реальная возможность освоения этого энергоемкого сырья. Специальные поиски богатых нефелином руд привели к открытию новых провинций и щелочных массивов, в строении которых принимают участие породы якупирангит-уртитовой серии. В частности, в 1951—1956 гг. В. В. Архангельской, А. Г. Кацем и Р. М. Яшиной была выявлена новая щелочная провинция на юго-востоке Тувы. В ее исследовании и открытии ряда массивов ийолит-уртитов принимал участие и автор работы (Кононова, 1957, 1958, 1961, 1962).

В ходе детальных исследований щелочных провинций было установлено постоянное участие якупирангит-уртитов в сложных интрузивных комплексах, сопровождаемых разнообразными полезными ископаемыми. В этой связи проблема формирования этих пород тесно переплетается с проблемами образования карбонатитов и сопутствующих им образований, высокоглиноземистых уртитов, а также своеобразных апатито-нефелиновых пород. Неизменный интерес якупирангиты-уртиты вызывают и при обсуждении общих вопросов петрологии — происхождения и состава щелочных магм, их источников, закономерностей формирования сложных щелочных массивов (ультраосновных и щелочных пород, основных и щелочных пород, агпайтовых нефелиновых сиенитов) и связанных с ними месторождений. При этом, если карбонатитам посвящена громадная литература, то детальному изучению пород серии якупирангит-уртитов уделялось несравненно меньшее внимание.

Специальные исследования якупирангит-уртитовой серии в Советском Союзе выполнены лишь на нескольких массивах, преимущественно на разрабатываемых месторождениях. В первую очередь — это работы по ийолитам и уртитам Хибинского и Кия-Шалтырского массивов. Многолетние исследования Л. С. Бородина (1965) были посвящены проблемам происхождения нефелинно-пироксеновых пород, встречающихся в массивах ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов. Вопросы генезиса ийолитов — этой «наиболее запутанной группы щелочных пород», как их характеризует Д. К. Бейли (Bailey, 1974), детально рассмотрены и в ряде статей недавно опубликованного под редакцией Х. Соренсена (Sorensen, 1974) сборника «Щелочные породы». Условия формирования пород якупирангит-уртитовой серии привлекают все большее внимание, поскольку их расшифровка способствует пониманию условий возникновения разных типов месторождений, пониманию специфических особенностей их состава и закономерностей размещения.

Исследуя породы якупирангит-уртитовой серии на протяжении 20 лет, автор имел возможность посетить большинство районов их развития в

нашей стране. С 1953 по 1960 гг. детально изучались щелочные массивы Тувы, с 1961 по 1966 гг. — Кольского полуострова, в 1967 г. — Восточного Саяна, в 1968 г. — Кузнецкого Алатау, в 1971 г. — Маймеча-Котуйской провинции. Кроме того, автору удалось познакомиться с массивами ультраосновных и щелочных пород, сопровождаемых карбонатитами, в Финляндии (массивы Сокли, Иивара, Сиилиньярви), которые являются как бы западным продолжением Кольско-Карельской провинции Советского Союза. В 1972 г. во время геологической экскурсии, организованной после 24 сессии Международного геологического конгресса, автором были осмотрены щелочные массивы провинций Онтарио и Квебек в Канаде.

Вулканогенные серии пород ряда базальт-фонолит Среднегорья Шотландии (Англия) автор посетил в 1969 г. во время геологической экскурсии, организованной после Международного симпозиума «Вулканы и их корни». В ходе этих исследований определилось, что якупирангиты-уртиты появляются в различных природных ассоциациях и различной геолого-структурной обстановке, в отдельных случаях их становление происходит на протяжении значительного интервала времени. В связи с этим к первоочередным задачам исследования были отнесены вопросы выявления главнейших природных ассоциаций якупирангитов-уртитов и их структурно-геологической позиции, а также установления времени появления пород этой серии в истории развития земной коры.

Главным методическим направлением был выбран сравнительный анализ, в связи с чем исследования основывались на сопоставлении особенностей якупирангит-уртитов, возникающих в разных природных ассоциациях.

Якупирангит-уртитовая серия представлена четырьмя главными разновидностями пород: якупирангит, мельтейгит, ийолит, уртит, нередко тесно связанными пространственно и генетически. Эти породы имеют весьма простой минеральный состав. Главные породообразующие минералы — нефелин и пироксен, варьируя количественно, образуют непрерывный ряд пород от меланократовых членов — якупирангитов и мельтейгитов, к мезократовым — ийолитам и лейкократовым — уртитам. Названия пород вошли в литературу с конца XIX — начала XX века, отражая названия месторождений, в которых они были обнаружены впервые: «мельтейгит» по местности Мельтейг в Норвегии (Brögger, 1921), «ийолит» по местности Ийола в районе известного щелочного массива Иивара в Финляндии (Ramsay, Berghell, 1891), «уртит» по названию горы Луявр-Урт на Кольском полуострове (Ramsay, 1896), «якупирангит» по названию массива Якупиранга в Бразилии (Derby, 1891).

Открытые в различных весьма удаленных друг от друга массивах, эти породы рассматриваются как представители единого ряда уже в работах В. Брёггера по району Фен в Норвегии (Brögger, 1921) и Х. Розенбуша (Rosenbusch, 1923). Первая систематизация всех данных по составу нефелино-пироксеновых пород и разработка их классификации связана с именами Б. М. Куплетского (1937, 1946) и А. Джоханнсена (Johannsen, 1938).

На основании анализа 268 количественных минеральных подсчетов Б. М. Куплетским была предложена следующая классификация бесполовошпатовых нефелиновых пород: разности с содержанием 0—20% нефелина — якупирангиты; 20—35% — мельтейгиты; 35—70% — ийолиты, больше 70% — уртиты.

Детальные исследования щелочных пород, выполненные в последующие годы, в частности, на Кольском полуострове, показали, что в ряде массивов с бесполовошпатовыми нефелино-пироксеновыми разностями ассоциируются породы, содержащие переменные количества полевого шпата, такие как ювиты, малиниты, полевошпатовые ийолиты. Это побудило исследователей уникального Хибинского массива разработать классификацию нефелиновых пород, основанную на количественных со-

отношениях трех минералов — нефелина, пироксена и щелочного полевого шпата (Елисеев, 1957). По этой классификации к якупирангит-уртитам отнесены породы, содержащие до 5% щелочного полевого шпата, а в пределах бесполевошпатовых членов намечены следующие границы: разности пород, содержащие нефелина больше 70% — уртиты, 30—70% — ийолиты, 10—30% — мельтейгиты. Породы, в которых суммарное содержание нефелина и полевого шпата не превышает 10%, относятся к щелочным пироксенитам — якупирангитам. Десятипроцентное предельное содержание нефелина в якупирангитах, как это принято в последней классификации, представляется более обоснованным, поскольку впервые под якупирангитами была описана разновидность пород с 1% нефелина, а средний из тринадцати составов якупирангитов, по данным Б. М. Куплетского, содержит 6,1% нефелина.

По мере открытия новых щелочных массивов в литературе появляются местные названия для пород, отвечающих по составу якупирангит-уртитовой серии. Так, в свое время были предложены «альгарвит» — биотитовый мельтейгит, «фазинит» — ийолит с титано-авгитом, «нордсьоит» — полевошпатовый ийолит с клинопироксеном. Подобные названия, имея нередко лишь чисто местное значение, не получили широкого распространения. Пожалуй, наиболее часто из названий, не имеющих строгой количественной характеристики, употребляется термин «ийолит-уртит». В частности, при исследовании Дахунурского и Чикского массивов на юго-востоке Тувы (Кононова, 1961) термин «ийолит-уртит» применялся для пород промежуточного состава между ийолитами и урритами с содержанием нефелина 65—76%.

Вопросы номенклатуры щелочных пород требуют уточнения, поскольку нередко одно и то же название разные авторы применяют к различным по составу породам. Так, со времен О. Дерби (Derby, 1891) изменилось значение термина «якупирангит», который в настоящее время применяют к наиболее меланократовым разновидностям нефелино-пироксеновых пород. Под названием «мельтейгит» согласно классификации А. Джоханнсена (Johannsen, 1938), следует понимать нефелино-пироксеновые породы, в которых нефелина меньше 50%, т. е. в эту группу частично попадут и разности, согласно классификациям других авторов имеющие название «ийолит». В этой связи уточним, что в настоящей работе применяется терминология в соответствии с классификацией Н. А. Елисеева (1957), поскольку в ней наиболее полно учтены возможные вариации состава пород исследуемой серии. При характеристике ийолитов, имеющих широкие вариации состава (30—70% нефелина) употребляются термины «лейкократовый» и «меланократовый», позволяющие оттенить детали их состава.

Следует иметь в виду, что в природе отдельные разновидности серии распространены далеко не равномерно, особенно редки якупирангиты. Однако по традиции в работе рассматривается вся серия, которая названа по ее крайним членам «якупирангит-уртитовая». При изучении состава якупирангитов-уртитов внимание автора привлекла интересная закономерность — в зависимости от принадлежности к той или иной ассоциации породы этой серии несколько варьируют по составу. В этой связи было проведено изучение специфических особенностей состава пород якупирангит-уртитовой серии и выявлены критерии, позволяющие относить эти породы к тем или иным природным ассоциациям.

Одной из важнейших задач петрологии в настоящее время является познание глубинного строения Земли и разнообразных процессов, протекающих в верхних слоях литосферы (магматических и метасоматических). При обсуждении этих вопросов исследователи неизбежно сталкиваются с проблемой происхождения щелочных магм, с определением происхождения разнообразных щелочных пород, в том числе и якупирангит-уртитовой серии. Исследователи знаменитых вулканов Восточной

Африки, где только один Напак по подсчетам Т. Джеймс (James, 1958) сложен 150 куб. милями эруптивного материала нефелинитов, единодушно считают эти породы магматическими, возникшими из мельтейгит-мелано-нефелинитовой магмы (King, Sutherland, 1960; Johunson, 1961; King, 1965). Обсуждая возможный источник этой магмы, большинство исследователей отдает предпочтение щелочному перидотиту. Так, Р. Джохансон (Johunson, 1961) совместно с К. Коксом (Cox e. a., 1965) отвергают возможность происхождения щелочной магмы в результате фракционной дифференциации базальтов, поскольку отсутствуют породы промежуточного состава между нефелинитами и базальтами. Кроме того, в районах, где эти породы встречаются совместно, объемы базальтов несоизмеримо малы по сравнению с нефелинитами.

Находка в Танганьике в последние годы новой разновидности нефелино-пироксеновых пород — нгуруманитов (ngugitanite), гиабиссальных аналогов анкаратритов, позволила предположить, что породы щелочной серии произошли из родоначальной магмы анкаратритового состава (Saggerson, Willims, 1964). Учитывая, что наряду с этими породами в Танганьике развиты и слабо щелочные серии: щелочной оливинный базальт — трахибазальт — щелочной трахит, которые рассматриваются как производные магмы щелочно-оливино-базальтового состава, исследователи предполагают, что источник их один, в частности, это может быть щелочной перидотит (King, Sutherland, 1960; Томкеев, 1962).

Несмотря на многообразие различных гипотез, все они пытаются решить одну основную задачу — объяснить появление магмы мельтейгит-ийолитового состава. В этом отношении наиболее интересные результаты получены при экспериментальных исследованиях (М. О. Хара, Ч. Кусиро, Р. Балтитьюд, Д. Грин и другие). В частности, Д. Бейли и Дж. Шерер (Bailey, Schaiger, 1966) допускают возможность возникновения ийолитовых расплавов различными путями. Помимо ийолитов, возникших как низкотемпературная жидкость, отделившаяся от мелилит-базальтового исходного субстрата в мантии, допускается образование остаточного ийолитового расплава в результате кристаллизации пересыщенных щелочами сиенитов, либо путем частичного плавления слегка недосыщенных кремнеземом акмитовых сиенитов. Последняя модель, по мнению Д. Бейли и Дж. Шерера, объясняет возникновение ийолитов как палингенных расплавов в нефелинизированных ореолах, подобных окружающим комплекс Ально. Однако нельзя забывать, что существует и другая точка зрения по этому вопросу. В 1948 г. Г. Эккерманн предложил гипотезу метасоматического генезиса нефелино-пироксеновых пород, допуская, что при реакции между карбонатитовой магмой и окружающими фениитами возникает гибридная зона нефелиновых сиенитов и ийолитов.

В отечественной литературе проблема генезиса нефелино-пироксеновых пород дискутируется весьма оживленно после появления статьи Л. С. Бородина (1957) об их метасоматической (послемагматической) природе в массивах ультраосновного и щелочного состава. Привлекая идею о нефелинизации пироксенов под влиянием высокотемпературных щелочных эндогенных растворов, Л. С. Бородин и его последователи (Лавренев, Пожарицкая, 1960; Лапин, 1963) доказывали метасоматический генезис всех или подавляющей части нефелино-пироксеновых пород. В то же время А. А. Кухаренко (1958) и Н. А. Волотовская (1958) продолжали отстаивать интрузивное происхождение мельтейгит-уртитовых серий. Помимо крайних точек зрения, значительная группа исследователей, отмечая большую роль интрузивно-магматических процессов, признавала участие в формировании нефелино-пироксеновых пород и метасоматических явлений (Эпштейн и др., 1961; Бутакова, Егоров, 1962; Ланда, 1966). Тем самым высказанное еще в 1938 г. Б. М. Куплетским представление о гетерогенном происхождении нефелино-пироксеновых пород в пределах одного массива, допускавшееся и в некоторых более

поздних работах (Кононова, 1957; Strauss, Truter, 1951), было использовано для объяснения генезиса мельтейгит-уртитовых серий в отдельных комплексах ультраосновного и щелочного состава Кольского полуострова и Сибирской платформы.

Действительно, широкое развитие эффузивов типа нефелинитов на континентах и в океанах достаточно убедительно демонстрируют существование значительных объемов расплавов, которые могли явиться источником образования интрузивно-магматических мельтейгитов и ийолитов. В глубоко эродированных регионах (Кольский полуостров) доказательством существования подобных расплавов являются штоки и дайки гипабиссальных пород типа оливиновых мельтейгит-порфириров, близких по составу к нефелинитам.

Вместе с тем отрицать значение метасоматических процессов при образовании нефелино-пироксеновых пород в настоящее время также нет оснований, можно лишь спорить о масштабах их проявления. Тем более, что известны отдельные случаи возникновения ийолитов как продуктов реакции на контакте между риолитом и гранат-воластонитовым тектитом (Temple, Heinrich, 1964) или нефелинового сиенита и доломит-содержащего мрамора (Кононова, 1965). Причина редкого появления подобных реакционных продуктов, как заключили на основании экспериментов Д. Ваткинсон и Р. Уилли (Watkinson, Wyllie, 1964) состоит в том, что ассимиляция известняков приводит к кристаллизации магмы. В этом случае образование недосыщенных кремнекислотой пород возможно только локально вблизи известняка, претерпевшего ассимиляцию. В то же время вокруг щелочных интрузивов широко развиты ореолы нефелинизации, охватывающие весьма разнообразные вмещающие породы — мраморы, сланцы, габбро-пироксениты и другие, что не оставляет сомнения в возможности появления метасоматических нефелино-пироксеновых пород. Специальные исследования роли магматических и метасоматических процессов при формировании якупирангит-уртитовых пород, выполненные автором (Кононова, 1971а) на примере Кольско-Карельской провинции, подтвердили гетерогенность происхождения нефелино-пироксеновых пород и позволили сформулировать критерии отличия магматических и метасоматических разностей.

За последние годы гипотеза о гетерогенности якупирангит-уртитовой серии находит поддержку в работах большинства геологов. Даже у исследователей, придерживавшихся ранее крайне противоположных точек зрения, наметилось известное сближение представлений, и они признают существование как магматических, так и метасоматических нефелино-пироксеновых пород (Кухаренко и др., 1965; Бородин, 1971).

С признанием гетерогенной природы нефелино-пироксеновых пород возникли новые задачи, для решения которых необходимо:

1) выработать критерии различия магматических якупирангитов-уртитов от метасоматических разностей близкого состава, выявить долю участия пород разного генезиса в массивах, принадлежащих разным ассоциациям;

2) установить физико-химические параметры формирования якупирангитов-уртитов разного генезиса;

3) определить источники вещества, слагающего якупирангиты-уртиты, состав исходных магм.

Исследования в плане поставленных задач способствовали выявлению критериев связи месторождений полезных ископаемых с породами якупирангит-уртитовой серии в различных природных ассоциациях.

Изучение пород якупирангит-уртитовой серии проводилось автором в плане тематики по закономерностям щелочного магматизма, разрабатываемой группой сотрудников ИГЕМ АН СССР. Все исследования выполнялись в лабораториях ИГЕМ АН СССР, ГЕОХИ АН СССР, Института геохимии СО АН СССР, Московского института нефтехимической

и газовой промышленности им. И. М. Губкина, Института геологии и геофизики СО АН СССР. К разработке отдельных вопросов (возраст пород, условия их образования, типоморфизм минералов и др.) привлекались сотрудники перечисленных институтов: М. М. Аракелянц, Т. Ю. Базарова, Л. Н. Гриненко, Э. М. Галимов, И. П. Лапутина, Е. И. Ломейко, В. В. Наседкин, Н. И. Органова, Л. И. Панина, Л. Л. Перчук, В. Г. Хитров, Л. Л. Шанин. Над темой под руководством автора работала И. А. Гартман. Всем лицам, принимавшим участие в исследованиях, а также консультировавшим автора по вопросам, связанным с тектоническими, геологическими, физико-химическими аспектами изучения якупирангит-уртитов, автор выражает глубокую благодарность.

С особой признательностью автор чтит память заслуженного деятеля науки РСФСР доктора геолого-минералогических наук, профессора О. А. Воробьевой, уделявшей большое внимание настоящим исследованиям до последних дней жизни.

#### СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

Аб	— альбит	Ме	— мелилит
Ан	— анортитовая составляющая в нефелине	Мп	— микроклин-пертит
Ап	— апатит	Не	— нефелин, либо нефелиновая составляющая в нефелине
Б, Би	— биотит	П, Пи	— пироксен
Ди	— диопсид	Пл	— плагиоклаз
Дол	— доломит	Рог	— роговая обманка
ЖФл	— железистый флогопит	Сф	— сфен
Ка	— кальцит	Тм	— титаномагнетит
Кв	— кварцевая составляющая в нефелине	Фас	— фассаит
Кпш	— калиево-натровый полевой шпат	Фл	— флогопит
Кс	— кальсилитовая составляющая в нефелине	Фо	— форстерит
М	— микроклин	Фр	— флюорит
Мг	— мельтейгит	Эг	— эгирин-геденбергит
		Эд	— эгирин-диопсид

## АССОЦИАЦИИ ПОРОД ЯКУПИРАНГИТ-УРТИТОВОЙ СЕРИИ И ИХ СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

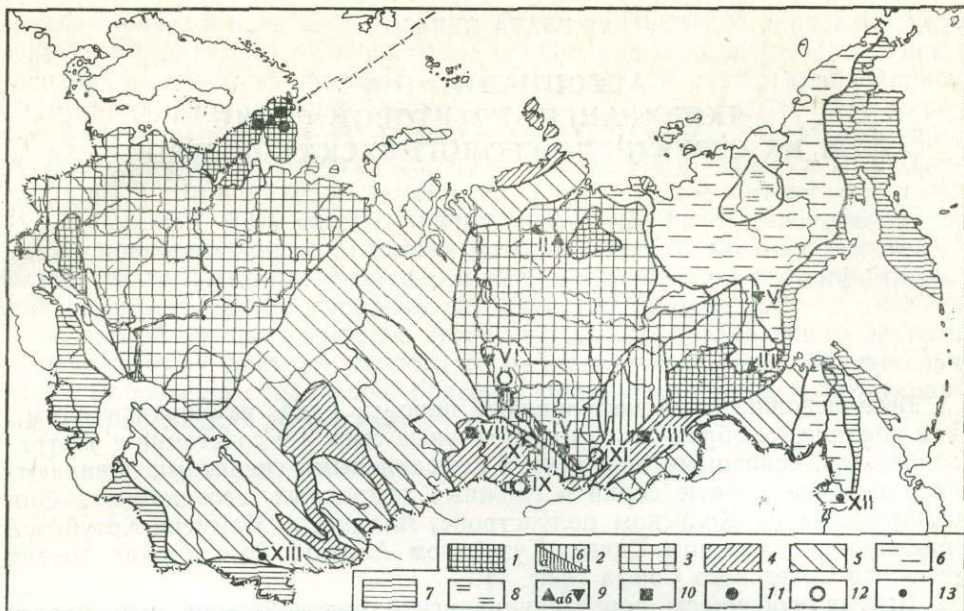
Бесполовошпатовые нефелиновые породы ряда якупирангит-уртит, как правило, не образуют самостоятельные тела, а в сочетании с ультраосновными, основными породами и нефелиновыми сиенитами появляются как закономерные серии в сложных природных ассоциациях. Они обнаружены на Кольском полуострове, Алдане, в Маймеча-Котуйской провинции, Восточном Саяне, Кузнецком Алатау, Туве и ряде других регионов Советского Союза (фиг. 1).

Другая особенность пород якупирангит-уртитовой серии заключается в том, что они возникают только в определенной тектонической обстановке. Они известны на платформах и в значительно меньших масштабах встречаются в складчатых областях. Помимо этих двух главнейших структурных элементов континентальной земной коры, в настоящее время выделен и детально обсуждается третий особый тип структур земной коры — области тектоно-магматической активизации. Поскольку систематическое изучение этого особого типа структур только начато, естественно, в представлениях исследователей много противоречивого и дискуссионного. К числу дискуссионных относится и проблема связи щелочных пород со структурами областей тектоно-магматической активизации.

Согласно мнению ряда исследователей, все или во всяком случае большая часть щелочных комплексов приурочена к областям тектоно-магматической активизации (Архангельская, Гинзбург, 1973; Горжевский и др., 1973; и др.).

Особенности якупирангитов-уртитов и в первую очередь состав ассоциирующихся с ними пород определяются прежде всего тем, к какой из двух типов структур они приурочены: к платформам или складчатым областям. Важным оказывается, в какой части платформы и в какой период развития складчатой области возникли щелочные комплексы, включающие породы якупирангит-уртитовой серии. В частности, состав якупирангитов-уртитов закономерно меняется в зависимости от их структурно-тектонической позиции. Лейкократовые разности (уртиты, лейкократовые ийолиты) обычно встречаются в ассоциации с нефелиновыми сиенитами или с основными породами преимущественно в областях завершенной складчатости, а меланократовые разности (якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты) широко распространены в массивах ультраосновных и щелочных пород платформ. Эта эмпирическая закономерность используется практикой, в частности, известно, что только с ассоциациями основных пород или нефелиновых сиенитов следует искать крупные тела уртитов — богатых нефелиновых руд.

К настоящему времени накоплен разносторонний материал, позволяющий проанализировать особенности якупирангит-уртитовых пород в зависимости от их геолого-тектонической позиции в двух главных структурах земной коры — платформах и геосинклиналиях. Что касается особенностей исследуемой группы пород, обусловленных процессами текто-



Фиг. 1. Схема размещения главнейших провинций якупирангит-уртитовых пород на территории СССР (на основе тектонической карты Евразии масштаба 1:5 000 000 под ред. А. Л. Яншина, 1966 г.) с дополнениями по району Забайкалья (Салоп, 1967) и Тувинской АССР (Кудрявцев, 1965)

- 1 — выходы фундамента древних платформ на дневную поверхность;
- 2 — области байкальской складчатости: а — выступы древних структур в ядрах антиклинориев; б — геосинклинальный складчатый комплекс;
- 3 — чехол древних и эпибайкальских платформ;
- 4 — области каледонской складчатости;
- 5 — области герцинской складчатости;
- 6 — области мезозойской складчатости;
- 7 — области альпийской складчатости и кайно-

- зоюского тектогенеза востока Азии;
- 8 — впадины неотектонического этапа развития, выполненные молассами. Ассоциации якупирангитов-уртитов;
- 9 — с ультраосновными породами и карбонатитами (а — провинции, расположенные в пределах платформ, б — приуроченные к краевым блокам фундамента древних платформ, захваченных обрамляющей складчатостью);
- 10 — с основными породами,
- 11 — с агапитовыми нефелиновыми сиенитами,

- 12 — с фойяитовыми нефелиновыми сиенитами,
- 13 — якупирангиты - уртиты неопределенного генезиса

*Провинции и массивы:*

- I — Кольско-Карельская,
- II — Маймеча-Котуйская,
- III — Алданская,
- IV — Саянская,
- V — Сетте-Дабанская,
- VI — Енисейского кряжа,
- VII — Кузнецкого Алатау,
- VIII — Витимского нагорья,
- IX — Тувинская,
- X — Котунская группа массивов,
- XI — Тажеранский массив,
- XII — Кокшаровский массив,
- XIII — ледник Райгородского

но-магматической активизации, то первые попытки такого анализа включены в работу, однако они требуют дальнейшей разработки.

Причины зависимостей состава ассоциаций от их структурного положения сложны, как сложны причины связи магматизма и тектоники (Шейнманн, 1968), и чтобы попытаться оценить хотя бы некоторые из них (тектоническая подвижность зон, глубина заложения разломов, состав первичного расплава, активность процессов дифференциации и гибридизма), необходимо рассмотреть особенности главнейших ассоциаций пород якупирангит-уртитовой серии. Анализ материалов по Советскому Союзу позволяет выделить следующие ассоциации и типы провинций, в которых участвуют породы якупирангит-уртитовой серии.

## 1. АССОЦИАЦИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД:

а. Провинции платформ (плиты, щиты). Массивы сложены ультраосновными (оливиниты, пироксениты)<sup>1</sup> и щелочными (мельтейгиты, ийолиты) породами, сопровождаются карбонатитами.

б. Провинции краевых блоков фундамента платформы, захваченных обрамляющей складчатостью. В строении массивов участвуют ультраосновные (пироксениты), щелочные (нефелиновые, канкринитовые, щелочные сиениты, мельтейгиты, ийолиты) породы и карбонатиты.

в. Провинции рифтовых зон (сквозьструктурных разломов, по Ю. М. Шейнманну) характеризуются сочетанием пород щелочно-ультраосновной и щелочно-базальтовой серий.

II. Ассоциация основных (габбро, тералиты, монзониты) и щелочных (уртиты, ийолиты, нефелиновые сиениты) пород.

III. Ассоциация агпаитовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, ювитов.

IV. Ассоциация фойяитовых (нередко геденбергитовых) нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, ювитов.

В основу предлагаемого деления, выполненного с учетом известных работ в области формационного анализа Г. Д. Афанасьева (1961), Ю. М. Шейнманна с соавторами (1961), Ю. А. Кузнецова (1964), положена классификация, разработанная тематической группой по изучению щелочных пород ИГЕМ АН СССР (Воробьева и др., 1972) при участии автора.

Термин «ассоциация» в работе применен для обозначения совокупности магматических пород, включая все фациальные (мезоабиссальные, гипабиссальные и эффузивные) их разновидности, а также метасоматические образования, связанные общностью тектонической позиции, характеризующиеся специфическими особенностями строения и состава массивов и сопровождающиеся определенными типами месторождений. При этом внимание уделено преимущественно тем массивам, которые включают бесполовошпатовые нефелино-пироксеновые породы якупирангит-уртитовой серии. Подчеркнем, что термин «ассоциация» вместо «формация» был выбран не случайно. В работе не ставилась задача рассмотреть щелочные формации в целом. Так, в формации основных и щелочных пород, включающей ряд ассоциаций как с уртитам и ийолитами, так и без них, в соответствии с целями настоящего исследования детально рассматривается только одна ассоциация: габбро — тералит — уртит, ийолит — нефелиновый сиенит, щелочной сиенит.

Ниже кратко характеризуются структурно-геологическая позиция выделенных ассоциаций и провинций, особенности состава пород, относящихся к каждой ассоциации и присущих той или иной провинции, а также приводится обобщенная схема их формирования.

### АССОЦИАЦИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

В мире известно более 300 массивов, сложенных породами ультраосновного и щелочного ряда, а также карбонатитами. Месторождения флогопита, апатита, железных, медных руд, редких металлов, обнаруженные в ряде таких массивов, способствовали их интенсивному изучению. За последние годы издана серия монографий (Бутакова, Егоров, 1962; Кухаренко и др., 1965, 1971; Бородин, 1966; Гинзбург, Эпштейн, 1968, Пожарицкая, Самойлов, 1972; Carbonatites, 1966), в которых рассмотрены особенности состава, строения и условия формирования этих массивов. Закономерности их размещения наиболее четко были сформу-

<sup>1</sup> Перечисляются только наиболее распространенные типы пород.

лированы Ю. М. Шейнманном с соавторами (1961). Подчеркивая отсутствие связей между составом интрузивов и вмещающих их пород, исследователи делали вывод о решающем значении тектонической обстановки, обуславливающей размещение крупных провинций этих пород и отдельных интрузивов. В числе структур, определяющих положение массивов, указывались: 1) окраинные области древних платформ, 2) сквозь-структурные разломы, 3) разломы по границе между платформой и областью завершённой складчатости («шовные» структуры).

При сопоставлении интрузивов, приуроченных к структурам разных типов, было обнаружено закономерное изменение их строения и морфологии, состава слагающих их пород, сопутствующих метасоматических и рудообразующих процессов (Кононова, 1968б). Поэтому провинции, развитые на платформах, и провинции, возникающие на границе платформы и складчатой области, приуроченные к краевым блокам фундамента древних платформ, захваченным обрамляющей складчатостью, рассматриваются нами отдельно. Характеристика провинций рифтовых зон не приводится, поскольку их исследование нами не проводилось.

### Провинции ультраосновных и щелочных пород платформ

Провинции этого типа появляются на платформах в условиях блоковых смещений земной коры, совершающихся по разломам глубинного заложения. Они известны на северной окраине Русской платформы (Кольско-Карельская), северо-западной (Маймеча-Котуйская) и юго-восточной (Алданская) окраинах Сибирской платформы.

Отдельные массивы в пределах провинции встречаются и вблизи границы платформы со складчатой областью, и на расстоянии нескольких сотен километров от края платформы. Они приурочены к участкам сопряжения расколов, возникших на краю платформы, и обычно перпендикулярных к ним тектонических нарушений второго и третьего порядка.

Провинции ультраосновных и щелочных нефелиновых пород в платформенных областях занимают большие площади, протягиваются на многие сотни километров (Маймеча-Котуйская — 350 км). В каждой провинции насчитывается до десяти, иногда и больше, массивов. В пределах всех трех упомянутых провинций преобладают массивы изометричной, реже эллипсоидальной формы. Особенности внутреннего строения позволяют рассматривать некоторые из них как интрузивы центрального типа. Характерно зонально-кольцевое строение большинства интрузивных тел.

В составе пород присутствуют оливиниты, иногда дуниты, пироксениты и перидотиты. Среди щелочных образований преобладают породы якупирангит-уртитового ряда. Они образуют вокруг ядер ультраосновного состава кольцевые или неполно-кольцевые интрузивы, площадь которых может достигать 15 км<sup>2</sup> (Ковдор), либо штокообразные тела, площадью 0,8 км<sup>2</sup> (Озерная Варака), 46 км<sup>2</sup> (Одихинча). Бесполовошпатовые нефелиновые породы в пределах этих интрузивов имеют весьма неустойчивый состав и варьируют от якупирангитов до уртитов, однако преобладают меланократовые члены ряда — мельтейгиты и ийолиты, которые являются преимущественно интрузивными образованиями. Лейкократовые разности (уртиты) появляются, как правило, при процессах перекристаллизации и метасоматических преобразованиях (нефелинизация), которые нередко развиваются по мельтейгитам (Кононова, 1971а). Нефелиновые, канкринитовые и щелочные сиениты в рассматриваемых массивах встречаются чаще всего в виде жил и даек. Формирование интрузий сопровождается интенсивным проявлением метасоматических процессов, которые приводят к образованию существенно-флогопитовых, меллитовых, магнетито-апатитовых пород и карбонатитов. Особенности якупирангит-уртитовой серии в ассоциации ультраосновных и щелочных

пород исследовались на примере двух провинций Советского Союза — Кольско-Карельской и Маймеча-Котуйской.

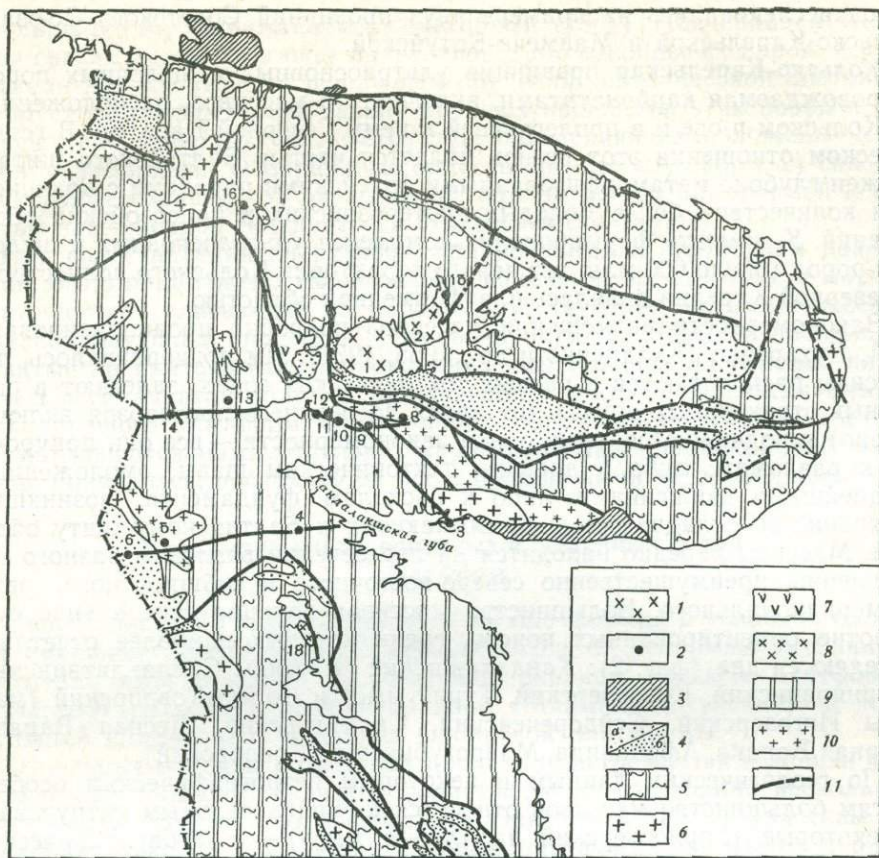
**Кольско-Карельская провинция** ультраосновных и щелочных пород, сопровождаемая карбонатитами, включает 16 массивов, расположенных на Кольском п-ове и в прилегающей к нему Северной Карелии. В геологическом отношении этот регион является частью Балтийского щита и сложен глубоко метаморфизованными архейскими породами с подчиненным количеством более молодых протерозойских и палеозойских образований. К моменту формирования комплекса ультраосновных и щелочных пород (около 600 млн. лет назад) территория Кольского полуострова и Северной Карелии являлась платформенной областью.

Закономерности размещения массивов подробно проанализированы А. А. Кухаренко (Кухаренко и др., 1965, 1971). Им подчеркивалось, что массивы располагаются в разных тектонических зонах, залегают в различных структурных ярусах (от арха до верхнего протерозоя включительно) и подчиняются лишь одной закономерности — все они приурочены к разломам: либо к древним тектоническим швам, омоложенным позднейшими движениями, либо к расколам фундамента, возникшим синхронно со складчатостью примыкающих к Балтийскому щиту областей. Массивы нередко находятся на пересечении разломов разного направления, преимущественно северо-восточного и субширотного, реже субмеридионального. Большинство массивов группируется в виде субширотно ориентированных поясов, среди которых наиболее отчетливо выделяются два (фиг. 2): Кандалакшский (массивы Салланлатвинский, Vuoriajärvinский, Ковдозерский, Турий мыс) и Салмо-Ковдорский (массивы Ингозерский, Сейдореченский, Салмагорский, Лесная Варака, Озерная Варака, Африканда, Маврогубинский, Ковдорский).

По геологическим данным и некоторым петрографическим особенностям большинство массивов относятся к гиабиссальным интрузивам, а некоторые (Горноозерский на Турьем мысу) — к субвулканической фации. Расчеты глубины распространения интрузивов, выполненные по аэромагнитным и гравитационным данным (Клушин, 1968; Цирульникова и др., 1968) позволяют различать две группы массивов по глубине распространения магнитовозмущающих объектов. К первой из них, имеющей глубину около 7 км, относятся интрузивы Кургинский (7 км), Контозерский (7 км), Ковдорский (6 км). Вторая группа имеет глубину распространения магнитовозмущающих объектов не более 3—5 км — это Vuoriajärvi (3—5 км), Песочный (2 км), Африканда (2—3,5 км), Салмагорский (3—5 км), Турий мыс (3—5 км), Хабозерский (3 км). Авторы этих данных предполагают, что на глубине в интрузивах первой группы преобладают ультраосновные породы, а в интрузивах второй группы — щелочные.

Суммируя опубликованные данные (Волотовская, 1958, Кухаренко и др., 1965, 1971; Терновой и др., 1969) и собственные наблюдения на большей части массивов провинции, отметим некоторые характерные черты их строения и состава. В большинстве известных на Кольском полуострове массивов ультраосновных, щелочных пород, сопровождаемых карбонатитами, закартированы породы якупирангит-уртитового ряда. Форма образуемых ими тел и положение этих пород в строении наиболее представительных и хорошо изученных массивов показана на схеме (фиг. 3). Обращает внимание, что большинство массивов имеет зонально-кольцевое строение, при этом характерна обратная зональность пород: ультраосновные разности (древние) слагают ядра массивов, породы якупирангит-уртитового ряда располагаются по периферии. Исключение представляет лишь один массив р. Песочной, где щелочные породы занимают центральное положение в массиве, прорывая пироксениты.

История формирования массивов была сложной и некоторые детали этого процесса до сих пор остаются дискуссионными, хотя обобщенная



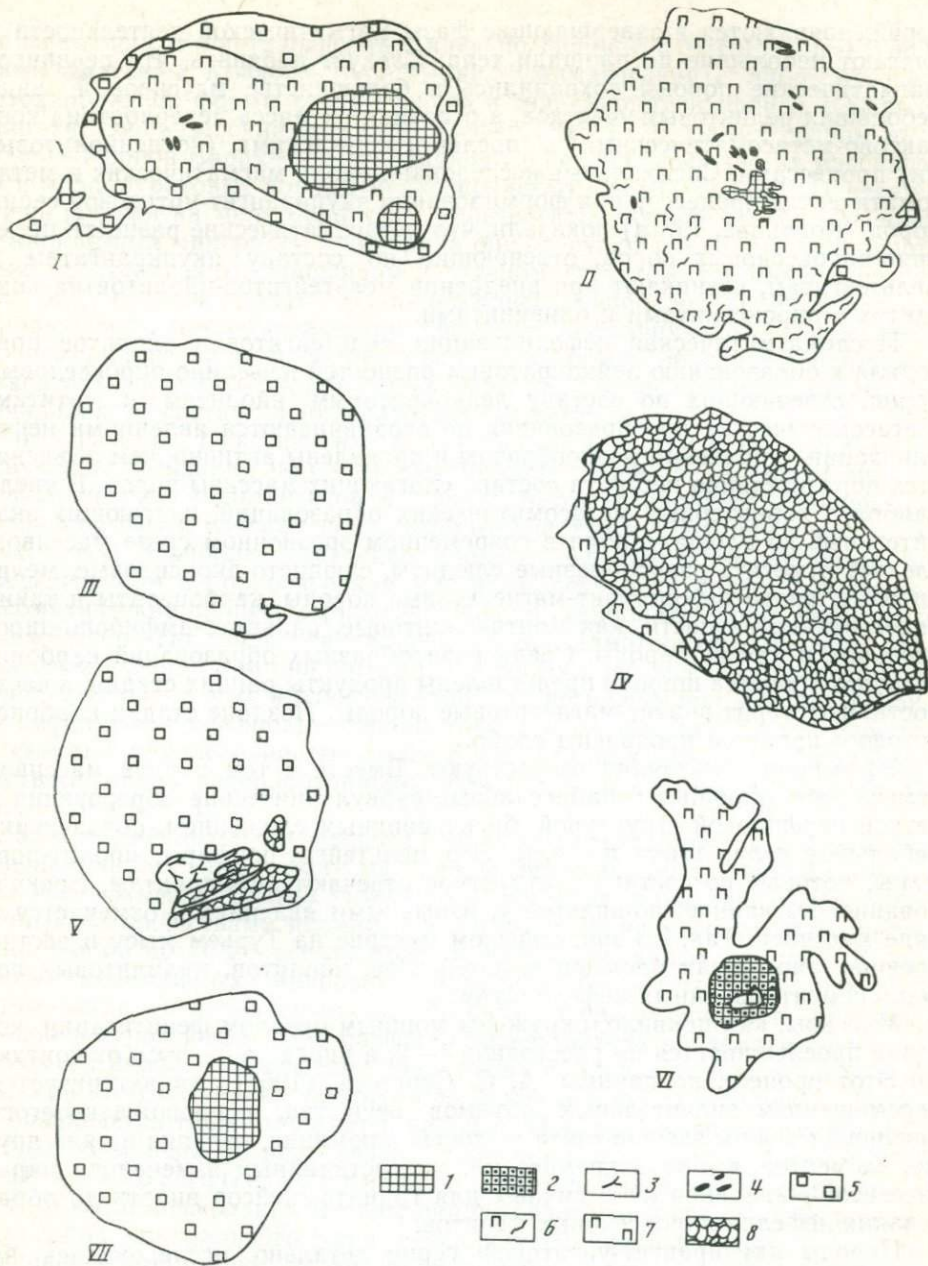
Фиг. 2. Схема размещения ассоциаций якупирангит-уртитовых пород в восточной части Балтийского щита (на основе Международной тектонической карты Европы, издания 1964 г. с дополнениями по К. А. Шуркину, 1968) и А. А. Кухаренко (Кухаренко и др., 1971)

1 — массивы агапитовых нефелиновых сиенитов (1 — Хибинский, 2 — Ловозерский),  
 2 — массивы ультраосновных и щелочных пород, сопровождаемые карбонатами,  
 3 — Турый мыс,  
 4 — Ковдозерский,  
 5 — Vuoriajärvisкий,  
 6 — Салланлатвинский,  
 7 — Песочный,  
 8 — Ингозерский,  
 9 — Салмагорский,  
 10 — Озерная Варака,  
 11 — Лесная Варака,  
 12 — Африканда,

13 — Маврогубинский,  
 14 — Ковдорский,  
 15 — Кургинский,  
 16 — Себляврский). *Области байкальской складчатости:*  
 3 — конгломераты, песчаники, сланцы, карбонатные породы. *Области карельской складчатости:*  
 4 — структурные этажи карельской складчатости (а — нижний и средний, б — верхний),  
 5 — архейские массивы, переработанные карельской складчатостью и

докарельские гранитоиды в переработанных массивах,  
 6 — карельские гранитоиды,  
 7 — карельские основные и ультраосновные интрузивы,  
 8 — карельские массивы основных и щелочных пород (17 — Гремяха — Вырмес, 18 — Ельтозерский). *Области архейской складчатости:*  
 9 — нерасчлененные архейские образования,  
 10 — архейские гранитоиды,  
 11 — разломы

схема практически общепризнана. Считается, что на магматическом этапе возникли преимущественно две серии пород: в первую интрузивную фазу образовались породы ультраосновного ряда (оливиниты, пироксениты, перидотиты), вторая интрузивная фаза представлена мельтейгитами и ийолитами. Количественные соотношения этих серий в пределах конкретных массивов варьируют, иногда породы одной серии слагают самостоятельные массивы (Озерная Варака, Лесная Варака). Дайки и жилы полевошпатовых ийолитов, оливиновых мельтейгит-порфиров, нефелиновых и канкринитовых сиенитов, секущие породы первых двух



Фиг. 3. Схемы строения массивов ультраосновных и щелочных пород, сопровождаемых карбонатами; Кольско-Карельская провинция (по данным А. А. Кухаренко и др., 1965, В. И. Тернового и др., 1969)

I — апатито-магнетитовые породы, карбонаты,  
 2 — апатито-амфиболовые породы (измененные пироксениты и перидотиты),  
 3 — меллититовые породы,  
 4 — дайки пегматондных ийолитов,  
 5 — якупирангиты-уртиты,

6 — ийолитизированные и нефелинизированные пироксениты,  
 7 — пироксениты, оливиновые пироксениты,  
 8 — оливиниты

Массивы: I — Vuori-Yarvi, II — Африканда, III — Озерная Варака, IV — Лесная Варака, V — Салмагорский, VI — массив Песочный, VII — Салланлатвинский

серий, появляются в завершающие фазы магматической деятельности и слагают небольшие по площади тела. Следует добавить, что первично-магматические породы сохранились в большинстве массивов в виде небольших реликтовых участков, а основная их масса переработана контакто-метасоматическими и послемагматическими (последейолитовыми) процессами. Специальные исследования роли магматических и метасоматических процессов при формировании якупирангит-уртитовой серии пород (Кононова, 1971а) показали, что метасоматические разности нефелино-пироксеновых пород, отвечающие по составу якупирангитам и мельтейгитам, возникают при внедрении мельтейгитов-ийолитов на контактах с пироксенитами и оливинитами.

Послемагматическая нефелинизация мельтейгитов и ийолитов приводила к образованию лейкократовых разностей нефелино-пироксеновых пород, отвечающих по составу лейкократовым ийолитам и уртитам. Метасоматические преобразования не ограничиваются явлениями нефелинизации, они весьма разнообразны и проявлены активно, чем объясняется поразительная пестрота состава слагающих массивы пород. В числе наиболее характерных метасоматических образований, слагающих значительные по площади поля в современном эрозийном срезе массивов, следует отметить разнообразные слюдиты, слюдисто-диопсидовые, мелилитовые, апатито-форстерит-магнетитовые породы, карбонатиты и такие более редкие разности, как монтичеллитовые, кальцит-амфиболо-пироксеновые и другие породы. Среди разнообразных образований карбонатитового процесса широко представлены продукты ранних стадий, в частности, форстерит-apatит-магнетитовые породы. Поздние стадии карбонатитового процесса проявлены слабо.

Эффузивные излияния отсутствуют. Вместе с тем в ряде массивов отмечаются типичные гиабиссальные субвулканические образования с четкой порфировой структурой, брекчиевидным сложением, образующие небольшие тела, дайки и жилы. Это мельтейгит-порфиры, ийолит-порфиры, которые по составу и структуре отвечают нефелинитам. Брекчирование, вызванное, по-видимому, взрывными явлениями, отмечается в ряде массивов. Так, в Горноозерском массиве на Турьем мысу известна брекчия, сложенная блоками мельтейгитов, ийолитов, мелилитовых пород, сцементированных нефелинитом.

Массивы, как правило, окружены мощным ореолом фенитизации, которая прослеживается на расстоянии 1—2, а иногда и 5—6 км от контакта. Этот процесс, по данным А. С. Сергеева (1967), характеризуется перемещением значительных объемов вещества, сопровождающегося привнесом в зоны экзоконтакта щелочей, алюминия, кальция и ряда других элементов, выносом кремнезема, многостадийным изменением парагенезисов минералов от типичных для гранито-гнейсов вплоть до образования нефелин-пироксеновых фенитов.

Породы якупирангит-уртитовой серии детально исследовались на Ковдорском массиве, где они представлены наиболее разнообразными по составу магматическими и метасоматическими разностями. Для составления обобщенной характеристики якупирангит-уртитовых пород ультраосновных-щелочных массивов Кольско-Карельской провинции, привлечены материалы и по ряду других массивов, преимущественно тех, в которых сохранились первично-магматические разности (Салмагорский, Горноозерский на Турьем Мысу, Озерная Варака). Описание пород приведено в порядке их убывающего распространения.

*Ийолиты* весьма варьируют по составу и структуре, различаются по геологической позиции и происхождению, в связи с чем ниже рассмотрено несколько их разновидностей.

Мелкозернистые ийолиты главной интрузивной фазы являются преобладающим типом пород среди неизменных разностей. Они поступали по кольцевым разломам и образовывали либо кольцевые ин-

трузивы вокруг ультраосновных ядер по границе с вмещающими гнейсами (массивы Ковдор, Вуори-Ярви, Салмагорский), либо массивы штокообразной формы среди гнейсов и гранодиорит-порфиров (Озерная Варака, Горноозерский массив на Турьем Мысу). На Салмагорском массиве и Озерной Вараке они преобладают в центральных частях массивов. Эти меланократовые породы мелкозернистого сложения (фиг. 4) внешне очень похожи на мелкозернистые мельтейгиты. Однако по соотношению темноцветных минералов и нефелина они отвечают ийолитам. Темноцветные, представленные диопсидом и титаномагнетитом, составляют не менее 50% объема породы. Из аксессуарных минералов типичен апатит. Характерный метасоматический процесс — нефелинизация — существенно изменил первичный облик пород и их состав, обусловив появление такситовых разновидностей пород нефелино-пироксенового состава, отвечающих по составу лейкократовым ийолитам и уртингам.

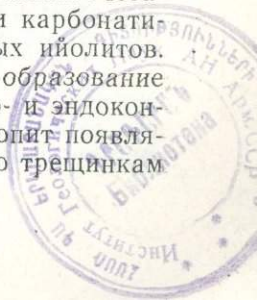
Ийолиты такситового сложения переменного состава и структуры возникают при метасоматических процессах, в частности, при нефелинизации мельтейгитов и меланократовых ийолитов главной интрузивной фазы, слагают неправильные участки и зоны среди интрузивных пород. Наиболее отчетливо процесс нефелинизации проявлен на Салмагорском и Горноозерском массивах, поскольку более поздние метасоматические процессы (флогопитизация, карбонатизация) проявлены здесь слабо. Так, если центральная часть Салмагорского массива сложена мелкозернистыми ийолитами, в которых лишь местами встречаются тончайшие (1—5 мм) жилки нефелина, то по периферии массива развиты нефелино-пироксеновые породы такситового облика с частой перемежаемостью крупнозернистых более лейкократовых участков с мелкозернистыми, слабо переработанными, близкими по составу к первичным ийолитам (фиг. 5).

Участки ийолитов такситового сложения характерны для восточной и северной частей Ковдорского массива, встречаются постоянно на г. Моговид и ее склонах. Состав такситовых ийолитов характеризуется переменными количествами нефелина и диопсида, причем содержание нефелина (от 50 до 70%) всегда больше, чем в первичных породах. Количество аксессуарных минералов заметно убывает и, как правило, титаномагнетит первично-магматических пород замещается частично сфеном и перовскитом. При развитии более поздних послемагматических процессов пироксен и нефелин такситовых ийолитов замещаются биотитом, при этом возникают биотит-пироксеновые породы и слюдиты. Иногда развивается также мелилит и кальцит. Процесс замещения породообразующих минералов неузнаваемо изменяет состав пород.

Пегматоидные ийолиты образуют дайки и жилы, мощностью от 4—5 см до нескольких метров, они сосредоточены среди ультраосновных пород центрального ядра Ковдорского, Африкандского и других массивов и прорывают их по серии линейных нарушений. Эти породы имеют сравнительно выдержанный минеральный состав: нефелин (отчасти замещенный канкринитом), диопсид, титаномагнетит (замещен частично сфеном), редкие зерна апатита, иногда кальцит, флогопит.

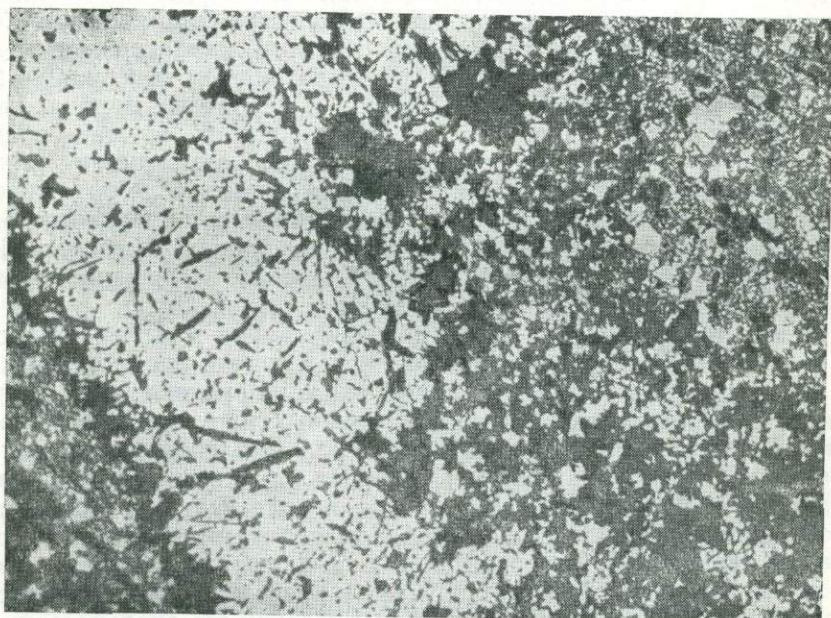
Контакты пегматоидных ийолитов с оливинитами резкие. По границе возникает реакционная оторочка пироксена-диопсида, которая подчеркивает линию контакта. В редких случаях в краевой части жил встречены ксенолиты оливинитов, которые оторочены такой же диопсидовой каемкой, а оливинит внутри ксенолитов остается почти не измененным. Метасоматические процессы — мелилитизация, флогопитизация и карбонатизация существенно меняют состав и строение пегматоидных ийолитов.

Процесс флогопитизации в начальной стадии вызывает образование лишь цепочек пластинок железистого флогопита вдоль экзо- и эндоконтакта жилы с оливинитом. В дальнейшем железистый флогопит появляется и в центральных частях жилы, проникает в нефелин по трещинкам





**Ф и г. 4.** Мелкозернистый ийолит. Салмагорский массив  
Увел. 20, без анализатора.  
Белое — нефелин, серое — диопсид, черное — титаномагнетит



**Ф и г. 5.** Микростроение такситового ийолита. Салмагорский массив  
Увел. 5, без анализатора.  
Белое — нефелин, серое — диопсид, черное — титаномагнетит

спайности, развивается по краям его зерен. Интенсивное ослюденение превращает пегматоидные ийолиты в флогопит-пироксеновую породу с реликтовыми выделениями нефелина.

Порфириовидные ийолиты образуют кольцевые дайки с крупными контактами и известны в большинстве массивов, но особенно мощные тела (до 2—3 м) встречены в северо-западной части оливинитового ядра Ковдорского массива. Это мелкозернистые породы черного цвета, в их составе неизменно присутствуют два породообразующих минерала — нефелин и эгириц-диопсид. Из аксессуарных типичен апатит, приобретающий нередко значение второстепенной составляющей, а также сфен и титаномагнетит. Наиболее характерна панидиоморфнозернистая структура с квадратными сечениями зерен нефелина и призматическими выделениями пироксена, который нередко образует кучные скопления в интерстициях. На отдельных участках ийолиты приобретают характерную порфириовидную структуру с порфирокристаллами зонального пироксена (ядро — диопсид, кайма — эгириц-диопсид) и основной массой нефелина и эгириц-диопсида. При этом в пределах одной дайки иногда наблюдаются все переходы структур, начиная от появления отдельных редких порфирокристаллов зонального пироксена или скоплений его зерен, постепенно увеличивающихся в количестве. В редких случаях под микроскопом наблюдается определенная ориентировка зерен пироксена. Это разнообразие структур обусловлено, по-видимому, местными изменениями условий кристаллизации.

Дайки имеют крутопадающие контакты, а по простиранию несколько изгибаются, как бы приобретаая кольцевую форму. Зона контакта даек с оливинитом либо с заместившей его диопсид-флогопитовой породой, как правило, интенсивно изменена. При этом помимо изменений, вызванных воздействием ийолитов на оливиниты, по зонам контакта, служившим благоприятными путями для растворов, развивались и послемагматические изменения. В связи с этим в зоне контакта отмечается нередко следующая смена парагенезисов минералов:

Нефелин + эгириц- диопсид (флогопит)	Цеолиты + эгириц- диопсид (флогопит)	Флогопит с релик- тами цеолитов	Контакт	Тетра- феррифло- гопит с реликтами обыкновен- ной роговой обманки	Обычно- венная роговая обманка	Диопсид	Оливин (фло- гопит)
--	--	--	---------	--	---	---------	---------------------------

Для порфириовидных ийолитов характерны разнообразные поздние и послемагматические преобразования, сопровождающиеся появлением биотита, микроклина, канкринита, цеолитов, кальцита.

*Мельтейгиты* мелкозернистого сложения, наряду с мелкозернистыми ийолитами, весьма широко распространены среди пород главной интрузивной фазы. На Ковдорском массиве они слагают большие участки на юге и юго-востоке периферического щелочного кольца, переходя в такситовые ийолиты. На Салмагорском массиве и Озерной Варакке мельтейгиты преобладают в центральных частях массивов, где тесно связаны с мелкозернистыми ийолитами.

В составе мельтейгитов преобладают диопсид и титаномагнетит, которые составляют до 70% пород, причем содержание рудного минерала иногда превышает 20% породы по весу. На долю нефелина приходится не более 20%. Из аксессуарных минералов типичен апатит, иногда появляется перовскит, обычно замещающий титаномагнетит. Для мельтейгитов типична аллотриоморфнозернистая структура и мелкозернистое сложение.

Характерные метасоматические процессы — нефелинизация, биотитизация — существенно изменили первичный облик мельтейгитов, вызвав появление многочисленных разновидностей пород нефелино-пирок-

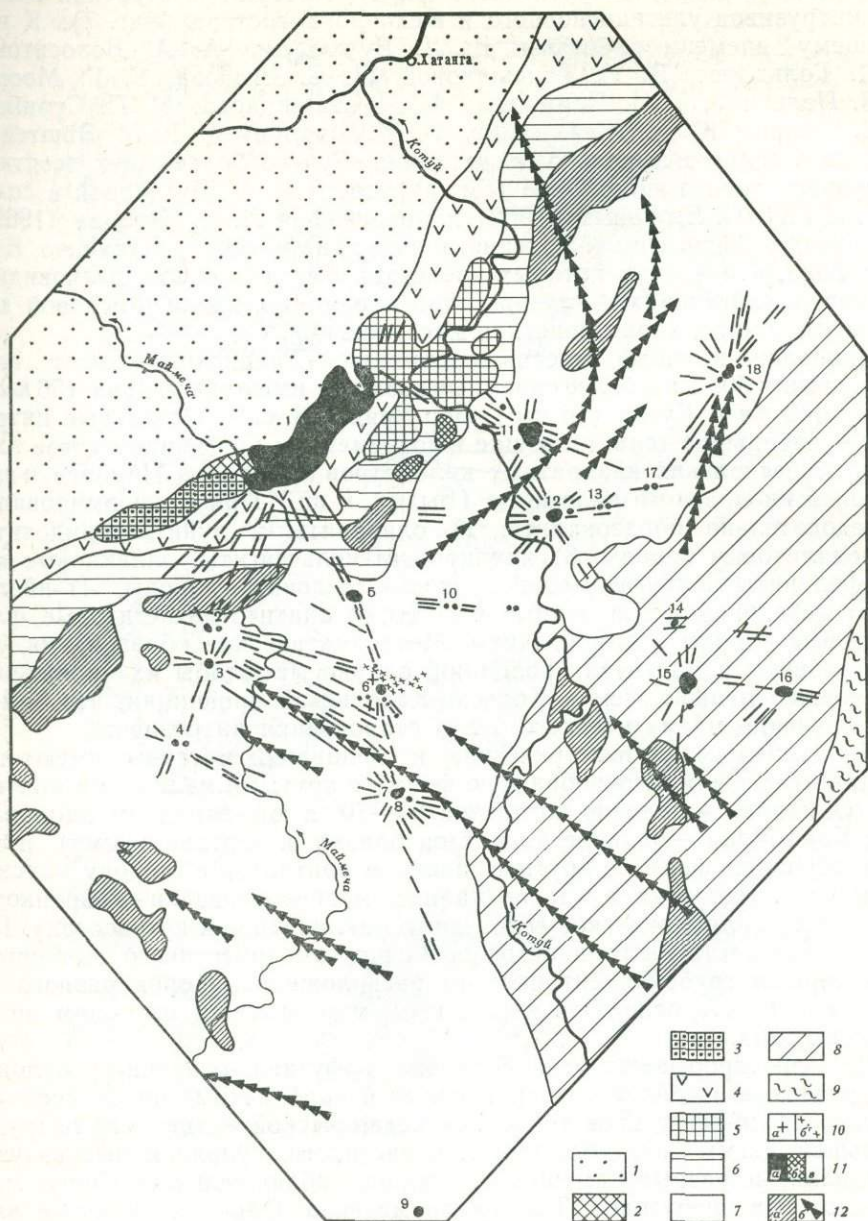
сенового и нефелино-пироксено-слюдистого составов. Эти процессы развиваются в мельтейгитах аналогично тому, как и в рассмотренных выше мелкозернистых ийолитах. Так, при нефелинизации мельтейгитов возникают такситовые ийолиты, переходящие на отдельных небольших по площади участках в уртиты. При биотитизации мельтейгитов преимущественно замещается нефелин, в меньшей степени — пироксен. В связи с избирательным замещением нефелина мельтейгиты превращаются в биотит-пироксеновую породу, а при усилении процесса — в слюдиты. Этот процесс интенсивно проявлен в юго-восточной части Ковдорского массива.

Уртиты слагают лишь небольшие участки среди такситовых ийолитов, не превышающие по площади первые метры, и возникают на конечных стадиях процесса нефелинизации. При особенно интенсивной перекристаллизации породы приобретают равномернозернистое сложение и гипидиоморфнозернистую структуру с идиоморфным диопсидом, промежутки между которым заполнены агрегатом зерен нефелина. В составе пород преобладает нефелин (более 80% по весу), частично замещенный канкринитом. Содержание пироксена редко превышает 10%. Характерно почти полное отсутствие акцессорных минералов, отмечаются лишь единичные зерна кальцита, сфена, пировскита.

**Маймеч-Котуйская провинция**, расположенная на севере Сибирской платформы, приурочена к северо-западному крылу Анабарской антеклизы (см. фиг. 1) и граничит на западе с Тунгусской синеклизой, а на севере — с Лено-Енисейским мезо-кайнозойским прогибом. Фундамент платформы на территории провинции перекрыт мощной (до 4 км) толщей осадочных, преимущественно карбонатных отложений, сформировавшихся в период от верхнего протерозоя до перми. Стратиграфический разрез завершают эффузивы позднепермского-раннетриасового возраста (мощность до 3,5 км), представленные разнообразными породами базальтовой и щелочно-базальтоидной серий; эффузивы распространены только на северо-западе рассматриваемого региона (фиг. 6). Осадочные и вулканогенные породы образуют моноклиналь с пологим падением на северо-запад. Интрузивные породы района принадлежат двум тектоно-магматическим циклам: позднепротерозойскому, представленному дайками и силлами долеритов, и позднепермскому-раннетриасовому, породы которого широко распространены и весьма разнообразны по составу (долериты, трахидолериты, кимберлиты, сложные интрузивы ультраосновных и щелочных пород). К-Аг возраст последних колеблется в пределах 240—260 млн. лет.

Большое значение для развития магматизма в Маймеч-Котуйской провинции имели региональные расколы в кристаллическом фундаменте. На основании геофизических и геологических данных Л. С. Егоров (1964) проанализировал закономерности размещения интрузивных тел провинции и показал, что Маймеч-Котуйская провинция в целом расположена на пересечении двух глубинных разломов планетарного значения: Большого Таймырского разлома субмеридионального направления и главной периферической зоны глубинных разломов субширотного направления, проходящих по северному обрамлению Сибирской платформы.

Размещение центральных интрузивов в пределах провинции контролируется системами субширотных и субмеридиональных разломов второго порядка, к местам пересечения которых приурочены все сложные массивы ультраосновных и щелочных пород. Дизъюнктивные зоны трасируются линейными поясами даек, шириной 0,5—7 км и длиной до 60 км. Отдельные дайки при мощности 0,3—5 м прослеживаются по простиранию на 5—10 км. Нередко дайки образуют радиальные рои возле сложных интрузивов.



Фиг. 6. Схематическая геологическая карта Маймеча-Котуйской провинции (по Л. С. Егорову, 1969)

- |   |   |
|---|---|
| <p>1 — мезо-кайнозойские отложения Хатангской впадины;</p> <p>2 — маймечинская свита (меймечиты раннетриасового возраста);</p> <p>3 — дельканская свита (щелочные базальтоиды, андезиты и другие эффузивы раннетриасового возраста);</p> <p>4 — коготокская свита (базальты и трахибазальты раннетриасового возраста);</p> <p>5 — арьджангская свита (щелочные базальтоиды предположительно раннетриасового возраста);</p> <p>6 — туфогенные отложения основного состава предположительно позднермского-раннетриасового возраста и терригенные отложения пермского возраста;</p> <p>7 — карбонатные отложения девона, нижнего силура, ордовика и кембрия;</p> | <p>8 — карбонатные и терригенные отложения верхнего протерозоя (синия);</p> <p>9 — кристаллические породы архея;</p> <p>10 — кимберлиты предположительно раннетриасового — раннемелового возраста (а — трубка взрыва, б — дайки);</p> <p>11 — ультраосновные — щелочные породы и карбонатиты раннетриасового возраста (а — сложные интрузии: 1 — Гулинская, 2 — Атырдык, 3 — Романиха, 4 — Чангит, 5 — Седете, 6 — Далыхская группа, 7 — Бор-Урях, 8 — Кара-Мени, 9 — Ессей, 10 — Крестях, 11 — Одихинча, 12 — Кугда, 13 — Сола, 14 — Дьогдьоо, 15 — Маган, 16 — Ыраас, 17 — Чурбука, 18 — Немакит; б — силлы, в — дайки);</p> <p>12 — долериты раннетриасового и позднермского возраста (а — силлы, б — дайки)</p> |
|---|---|

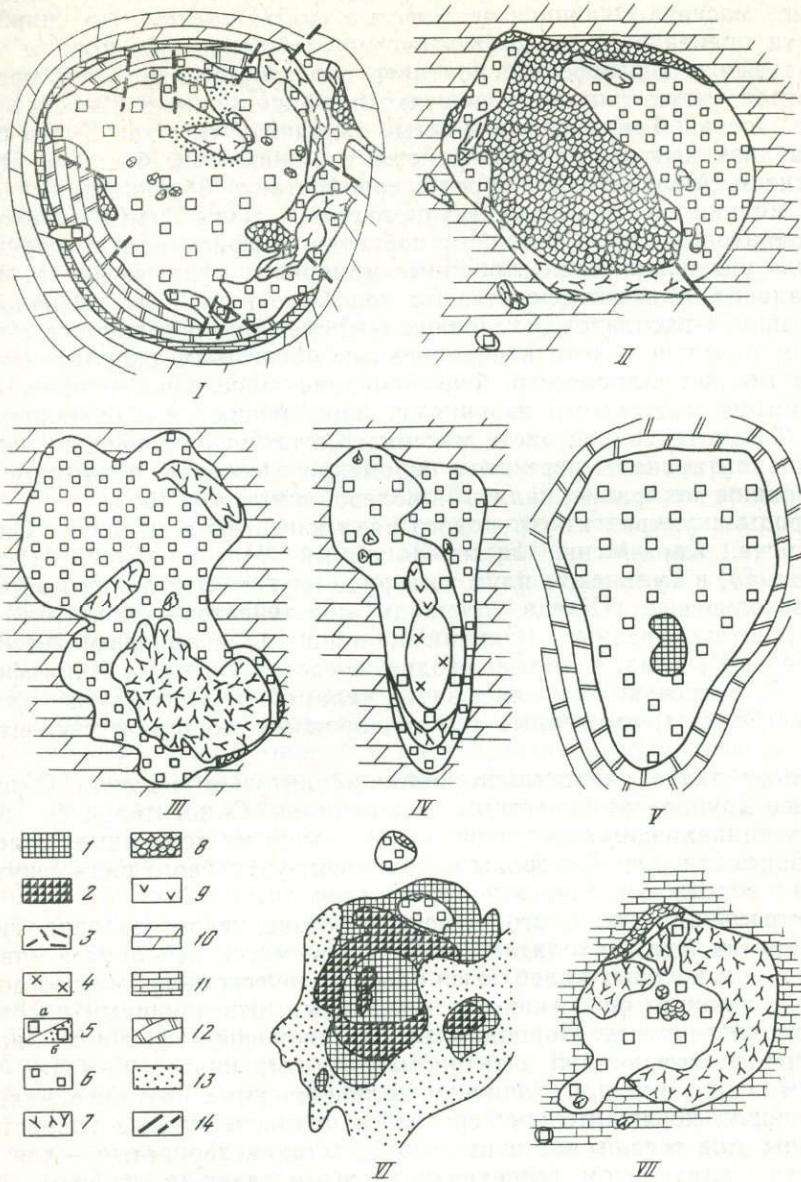
Породы якупирангит-уртитового ряда участвуют в строении сложных интрузивов ультраосновного и щелочного состава (фиг. 7). К настоящему времени работами Е. Л. Бутаковой, А. А. Волосатова, Т. Л. Гольдбург, В. И. Гоньшаковой, Л. С. Егорова, Г. Г. Моора, Я. И. Польшкина, Г. И. Поршнева, Ф. А. Старшинова, Н. П. Суриной, П. С. Фомина, Ю. М. Шейнманна, К. М. Сихориной, Е. М. Эпштейна и других геологов выявлено и детально изучено более двух десятков интрузивов такого типа. Обобщающая работа Е. Л. Бутаковой в соавторстве с Л. С. Егоровым (1962) и монография Л. С. Егорова (1969), дополненные личными наблюдениями автора на массивах Одихинча, Кугда и Сола, в пределах которых представлены главнейшие разновидности пород, слагающих интрузивы этой провинции, явились основой для приводимой ниже характеристики массивов.

Наиболее крупный массив провинции — Гулинский — имеет площадь свыше 500 км<sup>2</sup>, более скромные размеры имеют Одихинча (56 км<sup>2</sup>), Маган (42 км<sup>2</sup>), Кугда (16 км<sup>2</sup>), Бор-Урях (18 км<sup>2</sup>). Остальные интрузивы — небольшие тела, имеющие в современном эрозионном срезе площадь от нескольких квадратных километров (Романиха, Немакит, и др.) до долей квадратного километра (Быхыт, и др.). При их формировании последовательно образовались: 1) оливиниты и дуниты-перидотиты, 2) мелилитовые породы, 3) якупирангит-мельтейгиты, оливиновые меланефелиниты и другие меланократовые щелочные породы, 4) ийолиты, 5) нефелиновые и щелочные сиениты, 6) апатито-магнетитовые, флогопитовые породы и карбонатиты. Метасоматические образования, хотя и развиты в массивах провинции, однако масштабы их проявления несравнимо меньше, чем в Кольско-Карельской провинции, что облегчает изучение магматического этапа становления интрузивов.

По данным магнитометрических исследований массивы имеют цилиндрическую или штокообразную форму с крутыми падениями контактов (Одихинча — падение контактов 60—70° в юго-западном направлении; Кара-Мени — падение контактов близко к вертикальному) и воронкообразную форму с крутым падением контактов в сторону массива (Немакит). Интрузив Кугда по данным магниторазведки — воронкообразное или цилиндрическое тело, круто наклоненное к юго-востоку. Подавляющая часть интрузивов по особенностям внутреннего строения с характерным грубоконцентрическим расположением пород разного состава и возраста относится к сложным многофазным плутонам центрального типа.

Массивы прорывают разнообразные эффузивно-осадочные отложения, развитые в районе, от терригенных и карбонатных пород верхнего протерозоя до эффузивов триаса. О механической активности интрузивовавшей магмы свидетельствуют, в частности, куполовидные вздутия и радиальные разрывы вмещающих пород, наблюдающиеся вокруг многих сложных интрузивов. Так, около массива Одихинча падение вмещающих пород с приближением к контактам становится более крутым, меняясь от 10—20° в 2—3 км от массива до 65—70° у контактов. Вследствие этого, как правило, вблизи контактов массивов вскрыты более древние толщи (в контакте массива Одихинча — верхнепротерозойские доломиты), которые с удалением от контакта сменяются более молодыми отложениями (в районе массива Одихинча — нижнего, а затем среднего кембрия).

Помимо механического, наблюдаются следы термального и контакто-метасоматического воздействия. Осадочные породы вокруг массивов перекристаллизованы, превращены в доломиты и мраморы (вокруг массива Одихинча ореол перекристаллизации прослеживается на расстоянии до 1 км, вокруг массива Кугда — 200—300 м, вокруг массива Немакит — до 150 м). В узкой зоне экзоконтакта в доломитах местами отмечаются новообразования форстерита, диопсида, шпинели, граната,



Фиг. 7. Схемы строения массивов ультраосновных и щелочных пород, сопровождаемых карбонатами Маймеча-Котуйской провинции (по данным Л. С. Егорова, 1969 и В. З. Шуваловой с соавторами, 1970)

1 — карбонатиты;  
 2 — магнетит-апатитовые породы;  
 3 — флогопит-оливиновые породы;  
 4 — нефелиновые и щелочные сиениты;  
 5 — ийолиты, мельтейгиты (а), меланитовые ийолиты (б);

6 — якупирангиты-мельтейгиты, меланефелиниты, нефелиновые перидотиты;  
 7 — меллитовые породы;  
 8 — оливиниты;  
 9 — долериты;  
 10 — доломиты среднего кембрия;  
 11 — известняки и мергели нижнего кембрия;

12 — доломиты верхнего протерозоя;  
 13 — водно-ледниковые отложения;  
 14 — разломы

Массивы: I — Одхинча, II — Кугда, III — Кара-Мени, IV — Быхыт-Западный, V — Маган, VI — Ессей, VII — Немакит

амфибола, тремолита, серпентина, иногда нефелина. В зоне западного контакта массива Одихинча кремнистые линзы в доломитах синийского возраста превращены в контактово-метасоматические породы серии фенит-твейтозит. В зоне эндоконтакта породы массивов, как правило, становятся тонкозернистыми, нередко порфиоровидными и иногда меняют свой состав. Так, среднезернистые оливиниты массива Кугда сменяются вблизи контакта тонкозернистыми разностями, бедными титаномагнетитом. Мелилитовые породы приобретают базальтоидный облик в зоне мощностью 10—20 м. Якупирангиты — мельтейгиты переходят в меланократовые нефелиниты, приобретая порфиоровидную структуру, иногда в них появляются вторичные минералы: сфен, амфибол, флогопит, кальцит. Можно полагать, что подобные изменения вызваны кристаллизацией расплавов в условиях температурного градиента с последующим развитием, хотя и в умеренных масштабах, скарнирования и гидротермальных процессов. Формирование массивов сопровождалось, по-видимому, взрывными явлениями, проявившимися в брекчировании пород. Так, в восточной части массива Кугда брекчированные мельтейгиты сцементированы агрегатом переменного состава, в котором диагностированы канкринит, калиевый полевой шпат, амфибол.

Породы якупирангит-уртитового ряда известны в массивах Одихинча, Кугда, Кара-Мени, Быхит-Западный, Маган, Ессей, Немакит (см. фиг. 7), в Гулинском плутоне и ряде других. Эти породы образуют неполнокольцевые (Кугда, площадь мельтейгитов — ийолитов около  $7 \text{ км}^2$ ), штокообразные (Одихинча, площадь ийолитов-мельтейгитов около  $48 \text{ км}^2$ ) тела, которые входят в состав сложных многофазных массивов. Встречаются и однофазные тела, обычно небольших размеров (около  $0,25 \text{ км}^2$ ), сложенные только породами якупирангит-уртитового ряда.

Штокообразное тело мельтейгитов-ийолитов в массиве Одихинча наиболее крупное из известных в провинции. Относительный возраст пород устанавливается достаточно однозначно на основании геологических взаимоотношений: породы якупирангит-уртитового ряда секут оливиниты и содержат их многочисленные ксенолиты.

Центральная часть этого массива производит впечатление гигантской брекчии, где в ийолитах сохранилась масса ксенолитов оливинитов, размеры которых колеблются обычно от нескольких метров до 10—15 см. Оливиниты пересекаются инъекциями, отвечающими по составу ийолиту либо урриту. Породы инъекций сложены нефелином, пироксенном переменного состава и титаномагнетитом, иногда частично замещенным перовскитом, в различных количественных соотношениях. Сложение пород неравномерное: средне- и крупнозернистые разности характерны для осевой части инъекций, а мелкозернистые — для зоны контакта с оливинитом. Оливиниты сложены главным образом форстеритом с подчиненным количеством магнетита. Вторичные минералы, развивающиеся по форстериту — флогопит, а иногда и роговая обманка, — содержатся в оливините постоянно в количествах около 1%. Контакт ийолита с оливинитом резкий и подчеркивается характерной реакционной оторочкой пироксена и железистого флогопита, причем последний развивается обычно по щелочной породе (фиг. 8), хотя иногда появляется и с противоположной стороны пироксеновой оторочки, замещающая оливинит.

Более молодой возраст щелочных пород по отношению к ункомпагритам и большинству других разновидностей мелилитовых пород устанавливается на основании фактов пересечения ункомпагритов жилами мельтейгитов, в частности, по ручью Эбе-Юрях (массив Одихинча), и находок ксенолитов мелилитовых пород в мельтейгитах, особенно многочисленных в массиве Кугда. Дайки нефелиновых и щелочных сиенитов и тела карбонатитов секут породы якупирангит-уртитового ряда.

Среди пород якупирангит-уртитового ряда в массивах Маймеча-Котуйской провинции наиболее распространены меланократовые разности — мельтейгиты и меланократовые ийолиты. Представления об их происхождении и истории формирования существенно изменились за последнее десятилетие. Придавая большое значение процессу нефелинизации, исследователи ранее относили значительные по площади тела мельтейгитов к нефелинизированным пироксенитам и выделяли в большинстве массивов лишь однофазную интрузию мельтейгитов-ийолитов (Бутакова, Егоров, 1962). Лишь в Гулинском плутоне были выделены две самостоятельные фазы пород нефелино-пироксенового состава: щелочные меланократовые породы (мельтейгиты, якупирангиты, малиньиты и шонкиниты) и более молодые ийолиты-мельтейгиты, разорванные во времени образованием гипабиссальной серии породы — оливиновый меланефелинит, нефелиновый пикрит, пикрит<sup>2</sup>.

Последующие исследования показали, что явления нефелинизации распространены не столь широко, а разности, отнесенные первоначально к нефелинизированным пироксенитам и метасоматическим нефелино-пироксеновым породам, следует рассматривать как интрузивные образования состава якупирангит-мельтейгит. В настоящее время общепризнанно двухфазное формирование этих пород. Ранняя фаза представлена преимущественно меланократовыми разностями как глубинными (якупирангиты, мельтейгиты), так и гипабиссальными (оливиновые меланефелиниты, меланефелиниты, нефелиновые пикриты). Поздняя фаза сложена преимущественно ийолитами.

В пределах осмотренных массивов Одихинча, Кугда, Сона двухфазное формирование якупирангитов-уртитов не проявлено четко: не удалось обнаружить резких границ между полями пород, отнесенных к одновременным фазам; определения возраста, выполненные по нефелинам из пород разных фаз, оказались практически идентичными; состав и структура пород зависят не столько от принадлежности к ранней или поздней фазе, сколько от соотношения нефелина и пироксена и удаленности от контакта. К фактам, которые в какой-то мере могут свидетельствовать в пользу двухактного поступления нефелино-пироксенового расплава, могут быть отнесены следующие: 1) наличие в сателлите массива Кугда резкой границы между породами мельтейгитового состава с характерной трахитоидной структурой и гипидиоморфнозернистыми ийолитами, прослеживаемой на протяжении 2—3 м (фиг. 9); вдоль границы отмечался переход пород в микрозернистые разности и развитие более позднего биотита; 2) появление в центральной части массива Одихинча в пределах небольшой площади среди ийолитов, напоминающих гигантскую брекчию с массой обломков оливинитов, серии ксенолитовидных участков пород, отвечающих по составу меланократовому мельтейгиту и пироксениту.

Наблюдавшиеся взаимоотношения пород развиты локально и не могут служить убедительным доказательством двухфазного формирования якупирангит-уртитовой серии пород в Маймеча-Котуйском районе. Так как наши впечатления базируются лишь на данных, полученных в течение одного полевого сезона и только по трем массивам провинции, мы не имеем оснований опровергать идею о двухфазном формировании якупирангит-уртитовой серии пород. Вместе с тем обращает внимание определенная зависимость пространственного расположения якупирангитов-мельтейгитов и ийолитов от формы самих массивов. Так, в интрузиве Одихинча, для которого установлено падение контактов на юго-запад под углами 60—70°, якупирангиты и мельтейгиты залегают в восточной и северной частях массива, т. е. в его лежащем боку, тогда как

<sup>2</sup> Оливиновые меланефелиниты ранее описывались под названием «анкаратрит» и «меланократовый нефелиновый долерит», а нефелиновые пикриты назывались «анкаратрийпикрит» и «хатангит» (Бутакова, Егоров, 1962).



Ф и г. 8. Жила ийолита сечет оливинит. Массив Одихинча

Увел. 10, без анализатора

ийолиты тяготеют к всяческому боку. В массиве Кугда, имеющем воронкообразную форму, меланократовые разности развиты по периферии массива, а небольшие тела ийолитов тяготеют к внутренней части неполнокольцевого щелочного интрузива.

Эта закономерность пространственного расположения нефелино-пироксеновых пород в массивах Одихинча и Кугда позволяет предположить существование заметной дифференциации расплава в ходе кристаллизации пород собственно в камерах массивов с накоплением более лейкократовых, богатых нефелином, а следовательно щелочами порций в апикальных частях тел, либо в всячем контакте. Именно в этих зонах, по-видимому, на послемагматическом этапе наиболее интенсивно проявился и процесс нефелинизации. Характеристика нефелино-пироксеновых пород приводится ниже в порядке убывающего площадного распространения отдельных разновидностей.

*Мельтейгиты*, преобладающий тип нефелино-пироксеновых пород, слагают неполнокольцевые тела по периферии массивов Кугда, Одихинча, Быхит-Западный, иногда образуют штокообразные тела (Романиха). Они сложены преимущественно пироксеном переменного состава от диопсида до эгирин-диопсида (50—70%), нефелином (10—30%) и титаномagnetитом. В подчиненном количестве в породах отмечаются оливин, биотит, канкринит, цеолиты, меланит, сфен, перовскит, апатит, кальцит. Мельтейгиты имеют средне- и мелкозернистое сложение и

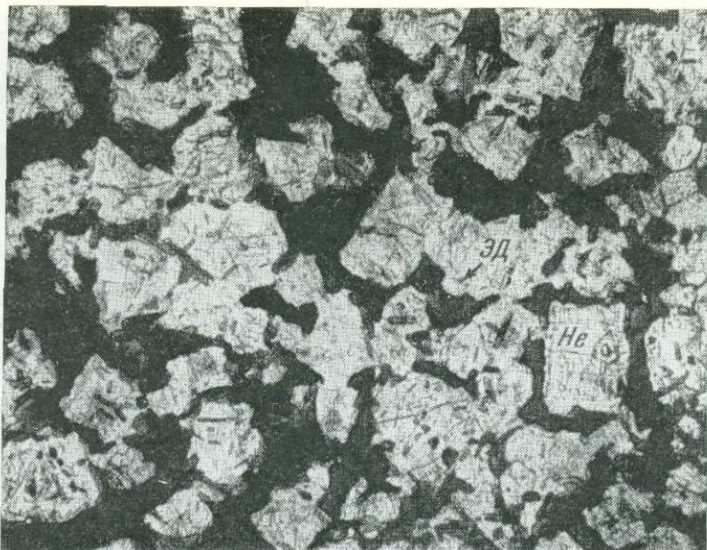


Ф и г. 9. Граница мельтейгита (слева) и гипидиоморфнозернистого ийолита (справа), сателлит интрузива Кугда

Увел. 5,5, без анализатора

весьма неустойчивую структуру: ситовидную с многочисленными включениями идиоморфных зерен нефелина в пироксене, порфировидную с выделениями идиоморфных зерен нефелина или его агрегатов среди мелкозернистого пироксена, гипидиоморфнозернистую с идиоморфным пироксеном, нередко шестоватого габитуса. Послемагматическая нефелинизация, развития слабо в мельтейгитах, изменяет их состав и структуру, в связи с чем среди них появляются небольшие по площади участки такситовых ийолитов. В приконтактовых частях тел мельтейгиты, как правило, сменяются якупирангитами.

*Ийолиты* слагают крупные тела штокообразной формы в массивах Одихинча (28 км<sup>2</sup>) и Маган (38 км<sup>2</sup>), а также небольшие по площади тела линзовидной или округлой формы в современном эрозионном срезе в массивах Кугда, Немакит и ряде других. В районе закартировано довольно много небольших по площади тел (до 1 км<sup>2</sup>), которые прорывают доломиты и мраморы, концентрируясь вблизи крупных массивов. Ийолиты — массивные, на отдельных участках равномернозернистые породы (фиг. 10), средне- и крупнозернистые, сложенные преимущественно нефелином и пироксеном, количества которых варьируют, причем содержание нефелина может возрастать до 68—69%, т. е. порода приближается по составу к уриту.



Ф и г. 10. Ийолит с гипидиоморфнозернистой структурой. Массив Одихинча  
Увел. 30, без анализатора

Пироксен переменного состава (от почти бесцветного диопсида до эгирин-диопсида), иногда зонален. Второстепенное значение имеют титаномagnetит, апатит, сфен, роговая обманка, биотит, перовскит. В нефелине нередко выявляются зоны роста, подчеркиваемые закономерным расположением микровключений пироксена. Структура пород обычно гипидиоморфнозернистая, с идиоморфным пироксеном, а нередко и нефелином. Ийолиты секутся маломощными дайками ийолит-порфиров, микройолитов, микромельтейгитов, щелочных и нефелиновых сиенитов; контакты даек резкие. Тела карбонатитов обычно изменяют ийолиты, вызывая появление в них кальцита, шорломита, перовскита. Значительное по площади поле шорломитовых ийолитов встречено в цирке массива Одихинча и окружает карбонатитовый штокверк. Ийолиты значительно более активно, чем мельтейгиты, затронуты процессом нефелинизации, в результате которой, как и в Кольско-Карельской провинции, образовались такситовые ийолиты.

Такситовые ийолиты слагают участки среди массивных ийолитов и мельтейгитов, контуры которых весьма неопределенны. Особенно широко они развиты в центральной части массива Одихинча, где процесс нефелинизации проявился наиболее активно. В начальной стадии в равномернозернистом мельтейгите или меланократовом ийолите возникает серия субпараллельных зон более крупнозернистого и лейкократового ийолита, которые разрастаются, сливаются, и возникают породы крайне неустойчивого сложения, структуры и состава. В такситовых ийолитах в пределах одного штуфа можно наблюдать переходы от мелкозернистых пород до пегматоидных и от ийолитов до уртитов.

Породы имеют характерные коррозионные структуры: нефелин корродирует пироксен. Такситовые ийолиты сложены преимущественно нефелином, частично замещенным канкринитом и диопсидом переменного состава с характерной пятнистой окраской. В породе встречаются единичные зерна кальцита, магнетита, флогопита, апатита.

*Якупирангиты* слагают небольшие по площади участки среди мельтейгитов, тяготея к зоне эндоконтакта с мраморами и доломитами (интрузивы Кугда и Одихинча). Обычно это мелкозернистые породы

черного цвета, в составе которых до 90% объема сложено диопсидом или эгирин-диопсидом, иногда зональным с бесцветным ядром и каймой зеленого цвета. Второстепенное значение имеют нефелин (1—10%), титаномagnetит (5—15%), оливин, апатит, меланит, сфен, перовскит. Порода нередко изменены, в них развивается нефелин, флогопит, канкринит, цеолиты, кальцит, тремолит. Якупирангиты имеют крайне неустойчивую структуру, которая, как и состав, изменяется по мере приближения к контакту с доломитами. Так, в восточной части массива Кугда по крупноглыбовой осыпи пород можно видеть, что с приближением к контакту равномернозернистые мельтейгиты сменяются порфировидными разностями, в которых постепенно убывает содержание нефелина, и мельтейгиты сменяются якупирангитами с гнейсовидной структурой, обычно ослюденелыми. Ближе к контакту в якупирангитах сохраняются лишь единичные зерна нефелина, которые образуют местами пойкилобласты, включающие множество зерен пироксена. Местами порода приобретает порфировидную структуру с порфирокристаллами пироксена и оливина, переходя в породы типа меланефелинитов и оливиновых меланефелинитов.

*Уртиты* встречаются лишь в виде небольших участков среди ийолитов, имеют такситовое сложение и образуются при процессах нефелинизации и перекристаллизации мельтейгитов и ийолитов. В их составе преобладает нефелин, эгирин-диопсид имеет второстепенное значение, отмечены единичные зерна флогопита, апатита, кальцита, магнетита, канкринита.

#### **Провинции ультраосновных и щелочных пород краевых блоков фундамента древних платформ, захваченных обрамляющей складчатостью**

Провинции ультраосновных и щелочных пород, возникающие на границе платформы и складчатой области в пределах краевых блоков фундамента платформ, рассматривались Ю. М. Шейнманном с соавторами (1961) в единой группе ультраосновных и щелочных пород, при этом отмечалось лишь их особое структурно-геологическое положение. Вместе с тем в пределах этого типа провинций массивы ультраосновных и щелочных пород приобретают определенную специфику в отношении морфологии, структуры и состава, заметно отличающую их от массивов, расположенных в пределах самих платформ.

К числу провинций этого типа могут быть отнесены Восточно-Саянская, Сетте-Дабанская и Енисейский кряж, объединяющие небольшое число массивов, приуроченных к зонам глубинных разломов, состоящих из серии параллельных кулисообразных тектонических нарушений, осложненных системами более мелких разломов, оперяющих и секущих главные нарушения. Массивы чаще всего имеют овальную и линзовидную форму, изометричная форма встречается редко. Для внутреннего строения большинства массивов, как отмечал А. А. Фролов (1968), характерно наложение линейных структур, которые выполнены линзовидными и линейными телами карбонатитов, на более ранние зонально-кольцевые структуры, послужившие путями проникновения ийолитов.

В составе массивов постоянно присутствуют пироксениты, а в щелочном ряду — нефелиновые, канкринитовые и щелочные сиениты, которые иногда преобладают над породами мельтейгит-уртитового ряда. Порода нефелин-пироксенового состава, как и в первом типе провинций, представлены преимущественно меланократовыми членами ряда — мельтейгитами и ийолитами, однако преимущественным развитием в них пользуются метасоматические разности. Широко распространены в этих массивах переходные разности между бесполовошпатовыми нефелино-пироксеновыми породами и нефелиновыми сиенитами, т. е. поро-

ды типа полевошпатового ийолита и малиньита. Особенности вещественного состава, так же как и форма тел интрузивных пород, поддаются реставрации с большим трудом, поскольку они в значительной степени изменены под воздействием более поздних карбонатитов, которые в отдельных массивах составляют до 60% их площади и более.

**Восточно-Саянская провинция** расположена на юго-западе Сибирской платформы (фиг. 11) и включает четыре массива, детально исследованные А. А. Фроловым, Л. К. Пожарицкой, В. С. Самойловым, А. А. Коневым и рядом других исследователей. Массивы залегают в двух различных структурных зонах. Расположенный в юго-восточной, наиболее глубоко эродированной части Восточного Саяна Жидойский массив приурочен к архейскому выступу фундамента платформы и прорывает гнейсы и кристаллические сланцы архейского возраста, в различной степени мигматизированные и смятые в изоклинальные складки северо-западного простирания. Массив приурочен к полосе аномалий субширотного простирания, которая, как предполагают, являлась долгоживущей тектонической зоной. Непосредственно в районе массива установлен разлом субмеридионального направления, который обновлялся и после внедрения щелочных пород, поскольку зоны брекчий затрагивают пироксениты и нефелиновые сиениты. На северо-запад от Жидойского массива расположены еще три массива Восточно-Саянской провинции, которые приурочены к крупному грабену, выполненному протерозойскими складчатыми комплексами. Массивы прорывают песчаники и сланцы верхнего и среднего протерозоя (К-Аг возраст их колеблется в пределах 700—600 млн. лет) и локализуются на пересечениях тектонических нарушений северо-восточного направления с крупным разломом северо-западного простирания, расположенным южнее и параллельно Ангарскому.

Массивы Восточно-Саянской провинции — круто или вертикально ориентированные трубообразные или штокообразные тела с овальной или округлой формой горизонтального сечения на современном эрозионном уровне, площадью от 1 до 20 км<sup>2</sup> (см. фиг. 11). В массивах № 1 и № 3 проявлено зонально-кольцевое строение, осложненное и затухающее линейными структурами, в двух других — элементы кольцевой структуры практически отсутствуют, преобладает линейная форма всех образований. Состав массивов несколько различен, что связывается с их структурно-геологической позицией (Жидойский массив приурочен к более стабильному структурному блоку и более глубоко эродирован).

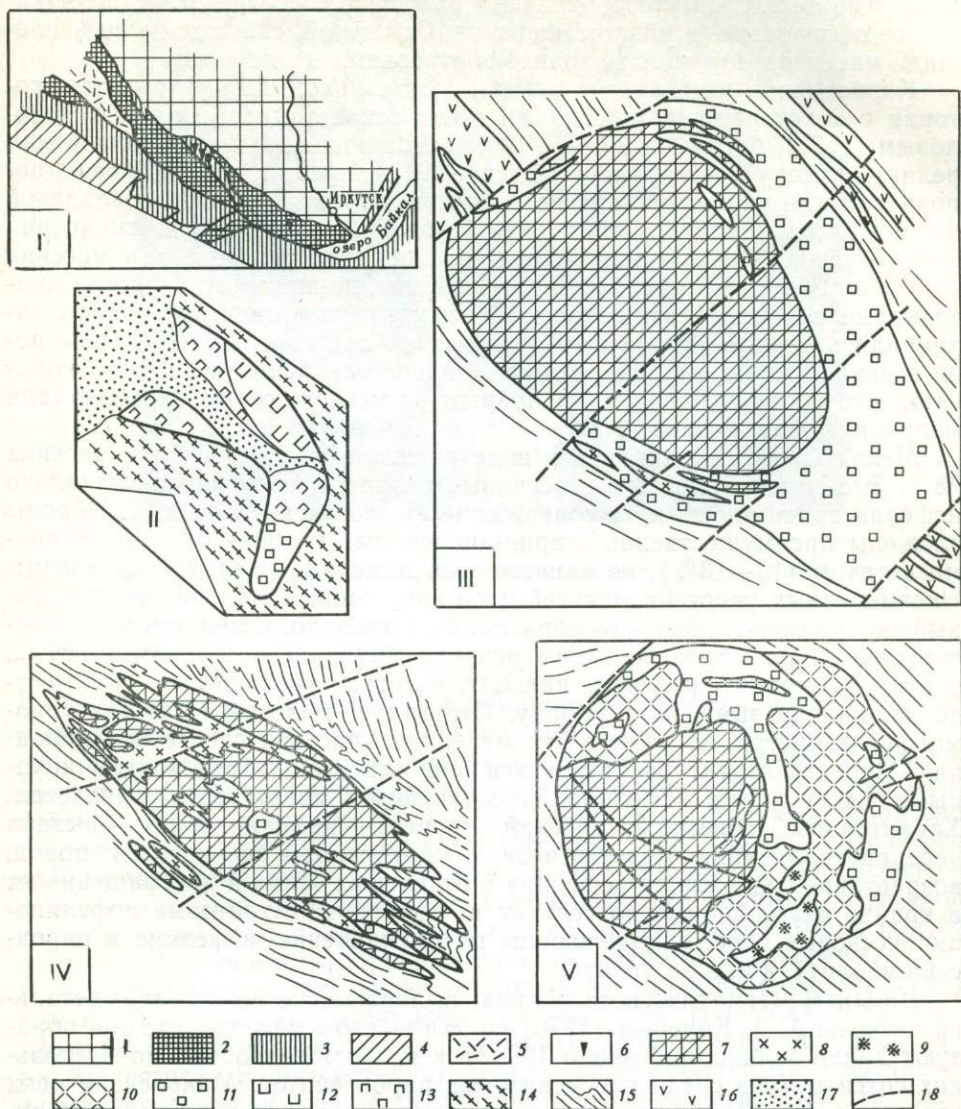
Обобщенная схема последовательности образования главнейших типов пород, начиная с наиболее ранних, предполагается следующей:

1. Ультраосновные породы, представленные исключительно пироксенитами. В неизменном виде ильменитовые и перовскитовые пироксениты сохранились лишь в глубокоэродированном Жидойском массиве (см. фиг. 11). В остальных массивах отмечаются лишь реликтовые блоки пироксенитов небольших размеров среди щелочных пород и карбонатитов.

2. Породы нефелино-пироксенового состава, преимущественно мельтейгиты и ийолиты и содержащие полевоишпатовые ийолиты и малиньиты.

3. Нефелиновые, канкринитовые и щелочные сиениты, сопровождаемые дайками нефелиновых микросиенитов, канкринитовых, нефелиновых и субщелочных сиенит-порфиров. Породы этой серии слагают значительные площади в массивах, залегающих среди протерозойских образований, и иногда оказываются доминирующим типом пород на современном эрозионном срезе. Они вызывают интенсивную фенитизацию вмещающих пород и мельтейгитов-ийолитов.

4. Пикритовые порфиры, альениты и их брекчии (в массивах № 1 и № 3).



Фиг. 11. Схема размещения (I) и строение (II—V) массивов ультраосновных и щелочных пород Восточно-Саянской провинции (по данным I — А. Л. Яншина, 1966; II — А. А. Конева, 1970; III — V — А. А. Фролова, 1968)

- 1 — чехол древних и эпибайкальских платформ; области байкальской складчатости;
- 2 — выступы древних структур в ядрах антиклинориев;
- 3 — геосинклиальный складчатый комплекс;
- 4 — области каледонской складчатости;
- 5 — средне- и верхнепалеозойские впадины в Байкалидах;
- 6 — массивы ультраосновных и щелочных пород (II — Жидойский массив; III — массив № 1, IV — массив № 2, V — массив № 3);
- 7 — карбонатиты;
- 8 — нефелиновые и щелочные сиениты;

- 9 — нефелиновые сиениты;
- 10 — калишпатовые сиениты;
- 11 — породы якупирангит-уртитового ряда и реликты пироксенитов;
- 12 — пироксениты ильменитовые;
- 13 — пироксениты перовскитовые; вмещающие породы;
- 14 — гнейсы архейского возраста;
- 15 — сланцы и песчаники протерозойского возраста;
- 16 — габбро-диабазы;
- 17 — четвертичные отложения;
- 18 — разломы

5. Карбонатиты разнообразного и сложного состава, преимущественно поздних средне- и низкотемпературных стадий, слагают до 60% площади массивов, замещая все ранее образовавшиеся породы.

Карбонатиты не только изменили состав пород, но и форму тел, которая с некоторыми допущениями была реконструирована А. А. Фроловым (1971), Фролов и др., 1969) на основании анализа расположения реликтов. Допускается, что в массиве № 1 нефелино-пироксеновые породы слагали первоначально весь массив, образуя тело штокообразной формы, а сохранились лишь в виде кольцевой полосы, после внедрения карбонатитов. Аналогичная форма тела предполагается и для массива № 3. В массиве № 2 ийолиты и мельтейгиты, по-видимому, слагали линзовидные и дайкообразные тела. В неизменном виде эти породы сохранились лишь в Жидойском массиве, где они слагают небольшое поле в южной части массива. По сохранившимся реликтам можно полагать, что среди пород якупирангит-уртитовой серии преобладали меланократовые разновидности.

*Мельтейгиты* сохранились в виде реликтов на юго-востоке массива № 1. Это мелкозернистые, массивные разновидности, в которых визуальное нефелин виден плохо, хотя содержание его достигает 20—30%. Породы сложены преимущественно эгирин-диопсидом (до 60—70%) и титаномагнетитом (10—13%), из аксессуарных минералов характерен апатит. Неизмененных участков мельтейгитов сохранилось мало и они не превышают размеров обычного образца. Как правило, в мельтейгитах присутствуют разнообразные более поздние минералы — шорломит, сфен, биотит, канкринит, цеолиты, кальцит, которые, увеличиваясь количественно, нацело замещают породу. Структура мельтейгитов аллотриоморфнозернистая, но даже в неизмененных участках слегка неоднородная. Нередко структура становится пойкилитовой, образованной крупными выделениями нефелина, включающими массу зерен пироксена. Характерный послемагматический процесс — нефелинизация — вызвал перекристаллизацию мельтейгитов с укрупнением зернистости пород, возрастание содержания нефелина в отдельных зонах и превращение их в крайне неустойчивые по составу и сложению такситовые нефелино-пироксеновые породы, отвечающие по соотношению нефелина и пироксена ийолиту, а иногда урриту.

*Ийолиты* магматического облика, выдержанные по составу, детально изучены А. А. Коневым (1970) на Жидойском массиве, где они образуют дайки мощностью около 10—20 м и протяженностью до нескольких сотен метров среди перовскитовых пироксенитов. Макроскопически это серые среднезернистые породы с неясным трахитоидным сложением и довольно равномерным распределением минералов в пределах одной дайки. Ийолиты сложены в основном нефелином и пироксеном. Последний, по данным А. А. Конева, колеблется по составу от титанистого авгита в центре крупных кристаллов до авгита, а иногда в каемках появляется эгирин-авгит. Нефелин присутствует в ксеноморфных зернах, развитых в промежутках между кристаллами пироксена. Последние идиоморфны к нефелину, но нередко и корродируются им. Из аксессуарных минералов отмечены апатит, перовскит и титаномагнетит.

Подобные ийолиты в виде небольших реликтов встречены и в массиве № 1. Они имеют гипидиоморфнозернистую структуру, а иногда и панидиоморфнозернистую структуру с примерно равным идиоморфизмом нефелина и пироксена, либо с большим идиоморфизмом одного из этих минералов. В их составе присутствуют нефелин (50—60%), частично замещенный канкринитом, эгирин-диопсид (30—50%), по которому развивается обыкновенная роговая обманка и биотит. Титаномагнетит, сфен, шорломит, апатит, кальцит содержатся в переменных количествах (1—4%). Однако для всех массивов Восточно-Саянской провинции наиболее типичны такситовые ийолиты.



Ф и г. 12. Порфириовидная структура полевошпатового ийолита, Жидойский массив

Увеличение 10, с анализатором.

Такситовые ийолиты возникают при нефелинизации массивных ийолитов и мельтейгитов. Такситовое сложение проявляется в неравномерном распределении нефелина и пироксена, а также вариациях по величине зерна от мелко- до гигантокристаллических. Местами (Жидойский массив и массив № 1) в них встречаются реликты пироксенитов, что позволило исследователям (Фролов, 1968; Конев, 1970) объяснить образование части этих пород за счет замещения пироксенитов. Эта точка зрения подтверждается геофизическими данными по Жидойскому массиву, где, как предполагают на глубине около 150 м под нефелино-пироксеновыми породами залегают рудные пироксениты.

Такситовые ийолиты имеют характерную пойкилитовую структуру, при которой крупные пойкилобласти нефелина содержат множество включений призматических идиоморфных зерен эгирин-диопсида, сфена, магнетита. В интерстициях между пойкилобластиами нефелина — скопления зерен эгирин-диопсида, апатита, магнетита, биотита, кальцита. Отдельные участки такситовых ийолитов имеют более равномерное строение и гипидиоморфнозернистую структуру, но и в них отчетливо видна коррозия пироксена нефелином. Пестрый состав такситовых ийолитов усугубляется появлением разнообразных более поздних минералов (микроклин, анортоклаз, сфен, шорломит, перовскит, сульфиды, канкринит, биотит, кальцит и др.), которые возникают под воздействием нефелиновых, канкринитовых, щелочных сиенитов и карбонатитов.

Полевошпатовые ийолиты и малиньиты присутствуют в виде даек на Жидойском массиве и в виде небольших реликтов сохранились в массиве № 2. Это плотные породы, выдержанные по составу и структуре. На фоне мелкозернистой массы, сложенной преимущественно нефелином, эгирином и анортоклазом, выделяются редкие порфирокристаллы эгирина и анортоклаза размером 2—5 см. Структура основной массы порфириовидная, однако взаимоотношение минералов в ней иное: порфирокристаллы образованы нефелином, интерстиции между ними заполнены анортоклазом и эгирином (фиг. 12). В небольшом количестве присутствуют канкринит и биотит.

Ассоциация якупирангитов-уртитов с ультраосновными породами может быть охарактеризована несомненно полнее, если привлечь материал по провинциям Алданского щита, Сетте-Дабана, Енисейского края, а также по классическим зарубежным массивам типа Ально и Фен (западная часть Балтийского щита), Якупиранга (Бразильская платформа), Спидком и Палабора (Африка), месторождению Ока (Канадский щит) и другим. Однако и приведенные примеры достаточно характерны и дают полное представление о наиболее общих особенностях геолого-структурной позиции ассоциации, особенностях строения типичных массивов и составе слагающих их пород.

### АССОЦИАЦИЯ ОСНОВНЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

В Кузнецком Алатау, на Витимском плоскогорье, Кольско-Карельской провинции (имеется в виду доплатформенный период развития Балтийского щита) известны массивы сложного строения, в составе которых участвуют породы основного и щелочного ряда (см. фиг. 1). Они возникают, как показал анализ материалов по Кузнецкому Алатау и Кольско-Карельской провинции, на орогенном этапе<sup>3</sup> геосинклинально-складчатых систем в областях сводовых поднятий и приурочены к разломам, секущим или ограничивающим участки ранней стабилизации. Как правило, массивы приурочены к линейным разломам и имеют за редким исключением (Сайженский массив) вытянутую форму, характерную для трещинных интрузий. Формирование массивов происходило при многократно повторяющихся блоковых движениях рамы, на что указывают многочисленные зоны дробления и милонитизации уже консолидированных пород.

Главная особенность петрографического состава этих массивов — постоянное присутствие пород основного ряда (габбро, габбро-анортозиты и др.) при подчиненной роли, а нередко и полном отсутствии ультраосновных разновидностей (пироксениты, перидотиты). Щелочные породы обычно представлены нефелиновыми и щелочными сиенитами, ювитами. Известно немного массивов, в которых появляются бесполовошпатовые нефелино-пироксеновые породы, представленные преимущественно лейкократовыми разновидностями — уртитам и лейкократовыми ийолитами. Они слагают небольшие линзовидные тела, площадью 0,1—1 км<sup>2</sup> (Кия-Шалтырский, Нижне-Бурульзайский и другие массивы), либо пространственно тесно сопряжены с нефелиновыми сиенитами, образуя среди них небольшие участки (Гремяха-Вырмес, Верхне-Бурульзайский массивы). В числе наиболее распространенных послемагматических процессов следует упомянуть амфиболитизацию, альбитизацию и появление небольших кальцитовых жил, которые вызывают кальцитизацию окружающих ийолитов. Однако по масштабам проявления и составу эти кальцитовые жилы не следует объединять с карбонатитами платформ. Ниже рассматриваются особенности этой ассоциации пород на примере двух провинций Советского Союза: Кузнецкого Алатау и Кольско-Карельской.

Кузнецкий Алатау — вулканоплутоническая щелочная провинция, в пределах которой щелочные породы появились в нижне-среднедевонское время и представлены как эффузивными образованиями (базаниты, тефриты, трахиты, фонолиты), так и генетически связанным с ними интрузивным комплексом щелочных габбро-нефелиновых сиенитов (Лучицкий, 1960; Андреева, 1973). Последний слагает более двух десятков

<sup>3</sup> Термин «орогенный этап» заимствован у А. А. Богданова (1960), А. А. Моссаковского (1963), М. В. Муратова (1973) для обозначения заключительного этапа развития геосинклинально-складчатых систем.

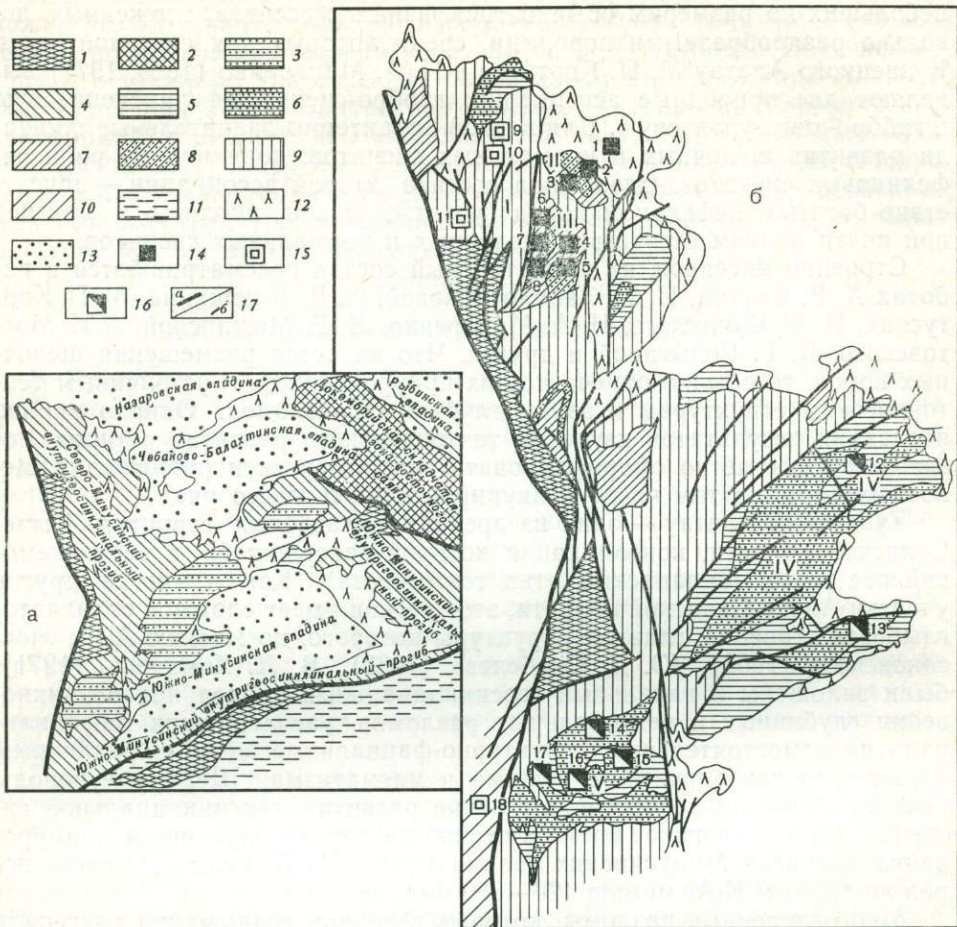
небольших по размерам обычно трехфазных массивов, сложенных довольно разнообразными породами, среди которых для северной части Кузнецкого Алатау М. П. Кортусов и Н. А. Макаренко (1968, 1971) выделяют две природные ассоциации: габбро-сиенит-нефелинсиенитовую и габбро-ювит-уртитовую. Для первой характерны значительные площади развития щелочных и нормальных сиенитов, подчиненная роль нефелиновых сиенитов. Специфика состава второй ассоциации — присутствие богатых нефелином пород (уртиты, ювиты, ийолиты и другие) при почти полном отсутствии щелочных и нормальных сиенитов.

Строение массивов, их вещественный состав рассматриваются в работах А. В. Бозина, И. И. Заболотникова, А. В. Ключкина, М. П. Кортусова, И. В. Лучицкого, Н. А. Макаренко, Л. Г. Мещанской, А. И. Мостовского, В. Г. Родыгиной и других. Что касается размещения щелочных пород, то обычно отмечается их приуроченность к устойчивым тектоническим структурам и зонам глубинных разломов. Однако анализ последних результатов изучения тектонического развития региона позволяет более четко сформулировать закономерности размещения щелочных пород, в том числе и якупирангит-уртитового ряда.

Кузнецкий Алатау — одна из древних складчатых структур Алтае-Саянской области, консолидация которой завершилась в верхнекембрийское время (салаирский этап тектогенеза). Как и многие другие участки Алтае-Саянской области, этот регион имеет сложное складчатоглыбовое строение, главные структуры которого, по мнению А. А. Моссаковского (1963), Ю. Д. Скобелева (1963), В. Л. Хомичева (1971), были заложены в начальный геосинклинальный период при возникновении глубинных и региональных разломов, расчленивших геосинклиналь на самостоятельные структурно-фациальные зоны с различным характером тектонического режима и магматизма. Щелочные породы появились только на орогенном этапе развития геосинклинальной системы в нижнедевонское время в период резкого воздымания и формирования поднятия Минусинских впадин (фиг. 13). Возраст щелочных пород по данным К-Аг метода 420—380 млн. лет.

Многочисленные разломы, которые в период воздымания пересекали поднятие Кузнецкого Алатау, явились, по-видимому, благоприятными путями для поступления щелочно-габброидной магмы, сформировавшей серию массивов. Структуры геосинклинального периода к этому времени были уже в значительной степени консолидированы и не могли оказывать существенного влияния на особенности проявления щелочного магматизма. Однако при сопоставлении состава щелочных пород, появившихся на орогенном этапе, с особенностями структурно-фациальных зон предшествующего периода обнаруживаются определенные зависимости и намечаются тенденции в изменении состава массивов, наложившихся на различные структурно-фациальные зоны. Первые попытки такого сопоставления сделаны Е. Д. Андреевой (1968), которая показала зависимость состава щелочных пород в Кузнецком Алатау от их тектонической позиции, отметив специфику щелочных массивов блоковых структур и промежуточных зон. В частности, в отношении вещественного состава щелочных пород было установлено преимущественное развитие миаскитов в массивах межблоковых (промежуточных) зон, тогда как в пределах блоковых структур распространены фойяиты, уртиты, ювиты.

В соответствии с задачами нашей работы это сопоставление было продолжено и составлена схема (см. фиг. 13), в основу которой положена наиболее подробная для Кузнецкого Алатау тектоническая схема А. А. Моссаковского (1963), данные Е. Д. Андреевой (1968) и внесены дополнения на основании появившихся за последние годы исследований, а также по личным наблюдениям в период экспедиционных работ 1968 г.



Ф и г. 13. Схема тектонического строения района Минусинских впадин, Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Западного и Восточного Саяна (а); размещение интрузий нефелинсодержащих пород в тектонических структурах северной части Кузнецкого Алатау (б) (составлено на основе тектонической схемы А. А. Моссаковского, 1963, с использованием данных Е. Д. Андреевой, 1968)

- 1 — выступы досниинского (дорифейского) фундамента);
- 2 — область байкальской складчатости; область ранней каледонской (салаирской) складчатости;
- 3 — внутригеосинклинальные поднятия;
- 4 — внутригеосинклинальные прогибы;
- 5 — мегасинклинали и крылья мегантиклиналей на приподнятых массивах, сложенных формациями синия и кембрия сокращенной мощности;
- 6 — мегантиклинали на приподнятых массивах, сложенных карбонатными формациями синия и кембрия сокращенной мощности;
- 7 — мегасинклинали и крылья мегантиклиналей на опущенных массивах, сложенных песчано-карбонатно-сланцевыми, рифогенно-известняковыми и граувакковыми формациями синия и кембрия повышенной мощности;
- 8 — мегантиклинали на опущенных массивах, сложенных песчано-карбонатно-сланцевыми, рифогенно-известняковыми и граувакковыми формациями синия и кембрия повышенной мощности;
- 9 — промежуточные вулканические зоны с широким развитием мелких складок и разломов;

- 10 — краевые линейные вулканические зоны;
- 11 — область поздней каледонской складчатости;
- 12 — ниже-среднедевонский красноцветно-вулканогенный структурный комплекс;
- 13 — средне-верхнепалеозойский осадочный чехол Минусинских впадин; ассоциации щелочных пород;
- 14 — габбро — тералит — уртит — ювтит;
- 15 — габбро — сиенит — фойяит;
- 16 — габбро — сиенит — маскит;
- 17 — глубинные разломы (а), прочие разломы (б)

Структуры Северо-Минусинского внутригеосинклинального прогиба: I — Первомайская промежуточная зона, II — Кургуусульский мегантиклинорий, III — Верхне-Урюпская мегантиклиналь, IV — Батеневское внутригеосинклинальное поднятие, V — Шорское внутригеосинклинальное поднятие.

Массивы: 1 — Горячегорский, 2 — Кургуусуль-Лиственный, 3 — Белогорский, 4 — Кыя-Шалтырский, 5 — Гора Дедова, 6 — Тулулюльский, 7 — Петропавловский, 8 — Кыйские выходы, 9 — Берикюльский, 10 — Гавриловский, 11 — г. Пестрая, 12 — Тырдановский, 13 — Буланкульский, 14 — г. Патын, 15 — г. Куль-Тайга, 16 — Сынзас, 17 — Матыр, 18 — Кобарзинский.

На схеме показано расположение щелочных массивов и оконтурены структурно-фациальные зоны с различным тектоническим режимом, среди которых, в соответствии с данными А. А. Моссаковского (1963), выделены: 1) внутригеосинклинальные прогибы, в пределах которых различаются мегаструктуры с полным стратиграфическим разрезом (а), мегаструктуры с сокращенным стратиграфическим разрезом (б) и промежуточные зоны между мегаструктурами двух предыдущих типов (в); 2) внутригеосинклинальные поднятия.

Приведем краткую характеристику особенностей состава щелочных массивов, закартированных в пределах разных структурно-фациальных зон.

Уртиты, ийолиты, их полевошпатовые разности, ювиты известны в пределах Северо-Минусинского внутригеосинклинального прогиба, где они приурочены к мегаструктурам с наиболее полным стратиграфическим разрезом синийских и кембрийских отложений, среди которых карбонатные породы занимают подчиненное положение, а преобладают толщи зеленокаменных сланцев, карбонатно-терригенных и эффузивных пород. Большие мощности отложений (до 6 км) указывают на то, что формирование этих мегаструктур происходило в наиболее опущенных частях внутригеосинклинальных прогибов. Их развитие завершилось в среднем кембрии, а на границе среднего и верхнего кембрия сформировались складчатые сооружения и внедрился мартайгинский комплекс габбро-диорит-гранодиоритов, знаменующий консолидацию этих блоков раннего заложения.

На орогенном этапе формируются массивы габбро-сиенитового комплекса, представленные преимущественно оливниновым габбро, тералитами, уртитами, ийолитами, ювитами. Иногда с ними ассоциируются нефелиновые сиениты, образующие преимущественно жилы и мелкие дайки, уступая в объемном отношении перечисленным типам пород. В пределах мегаструктур щелочные массивы тяготеют к их крайевым частям (массивы Кия-Шалтырский, Кургусуль-Лиственный, Белогорский, Гора Дедова, Кийские выходы), либо залегают на границе мегаструктур ранней стабилизации с промежуточной зоной (Тулуюльский, Петропавловский). В последнем случае они унаследуют некоторые черты щелочных массивов промежуточных зон.

Аналогичная ассоциация пород (тералиты, плагиоклазовые уртиты, ювиты) известна на Горячегорском массиве, расположенном недалеко от массива Кургусуль-Лиственный в области сочленения структур Кузнецкого Алатау и Минусинских впадин. Массив прорывает нижнедевонские вулканогенные образования, перекрытые дислоцированными нижнепалеозойскими осадочно-вулканогенными толщами, что затрудняет более детальный анализ его структурного положения.

Нефелиновые сиениты фойяитового типа, так же как и предыдущая группа пород, распространены в пределах стабильных мегаструктур, но характеризующихся в первую очередь значительно более слабым прогибанием на геосинклинальном этапе развития. Это либо внутригеосинклинальные поднятия (Батеневское, Шорское), либо сходные с ними во многом структурно-фациальные зоны в пределах внутригеосинклинальных прогибов, характеризующихся стратиграфическим разрезом сокращенной мощности (до 3 км). Стратиграфический разрез в пределах этих родственных структур представлен преимущественно карбонатными толщами. В начальный геосинклинальный период это были относительно стабильные, слабо прогибающиеся блоки. А. А. Моссаковский (1963) полагает, что в основании внутригеоантиклинальных поднятий располагался слабо нарушенный, почти монолитный остаточный массив жесткого субстрата Минусинской геосинклинали, реагировавший на возникающие тектонические напряжения как единое целое. Медленное прогибание структур продолжалось до начала среднего кембрия. На границе верх-

него кембрия и ордовика произошло формирование складчатого сооружения и внедрились батолитовые интрузии калиевых гранитов. На последующем орогенном этапе в нижне-среднедевонское время формируется габбро-сиенитовый комплекс, образовавший серии массивов в пределах Батеневского и Шорского внутригеоантиклинальных поднятий (массивы Матыр, Сынзас, Куль-Тайга, Патын, Буланкульский, Тырдановский).

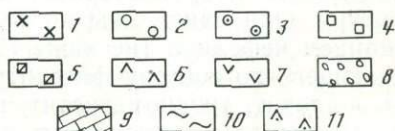
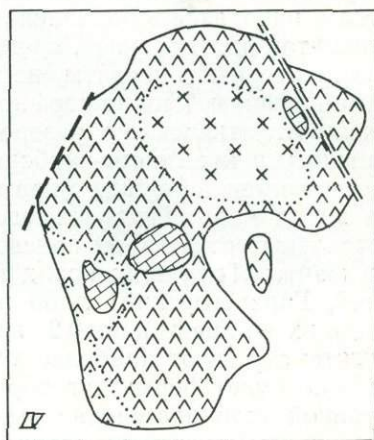
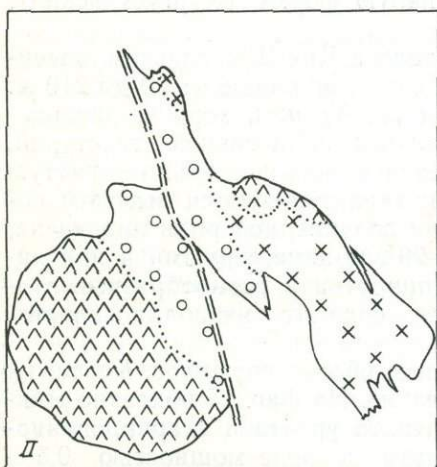
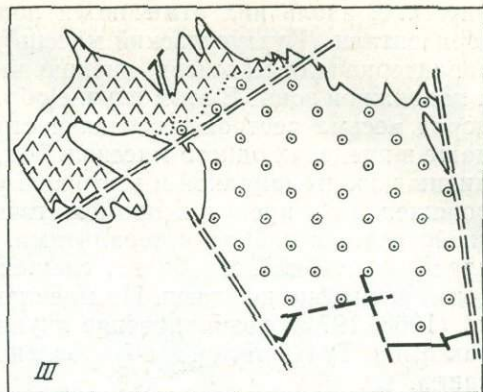
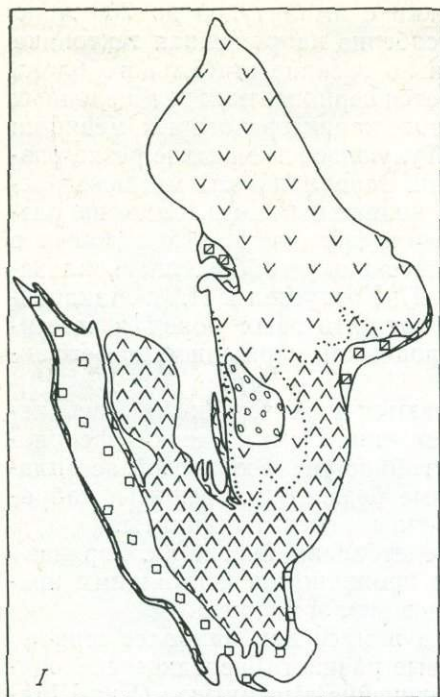
В истории формирования этих массивов исследователи выделяют три фазы: 1) — габбро, иногда пироксениты (Патын), диориты и гранодиориты (Матыр), 2) — сиениты и щелочные сиениты, иногда граносиениты (Матыр), 3) — нефелиновые сиениты фойяитового типа; лишь в массиве Патын известны мельтейгиты и нефелин-мелилитовые породы, возникшие в результате контактово-метасоматических процессов. В массивах Буланкульском, Тырдановском и Сынзас ранняя фаза основных пород отсутствует и формирование их начинается с сиенитов — весьма характерных пород для этих массивов.

В последних публикациях высказываются соображения о раннепалеозойском возрасте щелочных пород Батеневского и Шорского внутригеосинклинальных поднятий (Довгаль, 1973).

Нефелиновые сиениты миаскитового типа распространены в пределах промежуточных зон, которые разделяют мегаструктуру двух охарактеризованных выше типов. Это особый тип структур, для которого характерны необычайно резкая фациально-литологическая изменчивость слагающих их пород, мелкие складки, широкое развитие различно ориентированных разломов и зон дробления пород, мощные излияния синийских и кембрийских эффузивов и синорогенные интрузивы пестрого состава (габбро-монцитовые, габбро-плагиогранитовые, гранодиоритовые). Считается, что промежуточные зоны отражают глубинные разломы древнего досинийского субстрата. Вместе с тем они не характеризовались значительными прогибаниями земной коры, а являлись лишь областями разграничения отдельных блоков, испытавших большие дифференцированные вертикальные движения. На орогенном этапе здесь формируются крупные массивы габбро-сиенит-нефелинсиенитового состава (Берикульский, Пестрая, Кобарзинский, Гавриловский). В составе этих массивов, как правило, преобладают породы двух ранних фаз основного (оливиновое габбро, пироксениты, сиенито-диориты) и сиенитового (сиениты, щелочные сиениты) составов.

Нефелиновые сиениты образуют обычно дайки и мелкие тела, за исключением горы Пестрой, наиболее крупного массива нефелиновых сиенитов в Кузнецком Алатау, на примере которого Е. Д. Андреева (1968) детально рассмотрела особенности щелочных массивов промежуточных зон. Подчеркнем их специфику: преобладание миаскитов с отчетливой гнейсовидностью, широкое развитие послемагматических процессов альбитизации, содалитизации, канкринитизации.

Проведенный анализ структурного положения щелочных пород Кузнецкого Алатау позволяет сделать вывод о приуроченности рассмотренной габброидной ассоциации пород якупирангит-уртитового ряда к разломам, секущим мегаструктуры, характеризующиеся на геосинклинальном этапе развития максимальными глубинами погружения (до 6 км) и более ранней стабилизацией, чем окружающие промежуточные зоны. Как предполагает А. А. Моссаковский (1963), эти структуры сформировались на месте остаточных блоков древнего субстрата. Щелочные массивы локализуются как вблизи разломов в периферических частях этих мегаструктур, так и на стыке с окружающими структурами — «промежуточными зонами» и Минусинскими впадинами. Разломы многократно оживлялись, поскольку они секут нередко не только вмещающие толщи, но и породы массивов; представлены зонами дробления, милонитами, иногда трассируются дайками.



Фиг. 14. Схема строения массивов ассоциации габбро — тералит — уртит — ювит северной части Кузнецкого Алатау (по данным В. Г. Михалева, 1962, и А. В. Ключкиной с соавторами, 1963)

- 1 — нефелиновые сиениты,
- 2 — полевошпатовые уртиты,
- 3 — ювиты с небольшими участками полевошпатовых уртитов,
- 4 — уртиты,
- 5 — ийолиты,
- 6 — тералиты,
- 7 — титаноавгитовое габбро,
- 8 — ксенолит эффузивов вмещающих толщ,

- 9 — ксенолиты мраморов,
- 10 — скарны и скарнированные породы,
- 11 — продукты контактово-метасоматического взаимодействия, отвечающие по составу мильтейгитам, щелочным долеритам

Массивы: I — Кия-Шалтырский, II — Горячегорский, III — Кургусульский, IV — Белогорский

Богатые нефелином породы (уртиты, ийолиты, ювиты) не образуют самостоятельных тел, а в ассоциации с оливиновым габбро и тералитами участвуют в составе небольших массивов (1—2 км<sup>2</sup>) штокообразной формы с крутыми контактами. В плане форма массивов неправильная, иногда она может быть определена как подковообразная (Кия-Шалтырский массив) или изометричная (фиг. 14). Границы тел нередко текто-

нические, вдоль них отмечаются подвижки с амплитудой до 200 м по горизонтали (Кургусульский массив). Особенно напряженная тектоника характерна для массивов, внедрившихся по границе стабильного блока и подвижной зоны. В этом случае образуется серия мелких тел щелочных пород весьма пестрого состава и строения, характер которых меняется даже в пределах одного массива. Так, в Тулулюльском массиве резко различны породы западной и восточной части. Западная часть массива, расположенная в пределах промежуточной подвижной зоны, сложена разгнейсованным габбро и тералитами, а восточная часть, находящаяся в пределах стабильного блока, сложена массивным габбро, плагиоклазовыми уртитам, ювитами. По мнению М. П. Кортусова и Н. А. Макаренко (1968, 1971), возникновение якупирангит-уртитовых пород в массивах типа Тулулюльского обусловлено процессом площадной нефелинизации.

Нефелиновые сиениты обычно встречаются в виде даек либо небольших тел и находятся в подчиненном положении. Помимо даек нефелиновых сиенитов для массивов, сложенных габбро-уртит-ювитовой ассоциацией, характерны тингуанты, нефелиновые базальты, берешиты, лабрадоровые порфиры, ийолит-порфиры, щелочные сиениты, аплиты.

Послемагматические образования представлены иногда (г. Горячая) маломощными кремнисто-карбонатными прожилками, состоящими преимущественно из кальцита с примесью анкерита и хлорита.

Из пород мельтейгит-уртитового ряда в массивах наиболее широко представлены уртиты и их полевошпатовые разности, нередко переходящие в ювиты. Тела этих пород имеют линейно-вытянутую (Кия-Шалтырский, Горячегорский) либо изометричную форму (Кургусульский), площадь их не превышает 0,2 км<sup>2</sup>.

*Уртиты* образуют наиболее крупное тело в Кия-Шалтырском массиве, где оно имеет форму дугообразной полосы, шириной от 20 до 210 м. С глубиной тело постепенно выклинивается. *Уртиты*, хорошо раскристаллизованные равномернозернистые породы с массивной текстурой, имеют средне- и крупнозернистое сложение и гипидиоморфнозернистую структуру. Они однородны по составу и характеризуются высоким содержанием нефелина (не ниже 75%) при подчиненной роли пироксена, отвечающего по составу фассаиту (10—20%); аксессуарными в них являются апатит, титаномагнетит, пирит, пирротин и разнообразные вторичные минералы — канкринит, либнерит, содалит, натролит, хлорит, кальцит.

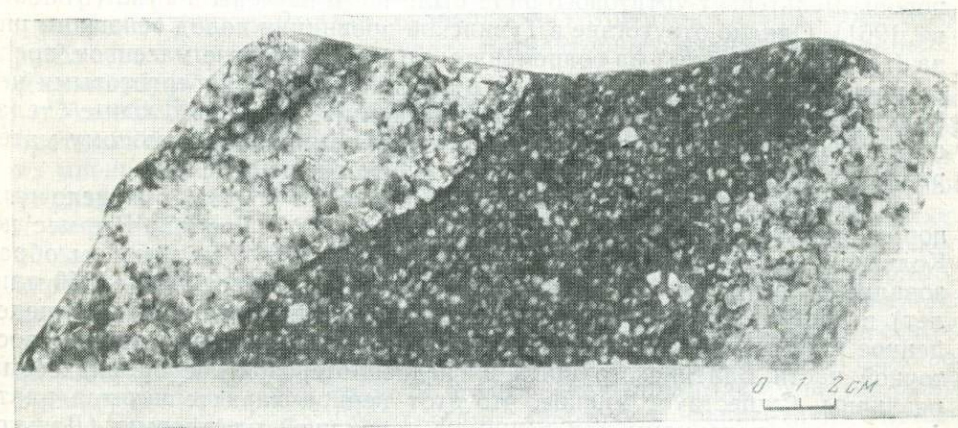
Уртиты секутся дайками микрийолитов, ийолит-порфиров. Контакты уртитов с вмещающими известняками резкие. На фиг. 15 показано микросложение зоны непосредственного контакта уррита и скарнированного известняка. Уртит вдоль эндоконтакта в зоне мощностью 0,5—1 см шпреуштейнизирован. В известняке в экзоконтакте возникает тонкая оторочка пироксен-везувианового скарна, за которым следует мощная скарнированная зона, представленная оливиновым кальцифиром, мелилитовым и скаполитовым скарном, т. е. весьма пестрыми по составу породами. Контакт уррита с тералитом также резкий. В южной части тела уртитов вблизи контакта с тералитом встречены ксенолиты его в уртите (фиг. 16). В узкой зоне эндоконтакта в уртите появляется 2—3% плагиоклаза, иногда возникает прерывистая полоса ийолита. В зоне экзоконтакта тералит превращен в весьма характерную существенно пироксеновую породу, отвечающую по составу плагиоклазовому ийолиту, которая затем сменяется тералитом. Характерно, что по контакту тералитов с мраморами ниже зоны выклинивания уртитового тела, также образуется узкая зона ийолита и затем существенно пироксеновой породы. Можно предположить, что уртиты внедрялись после образования скарноподобной существенно пироксеновой породы на контакте тералита с мрамором.



Ф и г. 15. Микросложение зоны контакта уррита (вверху) и скарнированного известняка (внизу), Кия-Шалтырский массив  
Увеличение 8, без анализатора

Полевошпатовые урриты широко распространены и совместно с ювитами отмечались в Тулузюльском и Петропавловском массивах.

Помимо обычных полевошпатовых урритов, содержащих калиевый полевой шпат типа микроклин-пертита, для Кузнецкого Алатау характерны двуполевошпатовые урриты, т. е. с кислым плагиоклазом и щелочным полевым шпатом, а также плагиоклазовые урриты. Последние появляются, например, в зоне контакта урритов и тералитов Кия-Шалтырского массива. Во всех перечисленных случаях, полевошпатовые урриты образуют маломощные зоны и участки неопределенной формы. Исключение составляют полевошпатовые урриты Горячегогорского массива (см.



Ф и г. 16. Ксенолиты тералита в уррите, Кия-Шалтырский массив

фиг. 14, II), которые образуют вытянутое в субмеридиональном направлении тело в центральной части массива. В их составе, помимо нефелина (около 60%), содержится олигоклаз, калиево-натровые полевые шпаты, лироксен переменного состава (фассаит с переменным содержанием эгириновой составляющей, оливин, титаномагнетит, апатит. Из послемагматических минералов характерны альбит, обыкновенная роговая обманка, биотит, шпреуштейн. Содержание этих минералов колеблется в широких пределах, в частности, согласно данным В. Г. Михалева (1962) суммарные количества полевых шпатов варьируют от 5% до 40%, т. е. породы изменяются от уррита через полевошпатовый уррит до ювитов. Это весьма характерная особенность богатых нефелином разностей из ассоциации основных и щелочных пород.

*Ийолиты* образуют лишь мелкие тела и маломощные зоны в массивах Кузнецкого Алатау. Два самостоятельных небольших тела ийолитов и ийолит-порфиров приурочены к зонам западного и юго-восточного контакта трахитоидных габбро Кия-Шалтырского массива. Кроме того, ийолит-порфиры и ийолиты сходного состава образуют многочисленные дайки, секущие уртиты. Для них характерен порфировидный облик, изменчивость структурно-текстурных признаков, связанных с различным количеством и величиной порфирокристаллов, разной степенью раскристаллизации основной массы. Ийолиты состоят из нефелина, фассаита и акцессорной примеси апатита, титаномагнетита и пирротина. На небольших участках наблюдаются скопления вкрапленников нефелина и тогда порода приобретает состав уррита. Лейкократовые ийолиты, появляющиеся вблизи восточного контакта тела урритов с тералитами в Кия-Шалтырском массиве, имеют неустойчивый состав, шпировые и такситовые текстуры, в них в больших количествах присутствуют более поздние гранат, карбонат, диопсид, везувин.

Небольшие выходы ийолитов отмечаются в большинстве массивов в контактовых зонах, где они образуются в результате контактово-метасоматических процессов (Кия-Шалтырский массив, Загорный, Белогорский, Кургусульский). В частности, такая прерывистая зона ийолитов прослеживается в эндоконтакте тералитов с урритами и расширяется в той части, где тералиты контактируют с мрамором под выклинившимся урритовым телом. Ийолит этой зоны контакта состоит из варьирующих количеств фассаита и нефелина. В качестве акцессорной примеси присутствуют апатит, кальцит. Нефелин иногда почти нацело замещен агрегатом содалита и цеолитов. Местами ийолит переходит в мельтейгит. Подобные переходы к мельтейгитам нередки в контактово-реакционных зонах, интрузивные мельтейгиты в районе не отмечались.

В свое время весьма сходные по составу, структуре, внешнему облику породы мельтейгит-урритового ряда были нами изучены в Туве (Кононова, 1961). Однако отсутствие в Тувинской провинции пород основного ряда (габбро, тералиты) на современном эрозионном срезе массивов, представленных урритами и ийолитами в ассоциации с геденбергитовыми нефелиновыми сиенитами, либо образующими самостоятельные тела, свидетельствует о несколько ином пути их формирования, поэтому материалы по Тувинской провинции будут рассмотрены отдельно.

**В Кольско-Карельской провинции** ассоциация основных и щелочных пород представлена двумя крупными массивами — Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове и Ельтьозерский в Карелии. Эти массивы образовались в среднепротерозойское время (их К-Аг возраст 1750—1850 млн. лет) в пределах зоны карелид (см. фиг. 2) и занимают вполне определенное место в их истории. Представления о тектоническом режиме восточной части Балтийского щита в среднепротерозойское время весьма различны. Существует мнение, что этот период характеризуется платформенными условиями или режимом подвижной платформы (Лазыко, 1971). Согласно представлениям К. О. Кратца (1963), К. А. Шуркина

(1968) в среднепротерозойское время этот регион вступил в заключительный этап развития Карельской геосинклинальной системы.

Характер щелочного магматизма, а именно появление ассоциации основных и щелочных пород, типичной для орогенного этапа венд-кембрийских геосинклинальных систем, как было показано на примере Кузнецкого Алатау, согласуется со схемой развития восточной части Балтийского щита, разработанной К. А. Шуркиным (1968). Сознвая, что вряд ли правомерно использование номенклатуры палеозойских структур для докембрийских, но учитывая сходство тектонического режима, в условиях которого возникает докембрийская и палеозойская ассоциации основных и щелочных пород, в работе применяется единый термин — «орогенный этап геосинклинально-складчатой системы».

Согласно представлениям К. А. Шуркина (1968), к началу среднего протерозоя процессы раннекарельской складчатости, регионального метаморфизма и магматизма завершились, а Карельская и Кольская геосинклиналь вступили в стадию завершённой складчатости. Этот период характеризуется общим отвердением земной коры, что привело к изменению формы проявления тектогенеза — к развитию главным образом глыбовой тектоники.

Осадочно-вулканогенные образования среднего протерозоя приурочены к структурам типа наложенных впадин или тектонических депрессий, между которыми располагались области предполагаемых поднятий орогенного этапа, на месте которых в настоящее время картируются переработанные карельской складчатостью архейские массивы (см. фиг. 2). В этот период главные структурные блоки отчленились разломами друг от друга, испытали относительные радиальные перемещения разной амплитуды, в результате чего оказались в разной степени эродированными. Одновременно они подверглись дополнительным разломам, с которыми связаны интрузивы разнообразного состава, в том числе основных и щелочных пород.

Два известных интрузива — Еletzозерский и Гремяха-Вырмес — хотя и расположены в разных зонах карелид, имеют сходное геолого-тектоническое положение, тяготея к разломам в архейских гнейсах, переработанных карельской складчатостью, и возникли в конце орогенного этапа в пределах выступов, которые предположительно были областями поднятий. Об этом, в частности, свидетельствует анализ метаморфической зональности докембрия Кольского полуострова (Загородный и др., 1970), согласно которому в среднепротерозойское время район массива Гремяха-Вырмес являлся частью стабилизированного блока — областью размыва. Массивы близки и по составу: в их строении принимают участие разнообразные породы основного и щелочного ряда. Однако якупирангит-уртитовая серия известна на современном эрозивном срезе только в массиве Гремяха-Вырмес, особенности которого в связи с этим будут рассмотрены подробнее на основе литературных данных и материалов, собранных автором в 1965 г.

Массив Гремяха-Вырмес был открыт в 1924 г. А. А. Полкановым и на протяжении ряда лет исследовался им совместно с Н. А. Елисеевым. По их мнению, разделяемому Л. Я. Харитоновым (1968) и А. А. Кухаренко (Кухаренко и др., 1971), массив приурочен к контакту разных по составу и, по-видимому, неодновременных гнейсов кольской серии, т. е. является межформационным интрузивом. Однако по данным геологического картирования, выполненного Е. Д. Чалых, массив является внутрiformационным интрузивом, приуроченным к осевой части антиклинальной структуры в толще архейских гнейсов. Массив имеет вытянутую в северо-западном направлении форму, в общем совпадающую с простиранием вмещающих гнейсовых толщ. В его строении принимают участие разнообразные породы основного (габбро, анортозиты, перидотиты, пуласкиты и др.) и щелочного состава (ийолиты, уртиты, ювиты, нефелиновые

сиениты). По мнению А. А. Полканова, щелочные сиениты и щелочные граниты, расположенные в северной части массива, также генетически с ним связаны и могут рассматриваться как третья фаза этого же интрузивного комплекса. Однако исследования последних лет, выполненные коллективом авторов под руководством А. А. Кухаренко (Кухаренко и др., 1971) показали, что щелочные сиениты и щелочные граниты, отличающиеся по структурному положению, возрасту, петрохимическим особенностям от щелочных пород массива Гремяха-Вырмес, относятся к верхнепротерозойской щелочно-гранитной формации и связаны с плутоном Гремяха-Вырмес лишь пространственно.

Характерная особенность строения массива — первичная расслоенность, которая обусловила возникновение разнообразных по составу пород, их послойное залегание, полосчатые текстуры. Это облегчило изучение структуры массива. Исследованиями А. А. Полканова и Н. А. Елисеева (Полканов и др., 1967) установлено, что интрузия основных пород образовала трещинный плутон, возникший одновременно с образованием разлома и наклоненный к западу и юго-западу. Простирающие полосчатых текстур в основных породах в общем совпадает с простирающим сланцеватости вмещающих пород: падение пород, как правило, на запад и юго-запад под углами  $40-45^\circ$ , а местами до  $70^\circ$ , за исключением южной части массива, где первичная полосчатость наклонена на северо-запад. Что касается щелочных пород, то структурное положение их менее ясно из-за плохой обнаженности (значительная их часть скрыта под болотами и ледниковыми отложениями). Предполагается, что интрузия щелочной магмы происходила по крутому субмеридиональному разлому; в результате образовалось пластинообразное тело, достигающее в длину 4 км при ширине 1—1,5 км (допускается, что обнажения на п-ове Эгириновы наволок составляют продолжение обнажений на вершине Вырмес-варака). Возобновление тектонических движений происходило локально и после затвердевания пород, о чем свидетельствуют зоны бластомилонитов и участки катаклазированных пород в массиве, а также система субширотных ступенчатых сбросов, разделивших интрузив на ряд блоков.

Среди основных и щелочных пород исследователи выделяют серии, которые предположительно являются субфазами соответствующих фаз. Так, среди основных пород первой фазы по А. А. Кухаренко (Кухаренко и др., 1971) выделяются: а) краевая серия габбро и габбро-норитов, б) серия перидотитов и габбро-анортозитов, в) серия перидотитов, щелочных габбро и сиенитов. Породы перечисленных серий сменяют друг друга от нижнего (восточного) контакта к верхнему (западному). Подчеркнем, что ультраосновные разности в количественном отношении играют подчиненное значение, составляя до 10% общего объема пород во второй серии и 4% — в третьей, а преобладают разнообразные габбро. Интрузия основного состава сопровождалась дайками и жилами сиенит-пегматитов, плагиоклазитов, габбро-пегматитов и перидотитов. Разделяя точку зрения А. А. Кухаренко (Кухаренко и др., 1971), мы выделяем среди щелочных пород второй фазы две субфазы: 1) породы ряда якупирангит-уртит, ювиты, малиньиты и 2) нефелиновые и щелочные сиениты.

В зоне контакта щелочного и основного интрузива, которая вскрыта канавой на восточном склоне Вырмес-варака, породы превращены в дресву. Сохранившиеся реликты основного интрузива представлены габбро-сиенитами, которые прорваны инъекциями нефелиновых сиенитов и ийолитов. Отмечается появление тералитов среди основных пород вблизи контакта их со щелочным интрузивом.

Щелочные породы обнажаются в двух территориально разобщенных участках. На Эгириновом наволоке (северный участок) многих исследователей интересовал ийолит-пегматит, центральная часть которого замещена агрегатом альбита и микроклина с аксессуарными сфеном, цирко-



Ф и г. 17. Зоны роста в нефелине из ийолитов, массив Гремяха-Вырмес  
Увеличение 10, без анализатора

ном, апатитом, пироксеном, а краевые зоны имеют состав эгирина. В пегматите отмечались прожилки кальцита с биотитом, секущие полевошпатовый агрегат. Наиболее полное представление о щелочных породах массива дает южный участок на небольшой возвышенности Вырмес-варака, где представлены породы обеих субфаз. Среди пород якупирангит-уртитового ряда преобладают ийолиты и уртиты.

*Ийолиты* — массивные породы зеленовато-серого цвета, сложенные нефелином, образующим идиоморфные зерна, интерстиции между которыми выполнены агрегатом эгирина-геденбергита. Главные породообразующие минералы нередко зональны, причем в нефелине зоны роста подчеркиваются расположением включений пироксена (фиг. 17), а в пироксене — изменением окраски от светлой в центре зерна до зеленой по периферии, что вызвано нарастанием содержания эгириновой составляющей. Из поздних минералов характерны керсутит, биотит, кальцит, альбит. Акцессорные минералы представлены сфеном, магнетитом, апатитом.

*Уртиты* слагают небольшие участки на г. Вырмес-варака среди ийолитов. Это массивные светлые породы, обычно среднезернистые, состоящие в основном из нефелина, интерстиции между зернами которого заполнены эгирином-геденбергитом и полевым шпатом, представленным микроклин-пертитом и альбитом. Акцессорные минералы те же, что в ийолитах: сфен, апатит, магнетит. Структура породы гипидиоморфно-зернистая. Характерен метасоматический процесс, который условно назван «полевошпатизация». С его развитием в породе появляются кальцит, биотит, керсутит, канкринит, возрастает содержание альбита и микроклин-пертита, что сопровождается переходом уртитов в полевошпатовые уртиты. Подобный переход можно наблюдать в одном образце и даже шлифе, причем «полевошпатизация» развивается по системе параллельных плоскостей, превращая уртиты в полевошпатовые уртиты и ювиты, а ийолиты — в полевошпатовые ийолиты и малиньиты. Первые признаки изменений отмечаются у нефелина: обычный для массива нефелин, переполненный микровключениями пироксена, на отдельных участках светлеет — в нем исчезают включения пироксена. По системе

зон осветления в нефелине появляются зерна альбита, кальцита и мелкие зерна эгирина. В породах систематически встречаются чисто полевошпатовые прожилки, состоящие из агрегата альбита и микроклина. С усилением процесса агрегат поздних минералов (альбит, кальцит, биотит) корродирует нефелин, замещает пироксен, альбит в виде мельчайших пластинок пронизывает все его зерна. Парагенезис минералов меняется: нефелин + эгирин-геденбергит + микроклин-пертит замещается на нефелин + микроклин + альбит + биотит + кальцит. По соотношению нефелина и полевого шпата такие породы отвечают ювитам или полевошпатовым уртитам.

*Мельтейгиты* изредка образуют небольшие участки среди ийолитов и имеют весьма неустойчивый состав. Нефелин присутствует в переменных количествах, исчезая на отдельных участках, обычно он нацело шпреуштейнизирован. Порода в основном сложена эгирин-геденбергитом, частично замещенным керсутитом; среди второстепенных минералов отмечались полевые шпаты (микроклин-пертит, альбит), кальцит, биотит, сфен.

Процесс полевошпатизации существенно изменил состав мельтейгитуртитовой серии пород, поэтому первичное строение щелочного интрузива можно восстановить лишь с известной приближенностью. Однако при детальном исследовании выявляется закономерное чередование меланократовых и лейкократовых разностей, которое, по-видимому, вызвано расслоенностью якупирангит-уртитовой серии. Есть основание предполагать, что первоначально слоистость была обусловлена чередованием ийолитов, уртитов, возможно, полевошпатовых уртитов, которые впоследствии частично и неравномерно были замещены агрегатом альбита с примесью биотита и кальцита. Это предположение тем более вероятно, что для пород основного интрузива также характерна расслоенность.

Рассмотренная ассоциация основных и щелочных пород известна в ряде регионов мира. В Канаде интрузивы провинции Монтериджан сложены серией пород габбро-пуласкит-фойяит. В провинции Халибуртон-Банкрофт, согласно современным представлениям канадских геологов (Alkalic Rock..., 1972), развита ассоциация пород габбро — тералит — ийолит — нефелиновый сиенит (породы метаморфизованы и разгнейсованы в гренвилльскую фазу метаморфизма). Вулканическая провинция Среднегорья Шотландии — пример эффузивной серии близкой ассоциации пород: щелочной базальт — эссексит — фонолит.

Обращает внимание важная особенность основных и щелочных пород: якупирангиты-уртиты появляются редко, да и то в виде мелких тел. Анализ материалов по Советскому Союзу и зарубежным странам вскрывает и еще одну закономерность: якупирангит-уртитовые породы характерны для массивов основных и щелочных пород, формировавшихся в наиболее древних геосинклиналино-складчатых системах (в Советском Союзе — в карельских и салаирских).

#### АССОЦИАЦИЯ АГПАИТОВЫХ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ, ИЙОЛИТОВ, УРТИТОВ, ЮВИТОВ

Известно лишь два уникальных массива, в пределах которых представлена ассоциация ийолитов и уртитов с агпайтовыми нефелиновыми сиенитами — это Хибинский и Ловозерский плутоны на Кольском полуострове. Они возникли в восточной части Балтийского щита, в пределах блока, ограниченного системой широтных и меридиональных разломов, где в конце девона сформировалась эффузивно-осадочная ловозерская свита. В составе свиты отмечаются пикрит-порфириты, авгитовые порфириты, андезиты, трахиты, туфогенные сланцы, в которых найдены отпечатки флоры, датированные верхами девона — низами карбона:

(Криштофович, 1937). Породы ловозерской свиты были смяты в складки, а затем произошло внедрение огромных объемов щелочной магмы, образовавшей два изометричной формы массива, сложенных главным образом агпайтовыми нефелиновыми сиенитами разнообразного состава (см. фиг. 2). По-видимому, массивы агпайтовых нефелиновых сиенитов приурочены к одной из наиболее четко проявленных зон тектономагматической активизации Балтийского щита.

Из пород якупирангит-уртитовой серии в этих массивах преимущественно распространены мезократовые и лейкократовые разности — ийолиты, уртиты, причем преобладают их полевошпатовые разности. В Хибинах они образуют сложный многофазный конический интрузив. В Ловозерском массиве прослой уртитов являются одной из составных частей дифференцированного комплекса луювритов-фойяитов-уртитов, а также известны единичные находки этих пород в комплексе эвдиалитовых луювритов. Наиболее характерные и широко проявившиеся послемагматические процессы: амфиболитизация, содалитизация, альбитизация; из более низкотемпературных — цеолитизация.

Хибинский и Ловозерский массивы исследовались систематически начиная с 20-х годов нашего столетия, когда под руководством академика А. Е. Ферсмана при участии И. Д. Борнеман-Старынкевич, В. И. Влодавца, О. А. Воробьевой, В. И. Герасимовского, Н. А. Елисеева, Б. М. Куплетского, А. Н. Лабунцова, С. Д. Покровского, А. А. Полканова и других специалистов был изучен вещественный состав, строение массивов, открыты месторождения, произведена промышленная оценка, составлены первые структурные и геологические карты. В послевоенное время коллективы геологов Кольского ФАН СССР, СЗГУ, ИМГРЭ, ИГЕМ, ГЕОХИ; ЛГУ продолжили исследования массивов, результаты которых отражены в многочисленных публикациях. В ряде сводных работ, выпущенных в последние годы (Власов и др., 1959; Дорфман, 1962; Иванова, 1963; Дудкин и др., 1964; Герасимовский и др., 1966; Буссен, Сахаров, 1967, 1972; Иванова и др., 1970; Кухаренко и др., 1971; Зак и др., 1972; Семенов, 1972) подведены итоги многолетних исследований в области петрографии, минералогии и геохимии этих уникальных массивов. На основании результатов упомянутых исследований и личных впечатлений, сложившихся во время осмотра массивов в 1962, 1963 и 1965 гг., составлена краткая характеристика ийолитов-уртитов каждого плутона, поскольку их геологическая позиция несколько различна.

**Хибинский плутон** — многофазный интрузив центрального типа, площадью 1327 км<sup>2</sup>, сложенный серией конических и кольцевых интрузивных тел, по составу отвечающих преимущественно нефелиновым сиенитам. От периферии к центру массива в общем виде смена пород происходит в следующей последовательности: хибиниты, рисчорриты, ийолит-уртиты и апатито-нефелиновые породы, среднезернистые эгириновые сиениты, фойяиты. Породы ряда ийолит-уртит слагают лишь около 6,3% площади массива, что составляет 83,6 км<sup>2</sup>, превышая размеры известных интрузивов, сложенных породами этого типа.

Хибинский массив расположен в зоне тектонического контакта между гнейсами и гранито-гнейсами архея и протерозойскими вулканогенно-осадочными породами серии имандраварзуга. В зоне экзоконтакта гнейсы и гранито-гнейсы фенитизированы, на расстоянии от нескольких метров до 400—500 м от контакта, в них отмечается альбитизация и эгиринизация. Породы серии имандра-варзуга подверглись лишь термальному воздействию и перекристаллизации с образованием зоны роговиков мощностью от 150 до 500 м. В краевой части массива встречаются ксенолиты вмещающих толщ, в том числе пород, относимых к ловозерской свите палеозоя. Особый интерес в последние годы привлекли обнаруженные А. В. Галаховым (1966) ксенолиты перовскитсодержащих оливиновых пироксенитов, флогопитизированных пироксенитов, турьяи-

тов, рассматриваемые как реликты трещинного тела гипербазитов, принадлежащего ассоциации ультраосновных и щелочных пород и уничтоженного при внедрении нефелиновых сиенитов Хибинского массива.

Относительно формы Хибинского массива наиболее интересные результаты дали геофизические работы (Шаблинский, 1963). Оказалось, что контакты Хибинского массива падают к центру и с глубиной выглаживаются. В районе оз. Малый Вудъявр фиксируется почти горизонтальное залегание нижних горизонтов плутона. Судя по характеру контактов между отдельными интрузивными телами, слагающими плутон, с глубиной роль отдельных типов пород изменяется; в частности, предполагается увеличение роли ийолитов—уртитов на глубине около 2—4 км. Геофизическими методами под фойяитами на глубине 4—5 км обнаружена смена пород, причем выявленная здесь положительная аномалия позволяет предполагать присутствие на этих глубинах пород основного или ультраосновного составов.

Вопрос о последовательности формирования пород Хибинского плутона до настоящего времени еще окончательно не решен. Предложены две принципиально различные схемы. Согласно наиболее ранним данным Б. М. Куплетского (1937), хибиниты и фойяиты возникли почти одновременно, а рисчорриты и ийолит-уртиты являются более молодыми породами. Эта точка зрения нашла подтверждение в работах И. П. Тихоненкова (1963), специально изучавшего зоны контактов главнейших типов пород массива. Согласуются с представлениями Б. М. Куплетского результаты детальных исследований составов главных породообразующих минералов из различных типов пород Хибинского массива, выполненные Л. В. Козыревой в 1965 г. Н. А. Елисеев (Елисеев и др., 1939) считал, что ийолиты—уртиты и апатит-нефелиновые породы возникли после хибинитов и рисчорритов, но предшествуют во времени образованию нефелиновых сиенитов центральной части массива — среднезернистым эгириновым нефелиновым сиенитам и фойяитам. Схема Н. А. Елисеева была подтверждена геологической съемкой массива 1957—1960 гг., проведенной С. И. Заком, Е. А. Каменевым, Ф. В. Минаковым, М. И. Калининским и другими.

Формирование каждого комплекса массива завершилось образованием пегматитов, которых насчитывается в настоящее время до тысячи тел. Из послемагматических процессов в массиве наиболее широко проявлена альбитизация, известна также микроклинизация, а из более низкотемпературных образований характерны карбонатные и цеолитовые жилы.

Комплекс ийолит-уртитов имеет сложное внутреннее строение и состав, которые детально рассмотрены в работах Т. Н. Ивановой (Иванова и др., 1970) и Ф. В. Минакова (Минаков и др., 1967). В соответствии с их представлениями, интрузия внедрилась по серии конических разломов и образовала узкую прерывистую дугообразную полосу, вдоль которой ийолиты-уртиты контактируют в лежащем боку с хибинитами и рисчорритами, а в всячем — с рисчорритами и среднезернистыми эгириновыми нефелиновыми сиенитами. Для северной части тела характерны более крутые контакты (75—70°) и минимальная мощность; в западной и южной частях — контакты значительно положе, а мощность увеличивается, достигая на юго-западе 1,5 км. Коническая форма интрузива определяется крутым (60—80°) падением внешней поверхности и пологим (10—30°) наклоном внутреннего контакта к центру массива. Геофизические данные показывают, что на глубине более 600 м контакт становится почти горизонтальным и прослеживается на 2—3 км в сторону фойяитов.

Комплекс ийолит-уртитов сложен разновозрастными образованиями, возникшими до и после апатит-нефелиновых пород. В сложном процессе их становления исследователи выделяют несколько субфаз, по-разному

Таблица 1

## Схема формирования комплекса ийолит-уртитов Хибинского плутона

Субфаза, доля в комплексе, %	По Ф. В. Минакову, Е. А. Каменеву, М. М. Калинин (1967)	Субфаза, доля в комплексе, %	По Т. Н. Ивановой, О. Б. Дудкину, Л. В. Козыревой, К. И. Полякову (1970)
Дорудная, 45,2	Трахитоидные ийолиты (19,7%), уртиты (14,4%), ювиты (5,88%), мельтейгиты (0,3), эндоконтактные малиньиты (4,9%)	I, 25,4	Трахитоидные ийолиты (в подчиненном количестве отмечаются мельтейгиты и полевошпатовые ийолиты)
		II, 7,9	Мелкозернистые ийолиты
Рудная, 29,5	Массивные уртиты (9,8%), ювиты (16,5%) и тесно связанные с ними апатито-нефелиновые (2,9%) и сфен-apatитовые (0,3%) руды	III, 42,9	Массивные среднезернистые полевошпатовые и бесполевошпатовые ийолиты и уртиты, подстилающие апатито-нефелиновые породы
		IV, 11,9	Трахитоидные полевошпатовые ийолиты юго-восточной части Хибин, в подчиненном количестве присутствуют малиньиты, ийолиты, мельтейгиты
Пострудная, 25,3	Трахитоидные малиньиты и полевошпатовые ийолиты (7,8%), луавриты (2,7%), уртиты (3,9), ийолиты (9,6%), мельтейгиты (1,3%)	V, 11,9	Среднезернистые массивные полевошпатовые уртиты, ювиты с просями малиньитов, полевошпатовых ийолитов, уртитов

му оценивая их состав и количественную долю в общем объеме ийолит-уртитов. Авторы приведенных в табл. 1 схем отмечают закономерную смену более ранних субфаз поздними по направлению от периферии конического интрузива к центру. Т. Н. Иванова (Иванова и др., 1970) выявила и другую закономерность: наиболее древние трахитоидные ийолиты I субфазы распространены главным образом на севере, далее на юго-восток они сменяются все более молодыми субфазами и обогащаются полевым шпатом. Широкие вариации составов, как для ийолитов—уртитов в целом, так и для отдельных субфаз, объясняются явлениями дифференциации. Причем изменение состава интрузива ийолитов—уртитов рассматривается как отражение дифференциации в магматическом очаге. Внутреннее строение отдельных субфаз, для которых типична приуроченность меланократовых разностей к нижним горизонтам разреза, а к верхним — более легких (уртиты, луавриты, малиньиты), переслаивание слоев различного состава, наличие трахитоидных и полосчатых структур — все эти особенности обусловлены процессами гравитационно-кинетической дифференциации.

Для ийолитов-уртитов Хибин характерны широкие вариации состава пород: от мельтейгитов с содержанием нефелина около 10% до уртитов, в которых содержание нефелина достигает 90%. Весьма обычен в составе этих пород калиево-натриевый полевой шпат, в связи с чем широко распространены полевошпатовые разности пород: ювиты, полевошпатовые ийолиты, малиньиты. Доля отдельных разновидностей в комплексе ийолитов-уртитов оценивается Ф. В. Минаковым (Минаков и др., 1967) в следующих цифрах (объемные %): уртиты — 28,1, ийолиты — 29,3, мельтейгиты — 1,6, ювиты — 22,38, полевошпатовые ийолиты и малиньиты — 12,7, луавриты и апатитовые руды — 5,92. Нетрудно видеть, что лейкократовые разности пород — уртиты и ювиты — составляют 50% объема комплекса или около 40 км<sup>2</sup> площади. Разнообразие пород обусловлено вариациями количественного соотношения главных породообразующих минералов: нефелина, эгирин-диопсида и эгирина, калиевонатриевого полевого шпата, к которым в тех или иных соотношениях присоединяются второстепенные минералы: титаномagnetит, энigmatит, арфведсонит, эвдиалит, апатит, сфен, изредка лепидомелан, астрофиллит,

ринколит, канкринит, содалит. Породы имеют весьма разнообразные структуры: гипидиоморфнозернистую, панидиоморфнозернистую, порфиرويدную, пойкилитовую, трахитоидную, дактилоскопическую. Исчерпывающая характеристика пород комплекса приведена в книге Т. Н. Ивановой с соавторами (1970), поэтому здесь мы ограничимся только приведенными краткими сведениями.

**Ловозерский плутон** располагается в толще гранито-гнейсов, которые на расстоянии 100—150 м от контакта фенитизированы. В виде ксенолитов в нефелиновых сиенитах сохранились остатки кровли массива, представленной ловозерской эффузивно-осадочной свитой среднепалеозойского возраста, включающей пикрит-порфириды, авгитовые порфириды, эссексит-порфириды, фонолит-порфиры, нефелиновые ромбен-порфиры.

Ловозерский плутон приурочен к тектонической зоне, вдоль которой произошло опускание широтной полосы палеозойских пород (Елисеев, Федоров, 1953), а на востоке и западе массив ограничен меридиональными тектоническими зонами, с которыми совпадают вытянутые в том же направлении озера и долины рек. Согласно геофизическим данным (Шаблинский, 1963), Ловозерский плутон имеет двухярусное строение: пластовое тело площадью 650 км<sup>2</sup> при мощности около 2 км — сверху и залегающий под ним интрузив кольцевого строения, площадь которого 320 км<sup>2</sup>. Кольцевой интрузив, несколько смещенный к востоку от центра пластового тела, прослеживается на глубину более 5 км и предположительно сложен фойяитами в центре и люавритами — по периферии. Пластовое тело — сложное образование, сформированное в несколько фаз, количество и состав которых несколько варьируют в схемах разных авторов. В соответствии с наиболее поздними, кстати, также несколько различными схемами (Герасимовский и др., 1966; Буссен, Сахаров, 1967), пластовый интрузив представлен четырьмя фазами, в каждой из которых ведущим типом пород являются: I — равномернозернистые нефелиновые сиениты, пойкилитовые гидросодалитовые сиениты, нефелин-гидросодалитовые сиениты (5% объема массива); II — дифференцированный комплекс уртитов — фойяитов — люавритов (77%); III — комплекс эвдиалитовых люавритов (18%), IV — щелочные дайковые породы — мончикиты, тингуаиты, нефелиновые базальты, шонкиниты (менее 0,01%).

Породы якупирангит-уртитового ряда в Ловозерском плутоне присутствуют в составе дифференцированного комплекса и комплекса эвдиалитовых люавритов. Дифференцированный комплекс отчетливо стратифицирован и сложен неоднократно повторяющимися слоями уртитов, фойяитов и люавритов мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров. Отдельные горизонты этих пород прослеживаются по всей территории массива. Порядок чередования слоев в различных частях массива достаточно стабилен, падение слоев от краев к центру массива под небольшими (до 15°) углами.

Подошва комплекса не установлена, видимая мощность его варьирует от 1600 на северо-западе до 700—800 м в восточной части массива. В строении дифференцированного комплекса принято (вслед за Р. М. Яшиной) выделять три зоны: верхнюю (мощность около 300 м) и нижнюю (мощность больше 600 м), сложенные преимущественно лейкократовыми породами — фойяитами с подчиненным количеством уртитов и ювитов, и среднюю зону (мощность около 600 м), в составе которой преобладают люавриты. Всего в разрезе выделено 10 горизонтов уртитов, мощностью от 0,3 до 20 м. Они составляют около 5% от общей мощности дифференцированного комплекса, т. е. их суммарная мощность около 77 м (Герасимовский и др., 1966).

Породы группы уррита включают, помимо собственно уртитов, полевошпатовые уртиты, ювиты, а также единичные прослои лейкократовых ийолитов, их полевошпатовых разностей и малиниты. Наиболее типич-

ны и широко распространены — полевошпатовые уртиты. Постоянные вариации в содержании полевого шпата и эгирина объясняют переходы уртитов к ювитам и лейкократовым ийолитам (единичный случай).

Полевошпатовые уртиты — массивные, крупнозернистые породы, средний состав которых (Герасимовский и др., 1966) включает: нефелин — 68,2%, микроклин-пертит + альбит — 11,9%, содалит — 6,4%, эгирин — 6,8%, арфведсонит — 0,6%, эвдиалит — 2,4%, апатит — 0,6%, энigmatит — 0,7%, прочие — 2,4% (в переменных количествах присутствуют манганильменит, рамзаит, минералы группы мурманита — ломоносовита, лампрофиллит, астрофиллит, ринколит, пектолит, пирротин, сфен, сфалерит). При развитии вторичных процессов появляются натролит, альбит, анальцит, канкринит, вторичные цирконо-силикаты (ловозерит, катаплетит, келдышит, цирфесит). Состав уртитов изменяется в пределах одного горизонта от подошвы, где концентрируются темноцветные минералы (эгирин и энigmatит), а также содалит и аксессуарные — апатит, лопарит, эвдиалит, к верхней границе — обогащенной микроклином. Структура породы обычно панидиоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая и пойкилитовая. Последняя образована пойкилокристаллами полевого шпата, содержащими многочисленные идиоморфные включения нефелина.

Комплекс эвдиалитовых луювритов имеет форму сложного этмолита, его мощность около 450 м и уменьшается с северо-запада на юго-восток (до 190 м) из-за развития эрозии. В строении комплекса принимают участие слаборасслоенная толща лейкократовых, мезократовых и меланократовых эвдиалитовых луювритов, эвдиалитовые фойяиты, эвдиалитовые уртиты, порфириовидные ювиты. Характерна более грубая расслоенность, чем в породах 2 фазы, нередко отдельные слои быстро выклиниваются. Обычны постепенные переходы между породами разного состава. Преобладают в этой толще лейкократовые эвдиалитовые луювриты.

Эвдиалитовые уртиты встречаются крайне редко в комплексе эвдиалитовых луювритов. Это мелко- и среднезернистые породы зеленовато- и желтовато-серого цвета. Они состоят главным образом из нефелина, эвдиалита и апатита (до 30%), в породах присутствует эгирин. Аксессуарные минералы представлены лопаритом, мурманитом, ринколитом, лампрофиллитом. Из вторичных минералов характерен содалит. Текстура пород массивная, иногда полосчатая, структура гипидиоморфнозернистая.

В мире обнаружены лишь единичные массивы агпаитовых нефелиновых сиенитов. Наиболее известен и детально изучен массив Илимауссак в Гренландии. В последние годы агпаитовые нефелиновые сиениты обнаружены в Канаде на п-ве Лабрадор и в провинции Квебек (район Кипава). Однако породы якупирангит-уртитового ряда в этих массивах не отмечались.

#### АССОЦИАЦИЯ ФОЙЯИТОВЫХ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ<sup>4</sup>, ИЙОЛИТОВ, УРТИТОВ, ЮВИТОВ

Известно немного примеров массивов, сложенных породами названной ассоциации в пределах байкальской складчатой области к югу от Сибирской платформы. Это — серия дайкообразных тел в пределах Сангиленского срединного массива на юго-востоке Тувы, Тажеранский массив на оз. Байкал и некоторые другие. Характерная особенность этой ассоциации — широкие вариации генезиса и состава пород якупирангит-

<sup>4</sup> Термин «фойяитовый нефелиновый сиенит» применен к пироксенамфиболовым нефелиновым сиенитам с коэффициентом агпаитности меньше единицы (Воробьева, 1971).

уртитовой серии. Причем, в некоторых массивах известны лишь контакто-реакционные образования, отвечающие по составу ийолитам и мельтейгитам, а интрузивные их разности не обнаружены. Достаточно полно эта ассоциация представлена на юго-востоке Тувы в пределах Сангиленского срединного массива — наиболее древней структуры Алтае-Саянской складчатой области. Геологическое строение и основные черты тектоники этого региона обсуждались неоднократно в работах Н. С. Зайцева, Л. П. Зоненшайна, В. А. Кузнецова. Наиболее детально особенности тектонического развития юго-восточной Тувы рассмотрены в работе Г. А. Кудрявцева (1965), которой мы воспользовались для составления краткого обзора геологии, тектоники и магматизма нагорья Сангилен.

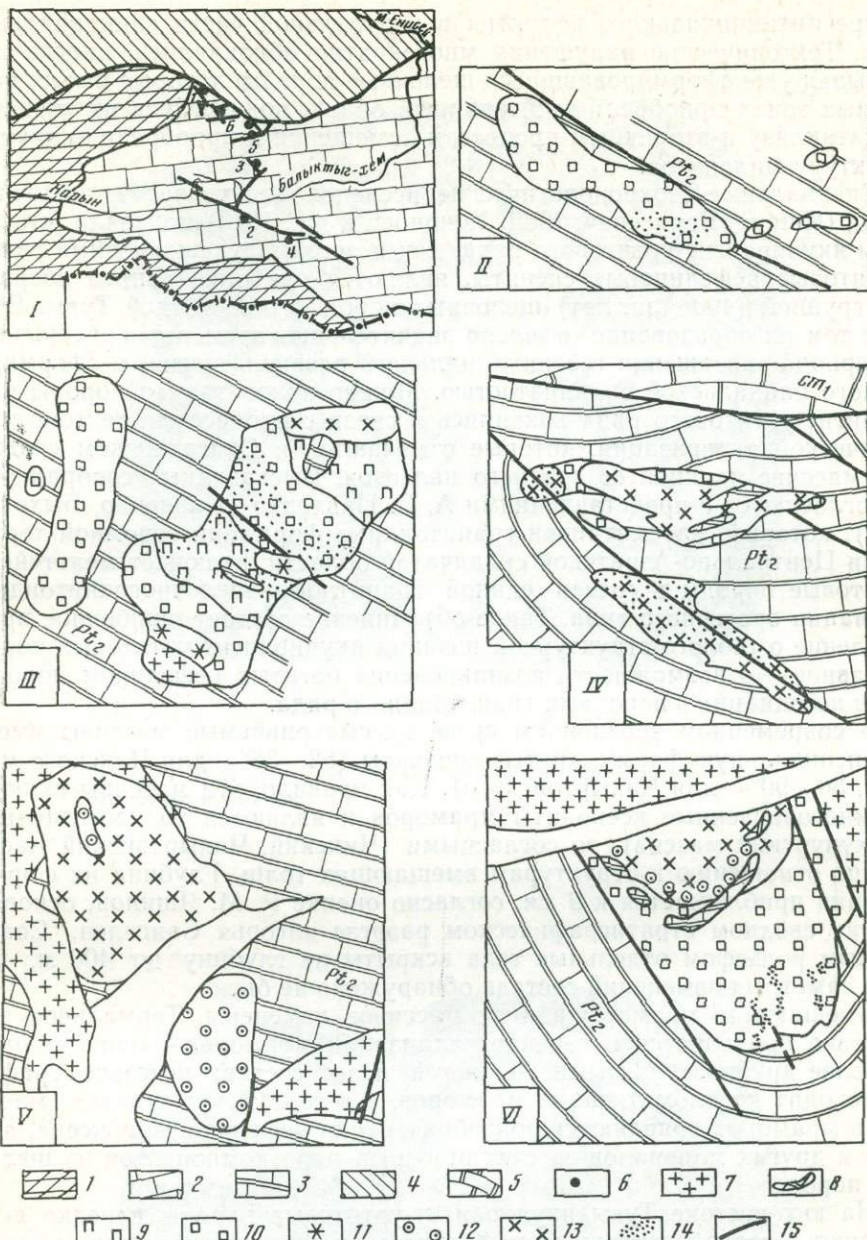
Г. А. Кудрявцев относит нагорье Сангилен к областям докембрийской (байкальской) складчатости. Докембрийские отложения образуют мощный (до 11 000 м) разрез. Нижняя его треть сложена преимущественно терригенными отложениями, преобразованными в кристаллические сланцы и гнейсы. Верхние две трети разреза представлены преимущественно карбонатными толщами, которые в позднем докембрии сменяются отложениями карбонатных и терригенных пород сокращенной мощности. Общая мощность карбонатных пород на нагорье Сангилен составляет около 7—9 км. На границе докембрия и кембрия отмечается перерыв со сменой тектонического режима. В нижнем кембрии в небольших прогибах образуются терригенно-вулканогенные и карбонатные отложения приближающиеся к красноцветным.

В пределах Сангиленского докембрийского массива выделяются структуры двух типов: синклиальная зона, сложенная мощной карбонатной толщей (территориально она примерно совпадает с верховьями рек Нарын и Балыктыг-хем) и окружающие ее антиклинальные зоны, в строении которых принимают участие гнейсы, кристаллические сланцы и докембрийские гранитоиды (фиг. 18, I).

Тектоническое строение района осложнено дизъюнктивными нарушениями, создавшими благоприятную обстановку для появления многочисленных интрузивов различного возраста и состава. Выделяются три возрастных комплекса гранитоидного ряда: докембрийский, нижнепалеозойский и среднепалеозойский. Широко развиты кембрийские гипербазиты. В среднепалеозойское время образовались многочисленные трещинные интрузивы щелочных пород весьма разнообразного состава.

Породы мельтейгит-уртитового ряда на юго-востоке Тувы были впервые обнаружены Р. М. Яшиной в 1952 г. (Чикская интрузия; Яшина, 1955). В следующем году автором совместно с Р. М. Яшиной эти породы были установлены на Дахунурском и Чахыртойском массивах, а впоследствии они стали известны в пределах Баянкольского, Харлинского и Аруктинского массивов. В последние годы обнаружено еще два массива, сложенных пироксенитами и ийолитами (Дергачев, 1972). В 1953—1958 гг. автором были выполнены детальные исследования Чикского, Дахунурского, Чахыртойского, Баянкольского массивов, составлены их первые геолого-петрографические карты, исследовано строение, состав и некоторые вопросы генезиса (Кононова, 1957, 1958, 1961, 1962, 1965). Харлинский и Аруктинский массивы детально исследовались Р. М. Яшиной (1962, 1964).

В указанных работах были определены главнейшие особенности пород акулпирангит-уртитового ряда юго-восточной Тувы. Так, было установлено, что эти породы встречаются только среди древних свит карбонатной серии и приурочены к разломам, отделяющим Сангиленский массив от примыкающей с севера области салаирской складчатости (массивы Баянкольский, Харлинский, Аруктинский), либо к глубинному разлому в осевой части синклиальной зоны (массивы Чикский, Чахыртойский). Дахунурский интрузив приурочен к системе мелких разломов



Фиг. 18. Схема размещения якупирангит-уртитовых пород юго-восточной Тувы (I — тектоническая основа по Г. А. Кудрявцеву, 1965) и строение щелочных массивов (II — Чикский, III — Дахунурский, IV — Чахыртойский, V — Баянкольский по В. А. Кононовой, 1961, 1962, 1965; VI — Харлинский по Р. М. Яшиной, 1962)

Области докембрийской складчатости (байкалиды):

- 1 — антиклинальные зоны,
- 2 — синклинальные зоны и склоны антиклинальных поднятий,
- 3 — мраморы верхнепротерозойского возраста;
- 4 — область кембрийской складчатости (салаириды);
- 5 — известняки нижнекембрийского возраста;
- 6 — щелочные массивы, в строении которых участвуют породы якупирангит-уртитового ряда;

- 7 — гранитоиды среднепалеозойского (тонноульского) интрузивного комплекса,
- 8 — ксенолиты мраморов,
- 9 — пироксениты,
- 10 — ийолиты и уртиты,
- 11 — перматиты уртитов,
- 12 — ювиты,
- 13 — нефелиновые сиениты,
- 14 — послемагматическая кальцитизация и альбитизация,
- 15 — зоны разломов

в ядре антиклинального поднятия в центральной части синклиналиной зоны. Тектонические нарушения многократно обновлялись, иногда захватывая уже сформировавшиеся щелочные породы, которые в этих подвижных зонах приобрели гнейсовидный облик, подверглись интенсивному катаклазу и вторичным процессам замещения и приобрели типичную структуру милонитов.

Специальные геохронологические исследования возраста щелочных пород (Яшина, Борисевич, 1966; Кононова и др., 1973) показали, что породы якупирангит-уртитового ряда, как и ассоциирующие с ними геденбергитовые нефелиновые сyenиты, являются наиболее ранней возрастной группой (400 млн. лет) щелочных пород юго-восточной Тувы. Вместе с тем их образование отделено значительным временным интервалом от периода завершения геосинклиналиного развития региона, сформированного байкальской складчатостью. Можно полагать, что породы якупирангит-уртитового ряда появились в связи с процессами тектономагматической активизации, которые отмечаются в Сангиленском срединном массиве начиная со среднего палеозоя. Высказанные соображения не согласуются с представлениями А. С. Павленко (Павленко, Быховер, 1971), который, рассматривая гранитоидные формации огромной территории Центрально-Азиатской складчатой области, включает мельтейгит-уртитовые породы в состав единой гранитной — щелочногранитоидной формации орогенного типа. Такое объединение создает ошибочное представление о геолого-структурной позиции якупирангит-уртитовых пород, а главное — о возможности возникновения богатых нефелином пород и руд в ассоциации с породами гранитоидного ряда.

В современном эрозионном срезе рассматриваемые массивы имеют эллипсоидальную форму, крутые контакты ( $82-88^\circ$  — для Чикского массива,  $80-90^\circ$  — для Чахыртойского). Как правило, эти массивы включают многочисленные ксенолиты мраморов и являются то несогласными (Дахунурский массив), то согласными (Чикский, Чахыртойский массивы) по отношению к структурам вмещающих толщ. Глубина их формирования приближается к 9 км, согласно оценке Р. М. Яшиной, основанной на сводном стратиграфическом разрезе нагорья Сангилен. Современным рельефом отдельные тела вскрыты на глубину до 400 м, при этом заметных изменений состава обнаружено не было.

Вмещающие мраморы вблизи массивов изменены. Термальное воздействие проявляется в перекристаллизации мраморов — они становятся более крупнозернистыми. Меняется и их состав: исчезает графит, происходит дедоломитизация мраморов, а в зоне экзоконтакта с массивом в мраморах появляются новообразования нефелина, пироксена, апатита и других минералов за счет привноса ряда компонентов из щелочных пород.

На юго-востоке Тувы якупирангит-уртитовые породы нередко ассоциируют с геденбергитовыми нефелиновыми сyenитами, пироксенитами, хотя иногда встречаются и в виде самостоятельных тел.

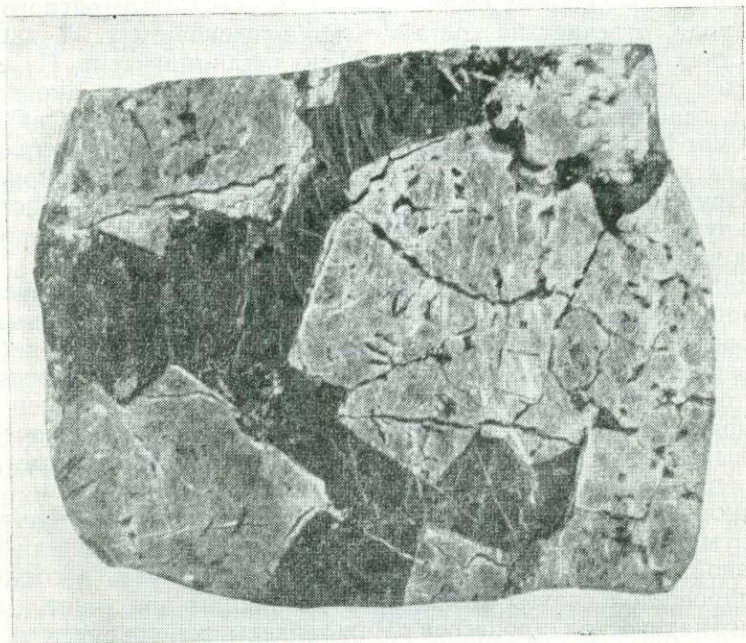
Строение и состав массивов сильно варьируют; с их детальной характеристикой можно познакомиться по ранним публикациям автора (Кононова, 1957, 1958, 1961, 1962, 1965) и Р. М. Яшиной (1957, 1962, 1964). Остановимся лишь кратко на специфических особенностях главных типов неизменных пород якупирангит-уртитового ряда, начиная с наиболее распространенных разновидностей.

*Уртиты* представлены двумя разновидностями: бесполовошпатовой и полевошпатовой.

Бесполовошпатовые уртиты слагают крупное тело в Дахунурском интрузиве (площадь  $1 \text{ км} \times 0,2 \text{ км}$ ) и в виде небольших участков встречаются на Чикском массиве. Это крупнозернистые (фиг. 19) иногда пегматоидные (фиг. 20) породы с размером зерен до  $4-5 \text{ см} \times 6 \text{ см}$ , массивные, сравнительно постоянного состава и структуры. На



Ф и г. 19. Массивный крупнозернистый уртит. Дахунурский массив. Натуральная величина



Ф и г. 20. Массивный пегматоидный уртит. Чикский массив. Натуральная величина

их поверхности нередко видны квадратные сечения нефелина, являющегося главным породообразующим минералом. Нефелин обычно частично замещен канкринитом. Второстепенное значение в составе уртитов имеет фассаит (пироксен, богатый кальцием и алюминием), по которому развиваются щелочная роговая обманка и гранат состава андрадита. В качестве акцессорной примеси присутствуют титаномагнетит, апатит. Структура пород гипидиоморфнозернистая, ксеноморфные выделения фассаита выполняют узкие промежутки между крупными идиоморфными кристаллами нефелина. Соотношение нефелина и пироксена в урритах из разных массивов меняется. Так, средний состав уртитов Дахунурского массива более лейкократовый (нефелина около 85%), чем Чикского (нефелина около 74%).

Полевошпатовые урриты типичны для Баянкольского массива, где они в тесной ассоциации с ювитами образуют самостоятельное тело овальной формы либо в виде прерывистых прослоев участвуют в строении расслоенной части Северо-Баянкольского тела. Полевошпатовые урриты состоят в основном из нефелина, образующего, как правило, идиоморфные зерна, мезостазис между которыми заполнен микроклин-пертитом и эгирин-геденбергитом, по которому развивается щелочная роговая обманка и лепидомелан. Из акцессорных минералов присутствуют редкие зерна апатита и сфена.

*Ййолиты*, причем преимущественно их лейкократовые разности, распространены широко в массивах юго-восточной Тувы и образуют иногда самостоятельные тела (Западное Дахунурское тело), но чаще ассоциируются с урритами и мельтейгитами. Это плотные крупнозернистые до мелкозернистых мезократовые породы постоянной структуры. В пределах шширово-полосчатого комплекса Чикского массива встречаются пегматоидные разности.

Состав ййолитов несколько варьирует по соотношению нефелина и пироксена, а также по составу пироксена. Так, в Дахунурском массиве различаются две разновидности ййолитов с фассаитом и эгирин-геденбергитом. Пироксен из ййолитов, образующихся в зоне контакта геденбергитовых нефелиновых сиенитов и мраморов Чахыртойского инъекционного поля, отвечает по составу эгирин-геденбергиту. В акцессорных количествах присутствуют апатит, сфен, титаномагнетит. Из вторичных минералов характерны канкринит, роговая обманка, иногда биотит, кальцит, гранаты переменного состава. Структура породы варьирует от гипидиоморфнозернистой с идиоморфным нефелином в лейкократовых разностях и пироксеном — в меланократовых, до панидиоморфнозернистой. Структура ййолитов с эгирин-геденбергитом нередко порфириовидная с крупными выделениями нефелина и агрегатом мелких зерен пироксена в интерстициях.

*Мельтейгиты*, как правило, встречаются лишь в виде реакционных кайм мощностью до десятка сантиметров на границе щелочных пород и мраморов. Это темные, почти черные породы с мелкозернистым или среднезернистым сложением, гипидиоморфнозернистой, изредка пойкилобластовой структурой. В их составе преобладает пироксен (фассаит или эгирин-геденбергит); нефелин имеет второстепенное значение и нередко выделяется в виде ксеноморфных зерен. Характерные акцессорные минералы — апатит и кальцит.

В заключение подчеркнем, что на юго-востоке Тувы только урриты и ййолиты образуют самостоятельные небольшие по площади тела линзообразной формы, хотя они могут также участвовать в составе сложных шширово-полосчатых комплексов, возникших при участии контактово-метасоматических процессов. Мельтейгиты же появляются только в виде узких реакционных зон в непосредственном контакте щелочных пород с мраморами. Ййолиты и урриты нередко изменены послемагматическими процессами, с развитием которых в породах появляется ан-

дезин, альбит, гранат переменного состава ряда андрадит — гроссуляр, кальцит и возникает пестрая серия измененных пород: козениты, шорломитовые ийолиты, андезинизированные и альбитизированные уртиты, кальцитово-нефелиновые породы и т. д.

Завершая характеристику ассоциаций якупирангит-уртитовых пород, подчеркнем, что предложенная для них классификация основана главным образом на материалах, собранных по Советскому Союзу и лишь некоторым зарубежным регионам. Естественно, подобная классификация может оказаться более сложной при обобщениях в масштабах земного шара. Выполнение подобной задачи в настоящее время оказалось крайне затруднительным и в первую очередь потому, что для многих зарубежных регионов опубликованные материалы не дают необходимого четкого представления об эволюции конкретных структур земной коры и месте щелочных пород в тектонической истории провинций. Однако и на основании проведенных исследований оказалось возможным уточнить тектоническую позицию якупирангитов — уртитов. Как было известно, они постоянно приурочены к зонам разломов в консолидированных участках земной коры. Вместе с тем оказалось, что особенности рассмотренных ассоциаций (состав, форма, строение массивов и т. д.) во многом зависят от предшествующей (деконсолидационной) тектонической истории структур, к которым приурочены щелочные массивы и в первую очередь — от глубинного строения, мощности земной коры, степени ее проницаемости.

#### **НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЙОНАХ РАЗВИТИЯ ЯКУПИРАНГИТ-УРТИТОВЫХ СЕРИИ**

Проблема связи магматизма и тектоники, с которой исследователи неизбежно сталкиваются, рассматривая особенности формирования пород в различных тектонических структурах, затрагивается во многих работах. Касаясь этой проблемы в самом общем виде, американские специалисты Р. Мартин и А. Пивинский (Martin, Piwinski, 1972) предложили выделять два принципиально различных тектонических режима и два соответствующих им типа магматизма: 1) режим сжатия, который сопровождается формированием щелочноземельного орогенного магматизма (андезиты, щелочноземельные базальты, дациты, монцодиориты, гранодиориты, кварцевые диориты); 2) режим растяжения, при котором возникают системы глубинных разломов и происходит излияние толейитовых или щелочных оливиновых базальтов, фонолитов, трахитов и образование их интрузивных аналогов, а в частном случае — также нефелинитов и карбонатитов. Можно полагать, что породы якупирангит-уртитового ряда возникали только при режиме растяжения. В приложении к щелочным магмам и породам проблема связи магматизма и тектоники наиболее подробно рассмотрена Ю. М. Шейнманном (1968).

Что касается пород якупирангит-уртитового ряда, то приведенный фактический материал показывает на возможность их образования в условиях платформ, а также на орогенном этапе развития геосинклинально-складчатых систем мозаичного типа. Есть основания полагать, что некоторые специфические черты глубинного строения этих структур определяют возникновение ассоциаций, в которых участвуют породы якупирангит-уртитового ряда. Сопоставим имеющиеся данные, имея в виду, конечно, что по современному строению земной коры можно лишь косвенно судить об ее особенностях в момент образования массивов.

**Восточная часть Балтийского щита**, по данным М. Я. Цирульниковой (Цирульникова и др., 1968) и И. В. Литвиненко (1968), имеет типичную кору континентального типа, для которой характерна уменьшенная мощ-

ность ее верхней части (гранитного слоя). Мощность земной коры на территории Кольского полуострова и Карелии неодинакова и изменяется от 42 до 30 км. Еще более изменчиво положение границы Конрада: от 8—12 до 3—4 км. Вариации современного плана глубинного строения земной коры в пределах восточной части Балтийского щита созданы глыбовыми дислокациями фундамента. Выделяются крупные блоки с разным строением. Ботнический и Североонежский — с опущенной границей Мохо, с максимальной мощностью коры и гранитного слоя (соответственно 37—42 и 7—10 км) и наибольшей скоростью современного воздымания; Мурманский и Беломорский — с приподнятой границей Мохо (30—37 км), минимальной мощностью гранитного слоя (до 3—4 км), и общей тенденцией к опусканию.

Участки сочленения блоков с различным глубинным строением характеризуются максимальными градиентами мощностей земной коры и развитием в ней зон максимальных напряжений, с которыми обычно связаны многочисленные тектонические нарушения и интенсивная магматическая деятельность. Наиболее четко выраженной и протяженной является зона сочленения Ботнического и Североонежского блоков с Беломорским и Мурманским. Как показало глубинное сейсмондирование (Цирульникова и др., 1968), в северной и южной своих частях эта мобильная зона обрамлена системой глубинных разломов, достигающих границы Мохо. Именно к этой зоне приурочены многочисленные интрузивы гипербазитов, никеленосные массивы и ряд щелочных интрузивов. Здесь располагаются массивы основных и щелочных пород (Гремяха-Вырмес, Елетозерский) и массивы апацитов нефелиновых сиенитов — ийолитов, уртитов, ювитов (Хибинский, Ловозерский). Однако более детальные сведения о строении земной коры, глубине разломов непосредственно в районах перечисленных массивов отсутствуют, за исключением Хибинского массива. По данным Г. Д. Панасенко (1963) под Хибинским массивом отмечается подъем линии Мохо.

Массивы ультраосновных и щелочных пород, сопровождаемые карбонатитами, известны в пределах структурных блоков всех типов, что свидетельствует об отсутствии каких-либо связей между их возникновением и особенностям строения земной коры платформенного типа. Этот факт заслуживает внимания, косвенно указывая на глубинный, подкоровый источник возникновения родоначальных расплавов, из которых формируется ассоциация ультраосновных и щелочных пород.

Таблица 2

Строение земной коры по гравиметрическим данным, км (Ф. С. Моисеенко, 1967)

Регион	Гранитный слой	Диоритовый слой	Базальтовый слой	Земная кора	Отношение мощностей гранитного и диоритового слоев к базальтовому
Восточный Саян	3—4	6—10, иногда 15	34—38	42—48	0,3—0,5
Кузнецкий Алатау	0—12	5—15	~25	40—45	0,6—0,7
Витимское нагорье	12—13	8—18	26—28	42—43	0,8—1,0
Центральный Казахстан	0—15	8—15	~20	40—45	0,7—1,1
Тянь-Шань	17—18	до 50	маломощный или отсутствует	50—70	50—70

**Восточный Саян и южное горное обрамление Сибирской платформы.** Согласно данным Ф. С. Моисеенко (1967), которые суммированы нами в табл. 2, строение земной коры Восточного Саяна соответствует платформенному типу с малой мощностью гранитного и диоритового слоев.

и максимальными мощностями базальтового слоя. Можно полагать по аналогии с Восточным Саяном, что байкалиды Енисейского кряжа и лого-восточной Тувы также имеют характерный для платформ разрез земной коры. В этом случае становится понятным возникновение в этих регионах типичных для платформ ассоциаций ультраосновных и щелочных пород (Восточно-Саянская провинция, Кийский массив на Енисейском кряже) и нефелиновых сиенитов с ийолитами, уртитам, ювитами (Татарский массив на Енисейском кряже, массивы юго-восточной Тувы), хотя и отдаленно, но по некоторым особенностям состава напоминающих ассоциацию агапитовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, ювитов, развитую на щитах.

Тектоническое строение обширной площади азиатских каледонид, которые включают, в частности, Кузнецкий Алатау и Витимское нагорье, имеет сложный мозаичный характер, что неоднократно подчеркивали Ю. М. Шейнманн, А. А. Богданов, Г. А. Кудрявцев. В отличие от классических линейных геосинклиналей типа Урала и Кавказа специфическими особенностями азиатских каледонид являются: 1) глыбовый характер структур, 2) широкое развитие так называемых орогенных структур — обширных наложенных межгорных впадин и прогибов, 3) раннее завершение складчатых движений в ряде регионов, в том числе в салаиридах Кузнецкого Алатау и Витимского нагорья, 4) отсутствие проявлений более молодых складчатых движений (герцинских и других) после завершения орогенного этапа развития каледонской геосинклинальной системы, 5) каледонские структуры не были превращены в платформу, 6) глубинный магматизм проявился не только в пределах зон, характеризующихся в данный момент наиболее активными движениями, но и на сопредельных территориях.

Как установлено Ф. С. Моисеенко (1967, 1971) на основании анализа геофизических данных о строении земной коры южного горного обрамления Сибирской платформы, время и характер формирования каледонских геосинклинально-складчатых систем достаточно четко коррелируется с глубинным строением земной коры, главным образом с мощностью базальтового слоя. Оказалось, что мощность базальтового слоя увеличивается в более древних геосинклиналях, рано завершивших свое развитие, т. е. именно в таких структурах как салаириды Кузнецкого Алатау и Витимского нагорья (мощность базальтового слоя 25—28 км) в отличие от поздних каледонид Казахстана (мощность базальтового слоя около 20 км) и тем более Тянь-Шаня. Для Кузнецкого Алатау выявлена и еще одна закономерность — утолщение базальтового слоя под поднятиями и утонение в прогибах. В то же время мощность земной коры в целом, как и гранитного слоя, не обнаруживает корреляций с характером геосинклиналей.

Базируясь на обобщении геофизических материалов, Ф. С. Моисеенко (1971) высказал интересные соображения о времени формирования базальтового слоя и источника вещества. По его мнению, формирование базальтового слоя началось еще в догеосинклинальный этап, протекало длительное время и закончилось в орогенный этап развития геосинклинальной системы. Образование базальтового слоя происходило преимущественно из магматических продуктов дифференциации вещества мантии. Сделанные Ф. С. Моисеенко выводы весьма важны для понимания особенностей магматизма рассматриваемых регионов. В частности, значительные мощности базальтового слоя в салаирских эвгеосинклиналях свидетельствуют об активном и длительном процессе дифференциации вещества мантии, который, по-видимому, и обусловил появление на орогенном этапе развития Кузнецкого Алатау и Витимского нагорья ассоциации основных и щелочных пород. Сходный тектонический режим развития был свойственен карелидам восточной части Балтийского щита, где также возникали массивы, сложенные габбро,

тералитами, ийолитами, уртитамы, ювитами, нефелиновыми сиенитами (Гремяха-Вырмес).

Если сравнить тектонический режим, строение земной коры и состав исследованных ассоциаций на Сибирской платформе и в окружающих ее складчатых системах, то обращает внимание определенная пространственная зональность:

— на Сибирской платформе развита ассоциация ультраосновных и щелочных пород (оливиниты, мельтейгиты, ийолиты и др.);

— в краевых блоках фундамента платформы на границе со складчатой областью состав ассоциации ультраосновных и щелочных пород несколько меняется: в ней исчезают оливиниты и мелилитовые породы, доминирующую роль среди ультраосновных разновидностей приобретают пироксениты, возрастает роль нефелиновых, щелочных сиенитов и карбонатитов;

— в салаирской складчатой области возникает ассоциация основных и щелочных пород, преимущественно габбро, нефелиновых и щелочных сиенитов, а в наиболее стабильных блоках в пределах внутригеосинклинальных прогибов возникают уртиты и ийолиты.

### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ АССОЦИАЦИЙ ПОРОД, ВКЛЮЧАЮЩИХ ЯКУПИРАНГИТ-УРТИТЫ

Приведенные материалы по пяти провинциям щелочных пород Советского Союза (Кольско-Карельской, Маймеча-Котуйской, Кузнецкого Алатау, Восточного Саяна, Тувинской) позволяют утверждать, что якупирангит-уртитовые породы появляются в различных ассоциациях, каждая из которых возникает во вполне определенных структурно-геологических условиях:

*I* — ультраосновных и щелочных пород, развитой на платформах (плиты, щиты), в краевых блоках фундамента платформы, захваченных обрамляющей складчатостью, а также в рифтовых зонах;

*II* — основных и щелочных пород, возникающей на орогенном этапе складчатых систем, характеризующихся мозаичным строением;

*III* — апатитовых нефелиновых сиенитов, появляющейся на щитах и связанной с процессами их тектоно-магматической активизации;

*IV* — фойзитовых нефелиновых сиенитов, возникающей в пределах байкалид к югу от Сибирской платформы, в том числе на срединных массивах, где появление ее обусловлено процессами тектоно-магматической активизации.

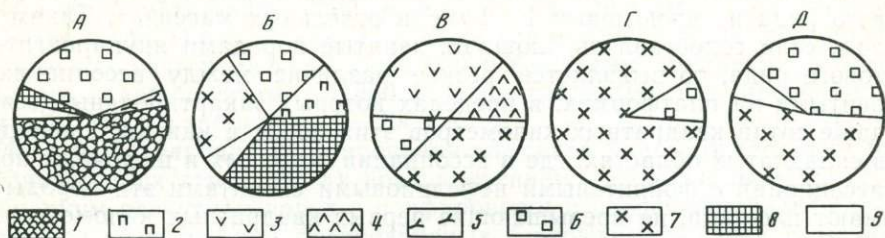
В зависимости от геолого-структурной обстановки, в которой возникает якупирангит-уртитовая серия, изменяется состав сопутствующих ей пород, форма, строение, глубина залегания массивов и ряд других особенностей, на которых следует особо остановиться.

1. Наблюдается четко выраженное изменение количественных соотношений различных пород в указанных выше ассоциациях, что в обобщенном виде показано на схеме (фиг. 21).

Для ассоциации ультраосновных и щелочных пород характерно появление оливинитов, пироксенитов, мелилитовых пород, мельтейгитов, ийолитов, весьма разнообразных метасоматических продуктов: днопсид-флогопитовых, апатит-форстерит-магнетитовых, гранат-монтичеллитовых пород, карбонатитов. При этом вариации тектонической позиции неизменно сказываются на составе массивов. Так, провинции ультраосновных и щелочных пород, приуроченные к краевым блокам фундамента платформы, захваченных обрамляющей складчатостью, отличаются от провинций, развитых собственно на платформах, отсутствием оливинитов при преобладании пироксенитов среди ультраосновных пород, а также появлением значительных объемов нефелиновых, щелочных и канк-

ринитовых сиенитов, а также карбонатитов, которые нередко доминируют среди других пород в массивах.

Для ассоциации основных и щелочных пород характерно появление значительных объемов габбро и тералитов при подчиненной роли пироксенитов и перидотитов, а среди щелочных пород — уртитов, лейкократовых ийолитов, их полевошпатовых разновидностей, ювитов и, как правило, в подчиненном количестве — нефелиновых сиенитов, мельтейгитов. Метасоматические преобразования (содалитизация, альбитизация, карбонатизация) проявлены слабо.



Фиг. 21. Количественное соотношение пород (площадь в %) в исследованных ассоциациях

А — ультраосновные и щелочные породы платформ;

Б — ультраосновные и щелочные породы краевых блоков фундамента платформ, захваченных обрамляющей складчатостью;

В — основные и щелочные породы;

Г — агпайтовые нефелиновые сиениты, ийолиты, уртиты, ювиты,

Д — фойяитовые нефелиновые сиениты, ийолиты, уртиты, ювиты

1 — оливиниты, 2 — пироксениты, 3 — габбро, 4 — тералиты, 5 — меллитовые породы, 6 — якупирангиты — уртиты, 7 — нефелиновые и щелочные сиениты, 8 — карбонатиты, 9 — прочие породы

Ассоциация агпайтовых щелочных пород представлена преимущественно агпайтовыми нефелиновыми сиенитами, ювитами, лейкократовыми ийолитами, урритами, с которыми генетически связаны апатитовые руды. Метасоматические преобразования здесь имеют сугубо подчиненное значение и выражаются в развитии альбитизации, эгиринизации, натролитизации.

Ассоциация фойятовых щелочных пород представлена нефелиновыми сиенитами, нередко геденбергитовыми, а также породами якупирангит-уртитового ряда, среди которых преобладают лейкократовые разновидности. Характер метасоматических преобразований варьирует в массивах разных регионов. Наиболее типичен процесс альбитизации, в то же время для массивов юго-восточной Тувы характерен процесс кальцитизации, в результате которого возникла пестрая гамма послемагматических пород состава шорломитового ийолита, козенита и разнообразных силикатно-кальцитовых разновидностей.

2. Роль якупирангит-уртитовых пород в выделенных ассоциациях различна. Наиболее широко они развиты в ассоциации ультраосновных и щелочных пород, где на современном эрозионном уровне составляют в среднем 35% в Кольско-Карельской провинции (40 км<sup>2</sup>), 38% — в Маймеча-Котуйской (200 км<sup>2</sup> вместе с гипабиссальными нефелинитами). В то же время в массивах ассоциации основных и щелочных пород доля якупирангит-уртитовых разновидностей составляет максимум 22—23% (Кия-Шалтырский и Горячегорский массивы). Если же рассчитать их долю в составе пород всей провинции Кузнецкого Алатау, то она вряд ли превысит 5—10%, а в площадном выражении будет составлять всего лишь несколько квадратных километров. Примерно 5% ийолиты и уртиты составляют в ассоциации основных и щелочных пород Кольско-Карельской провинции.

В ассоциации с агпайтовыми нефелиновыми сиенитами уртиты и ийолиты, хотя и слагают только 6,3% в Хибинском массиве и 4% в Ло-

возерском, однако в этих уникальных по масштабам массивах это составляет соответственно 83,6 и 20 км<sup>2</sup> площади. В ассоциации с фойяитовыми нефелиновыми сиенитами доля ийолитов и уртитов изменяется в широких пределах. Как правило, эти породы слагают лишь небольшие участки в массивах, составляя менее одного процента от общей их площади, т. е. занимая не более десятков или сотен квадратных метров. Наиболее крупные тела ийолитов, уртитов и ювитов этой ассоциации известны на юго-востоке Тувы. В четырех исследованных массивах они составляют от 10% до 100% их площади (среднее около 60%). Однако при малых размерах самих массивов площади пород якупирангит-уртитового ряда не превышают 1—2 км<sup>2</sup> в отдельных массивах. Таким образом, если сопоставлять площади, занятые породами якупирангит-уртитового ряда, то выявляется резкое различие между ассоциациями, развитыми на платформах, в пределах которых закартированы десятки и даже сотни квадратных километров этих пород в каждой провинции, и в складчатых областях, где в ассоциации основных и щелочных пород и ассоциации с фойяитовыми нефелиновыми сиенитами эти породы занимают площади, не превышающие первых квадратных километров.

3. Состав пород якупирангит-уртитовой серии закономерно меняется. В ассоциации ультраосновных и щелочных пород преобладают меланократовые члены ряда — мельтейгиты и меланократовые разности ийолитов. В остальных ассоциациях — лейкократовые разности (уртиты, лейкократовые ийолиты), нередко содержащие калиевый полевой шпат (полевошпатовые уртиты и ийолиты, ювиты, малиньиты).

4. В соответствии с различным тектоническим режимом формирования пород изменяется не только состав ассоциаций, в которых участвует якупирангит-уртитовая серия, но и форма и строение массивов. Если для платформ характерны интрузивы центрального типа, сложенные кольцевыми и коническими телами, то в складчатых областях преобладают линзовидные формы тел. В структурах промежуточного типа — на границе платформы и складчатой области — массивы имеют форму овалов, а в их внутреннем строении отмечается наложение на кольцевые структуры более поздних линейных структур.

5. Пространственное размещение массивов, в составе которых участвуют породы якупирангит-уртитовой серии, определяется системами разломов. При этом массивы, сложенные ультраосновными и щелочными породами, как правило, приурочены к пересечениям двух систем глубинных разломов, из которых одни проходят параллельно краю платформы, а другие — в поперечном или диагональном к ним направлении. Массивы этого типа контролируются также сквозьструктурными разломами, раскалывающими платформу вне зависимости от расположения складчатых областей (Шейнманн и др., 1961). Глубинные разломы фиксируются геофизическими методами, трассируются расположением массивов, трубок взрыва, протяженными телами даек. В пределах складчатых областей массивы также приурочены к разломам, однако значительно более мелким по масштабам и протяженности.

6. Формирование массивов ультраосновных и щелочных пород обычно сопровождается широким развитием эруптивных явлений, что, по-видимому, связано с повышенным содержанием летучих в исходных расплавах, а также небольшими глубинами формирования массивов. Брекчирование, «взрывные» явления отмечались в мельтейгитах массива Кугда, в карбонатитах и пикритовых порфиритах массивов Восточно-Саянской провинции, нефелинитах Турьего мыса и вмещающих их песчаниках. В массивах складчатых зон подобные явления не известны.

7. Глубина формирования массивов, сложенных различными ассоциациями пород, заметно варьирует. Как показывают расчеты, основанные на подсчетах мощностей перекрывающих толщ в стратиграфических разрезах, а также на анализе характера структур и парагенезисов ми-

нералов, она увеличивается в складчатых областях. Наиболее детальные данные имеются для массивов ультраосновных и щелочных пород Алданского щита, которыми мы и воспользуемся. Согласно А. А. Ельянову и В. М. Моралеву (1972), на Алданском щите для Ингилийского массива мощность рифейского платформенного чехла составляла 2000—2500 м, в настоящий момент — 1800 м. Формирование массива сопровождалось возникновением куполовидной структуры с амплитудой не менее 3 км. Наиболее вероятная глубина формирования ийолитов центральной части массива достигает 3800 м, а периферической части массива, сложенной сиенитами, скаполит-роговообманково-биотитовыми породами, карбонатитами — 2500 м. Арбарастахский купол имел меньшую амплитуду, чем Ингилийский. Наиболее вероятная глубина формирования краевых частей массива, сложенных фенитами, сиенитами, ультрабазитами, карбонатитами — 1200 м, а центральных, где преобладают ультрабазиты и карбонатиты, — 2000 м.

Небольшая глубина формирования массивов подтверждается рядом особенностей их строения: а) возникновением куполовидных структур, б) широким развитием пород с порфировыми и порфировидными структурами, в) присутствием брекчиевидных («взрывных») даек и трубок, г) хризолитовым типом серпентинизации дунитов, д) присутствием монтичеллитовых скарнов. Перечисленные признаки характерны также и для массивов ультраосновных и щелочных пород Маймеча-Котуйской и Кольско-Карельской провинций, которые, по-видимому, формировались, как и алданские массивы, на глубинах 1—4 км. Глубина формирования массивов агпайтовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, ювитов оценивается на примере Ловозерского массива на основании данных о перекрывающей ловозерской вулканогенной свите, в 1—2 км для вершины колонки щелочных пород от девонской поверхности. Правда, в одной из последних работ по Ловозерскому массиву (Буссен, Сахаров, 1972) мощность пород, перекрывающих массив, оценивается не менее 4—7 км.

Массивы геденбергитовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, ювитов на юго-востоке Тувы сформировались на глубине порядка 9 км, согласно расчетам Р. М. Яшиной (Воробьева, 1969).

Выдержанный состав выделенных ассоциаций в пределах ряда провинций, их появление в определенной структурной обстановке, специфика формы, строения, глубины залегания массивов, принадлежащих разным ассоциациям, отмечалась нами и ранее (Кононова, 1968б), одновременно с предложением выделять структурно-петрологические типы провинций, подчеркивая в этом названии взаимозависимость структурных и петрологических особенностей провинций и ассоциаций пород в целом. Якупирангиты-уртиты, образуясь в разных ассоциациях, приобретают специфические особенности минерального состава, структуры, химизма, тем более, что различен способ их образования (интрузивные, продукты замещения, послемагматические). Рассмотрению этих вопросов будут посвящены следующие главы.

## ВОЗРАСТ ПОРОД ЯКУПИРАНГИТ-УРТИТОВОЙ СЕРИИ И ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Геолого-петрографические наблюдения позволяют получать лишь качественную информацию о продолжительности формирования пород на основании выделения разновременных фаз и субфаз. Ответ на вопрос о времени возникновения якупирангит-уртитовой серии в общей эволюции магматизма и материалы по геолого-тектонической истории того или иного региона обычно не удается получить, так как в природе крайне редки случаи, когда щелочные породы прорывают стратиграфически охарактеризованные толщи. Ограниченность информации неизбежно вызывала мысль о привлечении метода изотопной геохронологии к изучению пород якупирангит-уртитового ряда. Однако определение возраста горных пород, обычно проводимое по слюдам, амфиболам, калиевому полевоому шпату, ограничивает применение калий-аргонового метода к бесполевошпатовым щелочным породам ряда якупирангит-уртит, в которых единственным первичным калийсодержащим минералом является нефелин. Слюды и амфиболы появляются нередко, но только на послемагматическом этапе, а полевоый шпат вообще отсутствует.

В этой связи в 1964 г. на XIII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций впервые был поднят вопрос о пригодности нефелина для датирования (Кононова и др., 1966). Затем, почти одновременно появились и другие статьи (Шанин и др., 1967; MacIntyre et al., 1966), в которых публиковались обнадеживающие результаты первых исследований нефелина с точки зрения его использования для решения геохронологических вопросов. Систематические методические исследования, которые в дальнейшем были проведены автором совместно с Л. Л. Шаниным, М. М. Аракелянц и другими сотрудниками Лаборатории абсолютного возраста геологических формаций (ИГЕМ АН СССР), были сосредоточены на решении двух задач: 1) выяснение степени достоверности результатов определений возраста по неизменному нефелину и 2) изучение влияния примесей вторичных минералов на результаты определения возраста, определяемого по нефелину. Главнейшие выводы, полученные при этих исследованиях (Кононова и др., 1968, 1972, 1973; Кононова, Shanin, 1971, Кононова et al., 1971), основанные на изучении примерно 150 проб, сводятся к следующему:

1) неизменный нефелин хорошо сохраняет радиогенный аргон и при измерениях дает устойчивые результаты, которые могут быть использованы для датирования времени проявления щелочного магматизма. Этот вывод доказывается: а) совпадением значений возраста для парагенных пар минералов нефелин — слюда, б) отсутствием противоречий в значениях радиологических возрастов щелочных пород со стратиграфическими рубежами вмещающих осадочных толщ (на примерах щелочных массивов Кузнецкого Алатау, Маймеча-Котуйской провинции, Ловозерского и Хибинского массивов Кольского п-ова), в) устойчивой сходимостью результатов К-Аг измерений по нефелину, выделенному из однотипных пород одного массива или одной провинции;

2) канкринит содержит небольшие количества радиогенного аргона, поэтому примесь примерно 10% канкринита к неизмененному нефелину существенно не меняет получаемое значение возраста;

3) избыточный радиогенный аргон обнаружен лишь в единичных образцах, однако следует учитывать возможность его появления во вторичных по нефелину минералах. Поэтому был предложен метод расчета, позволяющий вносить поправку на аргон, связанный с примесью канкринита в нефелиновой фракции, и исправлять возраст нефелина. Для этой цели, как показано на нескольких пробах в табл. 3, из каждого образца для измерений следует выделять по крайней мере две фракции: 1) чистый нефелин (примесь канкринита 0—4; табл. 3, анализы 5666, 5669, 5671), либо нефелин, максимально очищенный от канкринита (примесь канкринита около 23%, табл. 3, анализ 6762); 2) фракцию, обогаченную канкринитом (табл. 3, анализы 5667, 5670, 5672, 6761). Необходимо детально изучить минеральный состав каждой из выделенных фракций. При этом содержание нефелина и канкринита в каждой из них желательно определять несколькими путями: прямым подсчетом числа зерен минералов на интеграционном столике и по содержанию К и  $\text{CO}_2$  (содержание К в канкрините и  $\text{CO}_2$  в нефелине принимается равным нулю). Измерив количество радиогенного аргона в данных фракциях и зная содержание нефелина и канкринита в них, можно рассчитать количества радиогенного аргона для 100%-ных фракций обоих минералов. Такие расчеты позволяют вносить поправку на аргон, связанный с примесью канкринита в нефелиновой фракции, и исправлять возраст нефелина. Во всех рассмотренных случаях эта поправка была незначительна, и связанная с этим погрешность определения возраста нефелина не превышала 10%.

Положительные результаты методических исследований, доказавших пригодность нефелина для определения возраста пород, дают возможность использовать этот минерал для геохронологии щелочных массивов и установить определенные закономерности времени возникновения природных ассоциаций, с которыми связаны породы якупирангит-уртитовой серии.

Анализ имеющихся в настоящее время материалов помогает рассмотреть два вопроса: 1) продолжительность формирования щелочных интрузивов сложного строения, в которых участвуют нефелино-пироксеновые породы, и 2) время возникновения якупирангит-уртитовой серии в общей истории щелочного магматизма. Подчеркнем, что при рассмотрении геологических вопросов использовались значения возраста собственно нефелина после предложенной выше специальной проверки, оценивающей возможное присутствие канкринита и его влияние на полученные результаты. Для некоторых объектов данные по нефелинам подтверждены измерением возраста парагенных слюд.

### **ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИВОВ СЛОЖНОГО СТРОЕНИЯ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНЫХ СТРУКТУР КОВДОРСКОГО ТИПА**

Продолжительность формирования щелочных интрузивов сложного строения нередко оказывается весьма значительной, при этом между этапами магматической и послемагматической деятельности фиксируются значительные промежутки времени, которые можно, по-видимому, рассматривать как периоды относительного тектонического покоя. Например, габбро и нефелиновые сиениты Еletzозерского массива разорваны во времени на 50—75 млн. лет (Кухаренко и др., 1969). Между об-

Таблица 3  
Измерения возраста нефелинов из ийолита  
(с учетом содержания канкринита)

Скважина	Глубина, м	Лабораторная проба	Исследованные минеральные фракции	Содержание, %	
				K	CO <sub>2</sub>
399	242 м	5666	Нефелин	4,19	0,15
		5667	Канкринит	1,05	3,98
	150 м	5669	Нефелин	4,14	0,11
428	50 м	5670	Канкринит	1,90	3,06
		5671	Нефелин	5,20	0,20
	—	5672	Канкринит	4,30	2,37
	—	6769	Нефелин	4,28	Не опр.
	—	6761	Канкринит	3,07	

\* Значения отвечают двум величинам содержания канкринита в исследуемой фракции.

Содержание канкринита в исследуемой фракции, %			Аг <sup>40</sup> измеренное значение, нг/г	Пересчитанные на 100% фракции		Возраст нефелина, млн. лет	
подсчет зерен	по калию	по CO <sub>2</sub>		Аг <sup>40</sup> рад, нг/г	K, %	измерение	пересчет
3,8	—	2,8*	230	214	4,36	670	610
60,0	75,0	2,3	476	650	4,18	745	735
1,0	—	1,6	256	255			
44,4	54,0	1,9	285	321	5,20	490	490
0	—	0,8	198	198			
10,0	17,0	1,4	176	197	6,48	452	400
23	—	—	148,5				
36	53	—	122				

разованием нефелиновых сиенитов и наложенной метасоматической альбитизацией в Заангарском массиве разрыв около 200 млн. лет (Кононова и др., 1969). В работе по Приазовью (Елисеев и др., 1964) отмечается длительность и сложность формирования различных членов протерозойского комплекса. Так, участвующие в строении Октябрьского массива сиениты датируются возрастом 1800 млн. лет. За ними следуют нефелиновые сиениты, сиенито-пегматиты, твейтозиты (1800—1740 млн. лет), а для сменивших их мариуполитов получено значение 1520 млн. лет.

В последние годы во многих частях мира обнаружены массивы с длительной историей формирования. Естественно, конечно, что абсолютная величина продолжительности формирования более значительна для древних массивов, чем для более молодых, поскольку сами древние эпохи более длительны (палеозой 300 млн. лет, третичный период 55 млн. лет по шкале, принятой в 1964 г.). Но даже в молодых вулканах Африки фиксируются значительные разрывы во времени отдельных разновидностей слагающих их пород. В свое время Ф. Дикси (Dixey, 1964) геологически доказал для районов Уганды интересный случай пространственного совмещения щелочных пород и карбонатитов двух возрастов. Мезозойские карбонатиты и щелочные породы, вскрытые на площади диаметром 4—5 км, прорваны в центре структуры аналогичными породами плиоценового возраста, тело которых имеет диаметр около 2 км. Б. Кинг (King, 1965) указывал, что в вулкане Напак конус, достигающий в поперечнике около 36 км и сложенный, главным образом, нефелинитами, образовался в третичное время. В то же время расположенный в центре вулкана интрузивный комплекс диаметром 2,25 км, сложенный ийолитами и карбонатитами, имеет меловой возраст. Для массива Рангва (Африка) установлен следующий диапазон образования пород (Bishop et al., 1969): ийолиты—38 млн. лет (Rb-Sr метод), ункопагриты—17,5 млн. лет (Rb-Sr метод), нефелиниты—24 млн. лет (Rb-Sr метод), 19—20 млн. лет (K-Ar метод), карбонатиты—5,5—7,3 млн. лет (K-Ar метод).

Однако подобное явление отмечается далеко не во всех сложных массивах. В Маймеча-Котуйской провинции (массивы Одихинча, Кугда) возраст мельтейгитов, ийолитов, их гипабиссальных аналогов типа нефелинитов и разнообразных послемагматических пород оказался близ-

ким (250—270 млн. лет, табл. 4), т. е. лежит в пределах 20—30 млн. лет. Мельтейгиты, нефелиновые сиениты, пикритовые порфириты и разнообразные карбонатиты Саянских массивов также довольно близки по возрасту. Достоверно многофазные массивы, но сложенные близкими по составу породами, такие как Хибинский, Ловозерский, также формируются в пределах узкого интервала времени (см. табл. 4). При существующей точности метода не удается обнаружить разницы во времени формирования разновременных по геологическим данным фаз щелочных пород. Все главные разновидности пород Хибинского массива (хибиниты, рихсчорриты, уртиты, ийолиты, фойяиты, апатитовые руды) оказались практически одновременными (около 400 млн. лет, возраст определялся и по биотиту и по нефелину).

Таким образом, большинство массивов, для которых методами геохронологии удается установить продолжительный период формирования, относятся к ассоциации ультраосновных, щелочных пород, сопровождаемых карбонатитами. Лишь в редких случаях это явление обнаруживается в массивах, принадлежащих другим ассоциациям. Можно полагать, что эта особенность массивов ультраосновных и щелочных пород обусловлена приуроченностью их к зонам долгоживущих глубинных разломов, многократное оживление которых чередовалось с периодами длительного покоя. Исследование возраста подобных массивов дает ценнейшую информацию, позволяющую воссоздавать последовательность их формирования.

Весьма интересным объектом в этом отношении оказался Ковдорский массив. Как указывалось еще в 1964 г. (Кононова и др., 1966), разновременные по геологическим данным щелочные породы (пегматоидные ийолиты, мельтейгиты, полевошпатовые ийолиты, нефелиновые сиениты) и разнообразные метасоматические образования образовались в широком временном интервале (от 700 до 400 млн. лет). Столь длительное формирование массива, естественно, вызвало сомнения, и с целью проверки было проведено более подробное исследование возраста всех главнейших разновидностей пород магматического и метасоматического этапов, результаты которого сведены в табл. 5, а места взятия проб показаны на схеме (фиг. 22). Геохронологические исследования на Ковдорском массиве базировались на детальном изучении геологических взаимоотношений и вещественного состава пород.

Таблица 4 Возраст многофазных щелочных массивов

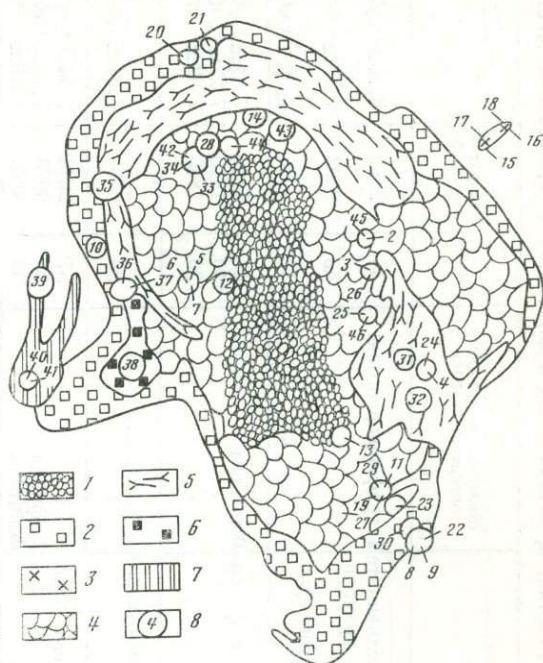
Массив	Порода	Минерал, по которому определен возраст	Лабораторные пробы	Содержание		Возраст, млн. лет
				Калия, %	Ar <sup>40</sup> рад, нг/г	
Кольский полуостров						
Ловозерский	Гидросода — лито-нефелиновый сиенит	Нефелин	4885	4,34±0,04	137,0±2,0	418±12
		Биотит	3973	6,92±0,06	213,0±0,3	406±12
Хибинский	Уртит	Нефелин	3975	3,82±0,04	117,5±1,8	406±12
	Апатитовый уртит	»	3976	3,60±0,04	115,0±1,8	422±15
	Лейкократовый ийолит	Нефелин	3139	6,52±0,05	190,0±3,0	386±12
		»	3140	6,28±0,05	190,0±3,0	400±12
		»	3141	6,30±0,05	195,0±3,0	410±12
	Массивный ийолит	»	3966	3,69±0,05	168,0±2,5	392±12
	Порфиридовый ийолит	»	3967	5,25±0,05	172,0±2,5	430±14
	Апатит-нефелиновая руда	»	3968	5,89±0,05	183,0±3,0	410±12
	Рисчоррит	Лепидомелан 40%	3153	10,05±0,08	304,0±5,0	400±12
		Лампрофиллит 60%				
	Нефелин	3154	3,11±0,03	91,8±1,8	392±16	
Фойяит	»	4882	3,87±0,04	121,0±2,0	412±12	
Эгириновый нефелиновый сиенит	»	4883	4,21±0,04	137,0±2,0	428±12	
Хибинит жильный	»	3970	4,73±0,04	151,0±2,5	422±13	
Хибинит	»	4884	5,32±0,05	158,0±2,5	392±12	
Маймеча-Котуйская провинция						
Кугда	Меланефелинит	Лепидомелан	6042	7,18±0,06	135±2,0	258±8
		Флогопит	6044	8,41±0,07	169±2,5	276±8
	Ийолит	Нефелин	6040	6,69±0,05	126±2,0	260±8
		»	6041	5,94±0,05	112±1,3	260±8
	Мельтейгит	»	6039	6,18±0,05	112±1,5	250±8
Сона	Меланефелинит	Лепидомелан	5934	7,32±0,06	142±2,5	268±9
		»	6043	7,60±0,06	150±2,5	272±8
Одихинча	Карбонатит	Флогопит	5932	7,28±0,06	138±2,5	262±8
	Флогопитизированный оливинит	»	5933	7,11±0,06	136,5±2,5	264±8
	Ийолит	Нефелин	5937	5,29±0,05	97,8±2,0	255±10
	Мельтейгит	»	5935	4,93±0,05	92,0±2,0	256±10
Восточно-Саянская провинция						
Массив № 1	Кальцитовый карбонатит с амфиболом	Амфибол	5491	1,83±0,02	108,5±2,0	720±22
		Тетраферрифлогопит	5490	8,04±0,07	445±7	675±20
	Кальцитовый карбонатит с флогопитом	Флогопит зеленый	5138	7,65±0,06	447±7	715±25
	Кальцитовый карбонатит с пироксеном и флогопитом	Флогопит зелено-вато-бурый	5136	7,32±0,06	385±6	650±20
	Пикритовый порфирит	Биотит	5135	7,74±0,06	417±7	660±20
	Мельтейгит	Нефелин (5% канкринита)	5492	5,78±0,05	304±5	680±20
		Нефелин (22% канкринита)	3956	5,00±0,04	373±5,5	870±20 (725)*
	Массив № 2	Кальцитовый карбонатит с амфиболом	Арфведсонит	5574	1,52±0,02	91,0±1,8
Флогопит зелено-вато-бурый			5137	7,73±0,06	416±7	660±20
Кальцитовый карбонатит с пироксеном и флогопитом		»	5140	6,86±0,06	352±5	640±20
Нефелиновый сиенит, щелочный сиенит		Биотит	5134	6,83±0,06	328±5	605±15
		»		7,04±0,06	309±5	555±15
Фенит-биотизированный сланец	»	5493	7,41±0,06	365±6	620±18	
Жидойский	Кальцитовый карбонатит с флогопитом	Флогопит зелено-вато-бурый	5141	7,42±0,06	409±7	680±20
		»	5139	7,16±0,06	392±6	680±20

\* В скобках дано значение возраста нефелина после внесения поправки на примесь канкринита (для ан. 3956 расчет показал, что в 100% фракции нефелина содержание радиогенного аргона должно составлять 378 нг/г, калия — 6,30%).

Ковдорский массив, площадью около 37 км<sup>2</sup>, залегает среди биотито-олигоклазовых гнейсов и гранитогнейсов, фенитизированных в зоне экзотакта. В современном эрозионном срезе массив имеет сложное концентрически-зональное строение. Его ядро слагают оливиниты, которые по периферии окружены кольцевой интрузией щелочных пород ряда мельтейгит-ийолит (см. фиг. 22). Многочисленные дайки и жилы ийолитов, более поздних оливиновых ийолит-порфиров, нефелинитов, нефелиновых и канкринитовых сиенитов завершают магматическую деятельность. Разнообразные слюдиты, диопсидовые, слюдисто-диопсидовые,

Фиг. 22. Места взятия проб для определения возраста нефелинов и слюд Ковдорского массива

- 1 — оливиниты,
- 2 — якупирангиты-уртиты,
- 3 — ийолит-порфиры и фельдшатовидные сиениты,
- 4 — диопсид-флогопитовые породы,
- 5 — меллитовые, монтчеллитовые, гранатовые породы,
- 6 — форстерит-апатит-магнетитовые породы,
- 7 — карбонаты,
- 8 — места взятия проб (цифры на схеме соответствуют номерам анализов в табл. 6)



меллитовые, монтчеллитовые и гранатовые породы слагают значительные площади, тяготея к зоне контакта ультраосновных и нефелинопироксеновых пород. Форстерито-апатито-магнетитовые руды и карбонаты секут все породы массива. Детали этой общей схемы формирования Ковдорского массива дискуссировались и пересматривались неоднократно.

Выполненные нами исследования (Кононова и др., 1966, 1968, 1973) позволили уточнить некоторые спорные вопросы, касающиеся истории формирования этого сложного массива. При этом главное внимание было уделено: 1) возрасту и истории формирования щелочных пород, 2) времени проявления разнообразных метасоматических процессов. На основании полученных результатов была произведена гипотетическая реконструкция Ковдорской структуры (Кононова, Свешникова, 1971). Предполагается, что образование ее, показанное на фиг. 23 в виде серии схем, происходило в такой последовательности:

1. Появление штокообразного тела оливинитов в гнейсах архейского возраста; для оливинитов ядра Ковдорского массива из-за отсутствия в неизмененных разностях необходимого количества калия, не удалось получить радиологических данных, однако наиболее древний их возраст ни у кого из исследователей не вызывал сомнения.

2. Возникновение в консолидированных оливинитах систем трещин, заполненных дайками пегматонидных ийолитов, прорывающих оливиниты преимущественно в центральной части тела (фиг. 23, 1). Возраст

Таблица 5

## Возраст пород в Ковдорском массиве ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов (Кольский полуостров)

Этапы формирования	Порода	Минерал, по которому определен возраст	Анализ	Лабораторная проба	Содержание		Возраст, млн. лет	
					K, %	Ar <sup>40</sup> рад, нг/г		
Метасоматический этап	Кальцевый метасоматоз	Поздняя Кайма вокруг флогопита в оливините Кальцитовый карбонатит с тремолитом Кайма вокруг гигантозернистого флогопита	Тетраферрифлогопит	44	2099	6,55±0,05	211,5±3,1	425±17
			»	43	3093	7,16±0,06	277±3,5	420±10
			»	42	б/н	7,22±0,06	207,9±3,0	382±12
		Ранняя Кальцитовые карбонатиты с флогопитом	Флогопит	41	1130	7,31±0,06	220±2,3	398±8
			»	40	1810	7,22±0,06	208±3,1	382±12
			»	39	1809	7,32±0,06	207±3,1	378±12
	Апатитизация	Апатит-форстерит-магнетитовая порода с кальцитом	»	38	3092	7,81±0,06	234±4,0	398±12
	Образование существенно гранатовых и амфиболовых пород	Амфибол-флогопит-кальцитовые породы Гранат-флогопитовая порода	»	37	5674	7,44±0,06	224±4	398±12
			Амфибол	36	5673	1,17±0,02	40,4±0,9	456±20
			Флогопит	35	3091	6,81±0,06	196±3,0	382±12
	Собирательная перекристаллизация	Гигантозернистые диопсидо-флогопитовые породы	»	34	б/н	8,08±0,07	235,6±3,5	385±12
			Железистый флогопит	33	б/н	7,00±0,06	203,4±3,0	388±12
Мелилитизация	Мелилитовые породы	»	32	3090	7,53±0,06	217±3,5	384±12	
		»	31	1134	6,98±0,05	203±3,0	386±15	
Кальцевый метасоматоз	Ослоденение	Слюдиты и слюдистодиопсидовые породы по оливинитам	»	30	2097	7,89±0,06	257,0±3,9	430±17
			»	29	2100	7,71±0,06	243,6±3,6	417±16
			»	28	1133	7,58±0,06	236±3,5	412±12
			»	27	2096	7,87±0,06	238,3±3,6	400±16
		Слюдиты по нефелинопироксеновым породам	Биотит	26	1812	7,76±0,06	234±3,5	400±12
			»	25	1813	7,00±0,06	224±3,4	422±13
			»	24	1816	6,53±0,05	218±3,3	434±14
			»	23	2101	7,71±0,06	250±3,7	427±17
			»	22	3089	7,54±0,06	230±4,0	406±12
			»					

Нагретый метасоматоз	Нефелинизация	Уртит Лейкократовый ийолит, такситовый Ийолит такситовый	Нефелин	21	1126	4,83±0,05	159±2,4	435±17
			»	20	3246	5,09±0,05	171±2,7	441±12
			»	19	2094	4,92±0,05	177±2,7	468±19
Диагматический этап	Радиальные дайки	Нефелиновый снит Порода типа нефелинита	Лепидомелан	18	1808	6,00±0,05	167,0±2,5	370±10
			Нефелин	17	1127	4,00±0,04	127,0±1,9	418±12
			»	16	3151	3,93±0,04	135,0±2,0	448±14
			Биотит	15	3152	7,02±0,07	215,0±3,0	406±12
	Кольцевые дайки	Порфиroidный ийолит	Нефелин	14	3136	4,00±0,04	142,0±2,0	464±14
			»	13	3137	3,98±0,04	149±2,4	470±16
			»	12	3138	4,44±0,04	141±2,0	420±13
	Кольцевая интрузия (главная субфаза)	Мельтейгит Ийолит мелкозернистый Ийолит массивный	Нефелин	11	2092	4,72±0,04	187±2,8	510±26
			»	10	1125	4,51±0,04	169,4±2,5	510±15
			»	9	2095	5,27±0,04	218,0±3,0	530±25
			»	8	5671	5,20±0,05	198,0±3	490±15 (490)*
	Дайки, секущие оливиниты ядра массива	Ийолит пегматоидный	»	7	5669	4,14±0,04	256,0±4	745±20 (735)
			»	6	5668	4,20±0,04	255,0±4	735±20
			»	5	5666	4,19±0,04	230,0±4	670±20 (610)
			»	4	1811	4,35±0,04	215,0±3,2	610±18
»			3	1815	4,08±0,08	202,0±3,0	610±15	
»			2	1135	3,29±0,04	154,0±2,5	590±15	
Вмещающие гнейсы без признаков фенитизации			Биотит	1	1136	7,47±0,06	1030,0±15	1370±50

\* В скобках указаны цифры возраста после внесения поправки на аргон, связанный с примесью канкринита (подробные данные приведены в табл. 8)



Ф и г. 23. Гипотетическая реконструкция истории развития Ковдорской структуры

- |   |   |
|---|---|
| 1 — оливиниты,                                | 7 — ийолит-порфиры и фельдшпатоидные сиениты,         |
| 2 — дайки пегматоидных ийолитов,              | 8 — меллититовые, монтицеллитовые, гранатовые породы, |
| 3 — мельтейгиты и ийолиты кольцевой интрузии, | 9 — форстерито-апатито-магнетитовые породы,           |
| 4 — порфиroidные полевшпатовые ийолиты,       | 10 — карбонаты  |
| 5 — нефелинизация,                            |   |
| 6 — диопсид-флогопитовые породы,              |   |

нефелина из нескольких даек группируется около 600 и 700 млн. лет (табл. 5, ан. 2—7).

3. Развитие кольцевого разлома и внедрение по нему пород мельтейгитового состава с частичным замещением оливинитов (фиг. 23, II). Нефелин имеет возраст около 500 млн. лет (табл. 5, ан. 8—11);

4. Тектонические нарушения дугообразной формы, заполненные дайками порфиroidных ийолитов, секущие периферическую часть ультра-

основного ядра и внутреннюю часть окружающей его кольцевой интрузии щелочных пород. Для нефелина из даек ийолитов получены значения возраста в пределах от 420 до 470 млн лет. По-видимому, дайки образовались не одновременно. Мельтейгиты кольцевого тела подвергались нефелинизации (470—430 млн лет) и перекристаллизации (фиг. 23, III).

5. Оживление ранее заложенных тектонических зон и внедрение даек разнообразного состава. Наиболее крупное тело оливиновых мельтейгит-порфиров и нефелиновых сиенитов (Малый массив) образовалось в зоне разлома западно-юго-западного направления (фиг. 23, IV). Оливиновые мельтейгит-порфиры Малого массива имеют возраст, определенный по нефелину в  $448 \pm 12$  млн лет, по слюде —  $406 \pm 12$  млн лет, (табл. 5, ан. 15, 16). Нефелиновые сиениты Малого массива, секущие оливиновые мельтейгит-порфиры, имеют возраст нефелина из меланократовой их разновидности  $418 \pm 12$  млн лет (табл. 5, ан. 17). Из пойкилитового нефелинового сиенита был выделен лепидомелан, явно автотетасоматического происхождения, который дал цифру  $370 \pm 10$  млн лет (табл. 5, ан. 18). С этим периодом совпадает площадное ослюденение пород (430—400 млн лет), не захватившее только центральную часть тела оливинитов.

6. Усиление метасоматических процессов сопровождалось образованием мелилитовых, гранатовых, монтичеллитовых пород (400—380 млн лет); их пространственное положение определяется возникшим ранее кольцевым разломом и мелкими нарушениями разного направления (фиг. 23, V).

7. Заключительный этап формирования характеризуется развитием линейных разломов, секущих кольцевую структуру, с размещением в них штокообразных тел и жил форстерито-апатито-магнетитовых пород и карбонатитов (~400—380 млн лет). Рисунок 23, VI, соответствующий этому этапу, в схеме передает строение массива, вскрытое современным эрозийным срезом.

Большинство исследователей относит сложные массивы щелочных пород, формировавшиеся в ассоциации с ультраосновными и развитые, как правило, на платформах, к интрузивам центрального типа (Кухареяко и др., 1965; Гинзбург. Эпштейн, 1968; и др.). Основанием для такого вывода служат: округлая форма массивов, крутые внешние контакты, кольцевое расположение отдельных серий пород. Вместе с тем, ряд таких особенностей строения, как обратная зональность в размещении пород с более древним ядром ультраосновного состава и более молодым периферическим кольцевым телом мельтейгитов и ийолитов, а также широкое участие метасоматических пород, противоречат классической схеме строения интрузивов центрального типа по Е. М. Андерсону.

В связи с этим возникает вопрос, правомерно ли вообще относить эти массивы к интрузивам центрального типа? Л. С. Бородин в 1966 г., рассматривая петрологию нефелино-пироксеновых пород и генезис комплексов массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов и подчеркивая отмеченные специфические особенности, пришел к выводу, что в большинстве случаев подобные структуры не могут рассматриваться как интрузивы центрального типа.

Однако, следует заметить, что данный исследователь считает магматическими лишь оливиниты, а главную массу щелочных нефелино-пироксеновых пород относит к метасоматическим образованиям. В этой связи и кольцевое строение массивов им объясняется сложной метасоматической зональностью.

Среди сложных типов центральных магматических комплексов Ковдорский тип структур имеет свои особенности: на штокообразное тело накладывается структура центрального типа с кольцевыми разломами, сменяющимися на заключительном этапе линейными тектоническими на-

рушениями. Подробно структурные особенности магматических комплексов с весьма сложным внутренним строением интрузивных тел рассмотрены Е. В. Свешниковой (1973). В заключение лишь подчеркнем, что для таких интрузивов, как Ковдорский, характерно многофазное длительное развитие магматических процессов с заметным изменением во времени состава питающего источника, а также интенсивное развитие разнообразных метасоматических преобразований, многократное наложение которых в значительной мере затушевало первичную структуру комплекса.

## ВРЕМЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЯКУПИРАНГИТ-УРТИТОВЫХ СЕРИИ В ОБЩЕЙ ИСТОРИИ ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА

### (На примере платформ и древних геосинклинально-складчатых областей)

Результаты геохронологических исследований подтверждают представления о том, что в ходе геологического развития отдельных регионов СССР щелочные комплексы возникали разновременно. Период проявления щелочного магматизма на платформе более продолжителен, чем в складчатых областях. При этом якупирангит-уртитовые породы на платформах возникают многократно, в то время как в складчатых областях они ограничены узким интервалом времени. Рассмотрим последовательность возникновения щелочных пород в пределах наиболее хорошо изученных структур: Балтийского щита и в пределах каледонской складчатой области к югу от Сибирской платформы.

Геохронологические исследования щелочных пород на Балтийском щите начались еще в 1940-х годах, когда Л. В. Комлевым и Э. К. Герлингом были проведены первые определения абсолютного возраста массивов Африканда, Озерная варака (около 350 млн. лет), Хибин, Ловозера (около 280 млн. лет), выполненные по knoblitu, шорломиту, лопариту гелиевым методом. Затем, после значительного перерыва, геохронологические исследования были возобновлены и в 1960-е годы. А. А. Полкановым и Э. К. Герлингом (1964) была создана первая геохронологическая шкала от докембрия до герцинид для Балтийского щита, включающая также схему формирования щелочных пород. Были выделены, помимо протерозойских, три возрастные группы палеозойских интрузивов: ранняя каледонская (590—470 млн. лет), поздняя каледонская (420—380 млн. лет) и герцинская (290—270 млн. лет).

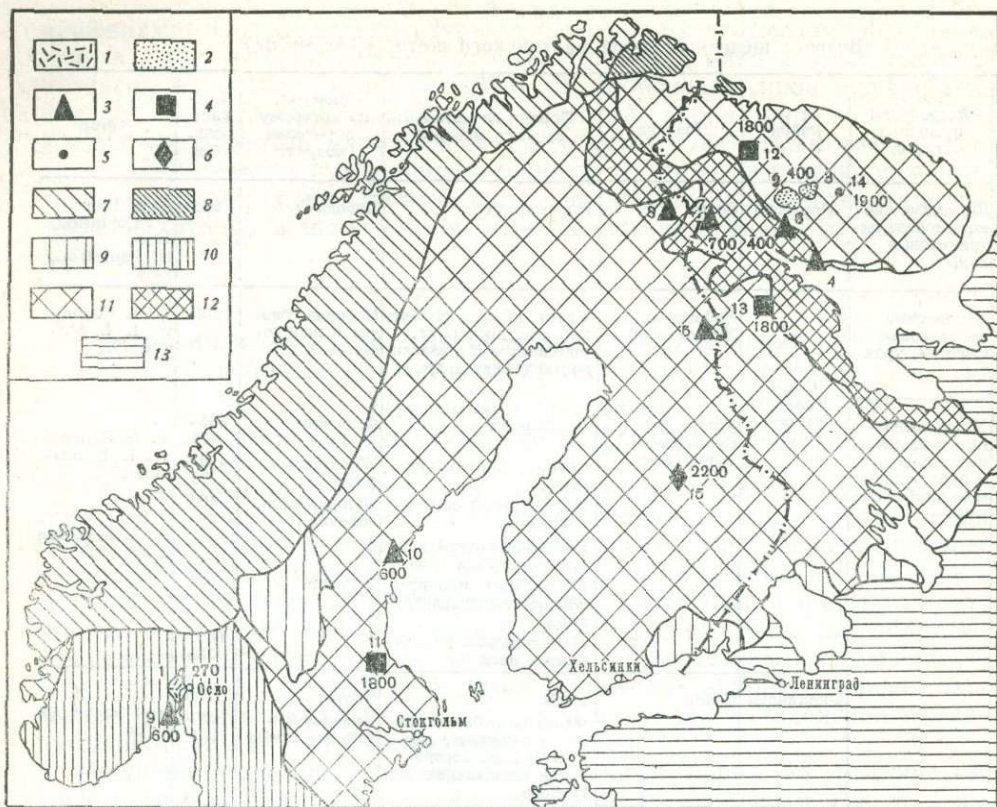
Выполненный нами в последние годы (1964—1972 гг.) значительный объем измерений (около 100 проб по 8 массивам) позволил уточнить схему возрастного расчленения палеозойского щелочного магматизма и выделить для восточной части Балтийского щита лишь две возрастные группы, которые соответствуют двум главным ассоциациям щелочных пород: 1) нижнепалеозойский комплекс ультраосновных и щелочных пород, сопровождаемый карбонатитами; 2) среднепалеозойский комплекс апаитовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, ювитов.

Более дробное подразделение нижнепалеозойского комплекса представляется не целесообразным и прежде всего потому, что в пределах одного массива обнаружены породы весьма различного возраста, так что по схеме А. А. Полканова и Э. К. Герлинга, например, они попадут в две разные возрастные группы. Что касается многочисленных даек щелочных пород, то, по-видимому, они появлялись и в нижне- и в среднепалеозойское время, так что нет необходимости выделять их в самостоятельную группу. С учетом полученных к настоящему времени данных последовательность образования главнейших ассоциаций щелочных пород на территории Балтийского щита, включая доплатформенную стадию его развития, представляется следующей (табл. 6, фиг. 24).

Таблица 6

## Возраст щелочных пород Балтийского щита (К-Аг метод)

Тектонический режим	Ассоциация щелочных пород	Район	Массив	Порода из которой выделен минерал	Минерал, по которому определен возраст	Возраст, млн. лет	Автор
Платформенный	Щелочные сиениты и базальт-трахитовые лавы	Норвегия	Осло	Нордмаркит	Порода	276 259	K. S. Heier, W. Compston, 1969 H. Faul et al., 1959
		СССР Кольский п-ов	Хибинский Ловозерский	Уртит, ийолит, фойяит, хибинит, рихторрит, пойкилитовый, нефелиновый сиенит и др.	Нефелин, биотит и лепидомелан	400	V. A. Kononova, L. L. Shanin, 1971
	Ковдорский, Салмагорский, Турий мыс		Карбонатит	Флогопит	380—400	V. A. Kononova, L. L. Shanin, 1971	
			Слюдит, меллилитовая порода	Железистый флогопит	400—420		
			Нефелиновый сиенит, нефелинит	Лепидомелан, нефелин	400		
	Ультраосновные и щелочные породы, сопровождаемые карбонатами		Финляндия	Сокли	Полвошпатный ийолит кольцевых даек	Нефелин	420—470
		Мельтейгит, ийолит главной интрузивной фазы			Нефелин	500	
				Пегматондный ийолит ранних даек		600—700	
				Гнейс	Биотит	1760	Кононова и др. 1973а
				Фенит (колебания возраста отражают разную степень переработки вмещающих гнейсов)	Амфиболы и валовая проба	1220—354	
			Карбонатит	Флогопит	390—350	H. Raagma, 1970	
		Ииваара	Ийолит	Нефелин	400	B. A. Кононова и др., 1973	
			Нет сведений		430	R. Doig, 1970	
		Норвегия	Фён	Карбонатит	Колумбит, кнопит, циркон	565—603	H. Faul et al., 1959
		Швеция	Ально	Карбонатит	Нет сведений	562—580	H. V. Eckermapf, F. E. Wickman, 1956
				Флогопит		590	B. A. Кононова и др., 1973
Орогенный	Основные и щелочные породы	СССР Кольский п-ов	Гремяха-Вырмес	Уртит, ювит	Нефелин	1920—1870	Л. Л. Шанин и др., 1967
					Биотит	1750—1830	
		Ельть-озеро	Габбро	Биотит	1960	A. A. Кухаренко и др., 1969	
				Нефелиновый сиенит		1800	
		Швеция	Альмунге	Нет сведений		1780	A. A. Полканов, Э. К. Герлинг, 1964
	Миаскитов, щелочных гранитов	Кольский п-ов	Сахарйокский	Миаскит	Нефелин прозрачный	1900	И. Д. Батиева, и др., 1969
				Биотит	1657, 1550, 1639		
	Глимерит, сиенит, карбонатит	Финляндия	Синилиньярви	Глимерит и карбонатит	Флогопит	1950	B. A. Кононова, и др., 1973
Рихтерит					2280		
Флогопит					1785—2030		
				Рихтерит	2530	K. Puustinen, 1972	
				Актинолит	2260		



Фиг. 24. Возраст щелочных массивов Балтийского щита (тектоническая основа по Международной тектонической карте Европы, 1964)

Ассоциации щелочных пород:

- 1 — щелочные сенинты и базальт-трахитовые лавы района Осло (1);
- 2 — агапатовые нефелиновые сенинты, ийолиты, уртиты, ювиты Хибинского (2) и Ловозерского (3) массивов;
- 3 — ультраосновные и щелочные породы, сопровождаемые карбонатитами: Турий мыс (4), Ииваара (5), Салмагорский (6), Ковдорский (7), Сокли (8), Фён (9), Ально (10);
- 4 — основных и щелочных пород. Альмунге (11), Гремяха-Вырмес (12), Елетьозерский (13);

- 5 — щелочных гранитов и сенинтов; Сахарйокский массив (14),
  - 5 — глиммериты — сенинты — карбонатиты массива Сиилиньярви (15);
  - 7 — области каледонской складчатости;
  - 8 — области байкальской складчатости;
  - 9 — иотнийский комплекс;
  - 10 — области готской складчатости;
  - 11 — области карельской и свекофенской складчатости;
  - 12 — области архейской складчатости;
  - 13 — чехол Восточно-Европейской платформы.
- Цифры около номера массива — возраст в млн. лет

В конце нижнего протерозоя территория Балтийского щита представляла собою геосинклиналь со стабильными блоками архейских пород. В это время на юго-востоке Финляндии возник массив Сиилиньярви, вытянутое субмеридиональное тело (длина 16 км, ширина 1,5 км), сложенное глиммеритами, сенинтами, «карбонатитами», возраст которых по флогопиту датируется в пределах 1785—2030 млн. лет, по амфиболу — 2260—2530 млн. лет.

В среднепротерозойское время возникают интрузивы основных и щелочных пород (Гремяха-Вырмес, Елетьозеро, Альмунге), которые имеют возраст 1900—1750 млн. лет. Они приурочены к архейским массивам, переработанным карельской складчатостью, которые, по-видимому, являлись наиболее стабильными блоками и областями сноса в орогенный этап развития карелид. В этот же интервал тектонического развития, но, предположительно на меньших глубинах, возникла ассоциация щелочных гранитов, сенинтов и миаскитов (Сахарйокский массив).

В конце протерозоя и начале палеозоя в условиях платформенного режима на территории Кольского полуострова, Карелии, Финляндии, Швеции, Норвегии появились многочисленные массивы ультраосновных и щелочных пород, сопровождаемые карбонатитами. Детальные исследования разнообразных пород на Ковдорском, Салмогорском, Горноозерском массивах показали, что они формировались в период 700—400 млн. лет с разрывами (периодами длительного покоя) между возникновением отдельных фаз пород. Следует при этом иметь в виду, что карбонатиты массивов Альнё, Фён имеют возраст около 600 млн. лет, а о возрасте ультраосновных пород — самой ранней фазы в этих комплексах — имеются лишь данные Э. К. Герлинга и И. И. Матвеевой (1964), которые получили цифры  $1500 \pm 150$  и  $1800 \pm 150$  млн. лет для оливинитов Лесной вараки.

В среднем палеозое к моменту завершения формирования карбонатитовых комплексов образовались крупнейшие массивы агаитовых нефелиновых сиенитов с подчиненным количеством ювитов, уртитов и ийолитов — Хибинны и Ловозеро. Их возраст, согласно выполненным нами определениям по нефелину и биотиту — 400 млн. лет<sup>1</sup>.

В герцинское время в связи с возникновением грабенообразной структуры в районе Осло произошло излияние базальт-трахитовых лав и внедрение главным образом щелочных сиенитов, возраст которых по биотиту и циркону порядка 270 млн. лет.

Таким образом, на территории Балтийского щита, включая доплатформенную стадию его развития, щелочной магматизм с большими перерывами проявлялся от 2500 млн. лет до 270 млн. лет, т. е. около 2 млрд. лет. При этом, если в протерозое в доплатформенный период развития структуры возникали лишь единичные щелочные массивы, а преобладали магматические образования основного и кислого составов (гипербазиты, габбро-анортозиты, никеленосные габбро-нориты, микроклиновые граниты), то в палеозойское время в условиях платформенного режима щелочные комплексы являются преобладающими проявлениями магматической деятельности.

В складчатых областях, например, в пределах каледонид к югу от Сибирской платформы, щелочной магматизм проявлялся с небольшими промежутками времени в течение примерно 200 млн. лет (Павленко и др., 1969). И хотя щелочной магматизм имел также многоэтапный характер, как было показано Р. М. Яшиной и И. В. Борисевич (1966) на примере юго-восточной Тувы, однако выделяются лишь три последовательно формирующихся этапа щелочных пород разного состава, которые укладываются также в интервал времени около 200 млн. лет.

Накопленный к настоящему времени материал позволяет сделать определенные выводы о времени возникновения ассоциаций, с которыми связаны породы якупирангит-уртитового ряда.

Характерные для платформ массивы ультраосновных и щелочных пород, сопровождаемые карбонатитами, как на Русской, так и на Сибирской платформе начинали возникать около 700 млн. лет назад. В Советском Союзе карбонатитовые комплексы древнее 700 млн. лет не известны, это нижняя граница их появления. По-видимому, именно к этому времени Русская и Сибирская платформы стали жесткими и проницаемыми для расплавов, поднимающихся с больших глубин.

В пределах таких структур как Сибирская и Русская платформы обычно наблюдается несколько разновозрастных комплексов ультраос-

<sup>1</sup> Для Ловозерского и Хибинского массивов Э. К. Герлингом (Герлинг и др., 1941) и Л. В. Комлевым (Комлев, Герлинг, 1940; Комлев и др. 1961) был получен более молодой возраст — около 300 млн. лет по лопариту и ловчорриту гелиевым и свинцовыми методами. По данным Е. И. Семенова (Семенов, Шуба, 1959) возраст этих массивов приближается к 400 млн. лет.

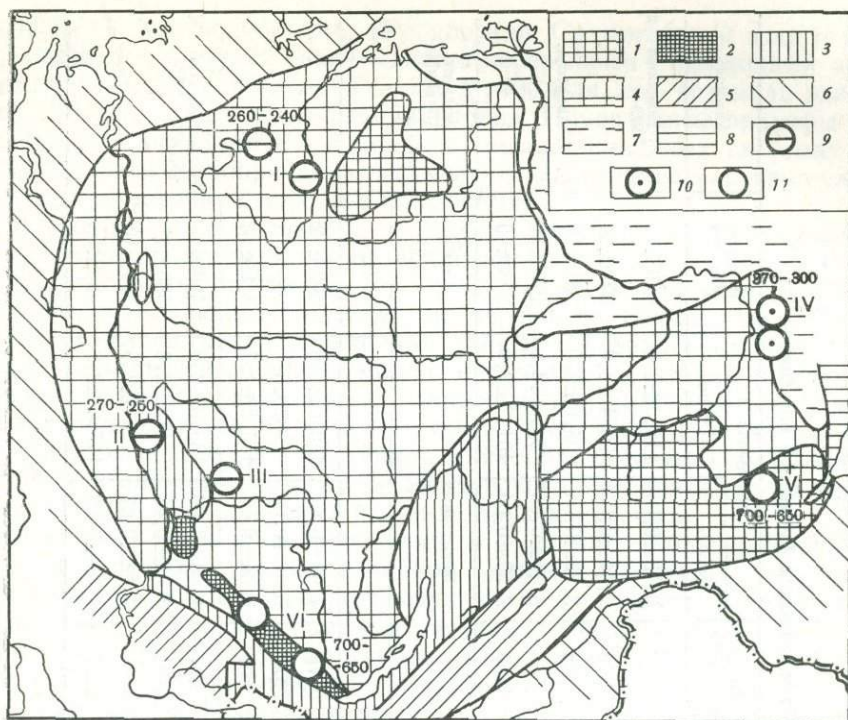
Таблица 7

**Возраст комплекса ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов на Сибирской платформе (по данным К-Аг метода)**

Провинция	Массивы	Порода, из которой выделен минерал	Минерал, по которому определен возраст	Возраст, млн. лет	Автор
Меймечанская	Кугда, Сона, Одихинча	Меланефелинит	Лепидомелан	260—270	В. А. Кононова и др., 1973
		Карбонатит Флогопитизированный оливинит Уртит, ийолит, мельтейгит	Флогопит » Нефелин	260 264—276 250—260	
Гулинский	Гулинский	Диоксид-флогопитовая порода	Флогопит	245	С. М. Прохорова и др., 1966
		Флогопитизированный Оливинит	Флогопит	225—244	
		Нефелиновый и щелочной сиенит	Биотит	240	
Енисейский	Кийский	Пироксен-апатитовая порода	Флогопит	275	М. И. Волобуев и др., 1970
		Нефелиновый сиенит	Флогопит	260	
		Сиенит	Ортоклаз	250	
Сетте-Дабанская	Горно-озерский	Карбонатит	Флогопит	370—350	по данным А. А. Ельянова
		Сиенит	Биотит	300	
		Нефелиновый сиенит	Порода	280	
Алданская	Ингилийский, Арбарастахский	Карбонатит	Флогопит	690—720	А. А. Ельянов, В. М. Моралев, 1961
		Сиенит	Биотит	660—675	
		Нефелиновый сиенит	Порода	688	
		Ийолит-порфир	Флогопит	616	
Зиминская	Массив № 1, Массив № 2, Жидойский	Карбонатит	Амфибол	720—725	В. А. Кононова и др., 1973
			Тетраферри-флогопит	675	
			Флогопит зеленого цвета	715	
			Железистый флогопит	650—680	
		Пикритовый порфирит	Биотит	660—700	
		Нефелиновый и щелочной сиенит	Биотит	555—605	
Ийолит, мельтейгит	Нефелин	650			
Ослуденелые сланцы в контакте	Биотит	620			

Примечание. В Сеттедабанской, Алданской и Зиминской провинциях наблюдается определенное несоответствие между значениями возрастов отдельных минералов и пород и геологически установленной последовательностью их образования. Так, карбонатиты, согласно полученным  $K=Ag$  возрастам, оказываются одновременны или даже несколько древнее силикатных пород, которые они пересекают и замещают, что подтвердили детальные исследования на массивах Зиминской провинции. Наблюдаемое явление еще не получило своего объяснения.

новных, щелочных пород и карбонатитов. На Сибирской платформе известны Восточно-Саянская (см. табл. 5), Алданская провинция с возрастом 700—650 млн. лет, Сетте-Дабанская провинция—370—300 млн. лет, Меймечанская—260—240 млн. лет, а также близкие по времени Кийский массив на Енисейском Кряже и мелкие выходы щелочных



Фиг. 25. Схема размещения карбонатитовых комплексов на Сибирской платформе (на основе тектонической карты Евразии масштаба 1 : 5 000 000 под ред. А. Л. Яншина 1966)

- 1 — области дорифейских складчатостей древних платформ; области байкальской складчатости;  
 2 — выступы древних структур в ядрах антиклинориев;  
 3 — геосинклинальный складчатый комплекс;  
 4 — чехол древних и эпибайкальских платформ;  
 5 — области каледонской складчатости;  
 6 — области герцинской складчатости;  
 7 — области мезозойской складчатости;  
 8 — области кайнозойского тектогенеза востока Азии.

*Провинции ультраосновных и щелочных пород, сопровождаемые карбонатитами:*

- 9 — пермо-триасовые (I — Маймечя-Котуйская, II — Кийский массив на Енисейском крае, III — Чадобецкая);  
 10 — среднепалеозойская: (IV — Сеттедабанская);  
 11 — верхнепротерозойская — раннекембрийская (V — Алданская, VI — Саянская).

Цифры около номера провинции — возраст в млн. лет

пород на Чадобецком поднятии (табл. 7, фиг. 25). Смещение возникновения массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов во времени характерно и для Балтийского щита, где собственно карбонатиты Ально и Фен имеют возраст около 600 млн. лет, а на Кольском полуострове аналогичные породы имеют возраст 400—380 млн. лет.

Принято считать, что возникновение карбонатитовых комплексов происходило синхронно со складчатыми движениями в геосинклинальных зонах, примыкающих к платформе, а иногда и достаточно удаленных. Действительно, время возникновения массивов Маймечя-Котуйской провинции, Кийского массива, выходов на Чадобецком поднятии (лермский возраст) совпадает с периодом герцинской складчатости, область проявления которой примыкает к Сибирской платформе с запада и северо-запада. Аналогично, возраст Восточно-Саянских и Алданских массивов (верхний протерозой) совпадает со временем проявления байкальской складчатости. Однако эта закономерность прослеживается далеко не всегда: Сеттедабанская провинция, возраст которой 370—800 млн. лет (девон — карбон), приурочена к блоку фундамента Сибирской платформы, захваченному обрамляющей мезозойской складчатостью. И еще один пример — массивы ультраосновных и щелочных

Таблица 8

## Возраст якупирангитов-уртитов в пределах складчатого обрамления юга Сибирской платформы

Район	Массив	Порода, из которой выделен минерал	Минерал, по которому определен возраст	Лабораторная проба	Содержание		Возраст, млн. лет	Авторы
					К, %	Ar <sup>40</sup> , нг/г		
Кузнецкий Алатау	Кня-Шалтырский	Уртит	Нефелин	4980	3,43±0,04	111,0±2,0	426±12	В. А. Кононова и др., 1973
		Уртит	»	879	3,44±0,04	96,4±2,0	372±20	
		Ийолит-уртит	»	1566	3,32±0,04	95,0±2,0	381±19	Е. Д. Андреева, 1968
		Ийолит-порфир	»	1565	3,45±0,04	96,5±2,0	373±20	
		Нефелиновый сиенит	»	1699	3,58±0,04	101,7±2,0	378±15	
Витимское плоскогорье	Верхне-Бурульзайский	Нефелиновый сиенит	Порода	Нет данных			348	Г. В. Андреев, А. О. Шаракшинов, 1967
		Мельтейгит	»				330	
	Нижне-Бурульзайский	Ийолит	»				339	
Юго-Восточная Тува	Дахунурский	Пегматит-уртит	Нефелин	5076	4,63±0,04	140,0±2,0	402±12	В. А. Кононова и др., 1967, 1973
			Биотит	5079	7,31±0,06	182±3,0	334±10	
		Ийолит	Нефелин	400	3,64±0,03	114,5±1,7	415±16	
	Баянкольский	Ювит	Нефелин	397	4,48±0,03	139,0±2,0	410±16	
		Альбитизированный ювит	Нефелин	3183	4,54±0,05	172±2,6	488±15	
			Биотит	3184	7,12±0,07	164±2,5	314±10	
	Уртит	Нефелин	2227	4,45±0,03	145,0±2,2	430±16		

пород Кольского полуострова (Ковдорский, Салмогорский и др.), время формирования которых захватывает с перерывами (периодами покоя) длительный интервал времени от 700 до 400 млн. лет, возникли вдали от областей байкалид и тем более каледонид. Приведенные примеры показывают, что складчатые движения в геосинклинальных системах вряд ли могли быть первопричиной, вызывающей появление массивов ультраосновных и щелочных пород на платформах.

Многokrатное появление в пределах одной платформы щелочно-ультраосновных интрузивов позволяет понять необычную продолжительность становления некоторых массивов, допустив при этом, что разновременно возникающие расплавы могли иногда совмещаться в одной структуре. Сопоставляя полученные данные о возрасте карбонатитовых массивов Балтийского щита, можно предполагать, что на рубеже протерозоя и палеозоя завершилось формирование карбонатитовых массивов в западной части Балтийского щита (Фён, Ально); в это же время на Кольском полуострове возникли дайкообразные тела пегматоидных ийолитов в оливинитовом штоке Ковдорского массива (К — Аг возраст нефелина 700—600 млн. лет) и в ряде других массивов.

Основная масса щелочных пород в массивах Кольско-Карельской провинции сформировалась в период раннекаледонского тектогенеза (500 млн. лет), а в позднекаледонскую эпоху в те же структуры поступали, наряду с небольшим объемом расплава, огромные массы растворов. Попутно отметим, что среди карбонатитов мира (Heinrich E. 1966; Macintyre, 1971) обнаружены и более древние массивы с возрастом около 1700 млн. лет на Канадском щите и 1100 млн. лет — на Африканском континенте. Столь существенная разница во времени появления карбонатитов, по-видимому, отражает различную историю консолидации платформенных участков Земли.

Многоэтапный характер щелочно-ультраосновного магматизма отмечается на всех платформах. Так для восточной части Канадского щита установлены четыре возрастные группы карбонатитов — 125, 565, 1075 и 1700 млн. лет (Gittins et al., 1967), на Африканском континенте формирование карбонатитов с перерывами продолжается от протерозоя до наших дней (вулкан Олдоиньо Ленгаи). В отличие от многократно возникающей на платформах ассоциации ультраосновных и щелочных пород, ассоциация основных и щелочных пород в складчатых областях формируется практически одновременно в разных частях структуры. Так, на территории Балтийского щита (в доплатформенный этап развития) массивы, сложенные ассоциацией основных и щелочных пород (Гремяха-Вырмес, Елетьозеро, Альмунге), имеют возраст 1900—1750 млн. лет (см. табл. 7). Близкий возраст массивов подтверждает вывод о том, что данная ассоциация может возникнуть лишь на определенном этапе развития складчатой области, а именно на орогенном этапе, в данном случае карельской складчатости.

В пределах области салаирской складчатости к югу от Сибирской платформы ассоциация габбро-уртит-нефелиновый сиенит, известная в Кузнецком Алатау и на Витимском плоскогорье, имеет возраст около 400—350 млн. лет (табл. 9) и возникает на орогенном этапе формирования салаирской геосинклинально-складчатой системы. Отметим попутно, что ассоциация фойяитовых нефелиновых сиенитов — ийолитов, уртитов, ювитов, развитая в пределах Сангиленского срединного массива, имеет близкий возраст с ассоциацией основных и щелочных пород салаирской геосинклинально-складчатой системы (см. табл. 8). Близость возраста вызывает предположение и о некоторых генетических связях этих двух ассоциаций, тем более, что слагающие их щелочные породы обнаруживают определенное сходство в минеральном и химическом составе.

## ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОД ЯКУПИРАНГИТ-УРТИТОВОЙ СЕРИИ

Непрерывная серия пород от меланократовых (якупирангиты) до лейкократовых (уртиты) возникает благодаря вариациям в количественных соотношениях главных породообразующих минералов — нефелина и пироксена. Образуюсь в разных ассоциациях и структурно-геологических условиях, эти породы, в целом весьма простого и выдержанного состава, приобретают определенную специфику как в химизме, количественных соотношениях главных и второстепенных минералов, так и в составе породообразующих минералов. В связи с этим вещественный состав пород якупирангит-уртитового ряда из различных ассоциаций может служить показателем условий их образования.

### ТИПОМОРФИЗМ ПЕРВИЧНЫХ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Первичные породообразующие минералы якупирангитов-уртитов представлены преимущественно нефелином и пироксеном, к которым в ассоциации ультраосновных и щелочных пород присоединяется оливин, а во всех других ассоциациях — К-Na полевой шпат. В этой связи представляет интерес выявить типоморфные особенности первичных породообразующих минералов якупирангит-уртитовых пород из различных ассоциаций, при этом главное внимание в исследовании уделено особенностям состава сквозных минералов — нефелина и пироксена, в меньшей степени — оливина. Для этой цели были подобраны 20 образцов типичных неизмененных разновидностей пород якупирангит-уртитового ряда из изученных массивов и проанализированы сосуществующие минералы: нефелин, пироксен, а в некоторых образцах также оливин. Анализы выполнялись в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР, причем основная доля их выполнена Е. И. Ломейко (26 анализов), и в рентгено-спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР на микроанализаторе MS-46 французской фирмы «Камека» под руководством И. П. Лапутиной.

Анализ образцов на микроанализаторе проводился при ускоряющем напряжении 15 кВ, по  $K_{\alpha 1}$ -излучению для всех элементов. В качестве эталонов использовались синтетический нефелин, пироп, диопсид и природный оливин, проанализированные предварительно в химической лаборатории. Расчет поправочных коэффициентов выполнен на ЭВМ по программе Г. Шпрингера (Springer, 1967), модифицированной в лаборатории. Поправка на поглощение рассчитывалась с данными массовых коэффициентов поглощения по К. Хейнриху (Heinrich K., 1966), для натрия — по Г. Смитту (Smith, 1965). Контроль правильности полученных анализов, выполненных разными методами, произведен на примере образцов нефелина и пироксена из ийолита Ковдорского массива (табл. 9, ан. 15—19), для которых получены результаты как методом микрохими-

ческого анализа (табл. 9, ан. 15, 17), так и путем электронного зондирования (табл. 9, ан. 16, 18, 19). Сходимость результатов удовлетворительная, что делает правомерным сопоставление состава минералов, полученных разными методами. Причины небольших расхождений рассматривались ранее (Кононова и др., 1975).

Всего в нашем распоряжении имелось более 80 оригинальных анализов нефелинов, пироксенов и в меньшей степени оливинов из пород якупирангит-уртитовой серии трех из четырех исследованных ассоциаций: ультраосновных и щелочных пород; основных и щелочных пород; фойяитовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, ювитов (табл. 9—11). Данные о составе нефелинов и пироксенов из ийолитов и уртитов, ассоциирующихся с агпайтовыми нефелиновыми сиенитами, заимствованы из литературы (Дудкин и др., 1964, Иванова и др., 1970; Буссен, Сахаров, 1972). Привлечены также данные Е. Д. Андреевой (1968), Л. В. Козыревой и Р. А. Филатовой (1972), Р. М. Яшиной (1962) по нефелинам и пироксенам из ийолитов и уртитов в ассоциации с основными породами и геденбергитовыми нефелиновыми сиенитами (табл. 12).

Для исследованных минералов выполнен ряд необходимых расчетов формул: для нефелина — по кислородному методу, для пироксенов и оливинов — по катионному (см. табл. 9—11), а также произведены необходимые замеры показателей светопреломления иммерсионным методом с точностью до  $\pm 0,002$ — $0,004$ . Удельные веса минералов определены в отделе минералогии ИГЕМ АН СССР методом гидростатического взвешивания.

Проведенные исследования позволили выявить типоморфные особенности нефелинов и пироксенов, слагающих якупирангит-уртитовые породы из различных ассоциаций. Охарактеризованы и некоторые особенности состава оливина из оливиновых мельтейгит-порфиринов, хотя и на ограниченном материале.

## Нефелин

В многочисленных работах, посвященных изучению составов природных нефелинов, важное место занимает вопрос о пределах колебаний содержания калия и натрия. При этом принято сопоставлять не столько содержание этих компонентов в химических анализах, сколько содержание твердых растворов нефелинов в четырехкомпонентной системе нефелин — кальсилит — анортит — кварц или трехкомпонентной системе нефелин — кальсилит — кварц. Применяемый обычно метод расчета весовых процентов составляющих нефелин компонентов, использованный и в данной работе, приведен в табл. 13. В связи с этим в дальнейшем при сопоставлении составов нефелинов, наряду с химическим составом, обращается внимание на содержание в минерале таких условных составляющих, как нефелиновая, кальсилитовая, анортитовая и кварцевая (табл. 14).

Напомним, что еще в 1929 г. на XV сессии Международного геологического конгресса Дж. Морозевич (Morozewicz, 1930) защищал представление о постоянном составе нефелина независимо от состава той породы, в которой он образуется.

Выступивший в дискуссии Н. Боуэн возражал, основываясь преимущественно на значительном колебании составов нефелинов, полученных синтетическим путем.

Позднее Ф. Баннистером (Bannister, 1931), а также Н. Боуэном и Р. Эллестедом (Bowen, Ellestad, 1936) на примере природных нефелинов из лавовых потоков Везувия и вулканических провинций Восточного и Западного рифтов Африки была выявлена изменчивость их составов в зависимости от состава магматического расплава, из которого они



Таблица 9 (окончание)

Компоненты	Кольский полуостров				Восточно-Саянская провинция	
	Турий мыс		Салмогорский		Массив № 1	
	Ийолит		Уртит		Ийолит	
	5-137		5-56		5-9/3	
	Нефелин	Салит	Нефелин	Диоксид-салит	Нефелин	Эгирин-геденбергит
SiO <sub>2</sub>	41,55	47,72	41,28	51,72	42,80	49,30
TiO <sub>2</sub>	0,08	2,17	Следы	0,55	0,00	0,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,96	4,63	33,67	1,25	31,56	2,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,06	2,99	0,88	2,88	1,56	7,20
FeO	0,00	4,91	0,38	4,57	0,00	9,30
MnO	Следы	0,15	0,00	0,16	0,00	0,73
MgO	0,00	12,87	0,00	14,00	0,00	7,80
CaO	0,66	23,38	0,24	23,48	1,00	19,98
Na <sub>2</sub> O	15,84	0,91	15,95	1,04	15,61	2,20
K <sub>2</sub> O	5,96	0,10	7,44	0,06	6,37	0,22
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,20	0,30	0,00	0,00	0,56	0,39
CO <sub>2</sub>	0,32	Не опр.	0,17	0,18	Не опр.	Не опр.
Сумма	99,63	100,23	100,01	99,89	99,46	100,33
Содержание СаО после исключения примеси кальцита	0,24	23,38	0,04	23,23	1,00	19,98
Si	8,13	1,79	8,07	1,92	8,38	1,89
Ti	Следы	0,06	—	0,02	—	0,01
Al	7,82	0,20	7,75	0,06	7,28	0,12
Fe <sup>+3</sup>	0,16	0,09	0,12	0,08	0,23	0,21
Fe <sup>+2</sup>	0,00	0,15	0,07	0,14	—	0,30
Mn	Следы	—	—	—	—	0,03
Mg	0,00	0,72	—	0,77	—	0,45
Ca	0,05	0,94	0,01	0,93	0,21	0,82
Na	5,99	0,05	6,03	0,08	5,92	0,16
K	1,50	—	1,85	—	1,60	0,01
Сумма	23,65	4,00	23,90	4,00	23,62	4,00
Удельн. вес	2,642	3,366	2,666	3,340	Не опр.	
Ng' (No')	1,545	1,730	1,548	1,719	1,542	1,729
Np' (Ne')	1,542	1,709	1,544	1,694	1,538	1,709
	20	21	22	23	24	25

Примечания. Анализы 1—15, 17, 20—27 выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН 14, 15, 17, 24, 25), В. М. Некрасова (ан. 1, 3, 11, 12). Анализы 16, 18—19, 28—34 выполнены в Рентгено-лось во внимание содержание окиси кальция после исключения примеси кальцита, вычисленной по коли-

Маймеча-Котуйская провинция								
Одихинча						Кугда		
Уртит		Мельтейгит				Мельтейгит		
70/310		70/25				70/153		
Нефелин	Диоксид-салит	Нефелин	Салит (разные зерна)			Нефелин	Диоксид (разные зерна)	
41,46	52,02	43,00	52,80	53,00	52,80	43,70	51,40	51,50
0,02	0,59	0,00	Не опр.	0,53	0,59	0,00	1,80	1,60
34,10	1,56	33,10	0,94	0,92	0,92	32,30	2,20	2,60
1,01	0,91	1,30	1,85	2,10	1,80	2,80	1,60	1,60
0,00	6,68	0,00	6,35	7,70	7,10	Не опр.	5,40	4,80
0,00	0,22	0,00	0,21	0,23	0,24	»	0,14	0,10
0,00	13,58	0,00	14,50	13,10	14,20	»	13,70	14,00
0,30	23,62	0,00	23,00	22,00	22,70	0,04	23,40	23,20
16,41	1,04	16,10	0,73	0,79	0,72	15,30	0,60	0,60
6,83	0,04	6,40	0,10	0,07	0,09	7,00	Не опр.	Не опр.
0,00	0,00	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	»	»
0,00	0,14	»	»	»	»	»	»	»
0,08	0,00	»	»	»	»	»	»	»
100,21	100,40	99,90	100,48	100,44	101,16	101,14	100,24	100,00
0,18	23,62	0,00	23,00	22,00	22,70	0,04	23,40	23,20
8,06	1,92	8,30	1,94	1,98	1,94	8,39	1,90	1,91
—	0,02	—	—	0,01	0,02	—	0,05	0,05
7,82	0,07	7,53	0,04	0,04	0,04	7,28	0,10	0,11
0,13	0,03	0,19	0,05	0,06	0,05	0,39	0,04	0,04
—	0,21	—	0,20	0,24	0,22	—	0,17	0,15
—	0,01	—	0,01	—	0,01	—	—	—
—	0,74	—	0,80	0,73	0,77	—	0,76	0,77
0,03	0,93	—	0,91	0,88	0,90	—	0,93	0,92
6,18	0,07	6,03	0,05	0,06	0,05	5,70	0,05	0,05
1,68	—	1,58	Следы	Следы	Следы	1,71	—	—
23,90	4,00	23,63	4,00	4,00	4,00	23,47	4,00	4,00
2,6536	3,3445	Не определялось				Не определялось		
1,545	1,712	1,544	1,714	1,714	1,714	1,550	1,727	1,720
1,542	1,695	1,540	1,693	1,693	1,693	1,545	1,706	1,692
26	27	28	29	30	31	32	33	34

СССР, аналитики Е. И. Ломейко (ан. 2, 4—10, 13, 20—23, 26, 27), Р. Л. Телешова, М. В. Абрамова (ан. спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР И. П. Лапутиной. В расчетах составов нефелина принимается присутствующей окиси углерода, или путем подсчета в шлифах.

Таблица 10

Химический состав (вес. %) и показатели светопреломления нефелина, пироксена и оливина из мельтейгит-порфиров (ассоциация ультраосновных и щелочных пород, сопровождаемая карбонатами)

Компоненты	Кольский полуостров											
	Малый Ковдорский				Турий мыс							
	5-720				5-118				5-119			
	Нефелин	Диопсид			Нефелин	Диопсид	Оливин		Нефелин	Диопсид		
		ядро	кайма	основная масса			ядро	кайма		ядро	кайма	ядро
35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	
SiO <sub>2</sub>	43,70	52,70	52,30	52,90	42,80	50,70	39,80	40,30	42,00	52,40	51,80	52,50
TiO <sub>2</sub>	—	1,00	1,20	1,00	Следы	1,40	—	Следы	0,07	0,30	1,50	0,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,00	2,30	2,70	2,10	34,20	4,10	0,05	—	33,50	1,70	2,50	2,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,90	2,05	2,45	2,45	0,97	0,90	—	—	1,20	0,75	1,40	1,60
FeO	—	4,35	4,35	4,65	—	5,60	7,40	11,90	Не опр.	2,35	5,40	2,90
MnO	Не опр.	0,11	0,12	0,14	Не опр.	0,14	0,14	0,18	»	0,12	0,10	0,10
MgO	»	12,20	11,90	11,80	»	13,40	51,20	47,10	»	18,00	13,50	17,40
CaO	0,35	24,30	24,40	23,80	0,17	22,70	0,30	0,40	0,20	22,80	22,90	22,80
Na <sub>2</sub> O	16,80	0,77	0,94	0,95	17,30	0,39	0,03	0,03	17,70	0,34	0,56	0,60
K <sub>2</sub> O	5,50		Не определялось		5,10		Не определялось		5,60		Не определялись	
Сумма	100,25	99,78	100,36	99,79	100,54	99,33	98,92	99,91	100,27	99,36	99,66	100,60
Si	8,38	1,97	1,94	1,97	8,19	1,89	0,98	1,00	8,12	1,91	1,93	1,90
Ti	—	0,03	0,03	0,03	Следы	0,04	—	—	Следы	0,01	0,04	0,01
Al	7,45	0,10	0,12	0,09	7,70	0,18	Следы	—	7,64	0,07	0,11	0,10
Fe <sup>+3</sup>	0,14	0,06	0,07	0,07	0,14	0,03	—	—	0,16	0,03	0,04	0,04
Fe <sup>+2</sup>	—	0,13	0,14	0,15	—	0,17	0,15	0,25	—	0,09	0,17	0,09
Mn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	—	0,68	0,66	0,66	—	0,75	1,87	1,75	—	0,97	0,75	0,94
Ca	0,07	0,97	0,97	0,96	0,03	0,91	—	—	0,05	0,89	0,92	0,88
Na	6,23	0,06	0,07	0,07	6,41	0,03	—	—	6,63	0,03	0,04	0,04
K	1,34	—	—	—	1,24	—	—	—	1,37	Не опр.	Не опр.	—
Сумма	23,61	4,00	4,00	4,00	23,71	4,00	3,00	3,00	23,97	4,00	4,00	4,00
<i>N<sub>g</sub>' (No)</i>	1,542	1,715	Не определялось		1,543	1,693	Не определялось					
<i>N<sub>p</sub>' (Ne)</i>	1,538	1,695	»		1,539	1,682	»					

Таблица 10 (окончание)

Компоненты	Маймеча-Котуйская провинция												
	Сопа								Кугда				
	70/229					70/228			70/165				
	Нефелин	Диопсид				Нефелин	Диопсид	Оливин		Нефелин	Диопсид		Оливин
		ядро	кайма	основная масса (разные зерна)				ядро	кайма		ядро	кайма	
47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	
SiO <sub>2</sub>	43,70	52,50	52,50	52,50	52,10	43,80	49,80	40,80	40,80	43,50	50,70	49,70	39,20
TiO <sub>2</sub>	He опр.	0,70	1,60	0,70	1,70	He опр.	1,85	0,08	0,09	0,15	1,30	1,90	He опр.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,20	1,50	1,80	1,30	1,60	33,30	3,70	0,00	0,00	32,40	2,60	3,90	0,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,10	2,40	2,50	2,40	2,20	0,60	2,05	—	—	0,80	1,50	1,70	—
FeO	He опр.	3,60	4,20	3,40	4,20	He опр.	4,95	13,80	14,30	He опр.	5,40	5,90	20,70
MnO	»	0,18	0,16	0,16	0,18	»	0,11	0,20	0,20	»	0,14	0,14	0,30
MgO	»	15,30	14,70	15,50	14,90	»	13,00	45,50	44,90	»	14,60	13,70	40,20
CaO	0,09	22,10	21,50	23,20	22,80	0,19	23,32	0,50	0,50	0,08	22,60	22,80	0,50
Na <sub>2</sub> O	14,50	0,91	1,00	0,89	0,85	14,80	0,77	He опр.	He опр.	15,80	0,57	0,69	0,03
K <sub>2</sub> O	8,80	0,09	0,10	0,07	0,16	7,70	He опр.	»	»	6,30	He опр.	He опр.	He опр.
Сумма	101,39	99,28	100,06	100,12	100,69	100,39	99,55	100,88	100,79	99,03	99,41	100,43	101,02
Si	8,38	1,93	1,94	1,92	1,91	8,41	1,86	1,03	1,02	8,45	1,89	1,85	1,01
Ti	—	0,02	0,04	0,02	0,05	—	0,05	—	—	0,02	0,04	0,05	—
Al	7,48	0,06	0,08	0,06	0,07	7,52	0,16	—	—	7,40	0,11	0,17	—
Fe <sup>+3</sup>	0,16	0,07	0,07	0,07	0,06	0,09	0,06	—	—	0,12	0,04	0,03	—
Fe <sup>+2</sup>	—	0,11	0,13	0,10	0,13	—	0,16	0,29	0,29	—	0,17	0,18	0,45
Mn	—	0,01	0,01	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	—	0,85	0,81	0,85	0,81	—	0,72	1,68	1,69	—	0,81	0,76	1,54
Ca	0,02	0,88	0,85	0,91	0,89	0,05	0,93	—	—	0,02	0,90	0,91	—
Na	5,39	0,07	0,07	0,07	0,06	5,51	0,05	—	—	5,95	0,04	0,05	—
K	2,14	Следы	Следы	Следы	0,01	1,89	—	—	—	1,56	—	—	—
Сумма	23,57	4,00	4,00	4,00	4,00	23,47	4,00	3,00	3,00	23,52	4,00	4,00	3,00
Ng' (No)	1,545	1,718	1,742	Не определялось		1,545	Не определялось			1,542	1,716	Не определялось	
Np' (Ne)	1,542	1,694	1,726	»		1,541	»			1,537	1,699	»	

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе MS-46 французской фирмы «Камека» в Рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР И. П. Лапушкиной (ан. 43—59) и Г. Н. Муравичкой (ан. 35—42).

Таблица 11

Химический состав (вес. %) и некоторые физические свойства нефелина и пироксена из пород якупирангит-уртитовой серии

Компоненты	Ассоциация основных и щелочных пород						Ассоциация фойяитовых нефелиновых сиенитов-ийолитов, уртитов, ювитов												
	Кузнецкий Алатау				Кольский п-ов		Юго-Восточная Тува												
	Кня-Шалтырь				Гремяха-Вырмес		Дахунурский						Чикский		Баянкольский				
	Уртит		Ийолит-порфир		Уртит		Уртит		Ийолит		Ийолит				Ийолит		Ювит		
	8-1/1		8-39/37		5-369		1715		1579		1617/6		1572		10		00 139		2935
	Нефе- лин	Фас- сант	Нефе- лин	Фас- сант	Нефелин	Эгири- геден- бергит	Нефе- лин	Фассант		Нефелин		Эгири-геден- бергит		Нефе- лин	Фассант	Нефелин	Эгири- геден- бергит		
	60	61	62	63	64	65	66	67	67a	68	69	69a	70	71	72	73			
SiO <sub>2</sub>	42,04	44,27	42,16	46,51	43,43	51,19	41,02	43,06	42,06	43,62	47,71	47,25	41,44	43,71	43,12	45,65			
TiO <sub>2</sub>	Следы	1,87	0,00	2,40	0,03	0,67	0,00	1,29	1,87	0,00	0,78	0,86	0,00	1,67	0,00	1,33			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,75	8,54	32,39	6,30	32,91	4,14	33,75	10,72	9,63	32,92	2,03	2,78	34,34	6,12	33,48	3,83			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,55	4,07	1,66	4,41	0,40	7,00	0,11	4,11	5,03	0,31	6,47	7,99	0,57	4,45	0,12	6,52			
FeO	0,00	11,45	0,00	11,40	0,39	9,78	0,00	9,11	9,22	0,19	16,01	14,63	0,00	15,93	0,00	20,45			
MnO	Следы	0,16	0,00	0,21	0,02	0,24	0,00	0,55	0,16	0,00	0,46	0,46	0,0	0,36	Следы	0,18			
MgO	0,00	6,23	0,00	6,40	0,22	5,83	0,07	7,83	7,67	0,06	3,82	3,80	0,11	4,30	»	1,25			
CaO	2,93	22,98	0,00	21,60	1,16	16,53	2,80	22,03	22,15	1,04	18,97	18,88	1,12	22,04	0,16	18,36			
Na <sub>2</sub> O	15,34	0,59	15,51	0,94	16,16	4,53	15,59	0,86	1,12	16,86	2,53	2,55	14,46	1,21	16,54	2,15			
K <sub>2</sub> O	4,38	0,03	7,78	0,07	4,85	0,07	4,50	0,00	0,03	3,77	0,00	0,00	6,42	0,10	6,33	0,00			
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32	0,27	0,05	0,66	0,18	0,00	0,24	0,00			
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,00	0,00	0,41	0,30	0,00	0,00	0,55	0,25	0,60	0,75	0,15	0,18	0,42	0,29	0,25	0,21			
CO <sub>2</sub>	0,28	0,27	Не опр.	Не опр.	0,10	0,26	1,22	0,40	0,44	0,39	0,80	0,37	0,46	Не опр.	0,31	0,00			
Сумма	100,27	100,48	99,91	100,54	99,73	100,37	99,91	100,37*	100,54*	100,21*	99,89	100,50*	99,52	100,18	100,55	99,98			
Содержание CaO после исключения примеси кальцита	2,55	22,61	0,00	Не опр.	1,06	16,23	1,30	21,59	21,60	0,65	17,97	18,43	0,54	Не опр.	0,00	18,36			

Таблица 11 (окончание)

Компоненты	Ассоциация основных и щелочных пород						Ассоциация фойяитовых нефелиновых сиенитов-ийолитов, уртитов, ювитов										
	Кузнецкий Алатау				Кольский п-ов		Юго-Восточная Тува										
	Кия-Шалтырь				Гремяха-Вирмес		Дахунурский						Чикский		Боянкольский		
	Уртит		Ийолит-порфир		Уртит		Уртит	Ийолит		Ийолит		Ийолит		Ювит			
	8-1/1		8-39/37		5-369		1715	1579		1617/6		1572		10		00 139	2935
	Нефе- лин	Фас- саит	Нефе- лин	Фас- саит	Нефелин	Эгири- геден- бергит	Нефе- лин	Фассаит		Нефелин	Эгирин-геденбер- гит		Нефе- лин	Фассаит	Нефелин	Эгири- геден- бергит	
60	61	62	63	64	65	66	67	67a	68	69	69a	70	71	72	73		
Si	8,07	1,72	8,25	1,80	8,39	1,95	8,14	1,65	1,63	8,45	1,93	1,89	8,23	1,74	8,33	1,84	
Ti	Следы	0,06	0,00	0,07	Следы	0,02	0,00	0,04	0,05	0,00	0,02	0,03	—	0,05	0,00	0,04	
Al	7,87	0,39	7,47	0,29	7,50	0,18	7,90	0,43	0,44	7,51	0,10	0,13	7,80	0,23	7,61	0,18	
Fe <sup>+3</sup>	0,03	0,12	0,26	0,13	0,07	0,20	0,02	0,12	0,15	0,04	0,20	0,24	0,03	0,13	0,02	0,20	
Fe <sup>+2</sup>	0,00	0,37	0,00	0,37	Примесь	0,31	0,00	0,29	0,30	Следы	0,54	0,49	—	0,53	0,00	0,63	
Mn	Следы	Следы	0,00	0,01	Следы	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,02	—	0,01	Следы	0,01	
Mg	0,00	0,36	0,00	0,37	Примесь	0,33	Следы	0,45	0,44	Следы	0,23	0,22	—	0,25	»	0,03	
Ca	0,53	0,93	0,00	0,89	0,22	0,66	0,28	0,89	0,90	0,13	0,76	0,78	0,41	0,92	Примесь	0,79	
Na	5,70	0,05	5,87	0,07	6,06	0,34	6,00	0,06	0,03	6,33	0,20	0,20	5,56	0,03	6,20	0,17	
K	1,08	Следы	1,95	Следы	1,20	Следы	1,14	0,00	Следы	0,93	0,00	0,00	1,63	0,00	1,56	0,00	
Сумма	23,34	4,00	23,80	4,00	23,44	4,00	23,48	4,00	4,00	23,39	4,00	4,00	23,41	4,00	23,72	4,00	
Уд. вес	2,642	3,4727	—	—	2,667	3,446	Не опр.	3,419	3,419	Не опр.	3,456	3,456	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3,533	
Ng' (No)	1,540	1,730	1,545	1,739	1,537	1,731	1,533	1,733	1,733	1,534	1,750	1,750	1,541	1,739	1,539	1,758	
Np' (Ne)	1,537	1,710	1,542	1,722	1,532	1,707	1,533	1,710	1,710	1,531	1,720	1,720	1,534	1,722	1,534	1,728	

\* В сумму анализа входят следующие элементы: ан. 67 S=0,04%; F=0,06%; ан. 67a S=0,13%; ан. 68 S=0,03%; ан. 69a S=0,04%.

Примечание. Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР, аналитики Е. И. Ломейко (ан. 60, 61, 64, 65, 67, 69, 71, 73), Т. М. Митюшина (ан. 72), Р. Л. Телешова и М. В. Абрамова (62, 63), К. П. Сокова (ан. 67a, 69a). В расчетах учитывалось количество окиси кальция после исключения примеси кальцита, вычисленного по содержанию углекислоты.

Таблица 12

## Химический состав (вес. %) нефелинов и пироксенов из якупирангит-уртитовой серии пород

Компоненты	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83
SiO <sub>2</sub>	42,62	43,45	42,17	42,30	44,05	40,51	43,16	42,25	44,45	42,53
TiO <sub>2</sub>	Следы	0,01	—	—	Следы	0,03	—	—	0,04	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,26	33,94	34,10	34,32	33,07	30,37	32,07	33,76	32,37	32,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,63	0,23	0,22	0,16	0,87	1,75	2,14	1,23	1,83	1,76
FeO	0,06	—	0,72	0,46	0,31	Не опр.	0,22	0,26	0,30	0,28
MnO	Следы	0,01	—	—	Не опр.	»	Не опр.	—	Не опр.	0,01
MgO	0,14	0,05	0,15	0,04	—	0,07	—	Не опр.	0,02	0,03
CaO	2,27	1,57	0,30	0,56	0,29	3,69	0,33	0,11	0,02	0,14
Na <sub>2</sub> O	13,80	14,10	17,27	15,73	15,02	14,63	16,73	15,84	14,68	15,49
K <sub>2</sub> O	5,10	5,67	4,85	5,21	4,79	6,28	5,25	6,85	6,67	6,94
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,38	0,09	0,85	0,64	0,31	0,03	—	—	0,07	0,19
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,04	1,10	0,28	0,30	0,78	—	—	—	0,50	0,49
CO <sub>2</sub>	0,38	0,15	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—	—	Не опр.	Не опр.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	»	»	0,30	2,62	0,29	0,06	0,03	0,16
Прочие	0,30	—	—	—	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	99,98	100,37	100,91	99,72	99,79	100,03	100,19	100,36	100,98	100,08

Содержание СаО после исключения примеси кальцита и апатита	1,82	1,37	0,30	0,56	—	0,20	—	—	—	—
--	------	------	------	------	---	------	---	---	---	---

Компоненты	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94
SiO <sub>2</sub>	39,75	42,41	44,27	42,61	42,24	43,77	43,12	44,56	45,33	50,23	51,30
TiO <sub>2</sub>	Следы	0,04	0,05	0,03	Следы	Следы	Не опр.	1,84	1,22	0,95	0,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,55	33,17	32,08	32,97	32,57	31,24	32,31	7,07	3,85	2,71	4,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,50	1,25	2,06	0,67	1,62	0,81	1,79	5,72	5,41	6,43	12,34
FeO	0,33	Не опр.	0,26	0,35	Не опр.	0,34	0,16	8,16	20,12	11,53	7,26
MnO	—	»	Не опр.	»	»	0,04	Не опр.	0,20	0,67	0,46	0,41
MgO	Следы	0,02	0,04	0,05	»	0,01	»	8,54	1,56	6,54	4,04
CaO	3,87	0,30	0,20	1,15	0,84	0,61	0,10	22,68	20,43	18,79	12,20
Na <sub>2</sub> O	14,18	15,22	15,16	14,70	15,36	15,72	16,12	0,72	1,18	2,39	7,50
K <sub>2</sub> O	5,22	7,13	6,36	6,60	6,98	4,66	6,54	0,24	0,16	0,27	0,04
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,57	0,06	0,14	0,28	Не опр.	0,00	Не опр.	0,10	0,12	0,00	0,12
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,75	Не опр.	0,51	0,57	0,41	0,39	»	0,22	0,21	0,34	0,24
CO <sub>2</sub>	Не опр.	Не определялось			Не опр.	Не опр.	»	Не опр.	Не опр.	Не определялось	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2,42	0,21	0,17	0,32	0,32	0,36	»	»	»	»	
Прочие	Не опр.	0,36	—	—	—	1,58	»	0,10	0,14	»	
Сумма	100,14	100,15	101,30	100,36	100,34	99,53	100,14	100,15	100,40	100,64	100,34

Содержание СаО после исключения примеси кальцита и апатита	0,62	—	—	0,75	0,40	0,16	0,10	Не определялось			
--	------	---	---	------	------	------	------	-----------------	--	--	--

Таблица 12 (окончание)

Компоненты	95	96	97	98	99	100	101	102	103	104
SiO <sub>2</sub>	50,70	50,78	49,22	51,64	51,13	52,16	43,12	43,11	49,29	39,86
TiO <sub>2</sub>	1,05	1,70	2,71	1,24	1,43	1,00	Не опр.	Не опр.	1,48	8,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,34	1,07	1,30	1,12	0,95	0,69	33,49	33,44	2,39	5,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,98	6,25	7,35	9,07	9,02	10,47	0,38	0,48	5,60	7,11
FeO	7,03	7,27	6,32	6,03	6,76	6,15	Не опр.	Не опр.	12,17	14,79
MnO	0,43	0,48	0,48	0,49	0,53	0,47	»	»	0,44	0,54
MgO	11,26	9,90	9,30	9,15	8,85	8,43	Следы	Следы	6,60	4,18
CaO	20,94	19,17	17,48	17,66	16,90	15,92	0,65	0,32	19,64	14,98
Na <sub>2</sub> O	1,82	2,61	4,71	3,58	4,02	4,44	16,16	16,80	2,64	3,21
K <sub>2</sub> O	0,19	0,08	0,20	0,07	0,24	0,16	6,10	6,33	0,10	0,92
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,29	0,55	0,93	0,10	0,10	0,20	0,30	0,37	0,41	0,83
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,16	0,30	0,38	0,26	0,30	0,05	0,00	0,00	0,06	0,08
CO <sub>2</sub>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не определялось						
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	»	»	»	Не определялось						
Прочие	0,04	0,16	0,10	Не определялось						
Сумма	100,23	100,32	100,48	100,41	100,23	100,14	100,20	100,85	100,82	100,35

Содержание CaO  
после исключения  
примеси кальцита и  
апатита

Не определялось

Примечание. В составе «прочих» определены следующие элементы: ан. 74—S=0,01 и Cl=0,04; ан. 89—F=0,02; нерастворимый остаток = 1,56; ан. 91—Cl=0,06; S=0,04; ан. 92—SO<sub>2</sub>=0,14; ан. 95—V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=0,04; ан. 96 V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=0,10, F=0,06; ан. 97—V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=0,07, F=0,03. Нефелины Кия-Шалтырского массива (Андреева, 1968): из уррита (ан. 74) и ийолита (ан. 75); нефелины массива Гремяха-Вырмес (Козырева и др., 1972): из мельтейгита (ан. 76) и ийолита (ан. 77); нефелины Хибинского массива (Иванова, 1970): из трахитоидного ийолита I субфазы (ан. 78), из линзочек мелкозернистого ийолита II субфазы (ан. 79), из среднезернистого массивного ийолита III субфазы (ан. 80, 82, 85), из уррита III субфазы (ан. 81, 83), из сфенового ийолита III субфазы (ан. 84), из полевошпатового массивного ийолита III (?) субфазы (ан. 86), из полевошпатового трахитоидного ийолита IV субфазы (ан. 87), из ювита V субфазы (ан. 88); нефелины Ловозерского массива: из ийолит-уррита (ан. 89, Буссен и др., 1972), из уррита (ан. 90, данные Р. М. Яшиной). Пироксены Кия-Шалтырского массива (Андреева, 1968): фаясит из уррита (ан. 91), эгирин—геденбергит из ийолита (ан. 92); пироксены массива Гремяха-Вырмес (Козырева, Филатова, 1972); из мельтейгита (ан. 93); из ийолита (ан. 94); эгирин—диопсиды Хибинского массива (ан. 95—100, Иванова и др., 1970); нефелины (ан. 101, 102) и пироксены (ан. 103, 104) из ийолитов Харлинского массива (Яшина, 1962).

кристаллизовались. В 1951 г. А. Миширо (Miyashiro, 1951), признавая широкий диапазон колебаний состава твердого раствора нефелина в породах вулканического происхождения, пришел к выводу о постоянстве состава нефелинов из плутонических образований. Вскоре после этого С. Тилли (Tilley, 1952, 1954), обобщив данные по составу нефелинов, находящихся в ассоциации с альбитом и микроклином из нефелиновых сиенитов различных щелочных массивов (Онтарио, Дитро, Мариуполь, Миасс), отметил близость их составов к нормативной формуле Дж. Морозевича  $Ne_{75,1}Kc_{20,9}Ks_{4,0}$ . При этом отношение калия к натрию в нефелиновых сиенитах колеблется весьма значительно от 1:2,3 до 1:23,6. Казалось бы, это должно подтверждать справедливость вывода Морозевича об отсутствии зависимости состава нефелина от вмещающей породы. Однако, появление альбита в нефелиновых сиенитах обычно связано с наложенными процессами альбитизации, которые развиваются неравномерно, и естественно, что соотношение калия и натрия могут сильно варьировать.

В настоящее время убедительно доказано непостоянство состава нефелина в плутонических породах и установлены некоторые закономер-

Таблица 13

Расчет химического состава нефелина на формулу  $He, Kc, An, Kв^*$ 

Оксиды	Вес. %	Атомн. колич. катионов	He	Kc	An	Kв
SiO <sub>2</sub>	41,72	695	533	111	28	18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,44	676	533	111	28	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,46	6				
CaO	0,77	14			14	
Na <sub>2</sub> O	16,88	533	533			
K <sub>2</sub> O	5,24	111		111		
Сумма	93,31	2040	1614	333 2035	70	18
Эквивалентный вес			47,4	52,7	55,6	60,1
Весовые количества			$1614 \times 47,4 = 76\,503,6$	$333 \times 52,7 = 17\,549,1$	$70 \times 55,6 = 3892,0$	$18 \times 60,1 = 1081,8$
			99 026,4			
Вес. % компонентов	В системе He — Kc — An — Kв		77,2	17,8	3,9	1,1
	В системе He — Kc — Kв		80,4	18,5		1,1

\* He — нефелин, An — анортит, Kc — кальсилит, Kв — кварц.

ности его изменения в зависимости от таких факторов, как сопутствующий минеральный парагенезис (бесполевошпатовый или полевошпатовый), эволюция щелочной магмы в процессе становления интрузива, состав исходной магмы. Так, Н. Н. Самсонова (1972) установила различия состава нефелинов от сопутствующего парагенезиса минералов: 77% исследованных ею нефелинов в парагенезисе с полевым шпатом содержали больше 4% кварцевой составляющей, а 78% нефелинов из бесполевошпатовых пород содержали меньше 4% кварцевой составляющей. Для последних характерно также повышенное содержание кальция, натрия и калия.

Специальное изучение нефелинов из пород якупирангит-уртитового ряда, т. е. лишенных полевых шпатов, выполненное в свое время на материалах юго-восточной Тувы и Ковдорского массива (Кононова и др., 1965), показало, что и в пределах этой группы пород состав нефелина заметно колеблется: от  $He_{82,8}, Kc_{1,92}Kв_{0,0}$  до  $He_{72,0}Kc_{23,4}Kв_{4,6}$ . Более того, в пределах даже одного Ковдорского массива состав нефелинов из пород якупирангит-уртитового ряда, сформировавшихся в разные субфазы, различен. В соответствии с принятой схемой формирования якупирангит-уртитовых пород Ковдорского массива выделяются следующие группы пород, для каждой из которой характерен определенный состав нефелина.

1. Нефелины из жильных пегматоидных ийолитов центральной части массива (табл. 9 и 14, ан. 1—5) находится в парагенезисе с диопсидом, титаномагнетитом и апатитом; в породах присутствует также более поздний флогопит. Для нефелина характерно высокое содержание нефелиновой и заметные количества анортитовой составляющих при пониженном значении кальсилитового компонента и самых низких для Ковдорских нефелинов значениях избыточного кварца.

2. Нефелин из мельтейгита главной интрузивной фазы, образовавшей периферическое щелочное кольцо, ассоциируется с салитом, титано-

Таблица 14

Содержание нефелиновой, кальсилитовой, анортитовой составляющих, избыточного кварца и  $Fe_2O_3$  в нефелинах якупирангит-уртитовой серии пород

Номера анализов (табл. 10—13)	Содержание в нефелине, вес. %				Средний состав и пределы колебаний <i>He, Kc, An, Kв</i>	Среднее содержание $Fe_2O_3$
	<i>He</i>	<i>Kc</i>	<i>An</i>	<i>Kв</i>		
Ассоциация ультраосновных и щелочных пород						
1	79,5	16,4	4,1	Нет		
2	77,2	17,8	3,9	1,1		
3	77,8	19,6	0,9	1,7		
4	79,6	20,0	0,2	0,2		
5	80,2	19,0	0,8	Нет		
7	76,8	20,9	1,3	1,0		
9	76,4	22,2	—	1,4	<i>He</i> <sub>75,6</sub> <i>Kc</i> <sub>21,1</sub> <i>An</i> <sub>1,1</sub> <i>Kв</i> <sub>2,2</sub>	
11	73,8	23,0	»	3,2		
12	74,0	23,7	»	2,3	<i>He</i> <sub>66,1—80,7</sub>	
13	74,0	23,4	»	2,6	<i>Kc</i> <sub>16,4—29,1</sub>	
15	80,7	16,5	»	2,8	<i>An</i> <sub>0,0—5,0</sub>	
16	77,6	18,6	0,8	3,0	<i>Kв</i> <sub>0,0—5,1</sub>	
20	75,1	20,8	1,3	2,8		1,00
22	73,6	25,3	0,4	0,7		
24	71,4	21,3	5,0	2,3		
26	75,6	23,0	0,9	0,5		
28	75,1	21,8	Нет	3,1		
32	71,0	21,6	0,3	5,1		
35	76,9	18,3	1,7	3,1		
39	79,6	17,1	0,8	2,5		
43	80,2	18,5	1,1	0,2		
47	66,1	29,1	0,6	4,2		
52	68,1	26,0	1,1	4,8		
56	73,4	21,4	0,6	4,6		
Ассоциация основных и щелочных пород						
60	71,2	14,9	12,7	1,2	<i>He</i> <sub>72,3</sub> <i>Kc</i> <sub>18,6</sub> <i>An</i> <sub>5,5</sub> <i>Kв</i> <sub>3,6</sub>	
62	71,6	26,3	Нет	2,1		
64	74,6	16,4	5,3	3,7	<i>He</i> <sub>66,9—80,1</sub>	
74	66,9	18,0	9,4	5,7	<i>Kc</i> <sub>14,9—26,3</sub>	0,55
75	67,0	19,7	6,9	6,4	<i>An</i> <sub>0,0—12,7</sub>	
76	80,1	16,5	1,4	2,0	<i>Kв</i> <sub>1,2—6,4</sub>	
77	74,8	18,1	2,9	4,2		
Ассоциация фаялитовых нефелиновых сненитов-ийолитов, уртитов, ювитов						
66	75,1	15,8	6,8	2,3	<i>He</i> <sub>74,9</sub> <i>Kc</i> <sub>19,0</sub> <i>An</i> <sub>2,9</sub> <i>Kв</i> <sub>3,2</sub>	
68	79,0	12,9	3,2	4,9		
70	70,1	22,8	2,7	4,4	<i>He</i> <sub>70,1—79,0</sub>	
72	75,8	21,3	Нет	2,9	<i>Kc</i> <sub>12,9—22,8</sub>	0,33
101	73,7	20,4	3,3	2,6	<i>An</i> <sub>0,0—6,8</sub>	
102	75,8	20,8	1,3	2,1	<i>Kв</i> <sub>2,3—4,9</sub>	
Ассоциация агпаитовых нефелиновых сненитов, ийолитов, уртитов, ювитов						
78	73,4	17,2	—	9,4		
79	72,1	22,7	1,1	4,1		
80	78,0	17,8	—	4,2	<i>He</i> <sub>72,9</sub> <i>Kc</i> <sub>21,1</sub> <i>An</i> <sub>0,9</sub> <i>Kв</i> <sub>4,9</sub>	
81	73,8	23,2	—	2,9	<i>He</i> <sub>69,0—75,2</sub>	
82	74,3	19,2	—	6,5		
83	72,5	23,8	—	3,7	<i>Kc</i> <sub>16,5—24,5</sub>	1,48
84	72,5	19,3	3,4	4,8	<i>An</i> <sub>0,0—4,0</sub>	
85	71,5	24,5	—	4,0	<i>Kв</i> <sub>2,8—9,4</sub>	
86	71,2	21,9	—	6,9		
87	63,0	23,0	4,0	4,0		
88	71,5	23,8	1,9	2,8		
89	75,2	16,5	0,8	7,5		
90	73,8	22,1	0,6	3,5		

магнетитом и апатитом. В нем (по сравнению с нефелином из жил пегматоидных ийолитов) несколько понижается содержание нефелиновой и увеличивается роль кальсилитовой составляющих при малом значении анортитового компонента и избыточного кварца (табл. 9, 14, ан. 7).

3. Нефелин из полевошпатовых ийолитов, слагающих кальцевые дайки, завершающие формирование мельтейгит-ийолитовой интрузии Ковдорского массива, ассоциируется с эгирин-диопсидом и K-Na полевыми шпатами. В составе нефелина повышена роль нефелиновой составляющей и избыточного кварца при пониженном значении кальсилитовой и почти полном отсутствии анортитовой составляющих (табл. 9 и 15, ан. 15, 16).

4. Нефелин из такситовых ийолитов, уртитов и массивных ийолитов, формирование которых происходило при участии метасоматических процессов (нефелинизации, ийолитизации), образует парагенезисы с диопсидом и эгирин-диопсидом, акцессорным титаномagnetитом и апатитом. Он отличается от предыдущих нефелинов наиболее низким содержанием нефелиновой составляющей при повышенном участии кальсилитового компонента и избыточного кварца, а также полным отсутствием анортитового компонента (табл. 9 и 14, ан. 9, 11—13).

Таким образом, от ранних интрузивных фаз к поздним в нефелинах заметно убывает роль анортитового компонента и возрастает доля избыточного кварца. Что касается нефелиновой и кальсилитовой составляющих, то они варьируют в небольших пределах. Характерно, что в нефелине из гипабиссальных ийолит-порфиров Малого Ковдорского массива (табл. 10 и 14, ан. 35) содержание нефелиновой и кальсилитовой составляющих близко к содержанию этих компонентов в рассмотренных нефелинах из интрузивных разностей, вместе с тем в нем отмечены довольно высокие значения анортитовой и кварцевой составляющих. Нефелины, возникшие при участии метасоматических процессов, характеризуются наивысшими значениями кальсилитового компонента и полным отсутствием анортитовой составляющей.

В ходе формирования щелочных пород Ковдорского массива в целом произошла смена более натриевых ийолитов и мельтейгитов более калиевыми и кремнекислыми породами — нефелиновыми сиенитами. Сопрежненное изменение химизма пород и состава твердого раствора нефелина, который становится более кремнекислым в поздних полевошпатовых ийолитах и более калиевым в послемагматических метасоматических ийолитах и урритах, дает основание связывать причину этого явления с эволюцией щелочного расплава в ходе формирования Ковдорского массива.

Ковдорские нефелины не являются исключением. Т. Н. Иванова (Иванова и др., 1970), изучая породы ийолит-уртитовой серии Хибинского массива выявила существенные колебания в составе нефелина от  $Ne_{80,0} Kc_{17,3} K\theta_{2,7}$  до  $Ne_{71,9} Kc_{22,9} K\theta_{5,2}$ , отмечая при этом возрастание кальсилитовой составляющей в нефелине из ийолитов поздних субфаз. В недавно опубликованных данных по нефелинам из ийолитов комплекса Сибрук (Канада) отмечалось колебание их составов в следующих пределах:  $Ne_{73,85-74,98} Kc_{22,98-24,81} An_{0,14-0,96} K\theta_{0,79-2,40}$  (Mitchell, 1972).

Приведенные данные показывают, что состав нефелина колеблется в довольно широких пределах и зависит в определенной мере от истории формирования самих пород. Это дало основание предполагать, что нефелины из однотипных пород, принадлежащих разным ассоциациям, а, следовательно, формировавшихся в разных геологических условиях, будут характеризоваться определенными типоморфными особенностями. Для их выявления проведено сопоставление 50 анализов нефелинов из пород якупирангит-уртитового ряда, принадлежащих к различным ассоциациям пород.

В составе исследованных нефелинов, помимо главных компонентов — кремния, алюминия, калия и натрия — в ряде анализов отмечены

в небольших количествах окисное и закисное железо, кальций, титан, марганец, магний,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Ga,  $\text{H}_2\text{O}$ . Присутствие части этих второстепенных компонентов (марганец, магний, закисное железо) скорее всего обусловлено наличием мельчайших включений пироксена, а также вызвано частичным изменением нефелина. Из второстепенных компонентов интерес представляют окисное железо и кальций, природа которых долгое время оставалась неясной. Однако в последние годы с помощью электронного зондирования доказано, что они входят в состав нефелина. Содержание окиси кальция однако нуждалось в коррективах, так как мельчайшие сростки кальцита и апатита с нефелином отразились на данных химического анализа. Для большинства образцов были сделаны необходимые определения  $\text{CO}_2$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ , что позволило рассчитать долю  $\text{CaO}$ , приходящуюся на примеси, и внести соответствующую поправку в результат анализа. Полученное путем расчета истинное содержание окиси кальция в нефелине показано в табл. 9—12 и использовалось во всех расчетах.

Пересчет анализов нефелинов на 32 атома кислорода (табл. 9—11) показал, что нефелины содержат больше кремния и меньше алюминия, чем это положено по идеальной формуле  $\text{NaAlSiO}_4$ . Обсуждая роль вакансий катионов в нефелине Г. Доннай (Donnay et al., 1959) предложил общую формулу нефелина, которая включала также вакансии, а, по мнению Р. Митчелл (Mitchell, 1972), следует включать в общую формулу также и окисное железо. В этом случае в общем виде кристаллохимическая формула нефелина будет:  $\text{K}_x\text{Na}_y\text{Ca}_z\Box_{8-(x+y+z)}\text{Al}_{(x+y+2z)}\text{Fe}_w\text{Si}_{16-(x+y+2z+w)}\text{O}_{32}$ , где  $\Box$  — вакансии катионов.

Если обратиться к опубликованным материалам, то к крайним членам ряда нефелин — кальсилит можно отнести натриевые нефелины из фонолита Дунедин (Новая Зеландия) —  $\text{Ne}_{82,0}\text{Kc}_{18,8}\text{Kv}_{5,2}$  и из якупирангита района Могок (Бирма) —  $\text{Ne}_{83,3}\text{Kc}_{13,8}\text{Kv}_{2,9}$  (Tilley, 1954). Наиболее калиевая разность обнаружена в лавах юго-западной Уганды и характеризуется составом  $\text{Ne}_{54,5}\text{Kc}_{45,0}\text{Kv}_{0,5}$  (Sahama, 1952). Исследованные нефелины из пород якупирангит-уртитовой серии обогащены натриевой составляющей и характеризуются значительным диапазоном колебания состава:  $\text{Ne}_{80,7-66,1}\text{Kc}_{12,9-29,1}\text{An}_{0,0-12,7}\text{Kv}_{0,0-9,4}$ . Наиболее натриевая разновидность  $\text{Ne}_{80,7}\text{Kc}_{16,5}\text{An}_{0,0}\text{Kv}_{2,8}$  обнаружена в полевошпатовом ийолите Ковдорского массива, наиболее калиевая  $\text{Ne}_{66,1}\text{Kc}_{29,1}\text{An}_{0,0}\text{Kv}_{4,2}$  в мельтейгит-порфире массива Сона, т. е. в нефелинах, принадлежащих к единой ассоциации. Подобный широкий диапазон колебания нефелиновой и кальсилитовой составляющих отмечается и в нефелинах из других ассоциаций, если сопоставлять крайние из полученных значений (см. табл. 14). Однако обработка результатов с применением многомерного дисперсионного анализа (Крамбейн и др., 1973) показала значимость различий состава нефелина из четырех исследованных ассоциаций (табл. 15). Наиболее четкая зависимость состава нефелина от принадлежности к той или иной из рассматриваемых ассоциаций пород выявляется в содержании анортитовой составляющей и избыточного кварца (см. табл. 14, фиг. 26). Типоморфные особенности нефелинов из якупирангитов — уртитов различных ассоциаций пород, заключаются в следующем:

— нефелин с повышенным содержанием нефелиновой составляющей, низким содержанием анортитовой составляющей и избыточного кварца характерен для мельтейгитов-уртитов из ассоциации ультраосновных и щелочных пород. На диаграмме  $\text{Ne} - \text{Kv}$  (фиг. 26, б) анализы этих нефелинов располагаются преимущественно в левой верхней части поля. Несколько точек, попавших в правую половину поля с высокими значениями кварцевой составляющей, принадлежат преимущественно гипабиссальным мельтейгит-порфирам. Содержание редких щелочей в этих

Таблица 15

## Многомерный дисперсионный анализ результатов изучения состава нефелина

Ассоциации — <i>i</i>	I	II	III	IV
Образцы — <i>j</i> (количество) <i>He, Kc, An, Kв</i> составляющие нефелина — <i>m</i> (условно «ми- нерал»)	24	7	6	13
	Арксинусы квадратного корня данных табл. 14			
	Суммы квадратов			

$$\text{III} \left[ \sum_{ij} \left( \sum_m x \right)^2 \right] : 4 = 12\,9651,8$$

II $\frac{\sum_i \left( \sum_{jm} x \right)^2}{m \cdot j} =$	59 675,4	19 673,6	16 338,6	33 762,0
		129449,6		

$$\text{I} \left( \sum_{jim} x \right)^2 : (4 \cdot 50) = 129\,382,8$$

$$\text{C} \sum_{ijm} (x^2) = 222286,9$$

B $\frac{\sum_{im} \left( \sum_j x \right)^2}{j}$	407 379,2	29 917,4	26 565,3	56 391,1
		220253,0		

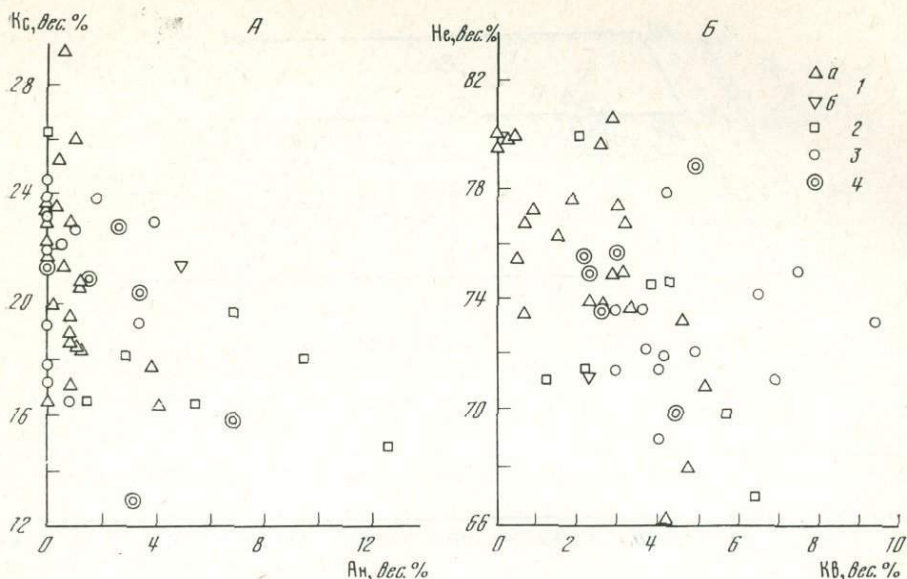
$$\text{A} \left[ \sum_m \left( \sum_{ij} x \right)^2 \right] : 50 = 219508,7$$

## Дисперсионный анализ

Источник изменчивости	Сумма квадратов	Число степеней свободы	Средний квадрат	F-отношение
Между ассоциациями	II—I=66,8	4—1=3	22,3	
Между образцами	III—I=202,2	50—4=46	4,4	
Между «минералами»	A—I=90125,9	4—1=3	30041,9	
Смешанный эффект (ассоциация × минерал)	(I+B) — (II+A) = 677,5	(4—1)(4—1) = 9	75,3	5,7
Смешанный эффект образец × минерал)	(II+C) — (III+B) = 1831,7	(50—4)(4—1) = 138	13,2	
$F_{0,05;9,138} = 1,95; F > 1,95$				

нефелинах низкое:  $\text{Li}_2\text{O}$  — 0,0018%,  $\text{Rb}_2\text{O}$  — 0,004—0,009%,  $\text{Cs}_2\text{O}$  меньше тысячных долей процента;

— нефелин с высоким содержанием избыточного кварца и ничтожным содержанием анортитовой составляющей характерен для ийолитов и уртитов, встречающихся в ассоциации с агпайтовыми нефелиновыми сиенитами. На диаграмме *Kc—An* (фиг. 26, A) точки их составов совместно с точками нефелинов из ассоциации ультраосновных и щелочных пород занимают узкое поле вдоль вертикальной оси *Kc*. На диаграмме



Фиг. 26. Вариации содержания кальсилитовой и анортитовой (А) нефелиновой и кварцевой (Б) составляющих в нефелинах

Ассоциации:

1 — ультраосновных и щелочных пород, приуроченных к платформам (а) и краевым блокам фундамента древних платформ (б);

2 — основных и щелочных пород,

3 — агпаитовых нефелиновых сиенитов,

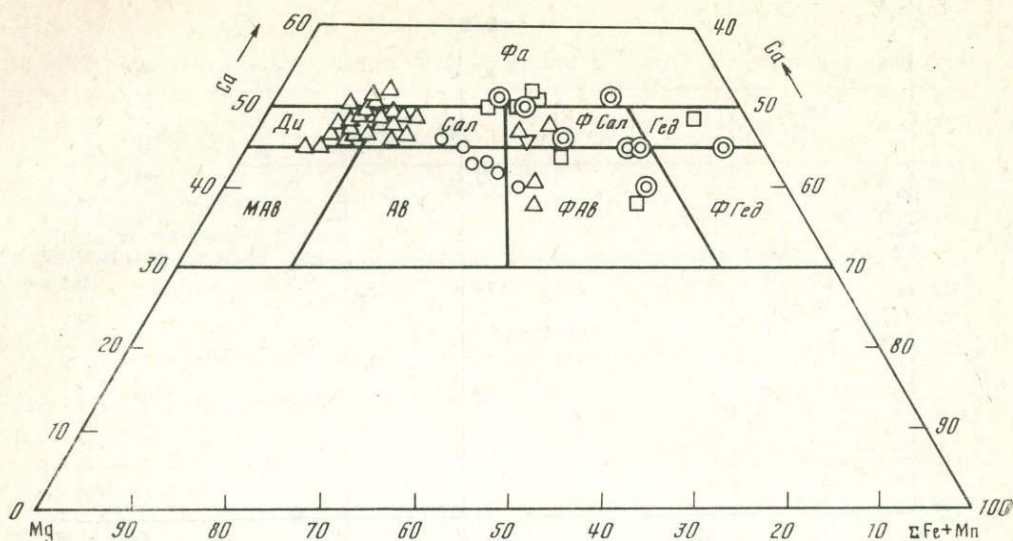
4 — фойяитовых нефелиновых сиенитов

Ne — Kv (фиг. 26, Б) они располагаются в правой части, поскольку характеризуются самыми высокими значениями избыточного кварца. Заметим, что для этих нефелинов характерны наиболее высокие содержания редких щелочей  $\text{Li}_2\text{O} - 0,003-0,005$ ,  $\text{Rb}_2\text{O} - 0,011-0,026$ ,  $\text{Cs}_2\text{O} - 0,0004-0,0006$  (Дудкин и др., 1964).

Нефелин с высоким содержанием анортитовой составляющей типичен для двух ассоциаций: основных и щелочных пород, а также ассоциации с фойяитовыми нефелиновыми сиенитами. На диаграмме Kc — An (фиг. 26, А) анализы этого нефелина тяготеют к правой ее части в отличие от нефелинов, характерных для двух других ассоциаций. Обращает внимание, что по содержанию окиси железа нефелины этих двух ассоциаций также близки (среднее содержание составляет 0,33% и 0,55%) в отличие от нефелинов из ийолитов и уртитов в ассоциации с агпаитовыми нефелиновыми сиенитами и ультраосновными породами, в которых среднее содержание окиси железа составляет соответственно 1,48% и 1,00%.

### Пироксен

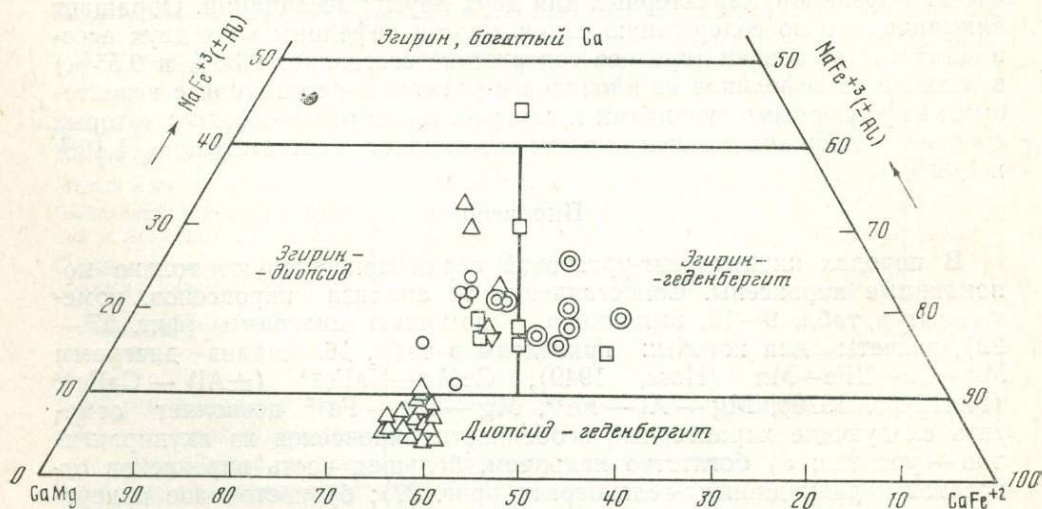
В породах якупирангит-уртитовой серии присутствуют только моноклинные пироксены. Сопоставление 51 анализа пироксенов, помещенных в табл. 9—12, выполнено с помощью диаграмм (фиг. 27—29), расчеты для которых приведены в табл. 16. Анализ диаграмм Mg — Ca —  $\Sigma\text{Fe}$  — Mn (Hess, 1949), CaMg —  $\text{NaFe}^{+3}$  ( $\pm\text{Al}$ ) —  $\text{CaFe}^{+2}$  (Гинзбург, 1970), Mg — Al —  $\text{Fe}^{+2}$ , Mg — Na —  $\text{Fe}^{+2}$  позволяет отметить следующие характерные особенности пироксенов из якупирангитов — уртитов: а) богатство кальцием, большая часть пироксенов относится к ряду диопсид-геденбергит (фиг. 27); б) постоянное присутствие глинозема, количество которого увеличивается в образцах пироксенов, богатых геденбергитовой составляющей (фиг. 29); в) присутствие во всех образцах, хотя и в разных количествах, эгириновой составляющей (фиг. 28). Наряду с общими особенностями, пироксены из



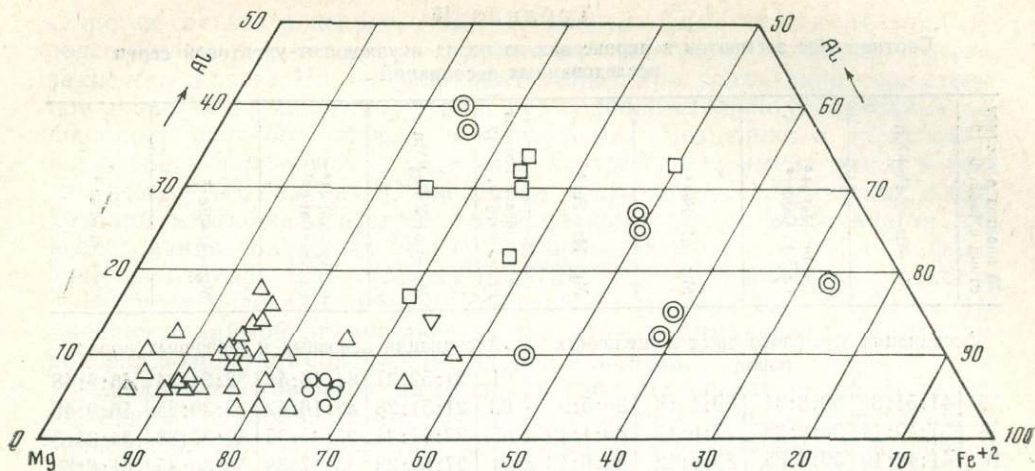
Ф и г. 27. Точки составов пироксенов из пород якупирангит-уртитовой серии на диаграмме Х. Хесса (Hess, 1949), детализированной И. В. Гинзбург (1970)  
Условные обозначения см. на фиг. 26

якупирангит-уртитовых пород каждой из выделенных ассоциаций имеют типоморфные признаки.

Диопсиды характерны для якупирангитов-уртитов из ассоциации ультраосновных и щелочных пород. Они имеют выдержанный состав и образуют на всех диаграммах четко обособившееся поле (фиг. 27—29). Это наиболее магнезиальные из исследованных пироксенов (фиг. 27), характеризующиеся наименьшим содержанием алюминия (фиг. 29) и эгириновой составляющей (см. фиг. 28). Повышенное содержание эгириновой составляющей отмечено лишь в пяти анализах из тридцати, причем три из них (ан. 17—19) — пироксены из кольцевых даек порфирированных полевошпатовых ийолитов Ковдорского массива, наиболее поздних дифференциатов ийолитовой магмы в этом массиве.



Ф и г. 28. Точки составов пироксенов из пород якупирангит-уртитовой серии на диаграмме CaMg — NaFe<sup>3</sup>(±Al) — CaFe<sup>2</sup> (границы полей даны по И. В. Гинзбург, 1970)  
Условные обозначения см. на фиг. 26



Фиг. 29. Соотношение Mg, Al, Fe<sup>2+</sup> в пироксенах из пород якупирангит-уртитовой серии  
Условные обозначения см. на фиг. 26

Фассаиты и эгирин-геденбергиты типичны для якупирангит-уртитов, возникающих в ассоциации основных и щелочных пород или в ассоциации с фойяитовыми нефелиновыми сиенитами. Эти пироксены имеют сложный, весьма неустойчивый состав, что отражается на положении точек на диаграммах, занимающих широкие поля (фиг. 27—29). Для них характерно богатство геденбергитовой составляющей, поэтому на диаграммах Mg—Ca—ΣFe+Mn и Mg—Al—Fe<sup>2+</sup> точки тяготеют к правой железистой части диаграмм. Содержание кальция в этой группе пироксенов изменяется от 23 до 16%. Пироксены, наиболее богатые кальцием (CaO=21,60%—22,98%) и, что весьма характерно, глиноземом (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=6,12—10,72%), отнесены к группе фассаитов в соответствии с классификацией И. В. Гинзбург (1970). Фассаиты на диаграмме Хесса попадают выше поля диопсид-геденбергит. Пироксены с содержанием окиси кальция, колеблющейся в пределах 18—12% и переменным содержанием железа, естественно, на диаграмме Хесса (фиг. 27), попадают в разные поля: ферросалита, ферроавгита, геденбергита. Однако все они имеют одну общую особенность — постоянное присутствие эгириновой составляющей (Na<sub>2</sub>O до 4,56%), так что на диаграмме CaMg—NaFe<sup>+3</sup>(±Al)—CaFe<sup>+2</sup> они преимущественно попадают в поле эгирин-геденбергита и названы поэтому «эгирин-геденбергиты» (Гинзбург, 1970).

Эгирин-диопсиды и эгирины характерны для ассоциации ийолитов и уртитов с аптаитовыми нефелиновыми сиенитами. На диаграммы нанесены только эгирин-диопсиды Хибинского массива, поскольку эгирины — подообразующие пироксены уртитов и ийолитов Ловозерского массива — попадают за пределы рассматриваемых полей. Эта группа пироксенов характеризуется низкими содержаниями кальция (фиг. 27) и глинозема (фиг. 29). По содержанию эгириновой составляющей пироксены Хибинского массива сближаются с фассаитами и эгирин-геденбергитами из ийолитов и уртитов ассоциации основных и щелочных пород или ассоциации с фойяитовыми нефелиновыми сиенитами, однако хибинские пироксены более магниезиальные и относятся к эгирин-диопсидам (см. фиг. 28).

Некоторые из исследованных пироксенов якупирангит-уртитов имеют зональное строение, обусловленное изменением состава минерала в процессе его образования. Вопрос об эволюции состава пироксена в

Таблица 16

Соотношение элементов в пироксенах из пород якупирангит-уртитовой серии исследованных ассоциаций

№ анализа в соответствии с табл. 9-12	Ассоциация ультраосновных и щелочных пород					№ анализа в соответствии с табл. 9-12	Ассоциация основных и щелочных пород				
	Mg—Ca—Σ Fe—Mn	CaMg—NaFe <sup>2+</sup> (±Al)—CaFe <sup>2+</sup>	Mg—Al—Fe <sup>2+</sup>	Mg—Na—Fe <sup>2+</sup>			Mg—Ca—Σ Fe—Mn	CaMg—NaFe <sup>2+</sup> (±Al)—CaFe <sup>2+</sup>	Mg—Al—Fe <sup>2+</sup>	Mg—Na—Fe <sup>2+</sup>	
6	41:51:8	58:8:34	79:13:8	86:5:9		61	21:52:27	41:18:41	32:34:34	46:6:48	
8	37:49:14	56:6:38	77:6:17	80:1:19		63	21:51:28	42:16:42	35:30:35	46:9:45	
10	41:49:10	59:6:35	82:6:12	82:6:12		65	22:44:34	35:30:35	40:22:38	34:34:32	
14	28:38:34	39:33:28	69:10:21	45:41:14		91	27:50:23	45:17:38	45:30:25	61:6:33	
17	26:41:33	40:30:30	62:12:26	43:39:18		92	5:49:46	33:15:52	17:33:50	20:20:60	
18	25:47:28	44:18:38	58:7:35	46:24:30		93	24:50:26	44:19:37	53:17:30	49:24:27	
19	21:48:31	40:23:37	52:10:38	38:34:28		94	17:38:45	28:44:28	34:32:34	23:54:23	
21	38:49:13	54:11:35	67:19:14	78:6:16		Ассоциация фойяитовых нефелиновых, сениитов, ийолитов, уртитов, ювитов					
23	40:48:12	57:7:36	80:6:14	78:7:15		67	26:51:23	42:21:37	36:40:24	55:8:37	
25	25:46:29	44:17:39	52:14:34	49:18:33		67a	24:50:26	42:21:37	37:37:26	55:10:35	
27	39:49:12	56:6:38	70:7:20	73:7:20		69	13:45:42	36:18:46	29:12:59	23:21:56	
29	41:47:12	58:5:37	77:4:19	76:6:18		69a	12:45:43	35:20:45	27:15:58	25:21:54	
30	39:47:14	56:5:39	72:4:24	71:6:23		71	13:51:36	38:16:46	24:27:49	30:10:60	
31	41:46:13	57:5:38	75:4:21	74:5:21		73	4:45:51	30:19:51	8:19:73	8:18:74	
33	40:50:10	57:6:37	75:9:16	78:4:18		103	21:46:33	40:17:43	45:10:45	40:20:40	
34	41:49:10	57:7:36	76:10:14	80:5:15		104	15:40:45	32:26:42	25:25:50	25:25:50	
36	37:53:10	56:7:37	74:11:15	77:6:17		Ассоциация агпаитовых нефелиновых сениитов, ийолитов, уртитов, ювитов					
37	36:53:11	54:9:37	73:12:15	76:8:16		95	34:46:20	51:11:38	68:7:25	64:14:22	
38	36:53:11	55:8:37	74:10:16	75:8:17		96	32:45:23	52:16:32	66:6:28	57:19:24	
40	41:49:10	56:8:36	68:16:16	79:3:18		97	32:43:25	45:22:33	67:7:26	49:32:19	
44	49:45:6	60:6:34	88:6:6	90:3:7		98	31:43:26	45:21:34	69:6:25	53:27:20	
45	40:49:11	57:5:38	72:10:18	78:3:19		99	30:42:28	44:22:34	66:6:28	49:30:21	
46	48:45:7	60:6:34	85:8:7	88:4:8		100	29:40:31	43:24:33	68:4:28	48:33:19	
48	45:47:8	59:7:34	83:6:11	83:6:11							
49	44:46:10	58:8:34	81:7:12	80:7:13							
50	44:48:8	60:6:34	84:6:10	83:7:10							
51	43:47:10	58:7:35	81:7:12	81:6:13							
53	39:50:11	55:9:36	70:15:15	77:6:17							
57	43:47:10	58:6:36	75:10:15	80:4:16							
58	40:48:12	55:9:36	69:15:16	77:5:18							

ходе кристаллизации, детально обсужденный для пород основного ряда (Х. Хесс, А. Польшерварт, Х. Куно и другие), весьма слабо исследован для щелочных пород и особенно якупирангит-уртитового ряда. В той или иной мере он затрагивается в работах Ю. А. Билибина (1946), К. Яги (Jagi, 1953), В. А. Кононовой (1962) и некоторых других исследователей. Так, Ю. А. Билибин на примерах Алданского и Омолонского комплекса установил, что в процессе кристаллизации щелочных базальтоидных магм происходит следующая эволюция состава пироксена: диопсид→титанистый авгит→салит→эгирин-авгит→эгирин.

На основании зональных структур в пироксенах из ийолитов Дахунурской интрузии (Кононова, 1962) была установлена следующая последовательность их образования: авгит→фассаит→эгирин-авгит. Изу-

чение их состава показало, что в основную фазу кристаллизации пироксен связывал заметные количества глинозема, кальция, титана, закисного железа. На завершающих этапах кристаллизации существенное значение приобретал натрий, что сопровождалось увеличением содержания окисного железа и кремнезема. Тенденция к нарастанию щелочности пироксенов в ходе их кристаллизации имела место в обоих упомянутых случаях. С введением в практику геологических исследований микроанализаторов с электронным зондом, возможности для исследования зональных структур минералов расширились. В недавно опубликованной статье (Mitchell, 1972) описаны зональные пироксены в ийолитах массива Сиибрук (Канада), в которых ядро состава салита сменяется каймой эгирин-авгита, при этом в химическом составе пироксена возрастает содержание натрия и железа.

Среди исследованных нами пироксенов зональные разности нередки, однако наибольший интерес представляли зональные пироксены из гипабиссальных образований ассоциации ультраосновных и щелочных пород, отвечающих по составу мельтейгит-порфирам, ийолит-порфирам, весьма близким к меланефелинитам. Вкрапленники представлены пироксеном, нередко оливином, основная масса — пироксеном и нефелином. Размеры вкрапленников редко превышают 1 мм, так что их состав оценивался обычно только по оптическим свойствам. Вместе с тем эти породы представляют большой петрологический интерес, поскольку, как предполагают, они наиболее близки первичным расплавам, из которых могли образоваться сложные ассоциации ультраосновных и щелочных пород. В связи с этим состав вкрапленников и их изменение в какой-то мере позволяют судить о составе первичного расплава и тенденциях в его изменении.

Изучено на микроанализаторе шесть образцов ийолит-порфириров и мельтейгит-порфириров Турьего мыса и Малого Ковдорского массива (Кольский полуостров), массивов Сола и Кугда Маймеча-Котуйской провинции (см. табл. 10). Состав ядра и периферии вкрапленников как и пироксена из основной массы отвечают диопсиду, однако состав последнего закономерно меняется. Ядро вкрапленников (бесцветное) имеет состав наиболее чистого диопсида с максимальными содержаниями магния (MgO до 18%, табл. 10, ан. 44). К периферии вкрапленников (окрашенной в бурые тона) содержание магния заметно уменьшается, в то же время возрастает количество железа, глинозема, в меньшей степени — щелочей. Зерна основной массы варьируют по составу, обычно отвечая составу периферии вкрапленников. Особенно показателен обр. 70/229 (табл. 10, ан. 48—51) массива Сола, в котором разные зерна основной массы породы отвечают составу либо ядра (сравните ан. 48 и 50), либо периферии (ан. 51 и 49) вкрапленника. Отмеченные тенденции в изменении состава пироксена согласуются с общей направленностью в смене пород рассматриваемых массивов: от более магнезиальных (оливиниты, пироксениты) к обогащенным кальцием и глиноземом — мельтейгитам и ийолитам.

### Оливин

В породах якупирангит-уртитового ряда оливин встречается только в определенной их разновидности — в гипабиссальных разностях, отвечающих по составу мельтейгит-порфиру или ийолит-порфиру в ассоциации ультраосновных и щелочных пород. Его состав определен в тех же образцах, в которых изучался описанный выше зональный пироксен (см. табл. 10, ан. 41, 42, 54, 55, 59). Оливин встречается только во вкрапленниках, которые, как правило, окружены реакционными каймами диопсида, магнетита, биотита. Изученные зерна оливина относятся к магнезиальным членам ряда форстерит — фаялит, в кото-

рых содержание фаялитового компонента колеблется в следующих пределах: в образце Турьего мыса: ядро вкрапленника — 7% (ан. 41), периферия того же вкрапленника — 12% (ан. 42); в образце массива Сона: ядро вкрапленника — 15% (ан. 54), периферия — 15% (ан. 55); массив Кугда: 23% (ан. 59).

В собственно оливинитах ассоциации ультраосновных и щелочных пород Кольского полуострова и Маймеча-Котуйской провинции содержание фаялитового компонента в оливине колеблется от 3,0 до 14,5%, т. е. достаточно близко к оливинам из мельтейгит — порфиоров.

Породообразующие минералы якупирангит-уртитовой серии, как показали проведенные исследования, хотя и варьируют по составу, отличаются некоторыми специфическими особенностями. Так, среди нефелинов преобладают разности, богатые натрием, для пироксенов характерно высокое содержание кальция, а среди оливинов встречаются только магнезиальные разности.

Обнаруживается определенная корреляция между изменением состава минералов и типом ассоциации, с которой связаны якупирангит-уртитовые породы. При этом достаточно резко различаются нефелины и пироксены из ийолитов и уртитов, ассоциирующихся с ультраосновными породами и с агпайтовыми нефелиновыми сиенитами. Для ийолитов из ассоциации ультраосновных и щелочных пород характерен нефелин с высоким содержанием нефелиновой составляющей и низким — анортитовой и кварцевой составляющих, а пироксен отвечает составу диопсида. В ийолитах, ассоциирующихся с агпайтовыми нефелиновыми сиенитами, как правило, присутствует нефелин с высоким содержанием кварцевой составляющей, а пироксен обогащен эгириновой составляющей и отвечает составу эгирина-диопсида и эгирина.

Породообразующие минералы из ийолитов и уртитов, встречающихся в ассоциации с основными породами и фойянтовыми нефелиновыми сиенитами, весьма близки по составу: нефелин характеризуется максимальными из известных содержаниями анортитовой составляющей, а в составе пироксена, отвечающего фассаиту или эгирина-геденбергиту, отмечаются высокие содержания глинозема, кальция, титана и железа.

Типоморфные особенности состава минералов можно использовать в качестве признака, позволяющего диагностировать, с каким типом ассоциации связаны якупирангиты-уртиты, что особенно важно в тех случаях, когда видимые пространственные связи с другими породами отсутствуют. В связи с возможными случайными отклонениями целесообразно пользоваться совокупностью признаков.

### **ОСОБЕННОСТИ КОЛИЧЕСТВЕННО-МИНЕРАЛЬНОГО И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД ЯКУПИРАНГИТ-УРТИТОВОЙ СЕРИИ**

В исследованных массивах встречены представители всей непрерывной серии пород от якупирангитов до уртитов, но широким распространением пользуются мельтейгиты, ийолиты и уртиты (фиг. 30, 31). Для характеристики количественно-минерального состава пород якупирангит-уртитового ряда использовано около 100 подсчетов в шлифах и в протравленных образцах (для крупнозернистых разностей). Кроме того, было подобрано 43 наиболее типичных и свежих образца глубокой и гипабиссальной фаций из 12 массивов, для которых проведено подробное изучение количественно-минерального и химического состава, включая определение малых и рассеянных элементов (табл. 17, 18). Аналитические данные по Хибинскому и Ловозерскому массивам заимствованы из литературы (Минаков и др., 1967, Иванова и др., 1970; Буссен, Сахаров, 1972). Названия пород даны в соответствии с клас-

сификацией, предложенной Н. А. Елисеевым (1957), которая отличается от классификации Б. М. Куплетского (1946) более широким полем ийолитов (30—70% нефелина вместо 35—70%), а также более узким полем якупирангитов (0—10% вместо 0—20% по Б. М. Куплетскому). Для сопоставления составов пород полезны диаграммы обоих упомянутых авторов, так как они позволяют характеризовать разные особенности пород якупирангит-уртитовой серии, из которых следует подчеркнуть следующие.

1. Преимущественным распространением пользуются мельтейгиты, ийолиты и уртиты, в то время как самые меланократовые разновидности — якупирангиты — встречаются редко, да и то главным образом как метасоматические образования, возникающие при нефелинизации мраморов или пироксенитов.

2. Встречаются все переходные разновидности от бесполовошпатовых пород нефелино-пироксенового состава через их полевошпатовые разновидности к ювитам, малиньитам, а затем — к нефелиновым сиенитам (см. фиг. 30).

3. Меланократовые разновидности — якупирангиты, мельтейгиты — обогащены акцессорными минералами: титаномagnetитом, оливином, а также гранатом, перовскитом, сфеном, апатитом (см. фиг. 31).

Химический состав пород различен. В выбранных реперных пробах содержание главных элементов колеблется в следующих пределах, %:  $\text{SiO}_2$  37,43—48,94,  $\text{TiO}_2$  0,14—5,47,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  4,57—30,07,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0,00—9,85;  $\text{FeO}$  0,49—10,07,  $\text{MgO}$  0,02—10,91,  $\text{CaO}$  0,16—19,80,  $\text{Na}_2\text{O}$  3,04—16,21,  $\text{K}_2\text{O}$  0,91—6,46.

В связи с широкими вариациями соотношений пироксена и нефелина в пределах каждой разновидности (мельтейгит, ийолит и т. д.), а также переменным составом пироксена и нефелина (см. предыдущий раздел) состав определенной разновидности пород якупирангит-уртитового ряда также непостоянен, что создает определенные трудности при классификации пород по их химическому составу.

Мы пытались выявить пределы содержания окислов в каждом типе породы. Оказалось, что из всех элементов лучше всего (с наименьшими полями перекрытий) с количественно-минеральным составом увязывается глинозем и окись натрия (фиг. 32). Поля перекрытий составов обусловлены в первую очередь изменением состава пироксена. Так, появление богатых натрием эгирин-диопсидов в массивах Гремяха-Вырмес и Хибины приводит к увеличению содержания натрия в породе, в результате поле ийолитов перекрывается с полем уртитов. Аналогично за счет фансантов тувинских образцов, богатых глиноземом, увеличивается содержание глинозема в породе, вызывая перекрытие полей мельтейгита с ийолитом, а ийолита с уртитом.

Можно наметить пределы колебания составов главнейших типов пород (для неизменных разностей):

	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Na}_2\text{O}$
Уртит . . . . .	24—30%	11—16%
Ийолит . . . . .	13—25%	5—12%
Мельтейгит . . . . .	4—15%	2—6%

Эти цифры основаны на данных 52 анализов (табл. 17, 18). К сожалению, имеющийся в литературе обширный материал по вещественному составу этих пород, не может быть использован для разработки их классификации по химизму, поскольку в большинстве случаев для проанализированных образцов не приводится количественно-минеральный состав.

Якупирангит-уртитовые серии, возникающие в разных ассоциациях, характеризуются определенной спецификой, при этом особенно заметно

отличаются нефелино-пироксеновые породы в ассоциации с ультраосновными сериями. Для ассоциации ультраосновных и щелочных пород, вне зависимости от ее структурной позиции, характерны следующие особенности.

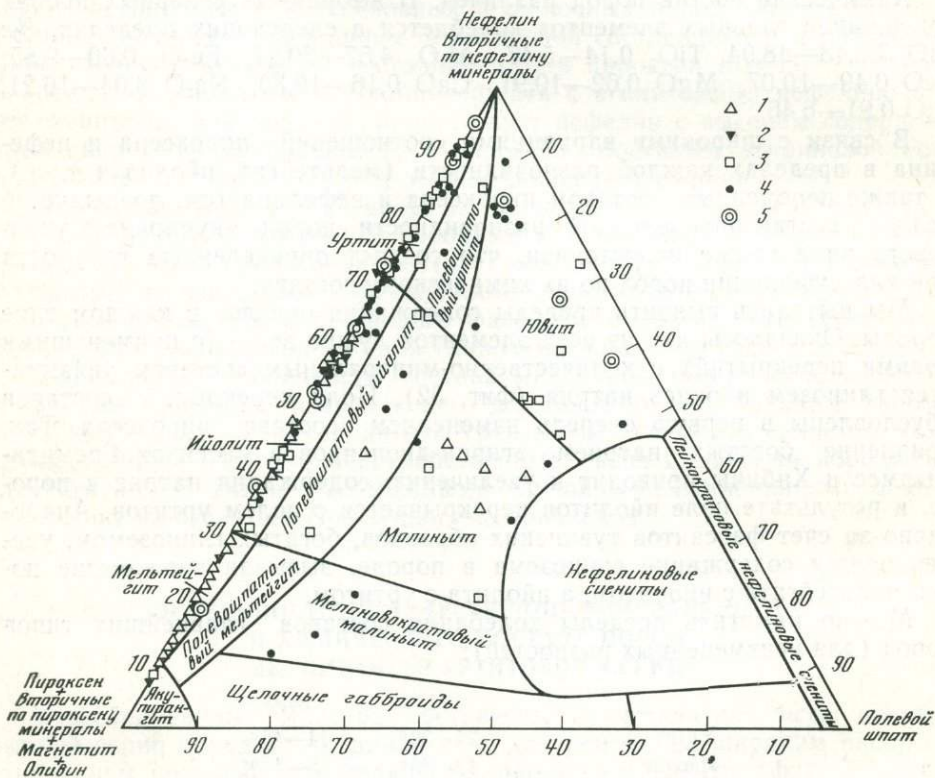
Преобладают меланократовые разности — мельтейгитов, ийолитов, якупирангитов, содержащих значительные количества магнетита, а в гипабиссальных разностях — оливин.

Лейкократовые разности (уртиты) появляются, как правило, при метасоматических преобразованиях (нефелинизации мельтейгитов, Кононова, 1971);

Разности пород, содержащие К-На-полевой шпат, типа полевошпатового ийолита, малиньита, нефелинового сиенита, оторваны во времени образования от основной массы якупирангитов-ийолитов.

Для ассоциации основных и щелочных пород, а также ийолитов, уртитов и ювитов с агпайтовыми и фойяитовыми нефелиновыми сиенитами типично преобладание мезо- и лейкократовых разностей — ийолитов, уртитов.

Меланократовые разности обычно появляются в этих ассоциациях при развитии контактово-метасоматических процессов, в частности, при взаимодействии геденбергитовых нефелиновых сиенитов и мраморов



Фиг. 30. Минеральный состав пород якупирангит-уртитового ряда (на основе диаграммы Н. А. Елисева, 1957)

Интрузивные породы якупирангит-уртитового ряда рассматриваемых ассоциаций:

- 1 — ультраосновных и щелочных пород, приуроченных к платформам,
- 2 — ультраосновных и щелочных пород, приуроченных к краевым блокам фундамента платформ,

- 3 — основных и щелочных пород,
- 4 — агпайтовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, ювитов,
- 5 — фойяитовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, ювитов



Таблица 17 Химический и минеральный составы пород якупирангит-уртитовой серии, вес. %

Компоненты	Ультраосновных и щелочных пород.								
	Кольско-								
	Мельтейгиты		Ийолиты						
	418/6	5-147	5-49	5-146	399/5	2-910	402/1	5-56	5-137
1	2	3	4	5	6	7	8	9	
SiO <sub>2</sub>	40,77	39,10	39,66	40,90	41,20	45,24	48,36	40,20	41,76
TiO <sub>2</sub>	2,94	3,76	2,57	2,45	1,28	0,32	0,60	3,17	1,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,57	12,61	14,70	14,09	16,00	20,15	17,76	20,48	20,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,04	7,69	6,24	6,51	7,10	3,95	4,73	5,13	4,52
FeO	7,45	4,85	4,35	5,32	4,39	2,34	2,51	1,67	3,10
MnO	0,29	0,18	0,10	0,17	0,11	0,08	0,12	0,04	0,09
MgO	8,86	7,08	6,18	7,53	7,34	2,88	3,04	3,09	5,21
CaO	19,80	16,02	14,25	12,88	12,10	7,94	8,24	11,06	9,69
Na <sub>2</sub> O	3,04	5,54	7,01	6,19	6,76	12,49	8,66	9,77	9,20
K <sub>2</sub> O	0,91	1,44	2,84	2,25	2,49	3,40	3,14	4,39	3,26
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,00	Не опр.	0,04	0,13	0,06	0,20	0,11	0,07	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,36	»	0,35	0,70	0,84	0,50	0,78	0,48	0,43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2,87	0,34	0,73	0,35	0,04	0,95	1,40	0,04	0,18
CO <sub>2</sub>	0,68	0,95	0,20	0,35	0,70	0,45	0,20	0,62	0,62
SO <sub>3</sub>	Не опр.	Не опр.	0,14	0,00	0,00	0,18	0,08	0,14	0,12
Cl	0,00	0,00	Не опр.	Не опр.	0,00	0,00	0,00	Не опр.	Не опр.
F	0,06	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Прочие	0,17	0,12	0,025	0,035	0,013	0,042	0,01	0,14	0,02
Сумма	99,81	99,72	99,355	99,555	100,42	100,512	99,74	100,49	99,94
O-F	0,03	0,05	—	—	—	—	—	—	—
O-S	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,78	99,67	99,355	99,555	100,42	100,512	99,74	100,49	99,94
CaO	3,0	1,4	0,9	0,9	1,3	0,6	0,4	0,5	0,5
(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O)	1,3	0,8	1,0	0,9	0,9	1,2	1,0	1,0	0,9
(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O) : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,5	0,6	0,6	0,5	0,6	0,6	0,6	0,7	0,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : (FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	190,8	189	188	189	188,9	194,5	194	187	188
Условный потенциал ионизации по В. А. Жарикову (1967)	17,8	15,5	35,4	30,8	46,6	48,6	35,5	62,7	55,2
Нефелин	—	Ед. з.	0,7	—	1,8	—	0,6	0,5	0,6
Вторичные минералы по нефелину	—	—	—	—	—	Ед. з.	9,0	—	—
К-На-полевой шпат	—	—	Мелилит	—	—	—	—	—	—
Роговая обманка	—	—	10,9	—	—	—	—	—	—
Пироксен переменного состава	48,8	42,4	36,1	55,8	46,1	48,0	51,7	26,6	38,5
Слюда переменного состава	2,2	0,6	0,5	Ед. з.	1,3	—	—	—	Ед. з.
Титаномагнетит	19,4	24,3	14,4	12,4	3,8	0,3	0,2	10,2	5,7
Перовскит	8,5	17,2	1,9	0,2	0,1	—	—	Ед. з.	Ед. з.
Сфен	—	Ед. з.	—	—	—	0,1	0,4	—	»
Шорломит	—	—	—	—	—	—	—	—	»
Апатит	3,3	Ед. з.	0,1	0,8	Ед. з.	3,0	3,0	—	»
Кальцит	Ед. з.	»	—	—	0,3	—	—	—	—

Примечание. Анализы выполнены Центральной химической лабораторией ИГЕМ АН СССР, анали- Н. Н. Никольская (ан. 5, 7, 11) и Химической лабораторией ГЕОХИ СО АН СССР аналитик (Бондаренко Ломейко (ан. 30), Е. М. Нактинас (ан. 24), А. И. Попова (ан. 26), А. Н. Разживина (ан. 29), А. Т. Сади- Т. Н. Ивановой (Иванова и др., 1970), анализы 46-49 — у И. В. Буссен и А. С. Сахарова (1972). В соста- = 0,03; ан. 2 п. п. = 0,12; ан. 3 ZrO<sub>2</sub> = 0,02%; ан. 4 ZrO<sub>2</sub> = 0,035; ан. 5 V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0,013, BaO не обн.; V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0,03, Sr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> не обн., BaO не обн., SrO 0,04, ZrO<sub>2</sub> = 0,02; ан. 11 V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0,02, BaO не обн.; ан. 16 SrO = 0,036; ан. 17 SrO = 0,085; ан. 18 BaO = 0,04, ZrO<sub>2</sub> = 0,018; ан. 19 п. п. = 0,20; ан. 20 SrO = 0,30, другие трехвалентные окислы = 0,05, ан. 36, 38, 40 состав «прочих» не расшифрован; ан. 41 BaO = 0,39; ан. 43 п. п. = 0,50; ан. 46 ZrO<sub>2</sub> = 0,19%; SrO = 0,32%, прочие = 0,07%; ан. 47 ZrO<sub>2</sub> = 0,07%.

сопровожаемая карбонатитами										
Карельская					Маймеча-Котуйская			Саянская		
Ийолиты				Уртит	Мельтейгит	Ийолит	Ийолит	Мельтейгит	Ийолиты	
418/12	3-54	428/1	5-71	1-269	70/153	70/140	70/172	559/7	7-23	7-28
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
38,44	40,62	40,47	40,12	44,48	42,78	41,28	41,25	44,68	39,74	40,40
3,10	1,76	1,76	3,87	0,41	3,74	2,95	1,72	1,50	2,27	1,83
13,36	18,52	14,21	20,55	20,82	10,60	13,61	23,04	10,81	20,54	23,82
5,98	5,66	6,94	5,42	2,40	8,76	7,30	3,58	6,61	7,30	3,89
3,80	4,39	4,22	0,83	1,44	3,87	4,53	2,93	7,50	1,51	1,96
0,08	0,13	0,15	0,09	0,04	0,16	0,12	0,07	0,29	0,16	0,13
8,87	5,70	4,82	2,89	4,79	7,67	8,11	4,38	6,48	1,36	2,05
12,89	10,12	10,83	11,61	9,42	12,81	12,41	6,74	15,71	12,54	9,06
5,81	8,22	8,41	9,59	10,47	5,70	6,00	11,01	5,05	9,18	11,20
3,71	3,66	3,90	3,97	4,10	3,02	3,41	4,99	2,08	3,61	4,70
0,14	0,10	0,38	Не опр.	0,44	0,00	0,06	0,00	0,04	Не опр.	Не опр.
0,79	0,54	0,96	»	0,81	0,60	0,38	0,29	0,65	0,00	0,00
2,36	0,30	1,45	0,05	0,04	0,56	0,00	0,08	0,69	0,09	0,24
0,45	0,65	1,93	0,50	0,62	0,04	0,06	0,28	1,33	0,97	1,00
Не опр.	0,08	Не опр.	Следы	0,00	S=0,02	S=0,048	S=0,026	0,14	Не опр.	Не опр.
0,00	0,00	»	Не опр.	0,00	0,00	0,00	0,00	Не опр.	»	»
0,08	0,00	0,16	0,06	0,00	0,00	Не опр.	Не опр.	0,00	0,03	0,10
0,09	0,02	0,14	0,09	0,035	0,148	0,036	0,085	0,058	0,20	0,06
99,95	100,47	100,73	99,64	100,31	100,48	100,31	100,46	100,62	99,50	100,44
0,04	—	0,07	0,03	—	—	—	—	—	0,02	0,05
—	—	—	—	—	0,01	0,02	0,01	—	—	—
99,91	100,47	100,66	99,55	100,31	100,47	100,29	100,45	100,62	99,46	99,94
0,9	0,5	1,4	0,5	0,4	0,9	0,8	0,3	1,3	0,6	0,4
1,0	0,9	1,3	1,0	1,0	1,2	1,0	1,0	1,0	0,9	1,0
0,6	0,5	0,6	0,9	0,6	0,7	0,6	0,5	0,4	0,8	0,6
188,3	188,9	192,5	189	188,0	193	188	187	190	188,5	187
41,2	50,1	41,7	67,5	85,8	22,6	30,0	68,9	20,9	26,8	73,5
—	0,3	1,2	1,8	3,8	—	Ед. з.	0,4	2,9	3,5	2,5
—	—	Ед. з.	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	0,2	—	11,5	0,6	1,1	—	—	0,4
29,8	30,1	35,5	8,6	10,0	50,8	54,7	18,8	60,6	8,5	8,3
5,5	14,5	13,4	0,4	—	—	0,7	1,0	0,5	—	Ед. з.
10,0	3,7	0,6	21,5	—	6,7	8,7	7,7	12,6	—	2,0
—	0,3	—	—	—	—	5,9	5,3	—	—	—
5,9	—	2,8	Ед. з.	Ед. з.	2,1	Ед. з.	—	—	—	83,8
—	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7,6	0,7	2,6	—	—	—	—	—	1,8	61,2	14,5
Ед. з.	Ед. з.	2,2	Ед. з.	0,4	—	—	0,4	0,2	—	0,6
—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	—	0,6

тики: Е. И. Ломейко (ан. 15-17), Н. В. Корсакова (ан. 1, 10), Е. М. Нактинас (ан. 3, 4, 6, 8, 9, 13), ан. 2, 12, 19, 20), Г. А. Арапова (ан. 22), Л. М. Крутецкая (ан. 21, 23), Е. Д. Кузнецова (ан. 31), Е. И. кова (ан. 27), В. А. Харитонова (ан. 25, 28, 32), Л. П. Царева (ан. 33). Анализы 35-45 заимствованы у «прочих» компонентов определены: ан. 1 V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0,11%, Sr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> не обн., BaO не обн., SrO = 0,03, ZrO<sub>2</sub> = ан. 6 SrO = 0,042; ан. 7 V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0,01, BaO следы; ан. 8 BaO = 0,02, ZrO<sub>2</sub> = 0,12; ан. 9 BaO = 0,02; ан. 10 12 V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0,05, SrO = 0,07, ZrO<sub>2</sub> = 0,02; ан. 13 п. п. = 0,09; ан. 14, SrO = 0,035; ан. 15 SrO = 0,148; п. п. = 0,06%; ан. 22 SrO = 0,06%; ан. 24 BaO = 0,02%, ZrO<sub>2</sub> = 0,03%; ан. 31 BaO = 0,16; ан. 35 п. п. = 0,49%; ан. 42 п. п. = 1,79%; другие трехвалентные окислы = 0,11, ZrO<sub>2</sub> = 0,20, SrO = 0,34, 0,50%, SrO = 0,04, прочие = 0,43%; ан. 48 ZrO<sub>2</sub> = 0,18%, прочие 0,03%; ан. 49, ZrO<sub>2</sub> = 0,04%, SrO =

Таблица 17 (продолжение)

Компоненты	Ассоциация основных и щелочных пород				Ассоциация фойяитовых					
	Кузнецкий Алатау		Кольский п-ов		Юго-вос					
	Уртиты		Ййолиты		Уртиты		Полево-шпатовый уртит	Ййолиты		
	8-1/1	8-59/37	5-400	5-369	8	1	2723	9	10	
	21	22	23	24	25	26	27	28	29	
SiO <sub>2</sub>	40,49	41,96	43,92	43,88	37,76	39,48	48,94	39,91	42,56	
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,49	0,58	1,12	0,18	0,34	0,19	0,46	1,18	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,54	30,07	25,21	19,55	29,25	28,54	29,95	23,41	15,85	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,53	0,75	3,03	4,76	1,05	1,64	Не обн.	2,47	2,01	
FeO	2,56	2,35	3,18	4,48	1,60	2,20	0,91	5,81	10,07	
MnO	0,1	0,08	0,16	0,18	0,23	0,05	0,01	0,68	0,18	
MgO	0,84	1,16	1,00	2,03	0,35	0,74	0,02	1,44	2,86	
CaO	6,57	6,30	3,07	8,10	7,04	7,68	0,24	10,94	16,24	
Na <sub>2</sub> O	11,99	11,02	12,38	10,99	11,60	13,38	12,99	6,28	5,07	
K <sub>2</sub> O	3,39	2,64	4,80	3,28	6,00	3,50	6,07	3,30	1,69	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,33	0,27	0,23	0,04	0,10	0,13	0,08	0,15	0,16	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,30	2,30	0,69	0,10	0,54	0,97	0,62	0,61	0,39	
CO <sub>2</sub>	1,40	0,08	0,99	0,61	3,03	1,64	0,56	2,74	1,10	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,37	0,21	0,41	0,17	0,60	Не опр.	Не опр.	0,45	0,49	
F	0,00	Не опр.	Не опр.	0,00	Не опр.	0,03	0,00	Не опр.	Не опр.	
Cl	0,00	»	Не опр.	0,00	Не опр.	Следы	Следы	»	»	
S	Не опр.	0,17	Не опр.	»	»	»	0,03	»	0,03	
SO <sub>3</sub>	0,12	Не опр.	0,04	0,32	»	Не опр.	Не опр.	»	Не опр.	
Прочие	0,00	0,06	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Сумма	99,87	99,91	99,69	99,66	99,33	100,32	100,61	98,65	99,88	
-O=F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
-O=S	—	0,08	—	—	—	—	0,01	—	0,01	
Сумма	99,87	99,83	99,69	99,66	99,33	100,32	100,60	98,65	99,87	
CaO : (Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O)	0,3	0,3	0,1	0,3	0,2	0,3	0,01	0,7	1,4	
(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O) : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,8	0,7	1,0	1,1	0,9	0,9	0,9	0,6	0,6	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : (FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	0,3	0,2	0,4	0,3	0,4	0,4	0,0	0,3	0,1	
Условный потенциал ионизации по В. А. Жарикову (1967)	190	191	191	190,0	188	187	192	193	191	
Нефелин	76,7	54,6	66,0	40,5	88,9	83,5	81,6	50,4	—	
Вторичные минералы по нефелину	8,9	20,6	0,2	11,3	2,7	4,2	—	Ед. з.	—	
Роговая обманка	—	—	—	—	0,4	6,5	—	—	—	
Ка—Na-полевой шпат	—	—	0,1	3,6	—	—	9,9	—	—	
Альбит	—	2,5	2,7	—	—	—	—	—	—	
Пироксен переменного состава	14,0	21,5	15,3	36,9	4,9	4,7	—	46,4	—	
Слюда переменного состава	Ед. з.	—	11,8	1,6	—	—	2,0	—	—	
Титаномагнетит	0,3	0,8	—	—	—	0,4	4,5	—	—	
Гранат	—	—	—	—	—	0,9	—	—	—	
Сфен	—	—	0,8	2,5	—	—	—	—	—	
Апатит	0,1	Ед. з.	1,0	3,3	Ед. з.	Ед. з.	Ед. з.	1,2	—	
Кальцит	Ед. з.	»	2,1	0,3	2,2	0,7	2,0	2,0	—	
Прочие	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

Отсутствуют

нефелиновых сиенитов				Ассоциация агпайтовых нефелиновых сиенитов					
точная Тува				Хибинский					
				Мельтейгит	Ййолит	I субфаза		II субфаза	
					ийолит	ийолит		ийолит	
54	1685	1695	8-272	3-96	220/6,20	122	123	120	
30	31	32	33	34	35	36	37	38	
40,41	41,44	41,98	43,32	42,41	37,43	43,36	44,44	41,28	
0,68	0,83	0,86	1,69	1,51	4,11	4,50	1,55	3,48	
23,75	21,71	16,09	15,30	24,09	21,65	19,04	17,61	18,52	
2,87	2,04	4,25	2,52	3,14	6,60	3,63	5,56	3,10	
4,22	4,72	10,06	7,43	2,38	5,78	3,46	3,26	4,48	
0,10	0,13	0,40	0,15	0,13	0,29	0,22	0,96	0,25	
1,62	0,54	0,34	6,55	1,97	1,95	3,12	3,51	3,57	
10,55	10,42	12,57	15,48	4,70	6,71	5,84	7,82	8,93	
10,42	9,54	6,04	3,90	11,84	9,37	10,46	10,60	8,90	
3,06	3,36	2,73	1,41	5,77	3,64	4,46	3,68	4,76	
Не обн.	0,10	0,10	0,35	0,18	0,26	0,24	0,14	0,28	
0,47	1,68	1,26	1,40	0,29	0,77	0,50	0,35	0,99	
2,06	3,40	3,50	0,33	0,23	Не опр.	0,06	Не опр.	0,16	
Не опр.	0,26	Не опр.	0,37	0,88	0,56	0,49	0,64	1,09	
0,20	0,01	»	0,04	0,00	0,21	0,22	Не опр.	0,12	
0,03	0,04	»	0,00	0,00	Не опр.	0,09	»	Следы	
0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	»	»	»	»	
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	»	»	»	»	
0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,35	0,294	0,00	0,43	
100,50	100,38	100,18	100,24	99,58	99,68	100,08	100,12	100,34	
0,11	—	—	—	0,0	0,09	0,03	—	0,01	
100,39	100,38	100,18	100,24	99,58	99,59	100,05	100,12	100,33	
0,5	0,5	0,9	1,8	0,2	0,3	0,2	0,3	0,4	
0,9	0,9	0,8	0,5	1,1	0,9	1,2	1,2	1,1	
0,4	0,3	0,3	0,2	0,5	0,5	0,5	0,6	0,4	
189	192	194	192	189	190	190	190	189	
42,7	—	32,7	15,7	63,9	34,8	50,8	51,5	56,0	
6,8	—	—	1,8	Ед. з.	—	1,5	0,6	Ед. з.	
1,1	—	6,2	1,3	—	—	17,4	1,5	2,9	
—	—	—	—	Ед. з.	—	4,5	0,7	0,2	
—	—	0,7	2,0	—	—	—	—	—	
46,2	—	48,1	68,8	35,9	34,0	12,8	40,3	22,6	
—	—	—	—	—	—	1,1	0,1	8,4	
Ед. з.	—	2,1	2,2	Ед. з.	16,0	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Ед. з.	—	2,0	—	—	8,5	10,1	Отсутствует	7,6	
0,7	—	0,8	3,5	0,2	6,7	—	—	—	
2,5	—	7,4	4,7	—	—	1,8*	3,2*	2,3*	

Отсутствуют

\* Для апатита, титаномагнетита и прочих.

Таблица 17 (окончание)

Компоненты	Ассоциация агпайтовых нефелиновых сиенитов										
	Хибинский						Ловозерский				
	III субфаза		IV субфаза		V субфаза		Уртит	Полевошпатовый уртит			
	уртит		ийолит	полевошпатовый ийолит		полевошпатовый уртит		76	Полевошпатовый уртит		
	116	118	156	259/37,40	124	121	125		65	67	69
39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	
SiO <sub>2</sub>	41,10	42,69	43,25	37,97	44,36	45,91	43,18	43,32	46,12	46,65	45,18
TiO <sub>2</sub>	1,80	2,40	2,51	5,47	2,50	2,16	2,94	0,32	0,44	0,24	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,96	23,67	20,43	16,14	17,93	23,54	23,53	25,13	23,86	28,00	29,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,33	2,89	5,56	7,66	5,00	2,83	3,03	5,97	4,22	2,66	2,12
FeO	1,86	2,17	2,95	6,48	3,39	1,69	1,77	1,00	0,71	0,49	0,50
MnO	0,68	0,19	0,18	0,40	0,24	0,17	0,15	0,17	0,18	0,14	0,05
MgO	1,31	1,64	2,69	1,72	2,58	1,11	1,28	0,56	0,56	0,06	0,10
CaO	4,43	5,48	7,65	6,61	6,56	3,63	4,95	1,33	1,65	0,16	0,24
Na <sub>2</sub> O	12,25	11,17	9,75	8,39	11,47	11,20	11,13	15,85	14,55	15,12	16,21
K <sub>2</sub> O	5,70	6,60	3,97	3,97	4,73	5,58	6,46	3,29	3,81	4,66	4,08
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,21	0,25	0,01	0,58	0,27	0,38	0,30	0,22	0,59	0,27	0,12
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,85	0,58	He опр.	He опр.	He опр.	0,99	0,61	0,91	2,30	1,20	0,55
CO <sub>2</sub>	He опр.	0,18	»	»	»	0,07	0,29	0,11	0,44	0,34	0,32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,49	0,91	0,09	1,08	0,65	0,33	0,62	0,71	0,14	0,01	0,04
F	He опр.	0,11	He опр.	0,23	He опр.	0,015	0,09	0,07	0,12	0,00	0,04
Cl	»	0,05	»	He опр.	»	0,01	0,03	0,15	Следы	0,10	0,03
S	»	He опр.	»	»	»	He опр.	He опр.	0,07	He опр.	0,01	0,03
SO <sub>3</sub>	»	»	»	»	»	»	»	»	»	He опр.	He опр.
Прочие	0,00	0,32	0,49	2,83	0,50	0,31	0,30	0,58	0,97	0,21	0,11
Сумма	99,97	100,70	99,53	99,53	100,18	99,925	100,66	99,76	100,66	100,31	99,80
-O=F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
-O=S	—	0,01	—	0,10	—	—	0,01	0,09	0,05	0,02	0,03
Сумма	99,97	100,69	99,53	99,43	100,18	99,925	100,65	99,67	100,61	100,29	99,77
CaO:(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O)	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,4	0,2	0,04	0,05	0,005	0,007
(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O):Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,1	1,1	1,0	1,1	1,3	1,0	1,1	1,2	1,2	1,1	1,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :(FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	0,6	0,5	0,6	0,5	0,6	0,6	0,6	0,8	0,8	0,8	0,8
Условный потенциал ионизации по В. А. Жарикову (1967)	188	189	190	191	189	191	189	190	192	189	189
Нефелин	71,0	71,4	61,4	43,0	51,5	67,5	67,7	65,4	64,0	64,0	65,8
Вторичные минералы по нефелину	3,6	1,2			2,2	—	2,8	0,5	1,5	8,1	8,3
K-Na-полевоый шпат	3,5	3,0	28,0	—			1,7	12,4	7,3	10,0	9,0
Альбит	—	—			41,8	—	—	0,4	—		
Пироксен переменного состава	16,6	17,9	—	—			29,4	14,1	13,8	24,8	—
Роговая обманка	0,1	0,2			—	—	6,9	0,4	0,5		
Слюда переменного состава	Ед. зерна	0,1	—	—			0,1	0,1	0,5	—	—
Гранат	—	—			—	—	—	—	—		
Кальцит	—	—	Отсутствует				—	Отсутствует			
Сфен	3,1	2,4	3,6	5,5	5,6	3,1	6,3	—	0,2	—	—
Апатит	2,1	3,8	0,2	3,2	2,0	1,5	2,4	1,7	1,0	—	—
Титаномагнетит			3,5	—					—	—	—
Прочие	—	—	1,1	6,5	—	—	—	—	1,5	3,0	—

Таблица 18

Химический и минеральный состав ийолит-порфиров и мельтейгит-порфиров, вес. %

Компоненты	Малый Ковдорский	Турый мыс				Сона		Кня-Шалтыр- ский	
	5-719	5-124	5-150	5-130	5-107	70/227	70/229	8/39-3	8-39/2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	43,13	41,10	41,64	42,58	39,54	41,90	40,43	40,27	40,99
TiO <sub>2</sub>	1,35	2,79	2,50	2,25	2,35	4,11	4,30	0,55	1,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,52	10,09	11,96	10,36	9,77	10,40	10,19	22,19	16,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,06	6,06	6,42	6,41	7,69	8,23	9,85	3,70	3,05
FeO	4,16	5,24	6,03	5,71	4,48	6,17	6,10	4,46	8,85
MnO	0,12	0,13	0,18	0,16	0,15	0,43	0,11	0,17	0,22
MgO	6,36	8,41	7,66	10,91	10,58	7,64	7,69	1,83	3,89
CaO	10,23	16,60	14,74	14,60	16,08	11,26	11,59	12,26	12,65
Na <sub>2</sub> O	9,03	3,58	5,33	3,71	4,43	5,71	5,16	9,32	7,92
K <sub>2</sub> O	2,53	4,94	1,57	1,46	1,76	3,22	3,48	2,85	2,06
H <sub>2</sub> O	0,33	Не опр.	Не опр.	0,05	0,08	0,10	—	0,23	0,23
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,30	»	»	0,31	0,33	0,86	0,83	0,38	0,32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,17	0,50	0,28	0,25	0,16	0,08	0,74	0,65
CO <sub>2</sub>	0,10	1,27	0,44	0,56	1,68	0,18	0,26	0,65	0,47
SO <sub>3</sub> (S*)	0,02	Не опр.	Не опр.	0,38	0,30	(0,021)*	(0,026)*	0,13	0,48
F	Не обн.	0,14	0,10	Не обн.	0,03	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Cl	»	Не опр.	Не опр.	Не обн.	Не опр.	Не обн.	Не обн.	0,07	»
Прочие	—	0,19	0,69	0,08	0,067	0,24	0,26	—	—
Сумма	100,43	100,71	99,76	99,81	99,567	100,34	100,35	99,80	100,30
O=F	—	0,05	0,04	—	0,01	—	—	—	—
O=S	—	—	—	—	—	0,01	0,01	—	—
O=Cl	—	—	—	—	—	—	—	0,01	—
Сумма	100,21	100,66	99,69	99,805	99,557	100,33	100,34	99,79	100,30
CaO (Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O)	0,5	1,3	1,3	1,7	1,6	0,8	0,9	0,6	0,7
(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O) Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,0	1,1	0,9	0,7	0,9	1,2	1,2	0,8	0,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,5	0,6	0,4	0,2
Условный потенциал ионизации «ц»	188	188	190,0	190	190	190	190	189	189
Нефелин	$\frac{—}{55,9}$ 41,0*	10,3	13,4	$\frac{—}{12,2}$ 7,2	8,7	$\frac{—}{20,1}$ 17,7	18,4	44,0	33,8
Вторичные по нефелину	—	1,6	0,6	Ед. зерна	4,2	—	—	2,8	0,1
Оливин и вторичный серпентин	$\frac{3,0}{—}$ 1,0	1,4	Ед. зерна	$\frac{1,5}{—}$ 0,6	2,5	$\frac{13,6}{—}$ 5,8	—	—	—
Пироксен	$\frac{97,0}{30,9}$ 49,5	69,5	65,8	$\frac{74,0}{48,0}$ 59,4	60,7	$\frac{86,4}{44,3}$ 46,5	$\frac{22,3}{26,4}$ 48,7	38,2	53,4
Роговая об- манка	—	0,9	—	$\frac{16,9}{4,5}$ 9,8	—	$\frac{—}{16,9}$ 14,2	—	—	—
Биотит	$\frac{—}{4,4}$ 3,3	2,4	Ед. зерна	—	3,4	—	14,8	0,1	—
Титаномаг- нетит	$\frac{—}{8,3}$ 4,8	13,2	15,4	$\frac{7,6}{35,3}$ 23,0	15,9	$\frac{—}{17,7}$ 14,8	13,0	2,1	11,3
Перовскит	—	0,1	0,6	—	1,6	—	—	—	—

Таблица 18 (окончание)

Компоненты	Малый Ковдорский	Турий мыс				Сопа		Кня-Шалтырский		
	5-719	5-124	5-150	5-130	5-107	70/227	70/229	8/39-3	8-39/2	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Сфен	— 0,5	Ед. зерна	1,9	—	—	— 1,0	1,0	5,1	—	—
Апатит	Ед. зерна	0,2	2,3	—	Ед. зерна	Ед. зерна	Ед. зерна	2,3	1,4	
Кальцит	—	0,4	—	—	1,1	—	—	—	—	
Гранат	—	—	—	—	1,9	—	—	10,5	—	

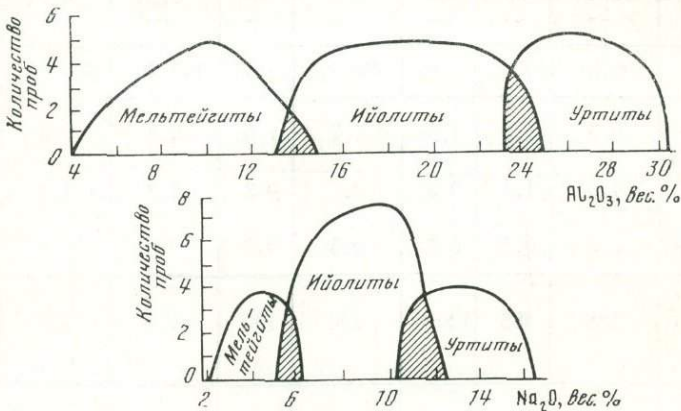
Анализы 1, 4—9 выполнены в Центральной Химической лаборатории ИГЕМ АН СССР, аналитики Л. М. Крутецкая (ан. 1, 8, 9), Е. М. Нактинас (ан. 4, 5), О. Г. Унанова (ан. 6, 7) и в химической лаборатории ГЕОХИ СО АН СССР, аналитик Бондаренко (ан. 2, 3).

В составе прочих определены: ан. 2 п. п. п. = 0,19%; ан. 3 п. п. п. = 0,69%; ан. 4 BaO = 0,04; ZrO<sub>2</sub> = 0,035; ан. 5 BaO = 0,04, ZrO<sub>2</sub> = 0,027; ан. 6 SrO = 0,24, ан. 7 SrO = 0,26

\* Числитель — количественно-минеральный состав вкрапленников, знаменатель — состав основной массы, целое число — состав породы в целом.

сиенитами, причем особенно высокими значениями Ловозерский массив. Породы двух указанных ассоциаций весьма близки и по величине коэффициента агпаитности.

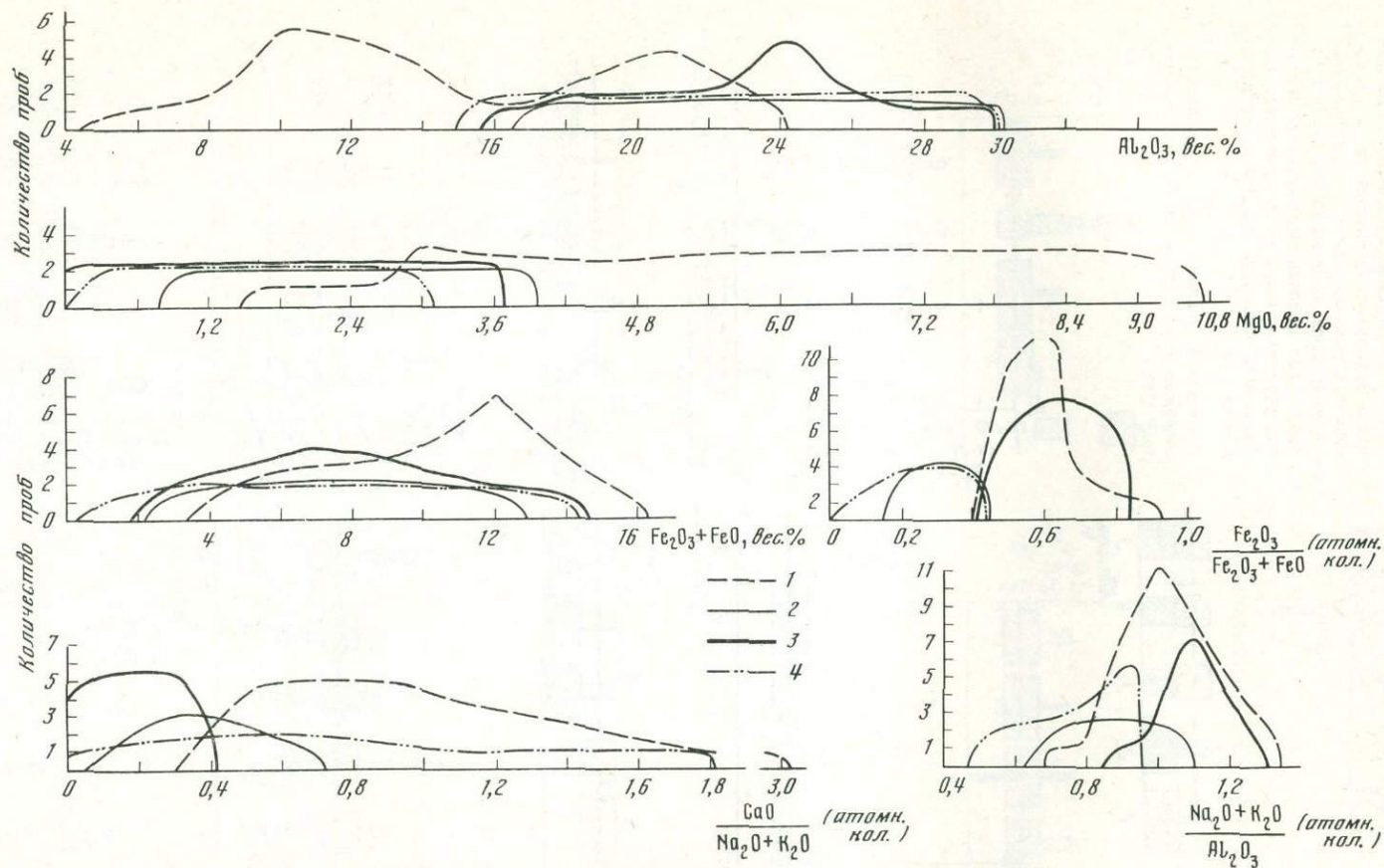
Якупирангиты-уртиты в ассоциации с основными породами и фойзитовыми нефелиновыми сиенитами весьма близки по всем элементам. Отметим еще одну любопытную особенность, касающуюся ийолитов и



Фиг. 32. Содержание глинозема и окиси натрия в мельтейгитах, ийолитах и урритах. Заштрихованы поля перекрытия составов

уртитов, встречающихся в ассоциации с агпаитовыми нефелиновыми сиенитами: их химический состав весьма различен в Хибинском и Ловозерском массиве. Породы Хибинского массива значительно богаче кальцием, магнием, закисным железом, чем породы Ловозерского массива. Например, по соотношению кальция и щелочей породы Хибинского массива соответствуют аналогичным породам в ассоциации с основными породами и фойзитовыми нефелиновыми сиенитами (табл. 18, ан. 34—45).

Помимо главных породообразующих компонентов, определен состав элементов-примесей, используя полный спектральный анализ 106 проб, характеризующих ийолиты четырех рассматриваемых ассоциаций, а также их гипабиссальные аналоги — оливиновые мельтейгит-порфиры

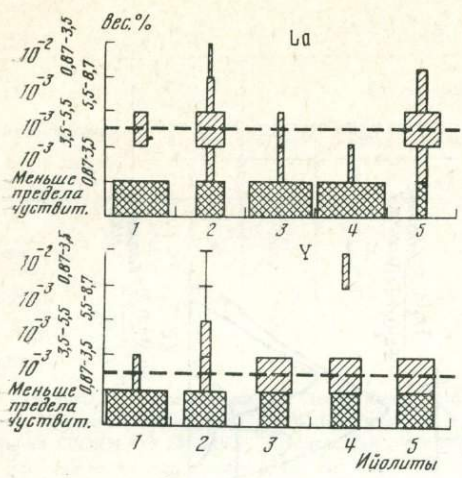


Ф и г. 33. Содержание породообразующих компонентов в породах якупирангит-уртитового ряда

Содержание компонентов в рассматриваемых ассоциациях:

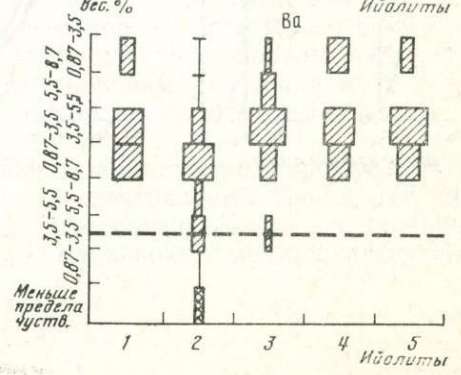
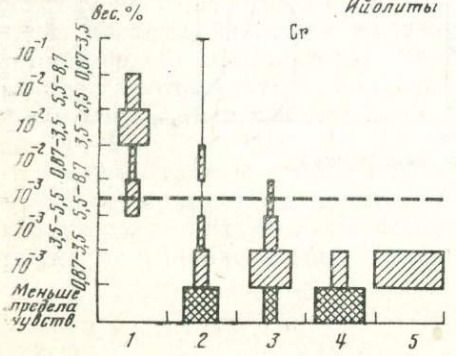
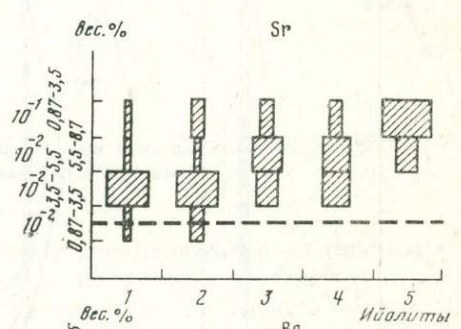
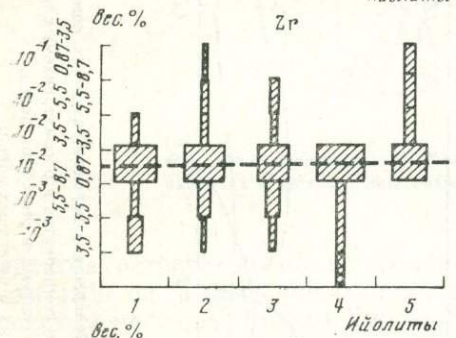
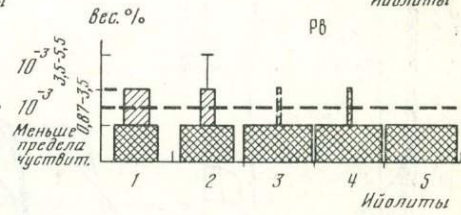
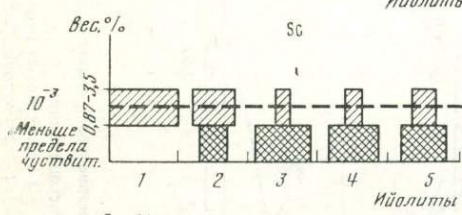
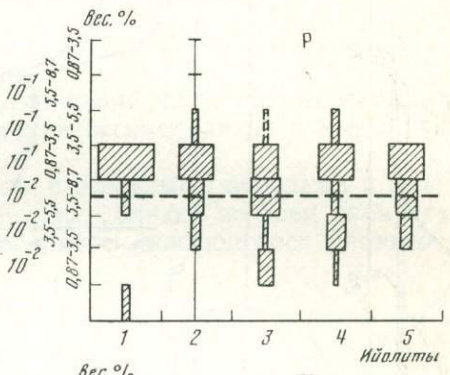
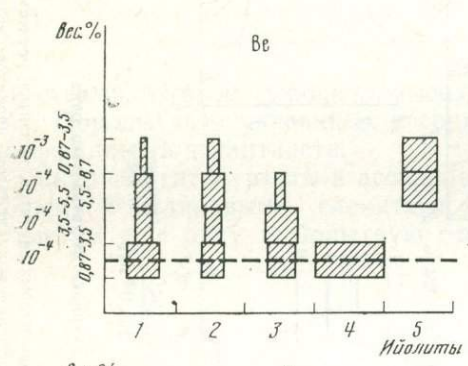
1 — ультраосновных и щелочных пород,  
2 — основных и щелочных пород,

3 — амфиболовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, ювитов,  
4 — фойзитовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, ювитов

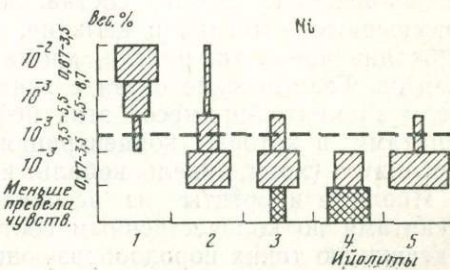
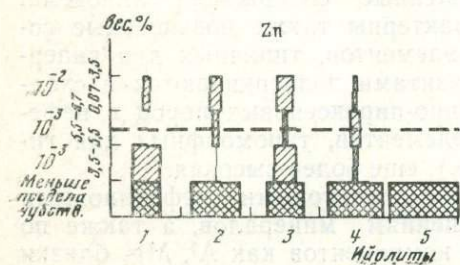
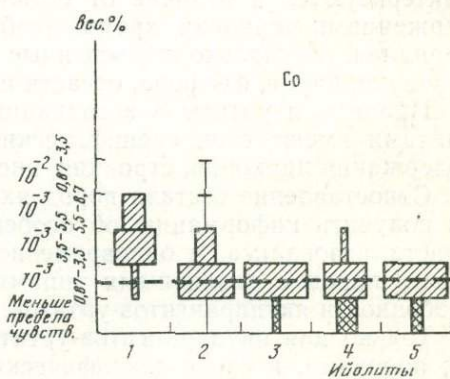
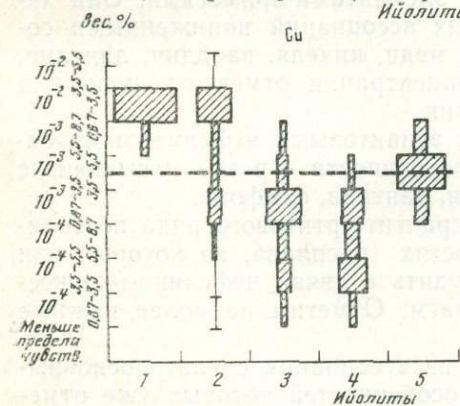
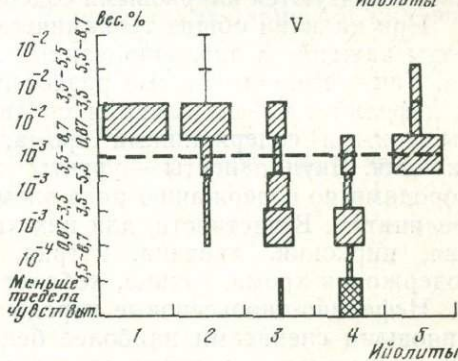
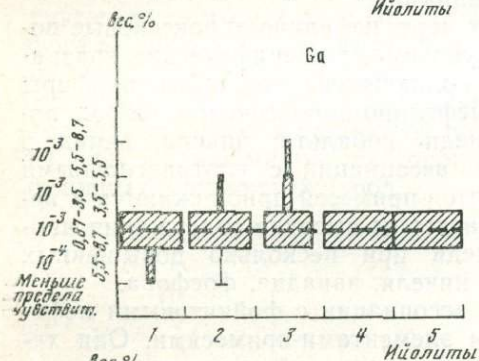
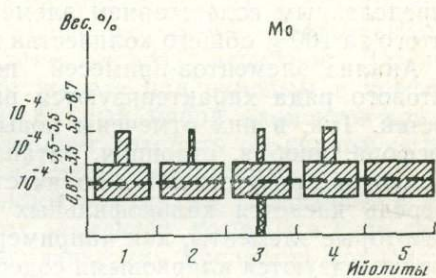
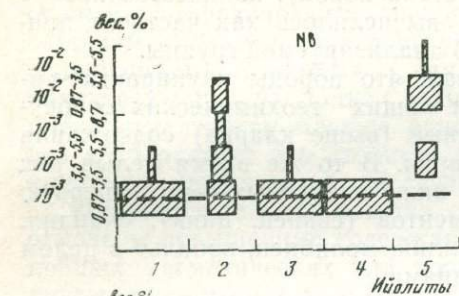


Фиг. 34. Гистограммы содержаний рассеянных элементов в нефелинитах (1) и породах якупирангит-уртитовой серии из ассоциации ультраосновных и щелочных пород (2); основных и щелочных пород (3); фойзитовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, ювитов (4); агпаитовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, ювитов (5)

Пунктирной линией отмечено кларковое содержание элементов по А. П. Виноградову (1962)



ли нефелиниты из ассоциации ультраосновных и щелочных пород. Были проанализированы нефелино-пироксеновые породы следующих массивов ассоциации ультраосновных и щелочных пород — Ковдорский, Салмогорский, Турий мыс, Кугда, Одихинча, Сона, массив № 1, Жидойский; ассоциации основных и щелочных пород — Кия-Шалтырский, Горячегорский, Грамяха-Вырмес; ассоциации с фойяитовыми нефелиновыми сиенитами — Дахунурский, Чикский, Баянкольский, Чахыртойский; ассоциации с агпайтовыми нефелиновыми сиенитами — Хибинский, Ловозерский. Пробы составлялись из штучных образцов, наименее затронутых вторичными процессами, после тщательного петрографического изучения. Анализы выполнены А. И. Голузиной в



спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР под руководством В. Г. Хитрова методом испарения в дуге постоянного тока на кварцевом спектрографе СП-28.

Сопоставление результатов проведено с помощью графиков (фиг. 34), на которых показано содержание элементов в нефелинитах и ийолитах каждой из четырех исследованных ассоциаций. В соответствии с чувствительностью метода приняты три градации содержаний элемента:  $n^- = 1-3\%$ ;  $n = 4-6\%$ ;  $n^+ = 7-10\%$ . Учтены также пробы, в которых содержания оказались ниже чувствительности метода. Поскольку каждая из анализированных групп нефелино-пироксеновых пород характеризовалась различным количеством проб (от 60 до 6 в зависимости от количества массивов и пестроты состава пород), количество проб с определенным содержанием элемента вычислялось как часть от принятого за 100% общего количества проб анализируемой группы.

Анализ элементов-примесей показал, что породы якупирангит-уртитового ряда характеризуются рядом общих геохимических особенностей. Так, в них отмечены повышенные (выше кларка) содержания фосфора, ниобия, стронция, титана, бария. В то же время целый ряд элементов присутствуют в количествах ниже кларковых — это в первую очередь касается халькофильных элементов (свинец, цинк), скандия. Некоторые элементы, как например, галлий, молибден, кобальт в целом характеризуются кларковыми содержаниями.

При наличии общих геохимических черт, нефелино-пироксеновые породы каждой из анализированных групп имеют специфические признаки. Так, — гипабиссальные разности — оливиновые мельтейгит-порфиры и нефелиниты — выделяются среди нефелино-пироксеновых пород повышенными содержаниями хрома, меди, кобальта, никеля, ванадия, скандия. Якупирангиты — уртиты из ассоциации с ультраосновными породами по содержанию ряда элементов-примесей приближаются к нефелинитам. В частности, для них характерны высокие содержания ниобия, циркония, лантана, иттрия, меди при несколько повышенных содержаниях хрома, свинца, кобальта, никеля, ванадия, фосфора.

Нефелино-пироксеновые породы в ассоциации с фойейтовыми нефелиновыми сиенитами наиболее бедны элементами-примесями. Они характеризуются в отличие от остальных ассоциаций пониженными содержаниями циркония, хрома, ниобия, меди, никеля, ванадия, лантана, бериллия. Несколько повышенные концентрации отмечены лишь для стронция, бария, фосфора, отчасти иттрия.

Ийолиты и уртиты в ассоциации с агпайтовыми нефелиновыми сиенитами имеют свои специфические особенности — резко повышенные содержания циркония, стронция, ниобия, лантана, фосфора.

Сопоставление состава пород якупирангит-уртитового ряда позволяет получить информацию об особенностях расплава, из которых они кристаллизовались, и одновременно судить о связи нефелино-пироксеновых пород с различными типами магм. Отметим наиболее важные особенности якупирангитов-уртитов.

Только для якупирангитов-уртитов из ассоциации с ультраосновными породами, в числе специфических особенностей которых уже отмечались меланократовый состав, пониженные содержания глинозема, повышенные — магния и кальция, характерны также повышенные содержания кобальта, никеля, хрома — элементов, типичных для гипербазитов. Генетические связи с гипербазитами подчеркиваются и сходством элементов-примесей этих нефелино-пироксеновых пород с нефелинитами, в которых концентрация элементов, типоморфных для гипербазитов (хром, никель, кобальт и др.), еще более высокая.

Ийолиты и уртиты из ассоциации с агпайтовыми нефелиновыми сиенитами по количественным соотношениям минералов, а также по содержанию таких породообразующих компонентов как Al, Mg, близки

соответствующим породам из ассоциации с основными сериями и фойяитовыми нефелиновыми сиенитами. О сходстве ийолитов и уртитов этих ассоциаций свидетельствуют также близкие содержания ряда элементов-примесей: низкие — кобальта, никеля, хрома, скандия, свинца, высокие — бария и стронция. Вместе с тем ийолиты и уртиты в ассоциации с агпайтовыми нефелиновыми сиенитами отличаются специфическими особенностями, в частности, коэффициент агпайтности в них обычно выше единицы. Характерные для их состава преобладание окисного железа над закисным, высокие содержания ниобия, лантана сближают их с нефелино-пироксеновыми породами ассоциации ультраосновных и щелочных пород.

Ийолиты и уртиты из ассоциации с основными породами и с фойяитовыми нефелиновыми сиенитами по минеральному и химическому составам близки и характеризуются в первую очередь повышенными содержаниями глинозема и как следствие этого — нефелина. Для них характерны преобладание закисного железа над окисным и коэффициент агпайтности меньше единицы. Единый набор элементов-примесей подчеркивает это сходство и позволяет говорить об едином источнике этих серий и вероятной связи с габброидными магмами.

Имеется еще одна важная особенность химизма ийолитов — в них отмечены повышенные содержания тех элементов, которые в ходе дальнейших магматических или послемагматических процессов концентрируются в промышленных количествах. В числе таких элементов укажем: фосфор, ниобий, цирконий, редкие земли — для массивов агпайтовых нефелиновых сиенитов; фосфор, ниобий, цирконий, медь, редкие земли — для массивов ультраосновных и щелочных пород. Габброидные комплексы резко выделяются по содержанию галлия — геохимического аналога алюминия, месторождения которого известны в массивах основных и щелочных пород.

## ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ПОРОД ЯКУПИРАНГИТ-УРТИТОВОЙ СЕРИИ

Одной из важнейших задач петрологии в настоящее время является изучение соотношения магматических и метасоматических процессов при формировании горных пород. Эта проблема неизбежно возникает и при определении происхождения якупирангит-уртитовой серии.

С признанием гетерогенной природы нефелино-пироксеновых пород, к которому все чаще в последние годы склоняются исследователи, возникают новые задачи — выработать критерии различия магматических якупирангитов-уртитов и метасоматических разновидностей близкого состава, определить в том или ином массиве долю участия пород разного генезиса.

Решение этой задачи оказывается особенно сложным в массивах ультраосновных и щелочных пород. В этих многофазных, длительно живущих комплексах при внедрении мельтейгитов и ийолитов в оливиниты и пироксениты создаются особенно благоприятные условия для образования большего разнообразия метасоматически нефелино-пироксеновых пород. Наряду с интрузивными уртитам и ийолитами, в ассоциации с фойяитовыми нефелиновыми сиенитами нередко возникают магматические нефелино-пироксеновые породы на контактах щелочных интрузивов с мраморами в ходе процессов магматического замещения. Высказывались соображения о метасоматическом генезисе ийолитов-уртитов Хибинского (Тихоненков, 1963) и Ловозерского (Бородин и др., 1973) массивов, однако большинство исследователей этих уникальных массивов агпайтовых нефелиновых сиенитов относит ийолит-уртиты к числу магматических, интрузивных образований.

В настоящей главе обосновывается выделение следующих генетических групп: магматические якупирангиты-уртиты — продукты интрузивного процесса и магматического замещения; метасоматические нефелино-пироксеновые породы послемагматической стадии, а также рассматриваются критерии их различия.

### ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ ЯКУПИРАНГИТ-УРТИТОВОЙ СЕРИИ, ВОЗНИКАЮЩИЕ ПРИ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ПЕРВИЧНЫХ МАГМ

Интрузивно-магматическая природа якупирангитов-уртитов доказывается следующими факторами: эволюцией состава якупирангитов-уртитов при многофазном их формировании; появлением в составе расслоенных серий; закономерным возникновением якупирангитов-уртитов в ходе эволюции магматизма в различных ассоциациях; существованием эффузивных и гипабиссальных аналогов мельтейгитов и ийолитов, возникающих в ходе эволюции эффузивного магматизма, аналогичного эволюции интрузивных пород; сходством состава этих пород, залегающих среди самых разнообразных вмещающих толщ —

пироксенитов, гнейсов, гранодиорит-порфиров, оливинитов и др.; выдержанностью состава, устойчивостью их текстуры и структуры на значительных площадях в пределах одного массива, а также сопоставимостью этих пород из разных массивов; — активным механическим воздействием на окружающие толщи, сопровождающимся проявлением тонкозернистых эндоконтактовых фаций, типичных для зон закладки.

Остановимся подробнее на первых четырех признаках (остальные в той или иной мере рассматривались во многих работах) интрузивной природы пород якупирангит-уртитового ряда, возникновение которых связывается с процессами дифференциации первичных магм.

### Эволюция состава якупирангитов-уртитов при многофазном их формировании

Многофазное формирование пород якупирангит-уртитовой серии отмечалось в массивах, принадлежащих трем ассоциациям: ультраосновных и щелочных пород, основных и щелочных пород, а также ассоциации с агпайтовыми нефелиновыми сиенитами. Наиболее сложно, с наибольшим числом фаз или субфаз формирование якупирангитов-уртитов происходило в Ковдорском и Хибинском массивах, на примерах которых и приводится ниже характеристика главнейших особенностей этого процесса.

**В Ковдорском массиве** (Кольский полуостров), как было показано в главе II, установлено четыре разновозрастных группы глубинных интрузивных образований нефелино-пироксенового состава. Это ранняя дайковая фаза — пегматоидные ийолиты, главная интрузивная фаза — мельтейгиты, поздняя дайковая фаза — порфиroidные полевшпатовые ийолиты. Четвертая возрастная группа нефелино-пироксеновых пород представлена гипабиссальными разностями, близкими по составу к нефелинитам, и рассматривается в следующем разделе. Следует подчеркнуть, что если главная интрузивная фаза представлена мельтейгитами, то дайки имеют более лейкократовый состав — это ийолиты. Их место в развитии магматизма можно сопоставлять с малыми интрузивами гранитоидных комплексов.

С переходом от более древних к молодым породам якупирангит-уртитового ряда изменяется их геолого-структурное положение в массиве: пегматоидные ийолиты ранней дайковой фазы секут оливиниты ядра массива, породы главной интрузивной фазы образуют периферическую щелочную кольцевую интрузию, а порфиroidные ийолиты — дугообразные тела по периферии ультраосновного ядра, реже они секут породы главной интрузивной фазы. Изменяются и особенности минерального и химического состава пород (см. главу III). Так, в составе нефелина от ранних интрузивных фаз к поздним заметно убывает роль анортитового компонента и возрастает доля избыточного кварца. В составе пород нарастает доля кремнезема, увеличивается кислотность, появляется K-Na-полевой шпат. Что касается послемагматических преобразований, то их характер также меняется: типичная для мельтейгитов главной интрузивной фазы нефелинизация сменяется в порфиroidных ийолитах поздней дайковой фазы микроклинизацией и биотитизацией.

Аналогичные интрузивные фазы щелочных пород нефелино-пироксенового состава присутствуют, хотя и не всегда в полном наборе, в большинстве массивов ультраосновных и щелочных пород Кольского полуострова.

**В Хибинском массиве** многофазное формирование ийолитов-уртитов, обоснованное рядом геологических и минералого-геохимических данных, рассматривалось во многих работах. Специальные детальные

исследования комплекса ийолитов-уртитов позволили Т. Н. Ивановой (Иванова и др., 1970) выделить пять субфаз, различающихся по геологическому положению и вещественному составу.

Подчеркивая изменение особенностей ийолитов-уртитов Хибин во времени, Т. Н. Иванова указывала на изменение их геолого-структурного положения: отдельные субфазы ийолит-уртитового состава, начиная от более древних к молодым, внедрялись последовательно с северо-востока на юго-восток по ийолитовой дуге, сформировав сложный конический интрузив. Химический состав пород изменяется от первой субфазы к последней в сторону нарастания доли кремнезема, глинозема, калия и уменьшения натрия, окисного железа, кальция. В минеральном составе пород отмечалось обеднение поздних субфаз темноцветными минералами и обогащение полевым шпатом.

По соотношению главных породообразующих минералов — нефелина, пироксена, полевого шпата — наиболее близки породы первых двух субфаз, хотя и у них есть некоторые отличия. Породы первой субфазы представлены ийолитами и мельтейгитами с небольшим количеством полевого шпата, вторая субфаза — ийолитами. Породы третьей субфазы отвечают по составу ийолиту и урриту бесполевошпатовому и полевошпатовому, четвертой субфазы — малиниту, реже ийолиту, ювиту, мельтейгиту, пятой — ювиту, реже малиниту, полевошпатовому урриту, ийолиту. Изменяется и состав породообразующих минералов. Нефелин в породах из более поздних субфаз становится более калиевым, в нем возрастает примесь рублидия, а в пироксене увеличивается содержание натрия. От ранних субфаз к поздним закономерно изменяется набор второстепенных и акцессорных минералов.

Изменение во времени нефелино-пироксеновых пород в Ковдорском и Хибинском массивах, хотя и различаются в деталях, но имеют некоторую общую направленность: к завершающим субфазам в породах нарастает кислотность, возрастает роль алюмосиликатных и летучих компонентов, что согласуется с общей эволюцией состава этих сложных щелочных комплексов.

### О возникновении уртитов в расслоенных массивах

Среди щелочных комплексов встречаются, хотя и значительно реже, чем среди ультраосновных и основных, примеры расслоенных массивов. Наиболее известны уникальные массивы агпайтовых нефелиновых сиенитов — Ловозерский (Кольский п-ов) и Иллимаусак (Гренландия), а в 1955 г. на юго-востоке Тувы был открыт Баянкольский массив, сложенный преимущественно фойяитовыми нефелиновыми сиенитами. В 1957 г. автором совместно с Р. М. Яшиной было начато детальное его изучение и установлено расслоенное строение. В дальнейшем автором специально исследовался первично расслоенный комплекс пород Баянкольского массива, представленный геденбергитовыми нефелиновыми сиенитами, урритами и ювитами. Основываясь на результатах этих исследований, рассмотрим кратко условия образования уртитов в расслоенных сериях, так как подробные данные по Баянкольскому массиву можно найти в специальной работе (Кононова, 1962).

Формирование Баянкольского интрузива (см. рис. 18, V) происходило в три фазы: наиболее ранний расслоенный комплекс нефелиновых сиенитов — ювитов (уртитов) слагает больше половины его площади, а породы второй фазы (пегматоидные нефелиновые сиениты) и третьей (щелочные сиениты и лампрофиры) имеют подчиненное значение.

Расслоение выражено как в чередовании полос, обогащенных и обедненных темноцветными минералами, так и в чередовании слоев разного минерального состава. В разрезе интрузива неоднократно пов-

торяются слоистые серии<sup>1</sup> двух типов. Первый тип слоистой серии, условно названный «неполнодифференцированным», наиболее характерен для Баянкольского интрузива и встречается во всех частях слоистого комплекса. Он представлен чередованием полос нефелиновых сиенитов, обогащенных и обедненных темноцветными минералами. Уртитовые прослои в этих слоистых сериях не возникают; они характерны для второго типа слоистых серий, названного «полнодифференцированным», который встречается значительно реже, главным образом в центральной и северо-восточной частях интрузива, что соответствует средним и верхним частям расслоенного комплекса. Уртиты, а чаще ювиты, образуют маломощные слои, обычно не превышающие 10 см. Лишь местами мощность ювитов достигает 0,5 м. Существенно-нефелиновые породы занимают определенное место в пределах расслоенной серии, появляясь в верхней части прослоя лейкократового нефелинового сиенита, у резкой границы, отделяющей его от перекрывающего меланократового нефелинового сиенита.

При сохранении общих черт строения полнодифференцированных серий в каждом конкретном разрезе состав чередующихся пород несколько варьирует. В четырех разрезах, прослеженных по скальным выходам, снизу вверх последовательно сменяя друг друга, залегают следующие типы пород:

Разрез 1: лейкократовый нефелиновый сиенит — мезократовый нефелиновый сиенит — меланократовый трахитоидный нефелиновый сиенит — ювит-малиньит — мезократовый нефелиновый сиенит — лейкократовый нефелиновый сиенит — мезократовый нефелиновый сиенит.

Разрез 2 (фиг. 35, 36): лейкократовый нефелиновый сиенит — ювит-малиньит с гломерокристаллическими агрегатами существенно нефелинового состава — мезократовый нефелиновый сиенит — лейкократовый нефелиновый сиенит.

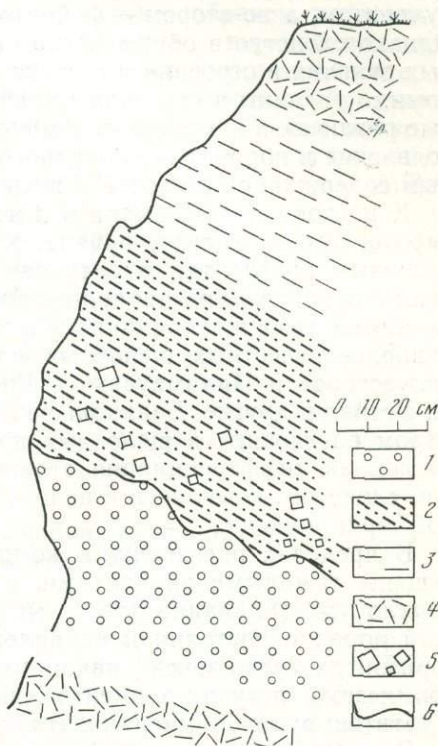
Разрез 3: мезократовый нефелиновый сиенит — ювит — нефелиномагнетитовая порода — мезократовый нефелиновый сиенит.

Разрез 4: лейкократовый нефелиновый сиенит — уртит — малиньит — меланократовый трахитоидный нефелиновый сиенит — мезократовый нефелиновый сиенит.

Слоистая структура Баянкольского интрузива в миниатюре напо-

Фиг. 35. Строение полнодифференцированной слоистой серии пород с гломерокристаллическими агрегатами существенно нефелинового состава в малиньите (разрез 2)

- 1 — ювит;
- 2 — малиньит;
- 3 — мезократовый нефелиновый сиенит;
- 4 — лейкократовый массивный нефелиновый сиенит;
- 5 — гломерокристаллические агрегаты существенно нефелинового состава, окруженные мезократовым нефелиновым сиенитом в малиньите;
- 6 — резкая граница между слоистыми сериями



<sup>1</sup> Термин «слоистая серия», принятый исследователями Ловозерского массива, сохраняется при описании Баянкольского интрузива ввиду определенного сходства в характере расслоения, хотя масштаб его проявления в описываемом случае несоизмеримо меньше.



Ф и г. 36. Волнистый характер границы между ювитом (светло-серое, внизу) и малинитом (темно-серое, сверху)

минает уникальный первично-расслоенный комплекс щелочных пород Ловозерского массива, где неоднократно повторяются двухчленные и трехчленные слоистые серии, сложенные в первом случае фойяитом и луявритом, а во-втором — фойяитом, уртитом или ювитом и луявритом. Однако сходство в общих чертах не исключает ряда весьма существенных отличий в строении и составе этих массивов. Как видно из табл. 19, помимо разницы в строении слоистых серий, имеются весьма существенные различия в химическом и минеральном составе пород. В частности, появление в породах Ловозерского массива эгирина связано с повышенным содержанием щелочей и железа.

К настоящему времени в литературе описано значительное число расслоенных массивов, правда, главным образом основных и ультраосновных пород, для объяснения образования которых применяется принцип кристаллизационно-гравитационной дифференциации. С применением того же принципа рассматривали причины расслоения двух наиболее известных щелочных массивов — Ловозерского на Кольском полуострове и Иллимаусак в Гренландии Н. А. Елисеев, Л. Уэджер, Н. Уссинг и другие. Баянкольский интрузив может служить новым примером расслоения в щелочных породах, где гравитационно-кристаллизационная дифференциация отчетливо проявилась как при формировании слоистого комплекса в целом, так и в строении отдельной расслоенной серии пород.

В пределах расслоенного комплекса пород нижние горизонты обогащены тяжелыми элементами, в первую очередь железом, что обусловило преобладание здесь меланократовых и мезократовых разновидностей пород с постоянной вкрапленностью титаномагнетита. В верхних горизонтах комплекса накапливается больше щелочей, глинозема, кремнезема, летучих элементов, вызывая образование прослоев ювитов и уртитов; рудный минерал в этих породах отсутствует.

В пределах расслоенной серии пород гравитационное фракционирование в процессе кристаллизации расплава сопровождалось закономерным изменением вещественного состава пород, их удельных весов, а также порядка кристаллизации минералов. Хотя отдельная серия со-

Таблица 19

## Основные черты строения Баянкольского и Ловозерского массивов

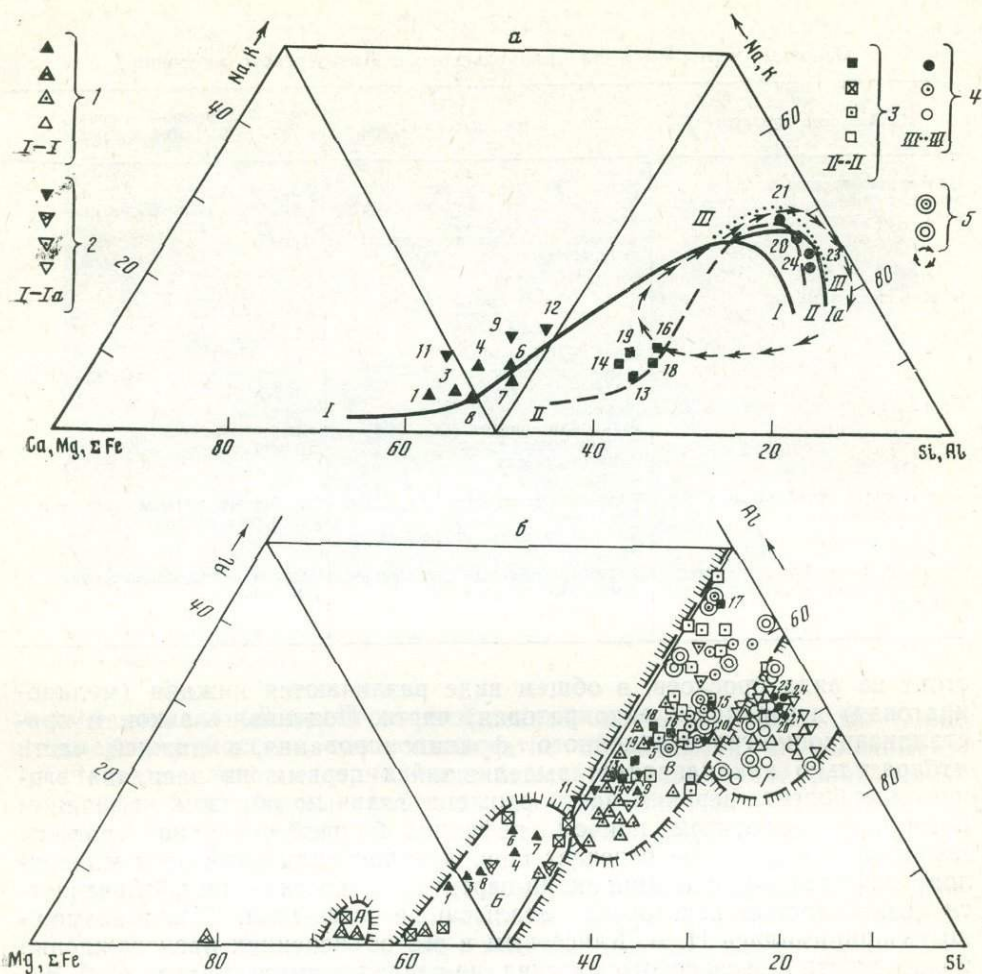
Особенности строения	Баянкольский массив (Тува)	Ловозерский массив (Кольский п-ов)
Положение горных пород в разрезе слоистой серии и удельные веса горных пород	Ювит (2,625) или уртит Массивный лейкократовый нефелиновый сиенит (2,814) Трахитоидный меланократовый нефелиновый сиенит (2,890) Резкая граница	Фойяит (2,43) Уртит или ювит (2,65) Резкая граница Луяврит
Особенности химизма	$\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3} \leq 1;$ $\frac{CaO}{Na_2O + K_2O} = 0,1-1,1$	$\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3} > 1;$ $\frac{CaO}{Na_2O + K_2O} = 0,05-0,2$
Породообразующие минералы	Нефелин Микроклин-пертит Эгирин-геденбергит Титаномагнетит Лепидомелан	Нефелин Микроклин-пертит Эгирин
Характерные аксессуарные минералы и элементы	Титаномагнетит со следами ниобия Апатит со следами редких земель	Ниобиевые, редкоземельные и титановые силикаты
Последовательность выделения главных породообразующих минералов	Эгирин-геденбергит → нефелин → → микроклин-пертит	Нефелин → микроклин-пертит → ↓ эгирин

стоит из ряда прослоев, в общем виде различаются нижняя (меланократовая) и верхняя (лейкократовая) части. Подчиняясь законам кристаллизационно-гравитационного фракционирования, в нижней части избирательно накапливается выделившийся первым из расплава эгирин-геденбергит; верхняя часть сложена главным образом нефелином и микроклин-пертитом, причем нефелина больше у верхней границы слоистой серии, что не отвечает порядку кристаллизации этих минералов (нефелин раньше микроклин-пертита) и, по-видимому, объясняется возможностью некоторого всплывания нефелина. Такая возможность принималась Н. А. Елисеевым в его объяснениях происхождения полосчатости Ловозерского массива, не разделявшихся, правда О. А. Воробьевой, В. И. Герасимовским, А. А. Чумаковым.

Не рассматривая детально механизм образования слоистости, подчеркнем, что большинство гипотез, сколь различными они не были бы, основаны на признании интрузивно-магматической природы пород, в том числе и уртитов, участвующих в строении расслоенных комплексов в массивах как агпаитовых, так и фойяитовых нефелиновых сиенитов. При этом нельзя не отметить влияния состава исходного щелочного расплава на особенности слоистых серий, что отчетливо проявляется при сопоставлении Баянкольской интрузии и Ловозерского массива (см. табл. 19).

### Эволюция магматизма в ассоциациях щелочных пород и место якупирангит-уртитов

Якупирангиты — уртиты возникают на определенных этапах развития интрузивных комплексов. В ассоциации ультраосновных и щелочных пород, основных и щелочных пород они появляются после ультраосновных и основных дифференциатов перед нефелиновыми и щелочными сиенитами. В ассоциации с нефелиновыми сиенитами время возникновения якупирангит-уртитов варьирует: в Хибинском массиве они возникают между нефелин-сиенитовыми сериями разного состава, в то же время уртиты, ювиты и нефелиновые сиениты расслоенных серий Ловозерского и Баянкольского массивов практически одновременны.



Ф и г. 37. Эволюция химизма ассоциаций пород с участием якупирангит-уртитовой серии. Диаграммы соотношений породообразующих элементов (в атомных количествах)

а —  $\text{Ca} + \text{Mg} + \Sigma\text{Fe} : \text{K} + \text{Na} : \text{Si} + \text{Al}$ ; б —  $\text{Mg} + \Sigma\text{Fe} : \text{Al} : \text{Si}$

Магматические породы рассматриваемых ассоциаций:

- 1 — ультраосновных и щелочных пород, развитых на платформах,
- 2 — ультраосновных и щелочных пород, приуроченных к краевым блокам фундамента платформ,
- 3 — основных и щелочных пород,
- 4 — агпаитовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, ювитов;

- 5 — фойяитовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, ювитов. Знаки черного цвета — средние составы провинций, якупирангит-уртитовых серий и лав в соответствии с табл. 22; знаки с крестиком — ультраосновные и основные породы; знаки с точкой — якупирангиты — уртиты; знаки белого цвета — ювиты, малиньиты, нефелиновые, щелочные, канкринитовые сиениты.

Линиями I—I, I—Ia, II—II, III—III показаны примерные ряды или поля, образуемые породами рассматриваемых ассоциаций

Основные тенденции изменения состава интрузивных пород в ходе эволюции магматизма в рассматриваемых ассоциациях, а также место пород якупирангит-уртитового ряда, показано на диаграммах, характеризующих соотношение главных породообразующих компонентов  $\text{Na} + \text{K} : \text{Si} + \text{Al} : \text{Ca} + \text{Mg} + \Sigma\text{Fe}$  (фиг. 37). На диаграммы нанесены выполненные по нашим материалам анализы пород якупирангит-уртитового ряда (см. табл. 17, 18), а также ассоциирующихся с ними интрузивных пород (табл. 20). Химические анализы выполнены для небольших проб весом 1—2 кг, а иногда и штучных образцов после просмотра

Таблица 20 Химический состав пород, ассоциирующихся с якупирангитами-уртитами (вес. %)

Компоненты	Ассоциация ультраосновных и щелочных пород															
	Ковдонский массив					Озерная варака		Кугда					Жидойский массив			
	Оливинит		Малинит			Какринитовый сениит		Оливинит	Мелилитовые породы				Малиньиты			
	1—310/7	414/2	1—561	5—717	411/9	420/6	2—199	70/221	70/205	70/204	70/207	70/206	8-39	8-28		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14			
SiO <sub>2</sub>	39,08	38,36	50,59	53,39	49,04	49,76	51,43	15,36	26,72	40,47	40,93	40,27	51,00	53,61		
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,36	0,79	0,88	0,51	0,46	0,54	7,50	3,65	1,19	0,63	0,80	0,74	0,34		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,66	0,60	18,47	18,04	17,33	17,14	19,17	0,77	1,65	3,08	1,83	2,02	22,72	21,99		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,11	4,32	4,26	2,52	5,61	5,71	3,43	34,10	17,80	3,61	3,78	4,40	2,76	2,69		
FeO	9,67	8,69	1,71	3,31	3,25	0,85	1,49	14,37	15,65	4,98	3,59	4,49	1,73	1,84		
MnO	0,46	0,30	0,16	0,12	0,10	0,08	0,09	0,09	0,27	0,08	0,10	0,08	0,15	0,14		
MgO	43,28	43,57	2,56	2,47	1,64	1,11	0,76	26,05	30,40	13,47	16,77	20,20	0,43	0,89		
CaO	1,08	1,54	4,12	3,81	4,68	3,97	5,15	0,93	3,75	30,33	30,30	25,93	1,92	0,10		
Na <sub>2</sub> O	0,19	0,14	10,42	7,10	10,18	11,74	10,14	0,07	0,26	1,81	1,70	1,63	10,56	10,72		
K <sub>2</sub> O	0,33	0,30	4,13	4,71	4,20	3,54	3,31	0,038	0,05	0,15	0,08	0,08	6,98	6,95		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,22	0,16	0,28	0,24	0,03	0,56	0,10	—	—	0,04	—	—	0,13	0,08		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,70	0,79	0,84	0,88	1,28	2,45	1,39	0,80	0,10	0,20	0,06	0,11	0,93	0,89		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	He опр.	0,05	0,39	0,35	0,32	0,15	0,46	0,00	След.	0,00	0,00	0,00	0,08	0,03		
CO <sub>2</sub>	0,29	0,81	0,53	1,45	1,30	2,83	2,10	0,35	0,19	0,40	0,05	0,06	0,30	0,13		
SrO	He опр.	He опр.	0,06	0,05	0,06	0,11	0,07	0,002	0,012	0,42	0,43	0,33	Не определялось			
BaO	0,00	0,06	0,04	0,31	0,32	0,06	0,04	Не определялось				Не определялось				
F	0,19	0,00	0,09	0,05	0,10	0,00	He опр.								0,07	0,06
Cl	0,00	0,00	0,45	He опр.	0,04	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07   0,06			
SO <sub>3</sub> (S*)	0,00	He опр.	(0,10)*	0,22	(0,54)*	He опр.	0,06	(0,045)*	Следы	(0,026)*	(0,049)*	(0,053)*	Не определялось			
Прочие	0,16	0,16	0,025	0,08	0,034	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—		
Сумма	99,68	100,21	100,01	99,93	100,56	100,58	99,77	100,47	100,50	100,25	100,30	100,45	100,50	100,46		
O=F, Cl, S	0,08	—	0,14	0,09	0,32	—	0,01	0,02	—	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01		
Сумма	99,60	100,21	99,87	99,84	100,24	100,58	99,76	100,45	100,50	100,24	100,28	100,43	100,49	100,45		

Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР по материалам автора, аналитики; Г. А. Арапова (ан. 20, 21). И. В. Басалаева (ан. 13—18), Н. В. Воронова (ан. 4), Н. В. Корсакова (ан. 2,6), Л. М. Крутецкая (ан. 28), Е. Д. Кузнецова (ан. 24, 26, 27), Е. И. Ломейко (ан. 9, 10), Е. М. Нактинас (ан. 1, 3), Н. Н. Никольская (ан. 5), А. И. Попова (ан. 23), А. Т. Садикова (ан. 22, 25), О. Г. Унанова (ан. 8, 11, 12). В анализах дополнительно определялись: ан. 1 Ni=0,1%, CoO=0,04%; ан. 2. Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=0,16%; ан. 3 ZrO<sub>2</sub>=0,025; ан. 4 SrO=0,05, ZrO<sub>2</sub>=0,03%; ан. 5 ZrO<sub>2</sub>=0,034; ан. 6 V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=0,02%, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> не обн., ZrO<sub>2</sub>=0,04%.

Таблица 20 (окончание)

Компоненты	Ассоциация ультраосновных и щелочных пород				Ассоциация основных и щелочных пород			Ассоциации фойзитовых нефелиновых сиенитов					Апайитовых нефелиновых сиенитов		
	Жидойский массив	Массив № 2			Кня-Шалтырь			Баянкольский массив			Чахыртойский массив		Ловозеро		
		Нефелиновый сиенит	Канкринитовый сиенит		Сиенит	Габбро	Тералит		Ювит		Нефелиновый сиенит	Сиенит	Сиенит	Нефелиновый сиенит	Ювит
	70/204		7/54-4	7/139-1	7/102-10		39	8/57-9	8/59-35	8-249					
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	
SiO <sub>2</sub>	54,54	55,20	55,65	61,55	47,20	43,67	45,24	58,62	46,84	49,42	62,90	51,34	50,60	46,70	
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,42	0,28	0,11	1,81	1,30	1,11	0,20	0,38	1,30	0,33	2,50	0,62	1,38	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,11	21,31	18,79	18,41	18,00	21,91	21,57	22,16	25,30	17,07	17,26	15,52	19,30	25,82	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,40	2,39	1,82	0,14	2,17	1,77	1,46	0,29	3,76	3,67	0,63	2,87	3,01	3,51	
FeO	1,60	1,57	2,16	1,58	5,63	7,22	6,55	1,27	0,14	6,46	2,27	8,15	5,56	0,43	
MnO	0,10	0,15	0,05	0,08	0,16	0,18	0,17	0,02	0,04	0,20	0,04	0,20	0,24	0,43	
MgO	0,07	0,07	0,23	0,11	5,25	4,93	5,33	0,26	0,41	0,54	1,39	1,94	0,20	0,45	
CaO	0,95	0,92	2,17	2,47	15,36	11,74	14,20	0,92	2,27	7,76	5,22	8,08	5,10	1,27	
Na <sub>2</sub> O	11,41	12,26	9,02	4,98	3,14	5,62	3,39	7,15	12,40	7,55	7,94	5,36	7,49	13,43	
K <sub>2</sub> O	5,35	4,62	6,45	9,09	0,46	1,25	0,58	7,67	6,37	4,75	1,32	2,44	5,06	3,70	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,13	0,17	Нет	Нет	0,06	0,06	0,07	0,02	0,17	0,00	0,02	0,00	0,14	0,33	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,32	0,91	1,58	0,39	0,76	0,49	0,54	0,73	1,17	0,81	0,21	0,43	1,16	1,84	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	—	0,07	0,51	0,15	0,22	0,20	0,00	0,00	0,37	0,00	0,72	0,10	0,08	
CO <sub>2</sub>	0,26	0,50	1,79	0,87	0,30	—	0,05	0,50	1,39	0,32	0,58	0,10	0,78	0,18	
SrO		Не определялось			0,15	0,12	0,13	Не определялось							
BaO		Не определялось			Не определялось			Не определялось		Следы	0,17	Не опр.	0,13	0,95	Не опр.
F		Не определялось			Не определялось			Не определялось		0,04	0,02	0,00	0,18	0,01	0,00
Cl	0,05	0,09	0,06	0,05	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,00	Следы	0,06	0,00	0,03	0,05	0,06	
SO <sub>3</sub> (S) *		Не определялось			(0,05) *	(0,11) *	(0,06) *	(0,01) *	»	0,00	0,00	(0,10) *	(0,10) *	0,03	
Прочие	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Сумма	100,57	100,58	100,12	100,34	100,65	100,59	100,65	99,82	100,68	100,47	100,11	100,09	100,47	99,64	
O=F, Cl, S	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,05	0,03	0,05	0,02	0,02	—	0,12	0,05	0,01	
Сумма	100,56	100,56	100,11	100,33	100,63	100,54	100,62	99,815	100,66	100,45	100,11	99,97	100,42	99,63	

шлифов и отбора наиболее свежих и типичных пород с минимальным развитием вторичных минералов. На диаграммах также показаны средние составы ассоциаций наиболее типичных массивов, а также средние составы развитых в них пород якупирангит-уртитовой серии (табл. 21). При этом наряду с известными данными по средним составам Маймеча-Котуйской, Кольско-Карельской провинций, ийолит-уртитового комплекса Хибинского массива и самого массива (Герасимовский и др., 1966, Егоров, 1970, Кухаренко и др., 1968; Минаков и др., 1967, Орлова, 1963) обсуждаются вычисленные автором средние составы Восточно-Саянской провинции, массивов Кия-Шалтырский и Гремяха-Вырмес (для последнего массива расчет был выполнен независимо от оказавшихся близкими результатов, полученных А. А. Кухаренко с соавторами, 1971).

Расчеты для Восточно-Саянской провинции и указанных массивов выполнены преимущественно по средним составам пород, включая интрузивные и метасоматические разности с учетом площадей их распространения, вычисленных планиметром по геологическим картам. При этом учитывались литературные данные о площадях распространения пород, а также их средним составам. Полученные результаты в значительной мере условны, поскольку основаны на количественных соотношениях пород для современного эрозионного уровня и не учитывают возможные их изменения с глубиной. Кроме того, невозможно учесть объем и состав вещества, вынесенного при метасоматических замещениях, что особенно существенно для Восточно-Саянской провинции, где в процессе поступления карбонатитов замещалось иногда до 60% силикатных пород и средний состав изменился, конечно, существенно, о чем можно судить на основании сопоставления примерного среднего состава провинции до и после карбонатизации (табл. 21, ан. 9, 10).

Для настоящего исследования использованы также литературные данные, преимущественно по средним составам пород из работ И. В. Буссен и А. С. Сахарова (1972), Л. С. Егорова (1970), Т. Н. Ивановой (Иванова и др., 1970) и ряда других. Всего рассматривается 140 преимущественно средних анализов. Их число могло быть увеличено, но как правило, они лишь повторяют друг друга и не вносят какой-либо новой информации.

Общий ход изменения состава пород от ранних образований к поздним характеризуется в первую очередь диаграммой (фиг. 37, а), принцип построения которой заимствован у Л. С. Бородинна. Линии на рисунке проведены по сгущению точек — результатов анализов (сами точки не показаны, чтобы избежать перегрузки графика) и отражают изменение состава средних типов пород в каждой ассоциации.

Оказалось, что ассоциации ультраосновных и щелочных пород (линия I—I), а также основных и щелочных пород (линия II—II) наряду со специфическими особенностями хода процесса дифференциации, характеризуются и определенной общей тенденцией: породы начальных этапов обогащены феррическими компонентами ( $\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe} = 45\text{—}68\%$ )<sup>2</sup>, количество которых затем убывает с параллельным нарастанием кремния и алюминия ( $\text{Si} + \text{Al} = 32\text{—}78\%$ ). Заметное увеличение содержания щелочей имело место на средних стадиях процесса ( $\text{Na} + \text{K}$  изменяется от 1% до 29%), что и привело к возникновению пород якупирангит-уртитового ряда, на завершающих стадиях оно снижается.

Линии I—I, I—Ia, II—II на фиг. 37, а, отражающие ход дифференциации в первых двух ассоциациях, имеют определенный экстремум и могут быть разделены на восходящие и нисходящие ветви. При этом линии I—I и I—Ia ассоциации ультраосновных и щелочных пород, возникающей в разных тектонических условиях, практически совпадают

<sup>2</sup> Здесь и далее указаны атомные проценты данного компонента или суммы компонентов в конкретном соотношении, отраженном на диаграмме.

Таблица 21  
Средние составы якупирангит-уртитовых серий и сопровождающих их ассоциаций пород (вес. %)

Компоненты	Ассоциации ультраосновных и щелочных пород											
	Маймеча-Котуйская			Кольско-Карельская		Мелилитовый базальт	Анкаратриты		Восточно-Саянская		Дайковые породы массива Ально-оуахититы, альфонты, бефорзиты	
	Средний состав		Нефелиновый пикрит	Средний состав					Средний состав интрузивов			
	Интрузивов	Якупирангит-уртитов		Интрузивов	Якупирангит-уртитов	После карбонатизации	До карбонатизации					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	37,60	41,28	39,60	36,38	41,00	35,72	38,70	41,44	28,03	44,64	25,44	26,77
TiO <sub>2</sub>	1,63	2,60	3,32	3,22	2,41	4,78	3,60	0,72	1,36	1,81	1,81	1,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,00	12,90	5,46	7,94	16,90	9,56	9,30	7,01	9,90	16,59	7,23	9,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,84	6,69	6,25	8,37	4,65	5,41	4,47	3,16	5,76	7,03	3,77	5,84
FeO	7,71	4,70	9,57	6,88	4,11	6,55	8,40	7,89	3,12	2,55	5,16	4,16
MnO	—	0,26	—	0,12	0,15	—	0,21	0,18	0,59	0,24	0,17	0,37
MgO	26,20	7,76	23,40	14,95	6,34	15,46	15,10	26,48	3,70	2,33	6,56	5,80
CaO	7,72	13,63	8,84	14,41	13,30	14,20	13,50	8,23	23,79	10,15	24,54	21,77
Na <sub>2</sub> O	1,85	5,55	1,23	3,17	6,53	3,35	2,93	1,83	3,20	5,60	1,67	1,28
K <sub>2</sub> O	0,92	2,33	1,10	1,52	2,84	1,67	0,62	0,94	3,62	6,05	3,62	4,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,49	0,94	0,38	0,37	0,24	0,63	0,55	0,26	1,67	0,54	1,88	2,28
CO <sub>2</sub>	—	—	—	1,80	0,07	—	0,10	—	14,26	1,25	15,46	13,29
п. п. п. + H <sub>2</sub> O	4,04	1,25	0,85	0,65	1,35	2,67	2,60	1,92	0,46	1,12	2,52	3,27
Прочие	—	0,05	—	0,21	0,06	—	—	—	0,54	0,04	0,50	0,35
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,08	100,06	100,00	100,00	100,33	100,01
Источник	Л. С. Егоров, 1970	Автор	Л. С. Егоров, 1970	М. П. Орлова, 1963	Автор	По Дэли	J. Agard, 1956	В. С. King, 1965	Автор	Автор	Н. Eckermann, 1948, 1958	

Таблица 21 (окончание)

Компоненты	Ассоциация основных и щелочных пород							Ассоциация аegитовых нефелиновых сyenитов				
	Кольско-Карельская			Кузнецкий Алатау		Тeфрит	Базальт	Кольская			Фонолиты	
	Интрузивов	Массива Гремяха-Вырмес	Якупирангит-уртитов	Средний состав				Интрузивов	Хибинского массива	Якупирангит-уртитов Хибин		
				Кня-Шалтырского массива	Якупирангит-уртитов Кня-Шалтырского массива							
13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	
SiO <sub>2</sub>	42,40	43,97	45,80	44,59	41,00	43,43	44,64	53,26	53,22	44,45	53,64	55,49
TiO <sub>2</sub>	3,61	3,28	0,93	1,14	0,30	1,66	1,95	1,03	1,05	2,27	0,13	He опр.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,29	14,00	20,61	19,40	23,90	18,10	15,35	19,93	21,26	19,51	19,16	22,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,61	5,55	4,28	2,28	1,55	7,54	4,51	3,18	2,59	4,56	3,61	2,40
FeO	10,70	11,97	4,48	6,46	2,38	5,26	6,33	1,45	1,58	3,84	0,88	1,27
MnO	0,22	0,20	0,18	0,16	0,03	0,29	0,46	0,23	0,18	0,19	—	—
MgO	5,27	6,28	1,71	5,40	0,95	3,64	7,92	0,75	0,65	2,15	0,37	0,27
CaO	10,09	9,01	6,48	13,10	6,52	10,67	9,88	1,58	1,80	6,51	1,18	1,80
Na <sub>2</sub> O	3,01	3,77	10,68	4,75	11,64	3,37	3,54	10,16	9,81	8,94	10,54	9,15
K <sub>2</sub> O	1,30	0,89	3,61	1,15	3,53	1,66	2,67	6,28	6,52	5,15	4,28	6,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,58	0,05	0,11	0,14	0,21	0,10	0,57	0,25	0,29	1,10	0,49	0,18
CO <sub>2</sub>	0,19	0,01	0,30	0,20	0,70	0,00	He опр.	0,12	0,14	—	0,16	He опр.
п. п. п. + H <sub>2</sub> O	1,63	1,02	0,70	1,23	0,82	3,83	2,18	0,88	0,80	1,04	5,60	1,37
Прочие	0,52	—	0,13	—	1,44	0,55	—	0,86	0,64	0,53	0,15	0,35
Сумма	100,42	100,00	100,00	100,00	100,00	100,10	100,00	99,93	100,53	100,24	100,19	100,75
Источник	А. А. Кухаренко и др., 1971	Автор	Автор	Автор	Автор	Л. С. Бородин, В. С. Гладких, 1967	по Дэлл	А. А. Кухаренко и др., 1971	А. А. Кухаренко и др., 1968	Ф. В. Минаков и др., 1967	В. С. King, 1965	D. A. Har-kin, 1959

Примечание: Состав «прочих» компонентов включает: ан. 2 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0,05%; ан. 4 BaO = 0,05, SO<sub>3</sub> = 0,04, F<sub>2</sub> = 0,10, Cl<sub>2</sub> = 0,02; ан. 5 BaO = 0,03%, SO<sub>3</sub> = 0,03%; ан. 9 F = 9,30, SrO = 0,22, BaO = 0,02; ан. 10 F = 0,02%, SrO = 0,02%; ан. 11 BaO = 0,169, SrO = 0,04, F = 0,09, S = 0,21; ан. 12 BaO = 0,22 S = 0,13, ан. 13 ZrO<sub>2</sub> = 0,006, Sc<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0,005 (Y, TR)<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0,029, CaO = 0,007, NiO = 0,007, SrO = 0,06, BaO = 0,13 (Nb, Ta)<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0,01, S, SO<sub>3</sub> = 0,12, F = 0,11, Cl = 0,04; ан. 15 SO<sub>3</sub> = 0,13 ан. 18; F = 0,55; ан. 20 ZrO<sub>2</sub> = 0,21, Sc<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0,001, (Y, TR)<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0,113, CoO < = 0,001, NiO = 0,002, SrO = 0,08, BaO = 0,11 (Nb, Ta)<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0,049, S, SO<sub>3</sub> = 0,08, F = 0,14, Cl = 0,08; ан. 21 PbO = 0,01, TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0,06, (Zr, Hf) O<sub>2</sub> = 0,09, SrO = 0,13, BaO = 0,13, Rb<sub>2</sub>O = 0,02, Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0,02, SO<sub>3</sub> = 0,02, S = 0,01, F = 0,12, Cl = 0,03; ан. 22 ZrO<sub>2</sub> = 0,04, (Nb, Ta)<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0,04, TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0,07, BaO = 0,11, SrO = 0,14, F = 0,13,

почти на всем пути развития, за исключением завершающей стадии: нефелиновые и щелочные сиениты их различны. В Восточно-Саянской провинции (*I—Ia*) они более лейкократовые и по соотношению  $Ca + Mg + Fe : Na + K : Si + Al$  близки к наиболее лейкократовым типам нефелиновых сиенитов, характерным для Ловозерского и Хибинского массивов. Обращает внимание, что в ассоциации агпайтовых нефелиновых сиенитов — ийолитов, уртитов, ювитов процесс дифференциации проявился слабо: происходило небольшое увеличение содержания щелочей (от 25% до 29%) и роли фемических компонентов (от 5% до 15%). При этом линия *III—III* (см. 37А), отражающая изменение состава пород в этой ассоциации, почти повторяет нисходящие ветви первых двух ассоциаций.

Точки составов ассоциации фойяитовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, ювитов юго-восточной Тувы занимают весьма широкое поле (см. фиг. 37А), которое в основной своей части перекрывает составы щелочных пород всех исследованных ассоциаций. Такие широкие вариации состава щелочных пород Тувы обусловлены, в первую очередь, заметным влиянием на их образование вмещающих толщ, как будет показано в последующих разделах главы. Нефелиновые сиениты Тувы в основной своей массе характеризуются наиболее меланократовым составом и максимальными содержаниями  $Ca + Mg + \Sigma Fe$  из всех аналогичных пород других ассоциаций.

В ходе формирования ассоциаций имело место скачкообразное изменение содержания кремния по отношению к  $Al + Mg + \Sigma Fe$  (см. фиг. 37Б) с переходом от ультраосновных и основных пород поле *A* — оливиниты, *B* — перидотиты, пироксениты, габбро) к породам мельтейгит-уртитового ряда (*B*) и затем к нефелиновым и щелочным сиенитам (*Г*).

Характерно, что доля глинозема по отношению к кремнию и сумме  $Mg + \Sigma Fe$  в среднем составе ийолит-уртитового комплекса Хибинского массива почти такая же как в среднем составе ассоциации агпайтовых нефелиновых сиенитов Кольского полуострова и среднем составе Хибинского массива (табл. 21, фиг. 37Б, ан. 20, 21, 44), так что только возрастание фемических компонентов при уменьшении доли кремния должно было привести к появлению нефелино-пироксеновых пород в этой ассоциации. Такое же различие составов характерно для нефелиновых сиенитов и нефелино-пироксеновых пород Тувы.

Наряду с некоторыми общими тенденциями развития, рассматриваемые ассоциации характеризуются и рядом специфических особенностей, которые проявляются особенно отчетливо при сопоставлении однотипных пород из различных ассоциаций. В частности, составы пород якупирангит-уртитового ряда обнаруживают прямую зависимость от состава ассоциации. Так, якупирангит-уртиты из ассоциации ультраосновных и щелочных пород значительно богаче кальцием, беднее щелочами и богаче фемическими компонентами, чем те же породы из других ассоциаций. Исключение составляют лишь ийолиты и уртиты юго-восточной Тувы, в которых также необычайно велика доля кальция по сравнению со щелочами, что, возможно, вызвано некоторой ассимиляцией карбонатного материала вмещающих толщ. Даже в пределах разных провинций одной ассоциации наблюдается подобная зависимость. Так, в Маймеча-Котуйской провинции, средний состав которой несколько богаче фемическими компонентами и беднее глиноземом, чем средний состав Кольско-Карельской провинции (табл. 21, ан. 1 и 4), в среднем составе пород якупирангит-уртитового ряда обнаруживаются аналогичные различия (табл. 21, ан. 2 и 5).

В ассоциации основных и щелочных пород взаимозависимость среднего состава ассоциации и состава пород проявляется не только в мельтейгит-уртитах, но и в габброидах. Так, в Кия-Шалтырском массиве,

где габбро необыкновенно богато глиноземом (табл. 20, ан. 10) известны тела богатых нефелином уртитов. Это дает основание полагать, что родоначальный для Кия-Шалтырского массива расплав был богат глиноземом.

Для нефелиновых сиенитов такая зависимость прослеживается далеко не всегда и даже могут быть обратные соотношения. Так, в Восточно-Саянской провинции, средний состав которой характеризуется максимальными содержаниями кальция (табл. 21, ан. 9) даже по сравнению со средними составами Маймеча-Котуйской (табл. 21, ан. 1) и Кольско-Карельской провинций (табл. 21, ан. 4) малиньиты и щелочные сиениты почти не содержат кальция и обогащены калием (табл. 20, ан. 13—18).

Закономерное изменение последовательно образующихся пород дает право говорить об эволюции исходных расплавов при формировании рассматриваемых ассоциаций, что в определенной мере является доказательством их интрузивно-магматической природы и свидетельствует о магматической дифференциации глубинного очага при изменении физико-химических условий (Кононова, Гартман, 1974).

О примерных составах исходных расплавов рассмотренных ассоциаций можно в какой-то мере составить представление по средним составам типичных массивов различных провинций, а также на основании сопоставления их с существующими лавами. Средние составы Кольско-Карельской, Маймеча-Котуйской провинций (табл. 21, фиг. 37, ан. 14, 16), как и ассоциации основных и щелочных пород (ан. 13), агпайтовых нефелиновых сиенитов (ан. 20) Хибинского массива (ан. 21) имеют некоторые отличия и занимают вполне определенные места на диаграммах, отражая хотя и весьма приближенно, специфические особенности первичных расплавов, из которых формировались породы каждой ассоциации.

Для ассоциации ультраосновных и щелочных пород характерна повышенная роль фемических компонентов (см. фиг. 37) и в первую очередь магния. Ассоциация основных и щелочных пород занимает особое положение на диаграммах: по содержанию глинозема она приближается к ассоциациям якупирангитов-уртитов с нефелиновыми сиенитами. Эта особенность химизма, по-видимому, объясняет появление богатых нефелином разностей в обеих ассоциациях. Ассоциации агпайтовых нефелиновых сиенитов, помимо богатства глиноземом, свойственны минимальные количества фемических компонентов, богатство натрием, калием и кремнеземом (см. фиг. 37).

Сходство средних составов ассоциаций с вполне определенными и весьма распространенными разновидностями лав — одно из важнейших доказательств существования в природе расплавов, которые могут быть исходными для рассматриваемых ассоциаций. При сопоставлении средних составов ассоциаций и лав оказалось, что исходный расплав ассоциации ультраосновных и щелочных пород приближался к нефелиновым пикритам, анкаратритам или мелилитовым базальтам, т. е. породам, которые А. Н. Заварицкий в свое время объединил в группу нефелиновых базальтов (табл. 21, фиг. 37, ан. 3, 6—8). Средний состав Восточно-Саянской провинции, включая карбонатиты, оказался близким альнэитам, суахититам, известным в виде даек в массиве Ально и ряде других (табл. 21, фиг. 37, ан. 11, 12). Для ассоциации основных и щелочных отмечается близость к тефритам и базанитам, т. е. лавам, которые обычны в сериях щелочных базальтов (табл. 21, фиг. 37, ан. 18, 19) для ассоциации агпайтовых нефелиновых сиенитов — к фонолитам (табл. 21, фиг. 37, ан. 23, 24). Можно допустить, что и ассоциация фойяитовых нефелиновых сиенитов будет сходна с фонолитами, однако несколько иного состава. Различия в химизме первичных расплавов в первую очередь, по-видимому, и предопределили особенности составов рассмотрен-

ных ассоциаций. Неоспоримые доказательства существования как магматических расплавов разного состава, так и реальности магматической дифференциации, в ходе которой возникали расплавы, отвечающие по составу якупирангит — уртитам, появляются при сравнении изученных пород с эффузивами.

### **Нефелиниты и их гипабиссальные аналоги мельтейгит-порфиры и ийолит-порфиры как излившиеся продукты дифференциации магм**

Эффузивные аналоги мельтейгитов и ийолитов известны в природе — это нефелиниты и оливиновые нефелиниты. Толщи эффузивов, включающие нефелиниты, обычно сложены породами разнообразного состава: пикритовыми, порфиритами, меймечитами, анкаратритами, авгититами, нефелиновыми и мелилитовыми базальтами, мелилититами, трахитами и рядом других разновидностей. Подобные эффузивные серии рассматриваются в качестве аналогов интрузивных комплексов ультраосновного и щелочного состава, но присутствуют они далеко не во всех районах развития ассоциации ультраосновных и щелочных пород. Так, на Кольском полуострове они, по-видимому, уничтожены эрозией, но в Маймеча-Котуйском районе развиты довольно широко. Согласно оценке Л. С. Егорова (1970) нефелиниты здесь занимают около 118,8 км<sup>2</sup>. Среди зарубежных провинций, особенно большие объемы их отмечены в Восточной Африке, в частности, только в вулкане Кизингери площадь лавовых покровов нефелинитов достигает около 2500 км<sup>2</sup>. Нефелиниты, хотя и очень редко, отмечались в эффузивных сериях, ко-магматических ассоциации основных и щелочных пород. В Советском Союзе такая серия известна в Кузнецком Алатау, где, согласно исследованиям Л. С. Бородина и В. С. Гладких (1967), толщи представлены оливиновыми базальтами, трахиандезито-базальтами, тефритами, базанитами, в меньшей степени — пикритовыми порфиритами, анкарами-тами, фонолитами, трахитами. Нефелиниты также обнаружены, но они слагают всего один прослой.

С подобными эффузивными сериями мы знакомимся в 1969 г. в Среднегорье Шотландии, где они имеют карбоновый возраст и представлены оливиновыми и щелочными базальтами, муджиеритами, муджиеритовыми долеритами, эссекитами, фонолитами, силами тешенитов. Близкие по составу эффузивные серии слагают обширные площади в Эфиопии и ряде районов Восточной Африки. Огромная по площади область третичного вулканизма, охватывающая западную часть Шотландии, север Ирландии, Исландию, Гренландию и ряд других островов. Здесь широко развиты оливиновые базальты, муджиериты, трахиты. Нефелиниты не обнаружены, но учитывая необыкновенное богатство базальтов глиноземов (до 21% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и четкую тенденцию к нарастанию щелочей в лавах заключительных стадий (некоторые разности муджиеритов содержат до 10% щелочей в сумме), можно полагать, что при благоприятных условиях в такой серии пород могли возникнуть филиниты. Действительно эффузивные серии близкого состава, но, помимо щелочных базальтов, включающие также породы базальтоидного ряда известны — это серии Гонолулу и Колоа на Гавайских островах.

Приведенные примеры являются наиболее убедительным доказательством возможности возникновения нефелинитовых — ийолит-мельтейгитовых расплавов в ассоциациях ультраосновных и щелочных, основных и щелочных пород. Однако, если по химическому составу нефелиниты соответствуют мельтейгитам и меланократовым разностям ийолитов (лавовые эквиваленты для уртитов и лейкократовых ийолитов не известны), то в минеральном составе обнаруживается некоторое различие (Bailey, 1974).

Для нефелинитов любого района мира характерны вкрапленники оливина (богатого магнием), мелилита, пироксена состава диопсида, нефелина и рудных минералов (ильменита, магнетита). Основная масса породы состоит из тех же минералов, за исключением оливина, но цементирующая среда основной массы не определена. Предполагается, что это анальцит или натролит.

Вкрапленники мелилита и особенно оливина в нефелинитах — наиболее заметное отличие эффузивных пород от плутонических. И все же единство исходного расплава для нефелинитов эффузивной фации и ийолитов-мельтейгитов интрузивной фации несомненно. В этом убеждают, в частности, постепенные переходы от типичных нефелинитов к ийолитам и мельтейгитам, которые можно проследить в гипабиссальных образованиях — дайках, силлах, мелких штоках, трубках взрыва. Варьируя по структуре от скрытокристаллических и порфировых разновидностей нефелинитов через порфировидные породы типа мельтейгит-порфиров и ийолит-порфиров к равномернозернистым породам состава ийолита и мельтейгита, эти мелкие интрузивные тела простого строения представляют несомненный интерес, являясь наглядным доказательством комагматичности эффузивных и интрузивных серий.

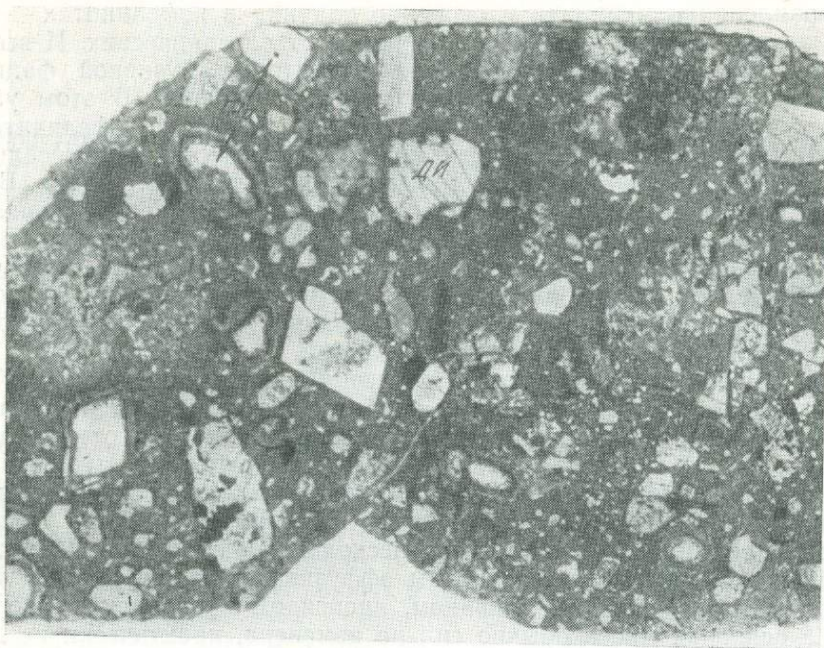
Дайковая фация нефелинитов в ассоциации ультраосновных и щелочных пород в Советском Союзе наиболее широко развита в Маймеча-Котуйской провинции, но в ограниченных масштабах отмечалась и на Кольском полуострове. Так, на Турьем мысу нефелиниты секут песчаники и гранодиорит-порфиры протерозойского возраста, известны они в Ковдорском и ряде других массивов провинции. Мощность даек колеблется, составляя нередко всего несколько сантиметров. Их состав обычно весьма близок нефелинитам эффузивной фации: вкрапленники представлены нефелином, оливином, диопсидом в переменном количестве, а основная масса обычно сильно изменена, практически не диагностируется и предположительно рассматривается как нацело измененное стекло. Однако нередко встречаются дайки порфировидных пород, в которых основная масса полностью раскристаллизована. Этим породам разные авторы присваивают несколько различных названий, но сходный состав, структура и текстура позволяют их отнести к единой группе пород — мельтейгит-порфирам (фиг. 38) и ийолит-порфирам, весьма близким к нефелинитам.

Для последних характерна порфировидная структура с вкрапленниками диопсида, оливина (10—20% фаялитового компонента), реже — нефелина. При этом оливин находится в неустойчивом состоянии, частично или полностью замещен диопсидом, магнетитом, а иногда и флогопитом во внешней оторочке (фиг. 39). Основная масса, сложенная диопсидом, в котором несколько возрастает содержание эгириновой составляющей, нефелином, титаномагнетитом, степень раскристаллизации варьирует от тонкозернистой со слабо различными индивидуумами минералов до мелко-, а иногда и среднезернистой. Дайки возникали на заключительных стадиях формирования массивов, по-видимому, одновременно с излияниями нефелинитов.

Смена интрузивного магматизма гипабиссальным и эффузивным характерна для ультраосновных и щелочных комплексов, приуроченных к зонам долгоживущих разломов. Аналогичная последовательность отмечается для щелочных комплексов Восточной Африки, где также интрузивные ийолит-карбонатитовые серии (меловой возраст) предшествуют соответствующим им экстрезивным нефелинитам (третичный возраст). Внедрение даек происходило в близповерхностных условиях и сопровождалось взрывными явлениями, о чем свидетельствует брекчирование вмещающих пород (гранодиорит-порфиров, турьяитов, мельтейгитов) и захват их в виде многочисленных ксенолитов. По-видимому, по той же причине породы даек имеют изменчивую структуру и текстуру. Приве-

дем краткое описание ряда объектов, в которых наблюдались переходы в ряду нефелинит→мельтейгит-порфир, ийолит-порфир→ийолит, мельтейгит.

*Горноозерский массив* на Кольском полуострове давно привлекает внимание исследователей, особенно после работ М. П. Орловой (1963),



Ф и г. 38. Микросложение оливинового мельтейгит-порфира с порфирокристаллами оливина и диопсида. Турий мыс. Увел. 5, без анализатора



Ф и г. 39. Реакционная кайма вокруг вкрапленника оливина в мельтейгит-порфире. Турий мыс. Увел. 10, без анализатора

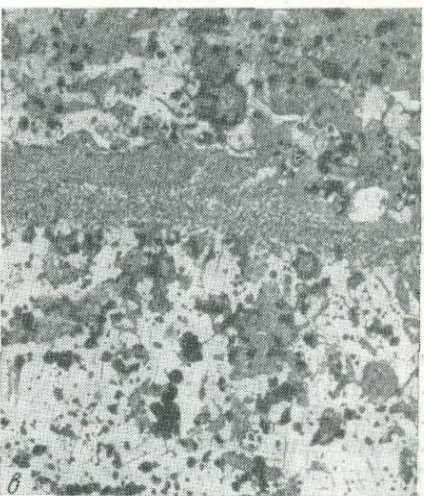
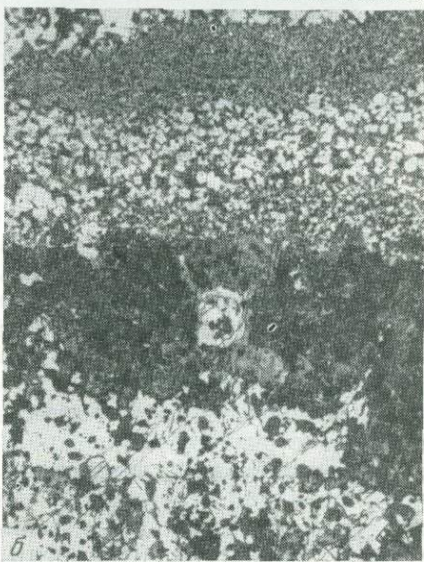
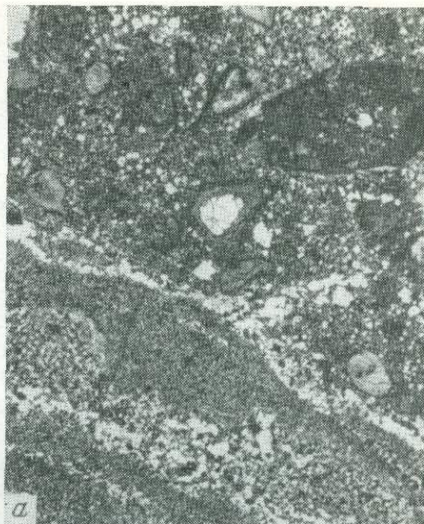
которая отметила сходство вычисленного среднего химического состава комплекса ультраосновных и щелочных пород с составом оливинового мельтейгит-порфира Турьего мыса. Интерес к этим породам усугублялся еще и тем, что на Кольском полуострове не известна эффузивная фация нефелинитов. Оливиновые мельтейгит-порфиры Горноозерского массива образуют тело, площадью  $400 \times 150$  м. Они относятся к числу наиболее молодых образований, прорывают нефелино-пироксеновые породы более ранних фаз, мелилитовые породы и содержат их ксенолиты. Обычно в зонах контакта структура пород меняется. На фиг. 40 показана дайка мельтейгит-порфира, которая сечет мелилитовую породу. Центральная часть дайки имеет порфировидную структуру и состав, типичный для мельтейгит-порфира (фиг. 40, А): вкрапленники представлены диопсидом, оливинном (около 10% фаялитового компонента), который находится в неустойчивом состоянии и по краю замещается диопсидом в сопровождении магнетита и флогопита; основная масса полностью раскристаллизована и состоит из нефелина, диопсида, в котором несколько возрастает содержание эгириновой составляющей по сравнению с тем же минералом из вкрапленников, и титаномagnetита.

Вблизи контакта с мелилитовой породой мельтейгит-порфир сменяется мельтейгитом, крайне неравномерного строения (фиг. 40, Б). Подобный же микрозернистый мельтейгит в виде тонкого прожилка сечет вмещающую мелилитовую породу, по составу (мелилит + нефелин + диопсид + оливин + титаномagnetит) приближающуюся к нефелиновому ункопагриту (фиг. 40, В).

**Ф и г. 40. Смена пород в зоне контакта**

- А — граница мельтейгит-порфира (центр жилы) и микрозернистого мельтейгита (приконтактная часть жилы),
- Б — граница микрозернистого мельтейгита (левая часть снимка) и мелилитовой породы,
- В — прожилок микрозернистого мельтейгита в мелилитовой породе.

Увел. 5, без анализатора



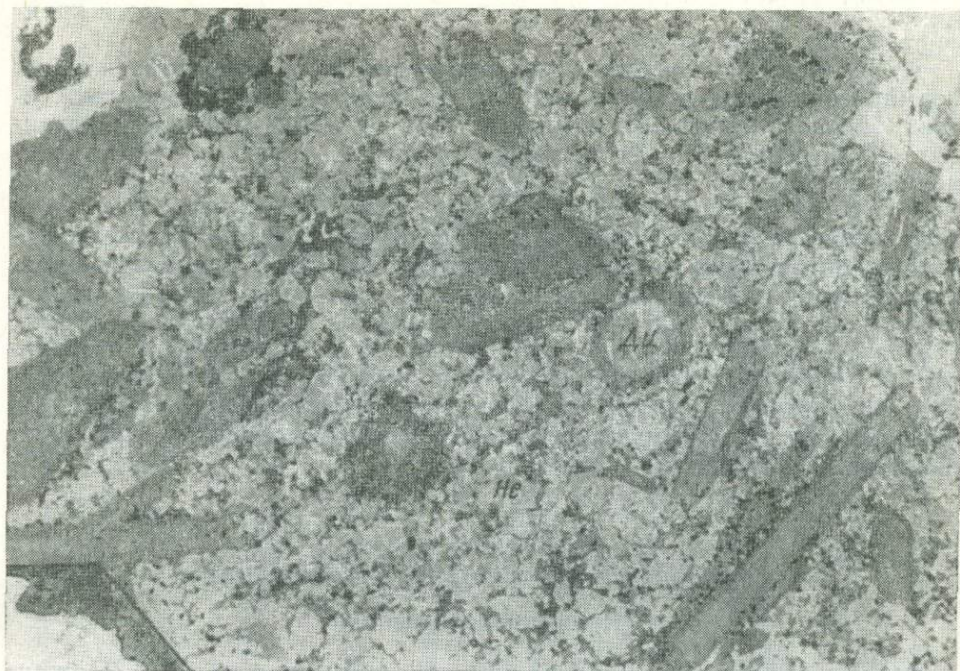
Несомненное генетическое родство мельтейгит-порфиоров с мельтейгитами подчеркивается сходством основной массы мельтейгит-порфира по структуре и составу с мельтейгитом. Правда, существует мнение, что оливиновые мельтейгит-порфиры — это продукты ийолитизации, т. е. метасоматического процесса, происходящего при прогрессирующем ощелачивании пироксенитов (Бородин, 1971). Однако подобные переходы характерны не только для штокообразных тел типа Горноозерского массива, но и для даек — типичных малых интрузий.

В пределах Горноозерского массива наблюдались контактовые изменения и другого типа. В мельтейгит-порфире на контакте с вмещающими гранодиорит-порфирами увеличивается число вкрапленников, а основная масса становится слабо раскристаллизованной, т. е. возникает разность пород типа нефелинита с характерной порфиоровой структурой. В других обнажениях в зоне контакта с гранодиорит-порфиром мельтейгит-порфиры переходят в слабо раскристаллизованную породу, сложенную тонкозернистой, слабо просвечивающей массой, т. е. имеют характерную для эффузивных фаций афанитовую структуру. При этом гранодиорит-порфиры с гигантскими (до 5—7 см) порфирокристаллами плаггиоклаза вблизи контакта со щелочным интрузивом приобретают неравномернозернистое сложение и переменный состав. Порфирокристаллы плаггиоклаза сохраняются лишь на отдельных небольших участках и замещены почти нацело агрегатом альбита, а местами волластонита; темноцветные минералы представлены эгиринсодержащим пироксеном, т. е. гранодиорит-порфиры несомненно переработаны под воздействием щелочного массива.

Переходы от пород с порфиоровидной структурой к афанитовой в зонах контакта характерны для даек нефелинитов и встречались в небольших телах мельтейгит-порфиоров в Маймеча-Котуйской провинции, в частности, наблюдались нами в массиве Сола.

*Массив Сола* — небольшое штокообразное тело, сложенное в основном мельтейгит-порфирами. Они прорывают мраморы, возвышаясь над ними в виде купола высотой около 70 м. По периферии массива в мельтейгит-порфирах количество вкрапленников уменьшается, основная масса становится микрозернистой и местами порода приобретает афанитовую структуру. В центральной части массива отдельные участки сложены раскристаллизованной среднезернистой породой, в которой порфиоровидная структура уже не проявлена столь отчетливо, а оливин практически исчезает, т. е. такие разновидности приближаются к мельтейгиту. Сравнение мельтейгит-порфира из периферической части массива, в котором присутствуют вкрапленники оливина и диопсида (см. табл. 18, ан. 6), с полно раскристаллизованной породой, приближающейся по составу и структуре к мельтейгиту, из центральной части массива (оливин в ней отсутствует, а среди кристаллов пироксена можно лишь условно различать более крупные выделения, по-видимому, бывшие вкрапленники и мелкие зерна (см. табл. 18, ан. 7) показывает безусловное сходство их химического состава. По-видимому, периферические части массива, застывая быстрее, обогащались минералом раннего этапа кристаллизации — оливином — и приобретали порфиоровую структуру.

Эта же тенденция особенно отчетливо проявлена в *Малом массиве* (Кольский полуостров). Малый массив залегает среди фенитизированных гнейсов архея в 800 м на северо-восток от Ковдорского массива. Это интрузив трещинного типа, сложенный ийолит-порфирами и нефелиновыми сиенитами. Ийолит-порфиры залегают в лежащем боку Малого массива, образуя вытянутое тело площадью 300×20—30 м, вскрытое на всем протяжении. Ийолит-порфиры — выдержанная по составу и структуре порфиоровидная порода со столбчатыми кристаллами зонального диопсида (фиг. 41), в котором отмечаются небольшие релик-



Ф и г. 41. Микростроение ийолит-порфиров Малого массива. Кольский п-ов. Увел. 5, без анализатора

ты вкрапленников оливина; основная масса породы состоит из диопсида и нефелина (табл. 18, ан. 1). Слабо выраженная ориентировка вкрапленников диопсида послужила основанием Н. А. Волотовской называть их «трахитоидными ийолитами».

В зоне эндоконтакта с фенитизированными гнейсами ийолит-порфиры приобретают более меланократовый состав и содержат около 10% нефелина вместо 40%, характерных для этих пород в самом массиве. Эндоконтактовая разновидность сложена главным образом диопсидом с многочисленными реликтами оливина, т. е. минералами раннего этапа кристаллизации и напоминает в этом отношении породы из зон закалки.

Если в ассоциации ультраосновных и щелочных пород наиболее широко в гипабиссальной фации развиты меланократовые породы, чаще всего мельтейгит-порфиры, как впрочем и среди эффузивов — меланефелиты, то в ассоциации основных и щелочных пород гипабиссальная фация представлена ийолит-порфирами, причем нередко лейкократовыми. Серия даек и жил ийолит-порфиров известна в ряде массивов Кузнецкого Алатау. В Кия-Шалтырском массиве ийолит-порфиры секут уртиты. Состав ийолит-порфиров варьирует: периферия имеет мелкозернистое сложение и более меланократовый состав, отвечающий ийолиту (табл. 18, ан. 9), а центральные части обогащены вкрапленниками нефелина и по составу отвечают лейкократовому ийолиту (табл. 18, ан. 9), наглядно демонстрируя возможность дифференциации первичного расплава с возникновением уртитовых дифференциатов.

Эффузивные разности уртитов — суссекситы — крайне редки, известны их находки в Норвегии (Brögger, 1921) и США (Tröger, 1935); в исследованных автором районах эффузивные аналоги уртитов встречены не были. Можно полагать, что процессы столь глубокой дифференциации первичного вещества, которые вызвали появление богатых нефелином разностей якупирангит-уртитового ряда, специфичны для ин-

трузивной фации и не проявляются столь полно или проявляются крайне редко при излиянии лав.

Итак, эволюция состава якупирангит-уртитов при многофазном их формировании, появление некоторых их разновидностей в расслоенных сериях, закономерное возникновение в ходе развития дифференцированных комплексов — все это несомненно свидетельствует об интрузивно-магматическом генезисе по крайней мере большей части этих пород. Вместе с тем в исследованных массивах, наряду с интрузивными породами якупирангит-уртитового ряда, встречаются нефелино-пироксеновые породы, образование которых невозможно объяснить с помощью механизма магматической дифференциации. В частности, в формировании небольших участков уртитов среди мельтейгитов и ийолитов в массивах ультраосновных и щелочных пород, в появлении мельтейгитов и ийолитов на контактах массивов фойяитовых нефелиновых сиенитов с мраморами несомненно принимали участие процессы магматического замещения и послемагматические метасоматические процессы, как будет показано в следующем разделе.

### ЯКУПИРАНГИТЫ-УРТИТЫ — ПРОДУКТЫ МАГМАТИЧЕСКОГО ЗАМЕЩЕНИЯ (Процесс ийолитизации)

Магматическое замещение рассматривается, согласно Д. С. Коржинскому (1952), как сложный физико-химический процесс, при котором в условиях подъема магмы приконтактная порода замещается породой иного химического состава с обязательной промежуточной стадией расплавления. Этот процесс сопровождается заметными метаморфическими и метасоматическими изменениями боковых пород. В зависимости от состава реагирующих сред, возникающие в зонах экзо- и эндоконтакта породы заметно различаются по составу. В табл. 22 приведены примеры контактов, в которых возникают нефелино-пироксеновые породы, преимущественно меланократового состава — мельтейгиты, ийолиты, нередко якупирангиты. Проявления этих процессов характерны для массивов ультраосновных и щелочных пород, а также для массивов геденбергитовых нефелиновых сиенитов. При этом целесообразно различать процессы двух типов: фенитизации, протекающие на границе щелочного расплава с гранитами, гранито-гнейсами, сланцами, т. е. породами кислого состава, и ийолитизации, характерными для контактов с оливинитами, пироксенитами, а также карбонатными толщами. Появление ийолитов отмечалось на конечных стадиях обоих типов процессов. Однако поскольку процесс фенитизации достаточно подробно охарактеризован в многочисленных публикациях (Brögger, 1921; Ecker-mann, 1948, 1958; Кухаренко и др., 1965; Сергеев, 1967; Tuttle, Gittins, 1966; Пожарицкая, Самойлов, 1972 и др.), мы ограничимся рассмотрением процесса ийолитизации на примере контактов двух типов: 1) нефелиновых сиенитов и уртитов с мраморами кальцитового и доломитового состава; 2) ийолитов с пироксенитами и оливинитами.

Сопоставление особенностей контактовых зон разных типов позволило выявить условия, благоприятные для образования нефелино-пироксеновых пород в ходе процессов магматического замещения.

#### Контакты нефелиновых сиенитов и уртитов с мраморами

Вопрос о роли известняков в генезисе щелочных пород давно привлекает внимание исследователей. В свое время Р. Дэли (Daly, 1910) и позднее С. Шэнд (Shand, 1928, 1945) приписывали процессу ассимиляции известковистого материала кислой магмой решающую роль в

Примеры возникновения якупирангитов-уртитов в зонах эндоконтакта при процессах магматического замещения

Район, массив	Вещающие породы	Интрузивные породы	Новообразованные минеральные парагенезисы		Новообразованные породы		Автор
			эзоконтактовые	эндоконтактовые	эзоконтактовые	эндоконтактовые	
Юго-восточная Тува: Чакхыртыйский, Харлинский, Баянкольский, Аруктинский	Кальцитовые мраморы с примесью доломита	Геденбергитовые нефелиновые сиениты	$Pu+Ka+An$ $Pu+He+Ka+An$ $Pu+Ka$	$Pu+He$ $Pu+He+(Knu)$	Кальцифиры разного состава, пироксеновый скарн	Ийолит, малиньит, ювит, мельтейгит, якупирангит	Р. М. Яшина, 1962; В. А. Кононова, 1965
Енисейский Кряж — Ангарский	Известняки и известковистые сланцы	Амфибол-пироксеновый фойяит	$Pu+Ka+Fr$ $He+Pu+Fr$	$Pu+He$	Кальцифир	Ийолит	Е. В. Свешникова, 1965
Северо-восточная Котунский	Доломитовый мрамор	Геденбергитовые нефелиновые сиениты	$Фт+Дол+Ka$ $Pu+Ka$	$He+Pu+Tm(Knu)$ $He+Pu+Tm$	Форстеритовый кальцифир, пироксеновый скарн	Малиньит, мельтейгит	В. И. Коваленко и др., 1968
Прибайкалье — Тажеранский	Известковистые и магнезиальные мраморы, плагиосланцы	Нефелиновые сиениты	$Br+Ka$ $Шп+Фт+Ka$ $Шп+Фа+Ka$ $He+Фо$	$He+Pu$	Бруситовый мрамор, шпинель-форстеритовый скарн, шпинель-фасантовый скарн, нефелин-оливиновая порода	Ийолит	А. А. Конев, В. С. Самойлов, 1972
Юго-восточная Чикский, Дахунурский	Кальцитовые мраморы	Уртиты, ийолиты	$An+Ka$ $Pu+An+Ka$ $He+Pu+Ka$ $Pu+Ka$	$Pu+He$	Кальцифиры разного состава, пироксеновый скарн	Якупирангит, мельтейгит, ийолит	В. А. Кононова, 1961
Восточный Саян — массив 2	Сланцы кварц-мусковитовые	Нефелиновые сиениты, ийолиты	$Kв+Knu+Bi$ $Knu+Pu+Bi$ $Knu+Pu$	$He+Pu$	Фениты, в том числе пироксеновые	Мельтейгит, ийолит	Л. К. Пожарицкая, В. С. Самойлов, 1972; настоящая работа
Кольский п-ов: Ковдорский, Африканда, Озерная и др.	Гнейсы	Мельтейгиты, ийолиты	$Pl_{15-17}+Amf$ $Ab+Di$ $He+Pu+Ab$	$He+Pu$	Фениты разного состава, в том числе нефелин-пироксеновые	Ийолит, мельтейгит	А. А. Кухаренко и др., 1965; А. С. Сергеев, 1967
Кольский п-ов: Ковдорский, Африканда, Vuори-Ярви	Оливиниты, пироксенииты	Мельтейгиты, ийолиты	$Di+Фо$ $Di$ $Di+(He)$	$He+Pu$	Пироксеновые породы	Мельтейгит, ийолит	В. А. Кононова, 1971a

образовании щелочных пород. В настоящее время не существует убедительных полевых доказательств роли известкового синтексиса в образовании фельдшпатоидных магм из субщелочной магмы, в то же время получены убедительные экспериментальные данные против этой гипотезы (Wyllie, 1974). Достаточно упомянуть что «известняки» многих из указанных Дэли объектов в действительности оказались карбонатами.

Весьма показательна эволюция взглядов исследователей на роль известняков в генезисе щелочных пород провинции Онтарио (Канада). Наиболее подробно образование нефелиновых пород за счет карбонатных рассматривали В. Гаммер и С. Бар (Gummer, Burg, 1946), а позднее Л. Мойд (Moyn, 1949). Последний высказал гипотезу о возникновении нефелиновых пород за счет гнейсов серии Гренвилль в результате реакции с гидротермальными эманациями магматического происхождения, выделенными при охлаждении и кристаллизации гранитов.

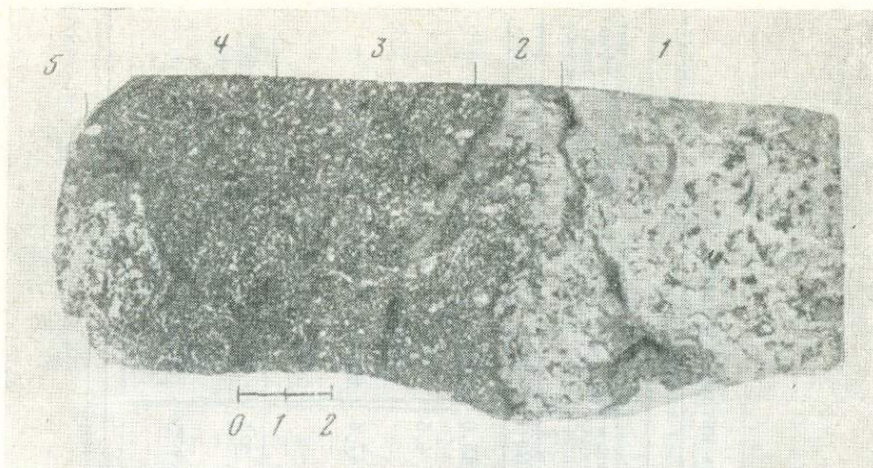
Позднее К. Тилли (Tilley, 1958), проведя детальное минералогическое изучение нефелиновых гнейсов Йорк Ривер (провинция Онтарио, Канада) и обсудив процесс нефелинизации с количественной точки зрения, пришел к выводу, что он связан с нефелиновой магмой. Однако в последние годы представления о генезисе нефелиновых пород провинции Онтарио были снова пересмотрены на основании находок, полученных при перекартировании этого классического района. Поскольку здесь были обнаружены нефелиносодержащие породы с текстурой, типичной для изверженных разностей, включая типы пород, раньше неизвестные в районе (нефелиновые сиениты, нефелиновые габбро), а также прослежены их постепенные переходы к гнейсовидным разновидностям, исследователи пришли к выводу, что по крайней мере некоторые нефелиновые породы района имеют изверженное происхождение, а их гнейсовидность обусловлена метаморфизмом в период гренвилльской орогении (Alkalic, Vock, 1972).

Небольшие участки ийолитов и уртитов в районе Банкрофт, приурочены к контактам с мраморами и, по-видимому, по условиям образования близки аналогичным породам, известным в ряде массивов Тувы, Енисейского края, Прибайкалья. Эти регионы и в первую очередь юго-восточная Тува, пожалуй, как ни один регион мира, демонстрируют многочисленные примеры возникновения якупирангитов-уртитов на контактах нефелиновых сиенитов с мраморами при участии ассимиляции карбонатного материала. В то же время в контакте с мраморами многочисленных интрузивов гранитоидного ряда не обнаружено даже признаков возникновения щелочных пород.

Рассмотрим несколько примеров образования нефелино-пироксеновых пород в контактах с мраморами.

*Чахыртойское инъекционное поле.* На юго-востоке Тувы в верховьях р. Чахыртой на площади около 3,5 км<sup>2</sup>, располагается инъекционное поле, в пределах которого инъекции щелочных пород перемежаются с ксенолитовидными блоками мрамора (см. фиг. 18, IV). По периферии инъекционное поле окаймлено прерывистой полосой нефелино-пироксеновых пород. В центральной его части преобладают инъекции геденбергитовых нефелиновых сиенитов. Размеры инъекций так же, как и разбещающих их мраморов, колеблются в широких пределах (от десятков сантиметров до десятков метров). Сохранилось несколько крупных блоков мрамора, пронизанных только мелкими инъекциями геденбергитовых нефелиновых сиенитов.

Мраморы, находящиеся внутри инъекционного поля, в основном имеют близкое к субширотному простиранию при углах падения, приближающихся к вертикальным, что аналогично залеганию вмещающих мраморов. Такими же элементами залегания обладают и сами щелочные инъекции, т. е. они являются согласными. В то же время при внедрении нефелиновых сиенитов мраморы, по-видимому, частично смеща-



Ф и г. 42. Эндоконтaкт инъекции геденбергитового нефелинового сиенита, Чахыртойское инъекционное поле

1 — нефелиновый сиенит, 3 — мельтейгит, 5 — пироксеновый кальцифир,  
2 — полевошпатовый ийолит, 4 — пироксеновый скарн, 6 — мрамор

лись, так как в единичных случаях их ксенолитоподобные блоки, сохраняя субширотное простираание, имеют более пологие углы падения и как бы приподняты.

Изучение зон контакта многочисленных инъекций нефелиновых сиенитов и мраморов позволяет проследить характер изменений, которые отмечаются на границе столь разных по составу сред. Сопоставление минерального состава и структуры пород эндо- и экзоконтакта показало, что наиболее распространены два типа контактовых изменений.

Контакты первого типа сопровождают преимущественно щелочные инъекции краевых частей поля и характеризуются развитием вдоль инъекций значительных по мощности эндоконтактовых зон, сложенных преимущественно ийолитами. Мраморы экзоконтактовой зоны изменены слабо; здесь отмечена лишь узкая, не превышающая нескольких сантиметров, полоса пироксеновых пород.

Контактовые изменения второго типа преобладают в центральной части инъекционного поля и сопровождаются зонами (мощностью до нескольких метров) экзоконтактовых преобразований с широким развитием кальцифиров разнообразного состава, содержащих в переменных количествах минералы нефелиновых сиенитов: нефелин, эгирин-геденбергит, микроклин-пертит и гастингсит. Нефелиновые сиениты в эндоконтакте инъекций сохраняются неизмененными.

Детальные исследования обоих типов контактов, результаты которых публиковались ранее (Кононова, 1965) показали, что если при формировании контактов первого типа ведущими являлись диффузионные (ассимиляционные) процессы, то для контактов второго типа были характерны процессы инфильтрации.

Помимо отмеченных главных типов контактов имеются случаи промежуточного характера, когда наряду с образованием прерывистой, невыдержанной по мощности зоны ийолита в эндоконтакте нефелинового сиенита, мраморы экзоконтакта превращены в кальцифиры. Такие контакты как бы совместили черты двух первых типов.

Ийолиты и мельтейгиты образуются только в контакте первого типа (фиг. 42). Зоны контакта инъекций геденбергитовых нефелиновых сиенитов и мраморов в этом случае имеют сложное строение, а их мощность изменяется от 5—10 см до 10—15 м, достигая максимальных

Таблица 23

Количественно-минеральный состав пород, слагающих зоны эндо- и экзоконтакта щелочных интрузий (объемн.%)

Массив	Чахыртгойский							Харлинский						
	Нефелиновый сиенит	Полевоспатовый ийолит	Ийолит	Мельтейгит	Пироксеновый скарн	Приконтактный мрамор	Мрамор	Нефелиновый сиенит	Ювит	Полевоспатовый ийолит	Ийолит	Нефелин-пироксеновый кальцифир	Апатит-пироксеновый кальцифир	Доломит-содержащий мрамор
№ анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Нефелин и вторичные по нефелину минералы	34,7	52,9	39,5	14,8	—	—	—	25,0	55,1	45,0	36,4	15—20	5—10	—
Калиевый полевой шпат, альбит	35,1	9,8	—	—	—	ед. зерна	—	59,2	19,7	4,6	—	—	—	—
Пироксен переменного состава	14,5	19,1	42,3	50,8	62,6	ед. зерна	—	11,0	18,8	47,4	62,2	45—50	25—35	—
Роговая обманка	10,1	3,8	6,0	15,4	13,8	ед. зерна	—	1,8	1,4	—	—	—	—	—
Слюда ряда флогопит — лепидомелан	0,2	—	—	—	—	ед. зерна	—	—	—	—	—	—	—	—
Форстерит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Кальцит	3,2	13,7	8,4	17,6	22,1	99,5	100,0	2,0	4,0	2,5	1,0	30—35	52—60	56
Доломит	—	—	—	—	—	—	ед. зерна	—	—	—	—	—	—	44
Титаномагнетит	0,5	ед. зерна	1,3	ед. зерна	0,4	—	—	0,7	0,3	—	0,1	—	—	—
Апатит	0,4	0,4	0,7	ед. зерна	0,2	—	—	—	0,4	0,5	0,2	—	4—12	—
Сфен	1,3	1,3	1,8	1,4	0,9	—	—	0,3	0,3	—	0,1	—	—	—

Таблица 23 (скончание)

Массив	Катунский						Дахунурский					Ковдорский			
	Нефелиновый сиенит	Мелано-кратовый малиньит	Мельтейгит	Пироксеновый скарн	Форстеритовый кальцифир	Доломитовый мрамор	Уртит	Интенсивно нефелинизированный пироксенит	Слабо нефелинизированный пироксенит	Пироксенит *	Мрамор	Массивный ийолит	Нефелино-пироксеновая порода	Пироксеновая порода	Оливинит
№ анализа	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
Нефелин и вторичные по нефелину минералы	20,2	18,0	10,1	—	—	—	90,1	35,0	10,0	—	—	48,8	10,2	—	—
Калиевой полевой шпат. альбит	65,0	13,0	—	—	—	—	—	—	—	плагноклаз 4,0	—	ед. зерна	—	—	—
Пироксен переменного состава	9,1	45,0	63,7	89,2	—	—	3,6	58,0	79,4	68,7	—	30,0	82,8	94,8	3,5
Роговая обманка	—	—	—	—	—	—	5,4	6,5	10,2	17,3	—	—	—	—	—
Слюда ряда флогопит — лепидомелан	3,6	2,1	1,8	—	—	—	—	—	—	—	—	13,7	1,8	—	1,5
Форстерит	—	—	—	—	15,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	90,0
Кальцит	—	—	—	10,8	47,5	47,0	0,7	0,5	0,4	0,2	97,5	2,4	0,1	1,2	1,0
Доломит	—	—	—	—	37,0	53,0	—	—	—	—	2,5	—	—	—	—
Титаномагнетит	2,0	19,0	22,4	—	—	—	0,2	ед. зерна	ед. зерна	0,6	—	0,3	4,3	4,0	3,0
Апатит	0,1	2,9	2,0	—	—	—	ед. зерна	ед. зерна	ед. зерна	1,5	—	2,4	ед. зерна	ед. зерна	1,0
Сфен	—	—	—	—	—	—	—	—	—	ед. зерна	—	2,4	0,8	—	—

Примечание. Анализы 1, 7, 21—29 по данным автора (Кононова, 1961, 1965, 1971а); анализы 8—14 по данным Р. М. Яшиной (1962), анализы 15—20 по данным В. А. Коваленко (Коваленко и др., 1968).

\* В анализе 24, помимо указанных минералов, присутствуют гранат 4,5%, эпидот 2,1%, скаполит 1,1%.

Таблица 24

## Химический состав пород, слагающих зоны эндо- и экзоконтакта щелочных массивов

Компоненты	Чахыртойский массив				Харлинский массив						Катунский	
	Нефели- новый снитт	Ийолит	Пироксе- новый скарн	Мрамор	Нефели- новый снитт	Ювит	Полевошпато- вый йолит	Ийолит	Апатито-нефе- лино-пироксе- новый кальцифир	Доломит- содержащий мрамор	Нефели- новый снитт	Меланокра- товый малчиныйт
	1а	3а	5а	7а	8а	9а	10а	11а	12-13а	14а	15а	16а
SiO <sub>2</sub>	50,60	41,98	39,26	Не опр.	54,22	42,48	43,48	45,24	27,44	Не опр.	54,63	44,09
TiO <sub>2</sub>	0,62	0,86	1,38	»	0,27	0,48	0,44	0,18	0,03	»	0,58	2,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,30	16,09	4,05	»	19,38	19,52	16,88	13,91	11,31	»	20,94	9,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,01	4,25	8,26	»	1,45	2,77	2,30	2,96	1,40	»	2,52	5,85
FeO	5,56	10,06	14,31	»	2,45	4,79	8,63	8,59	2,21	»	3,21	11,01
MnO	0,24	0,40	0,57	»	0,05	0,16	0,20	0,22	0,08	»	0,18	0,41
MgO	0,20	0,34	0,30	0,04	0,16	0,81	1,59	3,70	0,82	9,84	0,78	3,53
CaO	5,10	12,57	19,77	55,25	4,12	11,15	12,76	14,28	30,18	43,94	1,87	14,04
Na <sub>2</sub> O	7,49	6,04	4,18	Не опр.	7,20	9,19	7,87	6,64	5,55	Не опр.	7,70	4,32
K <sub>2</sub> O	5,06	2,73	0,62	»	5,29	4,06	2,90	2,35	2,25	»	5,79	1,87
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,44	0,10	0,00	»	0,25	0,07	0,08	0,08	0,58	»	1,46	0,89
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,16	1,26	0,81	»	0,43	0,43	0,43	0,52	»	»	0,23	0,05
F	0,01	Не опр.	0,00	»	Не опр.	0,02	Не опр.	0,00	Не опр.	»	Не опр.	Не опр.
S	0,40	0,00	0,02	»	0,05	0,01	0,56	0,04	0,04	»	»	»
Cl	0,05	Не опр.	0,00	»	0,07	0,00	Не опр.	0,02	Не опр.	»	»	»
CO <sub>2</sub>	0,78	3,50	6,68	43,23	0,40	2,96	1,76	1,54	16,50	44,65	»	»
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,56	0,71	0,14	2,25	Не опр.	»	»
BaO	0,95	»	»	0,04	»	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	»	»	»
SrO	Не опр.	»	0,23	0,25	»	0,03	»	»	»	»	»	»
п. п. п.	»	»	Не опр.	Не опр.	»	Не опр.	»	»	»	»	1,84	0,94
Сумма	100,47	100,18	100,44	98,81	95,06	99,49	100,29	100,41	100,64	98,43	101,73	98,80
Условный потен- циал ионизации В. А. Жариков, 1967	197	194	190,8	187,0	198,9	190,9	190,9	190,6	190,7	190,0	200,1	193,6
$\frac{FeO+Fe_2O_3}{CaO+MgO}$	1,20	0,83	0,84	—	0,68	0,38	0,55	0,45	0,09	—	1,46	0,67

Таблица 24 (окончание)

Компоненты	Катунский				Дахунурский					Ковдорский			
	Мельтейгит	Пироксе- новый скарн	Форсте- ритовый кальцифир	Доломи- товый мрамор	Ургит	Интенсивно нефелини- зированный пироксенит	Слабо нефе- линнизиро- ванный пироксенит	Пироксенит	Мрамор	Массивный ийолит	Нефелино- пироксе- новая порода	Пироксе- новая порода	Оливинит
	17а	18а	19а	20а	21а	22а	23а	24а	25а	26а	27а	28а	29а
SiO <sub>2</sub>	44,16	41,80	4,03	0,6	39,48	39,56	41,30	41,36	Не опр.	40,47	47,05	43,46	38,36
TiO <sub>2</sub>	0,95	0,17	0,00	0,00	0,34	1,29	1,07	1,24	»	1,76	0,86	1,20	0,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,94	4,81	1,00	0,38	28,54	21,45	12,46	11,56	»	14,21	4,12	1,22	0,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,37	1,89	»	»	1,64	1,67	4,58	4,34	»	6,94	5,90	11,05	4,32
FeO	9,73	3,99	Не опр.	»	2,20	6,06	8,56	11,50	»	4,22	5,77	5,10	8,69
MnO	0,50	0,25	»	»	0,05	0,08	0,20	0,25	»	0,15	0,25	0,14	0,30
MgO	5,94	11,31	24,41	23,27	0,74	4,17	5,96	5,61	1,04	4,82	10,52	14,57	43,57
CaO	19,43	28,44	37,87	35,68	7,68	16,35	21,29	22,82	52,90	10,83	18,57	20,26	1,54
Na <sub>2</sub> O	2,00	0,96	Не опр.	0,08	13,38	5,78	2,64	0,82	Не опр.	8,41	3,30	0,48	0,14
K <sub>2</sub> O	0,55	0,33	»	0,06	3,50	1,34	0,49	0,04	»	3,90	0,94	0,44	0,30
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Не опр.	0,39	»	Не опр.	0,13	0,06	0,02	0,12	»	0,38	0,10	0,16	0,16
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	»	0,11	»	»	0,97	0,89	0,32	0,68	»	0,96	0,86	0,68	0,79
F	»	»	»	»	0,03	0,00	0,00	0,02	»	0,16	0,00	0,00	0,00
S	»	Не опр.	»	»	»	0,04	0,19	0,03	»	»	0,00	Не опр.	Не опр.
Cl	»	»	»	»	Следы	0,03	0,00	0,00	»	Не опр.	0,00	Не опр.	Не опр.
CO <sub>2</sub>	»	»	»	»	1,64	0,80	1,12	0,00	»	»	Не опр.	0,00	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	»	»	»	»	»	»	»	»	1,93	1,56	1,16	0,81
BaO	Не опр.	»	»	»	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	»	1,45	0,28	0,20	0,05
SrO	»	»	»	»	»	»	»	»	»	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,06
п. п. п.	2,37	6,78	33,62	»	»	»	»	»	»	0,07	0,07	0,02	Не опр.
Сумма	99,98	101,23	100,93	—	100,32	99,57	100,20	100,39	—	100,73*	100,3.*	100,21*	100,21*
Условный потен- циал ионизации В. А. Жариков, 1967	193,9	189,4	187,4	194,3	186,8	188,9	190,8	190,5	187,0	192,5	191,5	190,6	181,4
$\frac{FeO+Fe_2O_3}{CaO+MgO}$	0,46	0,10	—	»	0,33	0,27	0,34	0,39	—	0,46	0,26	0,29	0,16

Анализы 1а—7а, 21а—29а приведены по данным автора (Кононова, 1961, 1965, 1971); ан. 8а—14а—по данным Р. М. Яшиной (1962) ан. 15а—20а—по данным В. А. Коваленко и др. (1968).

\* Сумма анализа включает следующие компоненты: ан. 26а V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=0,05%; ZrO<sub>2</sub>=0,02%; ан. 27а V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=0,06%, ZrO<sub>2</sub>=0,12%, NiO—следы; ан. 28а V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=0,05%, ZrO<sub>2</sub>=0,02%; ан. 29а Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=0,16%.

Таблица 25 Химический состав и структурные формулы пироксенов из пород, слагающих зоны эндо- и экзоконтакта щелочных массивов (вес.%)

Компоненты	Чахыртыйский массив		Харлинский массив				Катунский массив		Дахунурский массив				Ковдорский массив			
	Нефелиновый сиенит	Пироксеновый скарн	Нефелиновый сиенит	Полевоспатовый ийолит	Ийолит	Кальцифир	Нефелиновый сиенит	Пироксеновый скарн	Ийолит		Нефелинизированный пироксен	Пироксенит	Массивный ийолит	Нефелинопироксеновая порода	Пироксеновая порода	
	16	56	86	106	116	12-136	156	186	216	216 <sub>1</sub>	226	226 <sub>1</sub>	246	266	276	286
SiO <sub>2</sub>	47,12	45,58	46,15	48,56	49,29	47,16	45,05	51,19	42,06	43,06	43,90	43,87	44,66	52,11	51,32	52,16
TiO <sub>2</sub>	0,61	1,05	2,72	1,16	1,48	2,00	1,53	0,49	1,87	1,29	1,95	1,96	1,61	0,53	0,63	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,29	4,88	2,37	2,11	2,39	2,50	5,52	4,85	9,63	10,72	7,61	7,62	10,26	1,47	1,60	1,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,39	10,20	7,65	6,97	5,60	5,46	10,63	2,35	5,08	4,11	6,11	6,33	2,69	13,64	5,16	1,44
FeO	18,76	19,15	16,65	13,77	12,17	16,63	14,70	1,98	9,22	9,41	9,80	9,44	6,39	4,31	5,34	1,41
MgO	0,57	0,34	2,92	4,92	6,60	3,82	3,28	13,45	7,67	7,83	7,31	7,19	10,84	7,67	11,73	16,85
MnO	0,73	0,71	0,62	0,46	0,44	0,39	0,94	0,12	0,16	0,55	0,27	0,29	0,11	0,27	0,30	0,14
CaO	16,47	12,62	18,12	19,24	19,64	20,24	10,89	24,37	22,15	22,09	21,53	21,99	22,60	14,34	21,34	25,81
Na <sub>2</sub> O	3,70	4,59	2,87	2,91	2,64	2,10	3,71	0,10	1,12	0,86	1,32	1,14	0,72	5,38	2,20	0,25
K <sub>2</sub> O	0,21	0,83	0,12	0,13	0,10	0,09	1,55	0,03	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,19	0,12
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,18	0,04	0,47	0,40	0,41	He опр.	He опр.	He опр.	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,45	0,59	0,06	0,06	0,06	»	»	»	0,60	0,25	0,40	0,30	0,60	0,00	0,15	0,00
CO <sub>2</sub>	0,00	0,00	He опр.	He опр.	He опр.	»	»	»	0,44	0,40	0,36	0,20	He обн.	He опр.	0,39	0,10
Прочие	—	—	—	—	—	—	2,07	0,07	0,13	0,10	0,03	—	—	—	0,01	0,02
Сумма	100,48	100,58	100,72	100,69	100,82	100,39	99,87	98,70	100,54	100,37	100,59	100,33	100,48	99,89	100,46	100,44
Si	1,89	1,83	1,85	1,89	1,89	1,86	1,82	1,92	1,65	1,66	1,71	1,71	1,68	1,97	1,93	1,90
Ti	0,01	0,03	0,08	0,03	0,05	0,06	0,05	0,01	0,05	0,04	0,06	0,06	0,05	0,02	0,02	0,01
Al	0,15	0,23	0,11	0,10	0,11	0,12	0,25	0,21	0,44	0,49	0,35	0,35	0,45	0,07	0,07	0,08
Fe <sup>+3</sup>	0,25	0,30	0,23	0,20	0,16	0,16	0,32	0,06	0,15	0,12	0,18	0,18	0,08	0,39	0,15	0,04
Fe <sup>+2</sup>	0,64	0,64	0,55	0,45	0,39	0,55	0,53	0,06	0,30	0,29	0,31	0,31	0,20	0,14	0,17	0,04
Mg	0,03	0,02	0,17	0,28	0,39	0,22	0,19	0,75	0,45	0,45	0,42	0,42	0,61	0,43	0,65	0,91
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	—	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
Ca	0,70	0,54	0,77	0,80	0,80	0,86	0,47	0,98	0,90	0,89	0,88	0,90	0,91	0,58	0,84	1,00
Na	0,29	0,35	0,22	0,22	0,20	0,16	0,29	0,01	0,08	0,06	0,10	0,08	0,05	0,39	0,16	0,02
K	0,01	0,04	—	0,01	—	—	0,08	—	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,04	4,02	4,02	4,02	4,03	4,00	4,00	4,00

Примечание. Анализы 16, 56 и 216, 226, 246 приведены по данным автора (Кононова, 1961, 1965); ан. 86—186 заимствованы из работ Р. М. Яшиной (1962) и В. А. Коваленко и др. (1968). В составе «прочих» компонентов определены в ан. 156 п.п.п.=2,07%; ан. 186 п.п.п.=0,07%; ан. 216=0,04%, F=0,06%; ан. 266 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=0,01%, ан. 286 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=0,02%.

Расчет структурных формул пироксенов ан. 216—246 выполнен по кислородному методу (из расчета 6 атомов кислорода), остальных пироксенов — по катионному методу (сумма катионов принималась равной «4»).

значений на периферии инъекционного поля. Строение зон контактов несколько различается. Одни разности пород то преобладают, составляя около 50% мощности зоны, то исчезают, как например, пироксеновые породы (скарны). Другие, например, ийолиты, ведут себя более устойчиво, присутствуя в большинстве изученных контактов. Однако всюду прослеживается определенная последовательность в смене приконтактных пород: геденбергитовый нефелиновый сиенит — полевошпатовый ийолит — ийолит — мельтейгит — пироксеновая порода типа скарна — перекристаллизованный мрамор — мрамор с графитом. Смена отдельных разновидностей пород приконтактной зоны происходит постепенно. Исключение составляет граница с мрамором, которая, как правило, очень резкая при наличии ийолита и менее отчетливая в случае появления пироксеновой породы.

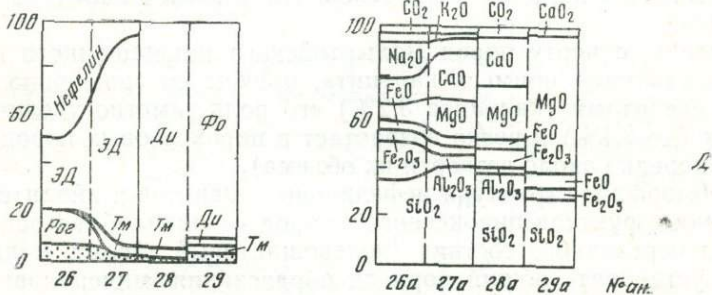
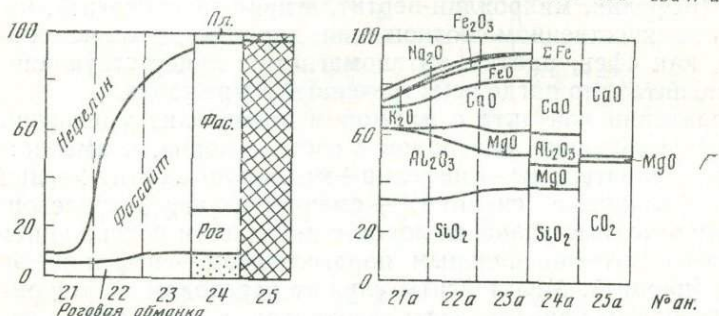
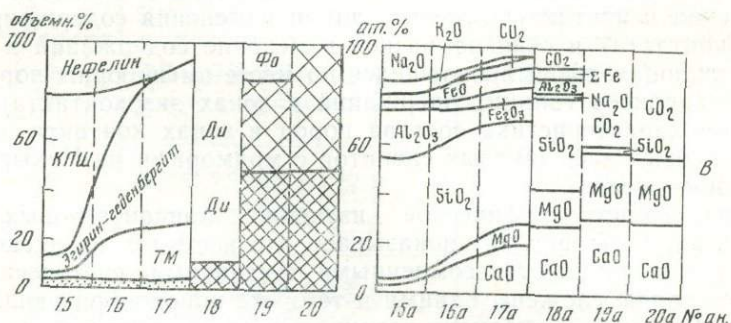
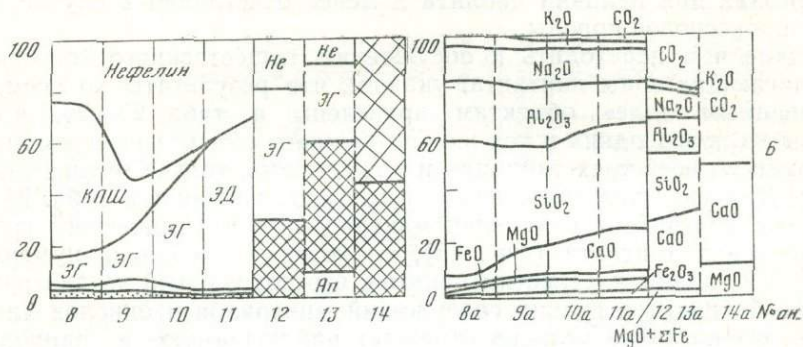
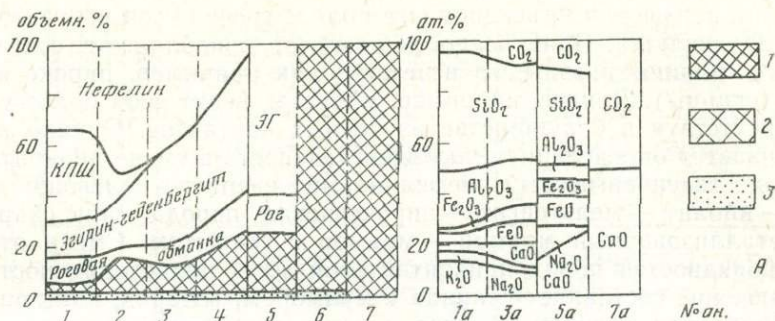
Прежде чем переходить к обсуждению вещественного состава пород, слагающих зоны контакта, укажем, что результаты по всем рассматриваемым далее объектам приведены в табл. 23—25, причем анализы из пород одних и тех же зон каждого объекта имеют одинаковый номер во всех трех таблицах и различаются только буквенным индексом. Для удобства сопоставления составов по данным табл. 24 и 25 построены диаграммы изменения минерального и химического состава пород в зонах контакта (фиг. 43), на которых сохранена нумерация, принятая в таблицах. Отметим попутно, что показанный на диаграммах различный характер границ содержаний минералов и окислов для зон эндо- и экзоконтакта условно отражает наблюдаемую в природе их особенность: постепенное изменение состава пород в массивах по мере приближения к контакту (плавные линии изменения содержаний в зонах эндоконтакта) и скачкообразное изменение содержаний в метасоматических зонах, сформировавшихся на месте вмещающих пород (ступенчатый характер границ содержаний в зонах экзоконтакта). Ниже приводится характеристика состава пород в зонах контакта инъекций геденбергитовых нефелиновых сиенитов с мраморами на Чахыртойском инъекционном поле.

Минералого-петрографическое изучение приконтактных пород (табл. 23, ан. 1—7; фиг. 43) показывает, что несмотря на внешнее разнообразие они обладают несомненными признаками генетического родства. Все породы сложены одними и теми же породообразующими минералами (нефелин, микроклин-пертит, эгирин-геденбергит), но в резко различном количественном соотношении; характерны такие акцессорные минералы, как сфен, апатит, титаномагнетит, присутствующие в нефелиновых сиенитах, но нигде не встреченные в мраморах.

В направлении контакта с мрамором происходит уменьшение количества сосуществующих минералов в составе пород, а именно: трехминеральный парагенезис — нефелин + микроклин-пертит + эгирин-геденбергит (нефелиновые сиениты) — сменяется через полевошпатовые ийолиты (переходные разности пород с небольшим содержанием микроклин-пертита) двухминеральным парагенезисом — нефелин + эгирин-геденбергит (ийолит). Мельтейгиты служат переходом к мономинеральным пироксеновым породам зоны экзоконтакта, состоящим из эгирин-геденбергита.

Существенную черту пород Чахыртойского инъекционного поля составляет постоянная примесь кальцита, причем по сравнению с нефелиновыми сиенитами (кальцита 3,2%) его роль заметно увеличивается в ийолитах (до 8,4%) и резко возрастает в пироксеновых породах экзоконтакта (нередко около четверти их объема).

Гипидиоморфная структура нефелиновых сиенитов и ийолитов, аллотриоморфная структура пироксеновых пород и пойкилобластовая структура пород переходного состава (полевошпатовый ийолит, мельтейгит) позволяет установить общий порядок образования минералов: эгирин-



геденбергит→нефелин→микроклин-пертит — во всех разновидностях пород, где они присутствуют.

В составе главных породообразующих минералов нефелин и микроклин-пертит из различных разновидностей пород весьма близки, а в составе пироксена хотя и отмечаются некоторые колебания, но они не достигают значительных величин, поэтому название эгирин-геденбергит сохранено за обеими разновидностями (табл. 25, ан. 16, 56).

Изменение количественно-минерального состава пород в контакте сопровождается соответственным изменением их химизма (табл. 24, ан. 1а — 7а). Сопоставление составов нефелинового сиенита, ийолита, пироксеновой породы и мрамора (фиг. 43) показывает, что главная особенность пород контактовой зоны заключается в резком возрастании содержания железа и кальция. Одновременно заметно уменьшается роль калия и натрия. Глинозем сохраняется почти неизменным во внутренней части зоны контакта (в ийолитах); в пироксеновых скарнах его значительно меньше, однако в некотором количестве он все же входит в состав пироксена. Содержание кремнекислоты также несколько уменьшается в ийолитах и пироксеновых скарнах по сравнению с нефелиновыми сиенитами.

Появление в пределах Чахыртойского инъекционного поля нефелин-пироксеновых (ийолитов) и существенно пироксеновых пород типа скарна несомненно явилось результатом воздействия нефелин-сиенитового расплава на мраморы. Более сложный характер взаимодействия геденбергитовых нефелиновых сиенитов и мраморов, проявленный кроме того, более масштабно, установлен Р. М. Яшиной в Харлинском массиве на юго-востоке Тувы (Яшина, 1962). Здесь по направлению от вмещающих мраморов к интрузивным нефелиновым сиенитам выявлена следующая смена пород: доломитсодержащий мрамор ← крупнокристаллические существенно-кальцитовые мраморы (внешний экзоконтактовый ореол) ← щелочные кальцифиры апатит-нефелин-пироксен-кальцитового, нефелин-пироксен-кальцитового состава (экзоконтактовая зона) ← нефелин-пироксеновые породы, главным образом — ийолиты (внешняя эндоконтактовая зона) ← существенно нефелиновые породы — ювиты (внутренняя эндоконтактовая зона) ← центральная часть массива, сложенная трахитоидными нефелиновыми сиенитами.

Минеральный и химический состав пород Харлинского массива закономерно меняются вкрест простираения зон (табл. 23, 24, ан. 8—14, 8а—14а, фиг. 43, Б), возникших в результате взаимодействия щелочного расплава и выделяющихся из него магматических растворов с доломитсодержащими мраморами при участии как диффузионных, так и инфильтрационных процессов.

Несколько иной характер процессов контактового взаимодействия нефелиновых сиенитов и мраморов описан для Котунского массива на северо-востоке Тувы (Коваленко и др., 1968).

Котунский массив нефелиновых сиенитов залегает среди доломитовых мраморов. Как и в рассмотренных примерах, в Котунском массиве в контактах наблюдается определенная последовательность пространственного расположения пород. В экзоконтакте: доломитовый мрамор — форстеритовый кальцифир — пироксеновый скарн. В эндоконтакте располагаются постепенно сменяющие друг друга от периферии к центру массива магматические породы: мельтейгит — меланократовый малиньбит — нефелиновый сиенит. Контакт между пироксеновым скарном и нефелин-пироксеновой породой магматический, с инъекциями ийолитов и нефелино-

Фиг. 43. Диаграмма изменения минерального и химического состава пород в зонах контакта с мраморами в Чахыртойском (А), Харлинском (Б), Котунском (В), Дахунурском (Г) массивах и с оливинитами в Ковдорском массиве (Д)

1 — кальцит, 2 — доломит, 3 — аксессуарные минералы

вых сиенитов в скарны. Иногда отмечались инъекции нефелиновых сиенитов в породы эндоконтакта (мельтейгиты). Это свидетельствует об образовании экзоконтактовых скарнов в магматический этап метасоматического процесса, а также о более ранней кристаллизации эндоконтактовых пород по сравнению с основной массой нефелиновых сиенитов.

Как показывает изменение минерального состава пород и их химизма (табл. 23, 24, ан. 15—20, 15а—20а, фиг. 43В), в зоне эндоконтакта по сравнению с нефелиновыми сиенитами породы обедняются  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и щелочами, обогащаясь в то же время магнием, кальцием, железом. В зоне экзоконтакта фиксируется привнос всех компонентов, кроме кальция и магния.

Рассмотренный пример позволяет достаточно четко определить природу пироксеновых пород, возникающих в зоне контактов. Они образовались на месте мраморов при интенсивной инфильтрации вещества из щелочного интрузива. Одним из доказательств может служить состав пироксена, отвечающий диопсиду и резко отличный от пироксена щелочных пород — эгирин-геденбергита (табл. 25, ан. 15б и 18б). Однако ассимиляционные (диффузионные) процессы также несомненно имели место, о чем свидетельствует повышенное содержание магния и кальция в породах эндоконтакта.

*Чикский массив.* На юго-востоке Тувы среди кальцитовых мраморов залегает небольшое линзовидное тело, сложенное преимущественно ийолитами — это Чикский массив (см. фиг. 28, II). Контактное взаимодействие ийолитов и мраморов, результаты изучения которого публиковались ранее (Кононова, 1958, 1961), наиболее интенсивно проявлены на границах с ксенолитами мраморов. Как правило, в зонах контакта выделяются три типа пород:

1) существенно карбонатная порода, которая сохраняется только во внутренней части крупных ксенолитов (фиг. 44, 1). Она сложена преимущественно кальцитом с незначительной примесью пироксена, нефелина и апатита;

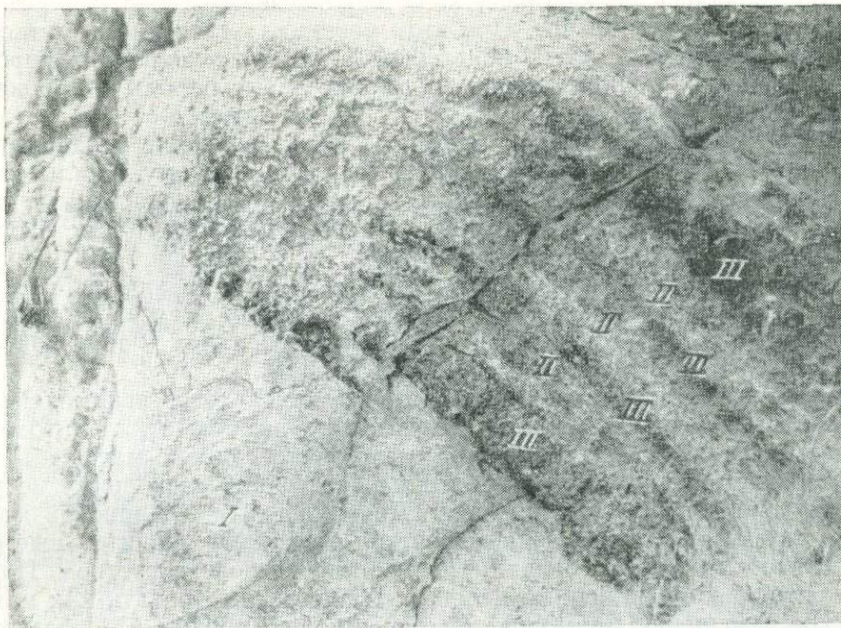
2) кальцифиры с нефелином и пироксеном образуют светлые полосы (фиг. 44, 2), мощностью в среднем около 10—15 см;

3) нефелино-пироксеновые породы слагают темные полосы (фиг. 44, 3) мощностью в среднем около 3—5 см и неоднократно чередуются с более светлыми полосами нефелино-пироксеновых кальцифиров.

Полосчатое строение характерно для всей западной части Чикского массива, где неоднократно повторяются породы состава ийолит-мельтейгит-кальцифир-мельтейгит-ийолит. При этом прослой мельтейгита, а иногда якупирангита, разобщает ийолит и кальцифир.

Состав нефелино-пироксеновых пород весьма неустойчив. Ведущим минералом породы является пироксен состава эгирин-геденбергита, причем содержание его колеблется даже в пределах одной и той же полосы от 56 до 81%. Содержание карбоната варьирует от 4 до 23%. Еще большие колебания отмечены для нефелина (от единичных зерен до 39%). Апатит присутствует как аксессуарный минерал (1, реже 5%). Изменения минерального состава закономерны: краевые зоны состоят в основном из пироксена и кальцита, к центру возрастает содержание нефелина, а кальцит почти исчезает.

Особенности состава полосчатого комплекса, его согласное со слоистостью мраморов простираение позволяют предполагать следующие условия его возникновения: многочисленные инъекции ийолитов внедрились в мраморы по их слоистости. При этом мрамор, зажатый между двумя соседними инъекциями, был метасоматически переработан и превращен в нефелино-пироксеновый кальцифир. Только центральные части наиболее крупных ксенолитов мрамора сохранились в виде существенно-кальцитовых пород с небольшой примесью силикатных минералов. Сами инъ-



Фиг. 44. Реакционные зоны вокруг ксенолита мрамора

1 — существенно-карбонатная порода;

3 — нефелин-пироксеновые породы

2 — нефелин-пироксеновые кальцифиры;

екции, обогащаясь по краям известковистым материалом, приобрели более меланократовый состав, отвечающий мельтейгиту, а иногда и пироксениту. Изменение среды, а следовательно и условий кристаллизации, отражают минералы переменного состава, в данном случае пироксен. В пироксене из кальцифира по сравнению с пироксеном из ийолита возрастают содержания кремнезема и окисного железа при убывании закисного железа и магния. Близкий характер имеет процесс взаимодействия уртитов и мраморов на Дахунурском массиве, при этом масштаб проявления процесса несомненно значительнее.

*Дахунурский массив* представлен двумя небольшими телами, сложенными преимущественно урритами и ийолитами (см. фиг. 18, III). В пределах восточного тела, помимо уртитов, закартировано два поля (площадь 0,2—0,3 км<sup>2</sup>) своеобразных пироксеновых пород, среди которых сохранились ксенолиты мраморов, достигающие иногда 0,06 км<sup>2</sup>. Проведенные ранее детальные исследования (Кононова, 1961) дали основание допустить, что пироксеновые породы возникли в процессе магматического замещения мрамора щелочным расплавом.

В качестве одного из доказательств справедливости подобного предположения укажем на своеобразие химизма дахунурских пироксеновых пород, характеризующихся необычайно высоким содержанием глинозема, поскольку главный породообразующий минерал — фassaит — содержит около 10% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (см. табл. 25, ан. 246). Отметим попутно, что фassaит пироксеновых пород весьма близок пироксенам из уртитов и ийолитов Дахунурской интрузии (табл. 25, ан. 216). Повышенная величина отношения закиси железа к окиси магния в пироксене в определенной мере является показателем высокой щелочности расплава, из которого образовались пироксеновые породы. Последние сформировались раньше ийолитов и уртитов, о чем свидетельствует нефелинизация пироксеновых пород, а также дайки лейкократовых ийолитов в пироксеновых породах.

Можно предположить, что при внедрении уртитов в мраморы по их границе образовались реакционные зоны пироксеновых пород, которые частично нефелинизировались. При этом возникала следующая метасоматическая зональность: уртит-мельтейгит и ийолит с участками пироксеновых пород — нефелинизированные пироксеновые породы — пироксеновые породы — мраморы.

Положение пироксеновых пород в рассматриваемой метасоматической колонке соответствует положению скарнов, поэтому в дальнейшем для удобства сопоставления они будут называться пироксеновыми скарнами. Особенности изменения минерального и химического составов пород (см. табл. 23, ан. 21—25, табл. 24, ан. 21а—25а, фиг. 43Г) показывают, что по мере перехода от уррита к мраморам в породах увеличивается содержание кремнезема, кальция, магния, железа и убывает количество глинозема и щелочей, в соответствии с чем в зоне контакта и образуются существенно пироксеновые породы.

Рассмотренные примеры показали, что контактивное взаимодействие нефелиновых сиенитов, уртитов, ийолитов с мраморами кальцитового и доломитового составов несомненно имело место. Однако масштабы процесса обычно ограничены (затухают на расстоянии нескольких метров) и лишь в исключительных случаях (Дахунурский и Харлинский массивы) в ходе контактового взаимодействия возникают значительные объемы новообразованных пород нефелино-пироксенового состава. Подобные контактово-реакционные явления можно рассматривать как магматическое замещение мраморов щелочными расплавами. В ходе этого процесса происходил вынос ряда элементов из щелочных инъекций (кремнезем, глинозем, щелочи, железо, фосфор, титан) и образование метасоматических кальцифиров и скарнов. Вместе с тем на фронте магматического замещения щелочные породы усваивали некоторое количество карбонатного материала, что вызывало образование в зонах эндоконтакта магматических ийолитов, мельтейгитов и якупирангитов.

Образование нефелино-пироксеновых пород в зонах контакта щелочных расплавов с мраморами — явление весьма редкое. Известен ряд районов (Маймеча-Котуйский, Кузнецкий Алатау), где щелочные интрузивы, хотя и прорывают мраморы, но процессы магматического замещения либо не отмечаются совсем, либо проявлены в сугубо ограниченных масштабах. На основании имеющихся к настоящему времени данных можно предварительно назвать факторы, необходимые для развития этих процессов в контактах с мраморами, а именно:

1) тектоническая обстановка: все рассмотренные объекты приурочены к структурам, образованным байкальской складчатостью, к областям тектоно-магматической активизации;

2) глубина эрозионного среза: глубокие срезы земной коры (до 9 км):

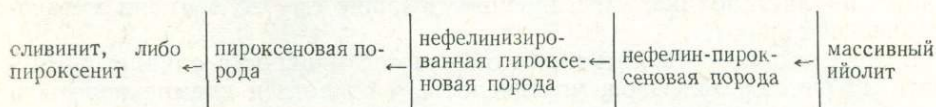
3) состав щелочного расплава: геденбергитовые нефелиновые сиениты, либо лейкократовый ийолит и уртит с фассаитом;

4) состав мраморов: кальцито-доломитовые мраморы, доломиты.

### Контакты ийолитов с оливинитами и пироксенитами

При внедрении ийолитов и мельтейгитов в оливиниты или пироксениты в массивах ультраосновных и щелочных пород наряду с резкими интрузивными контактами, при которых как в массиве Одихинча, сохраняются даже мельчайшие ксенолиты оливинитов среди ийолитов, встречаются контакты весьма сложного строения. Одна из таких зон контакта была исследована в юго-восточной части Ковдорского массива. Здесь на протяжении 700 м вскрыты породы крайне пестрого состава и структуры. Детальное их изучение позволило установить определенную последова-

тельность образования отдельных разностей, смену их в пространстве и во времени и наметить следующую метасоматическую зональность (с западо-северо-запада на восток-юго-восток):



Указанная метасоматическая зональность и последовательность образования слагающих ее пород подтверждается определенным расположением пород в пространстве, присутствием многочисленных реликтов ранних парагенезисов в более поздних, постепенными переходами между породами разного состава, явлениями перекристаллизации, замещения с развитием коррозионных пойкилобластовых структур. Участвующие в метасоматической зональности породы имеют следующие особенности минерального состава (см. табл. 23, ан. 26—29, табл. 24, ан. 26а—29а; табл. 25, ан. 26б—28б, фиг. 43Д).

Неизмененные оливиниты и пироксениты сохраняются в редких случаях в виде реликтов и представлены обычной ассоциацией минералов: форстерит + титаномagnetит, либо диопсид + титаномagnetит. Как правило, оливиниты замещены диопсидом и превращены во вторичные пироксеновые породы.

Пироксеновые породы прослежены в интервале около 400 м, на протяжении которых диопсидовые породы сменяются эгирин-диопсидовыми. На начальных стадиях процесса наблюдается появление небольших участков эгиринизированных диопсидовых пород. Иногда лишь вокруг прожилков нефелина, проникающих в диопсидовые породы, происходит резкое позеленение пироксена в связи с обогащением его эгириновой составляющей. Далее на юго-восток щелочные пироксеновые породы становятся доминирующим типом, а среди них сохраняются лишь реликтовые участки диопсидового состава. Щелочные пироксеновые породы состоят из крупных выделений пироксена, к которому иногда присоединяются сфен, апатит, титаномagnetит, перовскит. Породы нередко пронизаны прожилковидными выделениями флогопита.

Нефелинизированные пироксеновые породы появляются в виде отдельных участков, особенно в большом количестве вблизи границы с массивными ийолитами. Тонкие прожилки нефелина, цепочки его зерен развиваются по пироксену, замещая его, разделяя крупные кристаллы пироксена на одновременно угасающие участки. Подобные взаимоотношения минералов позволяют предполагать, что имела место нефелинизация пироксеновых пород, хотя в большинстве образцов взаимоотношения минералов менее четкие и отмечается лишь присутствие нефелина в интерстициях между зернами пироксена. Обращает внимание наложенный характер биотита, который как и в предыдущей зоне, усложняет состав пород. Помимо пироксена, нефелина, слюды, в породе присутствуют в небольшом количестве титаномagnetит, перовскит, сфен, апатит, кальцит.

Массивные ийолиты — крупнозернистые породы с типидиоморфнозернистой структурой, связанные постепенными переходами с нефелинизированными пироксеновыми породами через неравномерные по структуре и текстуре породы ийолитового состава. В последних нередко присутствуют реликты диопсидовых и нефелино-пироксеновых пород.

Итак, в последовательно сменяющих друг друга породах метасоматический процесс вначале фиксируется слабым изменением состава диопсида в пироксенитах — возрастанием в нем эгириновой составляющей и перекристаллизацией пород. Затем в преобразованных пироксеновых породах, сложенных уже эгирин-диопсидом, появляется нефелин. Коррозионные и пойкилобластовые структуры, возникающие при замещении

нефелином эгирин-диопсида, свидетельствуют о метасоматическом характере его развития. Наконец, наблюдается постепенный переход к магматической породе (массивный ийолит). В виде мелких инъекций массивный ийолит проникает и в предшествующие ему во времени метасоматические породы.

В ходе процесса ийолитизации отмечается привнос в оливиниты щелочей, глинозема, фосфора, углекислоты, а отчасти и кремнекислоты и проявлена четкая тенденция в сторону увеличения кислотности пород (см. табл. 24, ан. 26а—29а, фиг. 43Д).

Рассмотренный пример близок, по существу, к процессам возникновения нефелино-пироксеновых пород за счет пироксенитов, описанных С. Штраусом и Ф. Тратером (Strauss, Truter, 1950), и рядом других исследователей как процесс «нефелинизации». Однако, определяя природу этого процесса, следует иметь в виду, что он протекает на фронте образования магматических нефелино-пироксеновых пород типа ийолита и включает не только метасоматические преобразования в твердом состоянии (начало процесса), но и расплавление пород с последующей их кристаллизацией (завершающие стадии), т. е. по-видимому, может рассматриваться как магматическое замещение. При посещении Ковдорского массива в 1963 г. академик Д. С. Коржинский предложил называть подобный процесс «ийолитизацией», что и было нами принято (Кононова, 1971а).

#### **МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ НЕФЕЛИНО-ПИРОКСЕНЫЕ ПОРОДЫ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ (Процесс нефелинизации)**

Природа метасоматических процессов, завершающих формирование щелочных интрузивов, и в первую очередь процесса «нефелинизации» оживленно дискутируется в последние десять—пятнадцать лет. При этом определенные затруднения вызваны тем, что к процессу нефелинизации отнесены генетически различные явления. В этой связи подчеркнем, что автор счел целесообразным сохранить термин «нефелинизации» за послемагматическим процессом, имеющим тенденцию к образованию мономинеральных нефелиновых пород, который, в частности, характерен для мельтейгитов и ийолитов из ассоциации ультраосновных и щелочных пород (Кононова, 1971а).

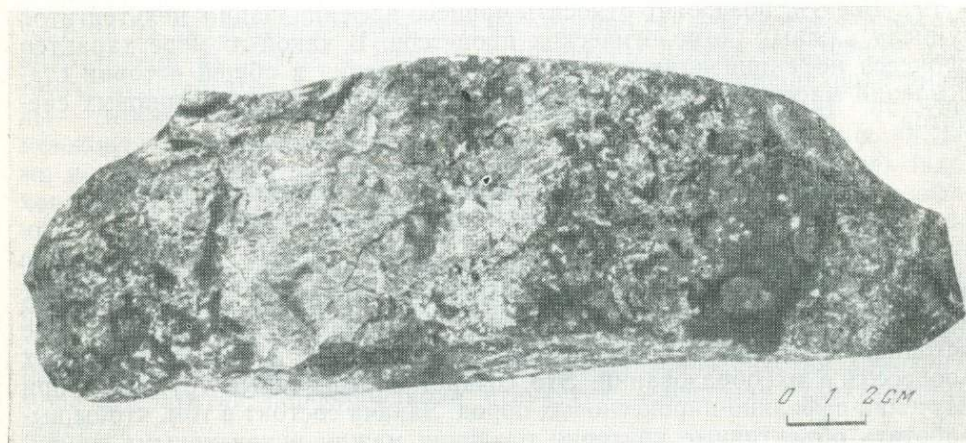
В ряде работ Л. С. Егорова, Э. А. Ланды, С. М. Прохоровой по Маймеча-Котуйской провинции, Б. Кинг и Д. Сатерланд по некоторым вулканам восточной Уганды упоминалась перекристаллизация мельтейгитов ранней фазы магматизма, сопровождавшаяся превращением их во вторичные нефелино-пироксеновые породы в связи с выедением более молодых ийолитов.

Детальное изучение этого процесса на примере массивов Кольско-Карельской провинции позволило в свое время автору сформулировать основные закономерности его развития, подчеркнуть важное петрогенетическое значение и в соответствии с составом главного привносимого компонента, назвать этот процесс нефелинизацией мельтейгитов (Кононова, 1971а). Как показали эти исследования, начальная стадия процесса фиксируется появлением нефелина в виде выделений квадратной формы отдельных его пойкилобласт или мелких скоплений зерен, отличающихся несколько более крупными размерами, чем основная масса нефелина из мельтейгита. Затем вдоль отдельных линейных зон наблюдается перекристаллизация породы и превращение ее в более крупнозернистые и лейкократовые разности (фиг. 45). При этом весьма характерно своеобразное расположение кристаллов пироксена — они вытягиваются перпендикулярно к линейным зонам. С усилением этого процесса происхо-



Ф и г. 45. Перекристаллизация и нефелинизация мельтейгитов вдоль линейных зон. Массив Одихинча

дит образование параллельных зон, вдоль которых мельтейгиты преобразованы в ийолиты. Нередко встречаются гнездообразные выделения нефелина. Конечный продукт изменения мельтейгитов представлен породами с такситовым сложением, в которых перемежаются крупнозернистые более лейкократовые участки состава уррита (фиг. 46) или лейкократового ийолита с мелкозернистыми, слабо переработанными первичными мельтейгитами. В косых сколах по отношению к линейным зонам нефелинизации обнажаются все переходы от мелкозернистых мельтейгитов до пегматоидных урритов. Лейкократовые разности нефелино-пироксеновых пород на отдельных небольших участках (первые метры) при особенно сильной перекристаллизации приобретают равномернозернистое сложение.



Ф и г. 46. Такситовое сложение нефелинизированных мельтейгитов. Массив Одихинча

Возникающие в ходе процесса нефелинизации такситовые ийолиты — весьма непостоянная по составу и структуре разновидность пород. Как было показано ранее (Кононова, 1971а), в них устойчива та же ассоциация породообразующих минералов, которая присутствует и в мельтейгитах — нефелин, пироксен, второстепенное значение имеют апатит, магнетит, сфен, перовскит. Местами появляются поздние выделения кальцита, вторичный канкринит и ряд других минералов. При этом с переходом от мельтейгитов к уртитам количественно возрастает роль нефелина (от 23,9 до 87,8%) и сокращается содержание пироксена (от 48,6 до 7,5%), магнетита (от 13,5 до 0%), апатита и других аксессуарных минералов. При этом изменяется и состав самих минералов.

Так, в нефелине из такситовых ийолитов количество окиси калия достигает 6,44—6,84%, а кальсилитовая составляющая — 22,2—23,7%, в нефелине из неизмененного мельтейгита содержание окиси калия составляет 6,16%, а кальсилитовая составляющая равна 20,8%. В то же время в составе пироксена уменьшается роль эгириновой составляющей и несколько возрастает роль диопсидовой. В магнетите из тех же образцов отмечается увеличение окисного железа при некотором уменьшении содержания титана и закисного железа.

При нефелинизации мельтейгитов происходит заметное перемещение вещества. Насколько можно судить на основании сопоставления химических составов пород, пересчитанных с учетом их объемных весов на количество грамм вещества в 100 см<sup>3</sup> породы, при нефелинизации мельтейгита и замещении его уртитом происходил привнос (в г) глинозема (47,5), натрия (21,3), калия (9,3) и вынос преимущественно железа (36,5), магния (15,0), кальция (37,3), а также в меньшей степени углекислоты, фосфора и кремнекислоты. При этом в ходе процесса нефелинизации возрастает основность пород, судя по изменению условного потенциала ионизации: от  $y=190,8$  — в мельтейгите до  $y=188,0$  — в уртите.

Процесс нефелинизации характерен для послемагматического этапа формирования мельтейгитов и ийолитов в массивах ультраосновных и щелочных пород. Возникающие в ходе этого процесса типичные разновидности пород — такситовые ийолиты и уртиты — известны в массивах Кольско-Карельской, Маймеча-Котуйской, Восточно-Саянской провинций. Они наблюдались в осмотренных нами массивах Финляндии и Канады. Процесс нефелинизации мельтейгитов охватывает большие площади, характеризуется не только перекристаллизацией, но и изменением химического и минерального состава пород в сторону обогащения их щелочами и глиноземом, т. е. обогащения нефелином, что приводит к возникновению лейкократовых членов серии якупирангит — мельтейгит — ийолит — уртит. Все это позволяет относить процесс нефелинизации мельтейгитов к числу важных петрологических процессов. В какой-то мере характер процесса нефелинизации и время его проявления в общей истории становления массивов напоминает процесс альбитизации нефелиновых сиенитов.

#### О КРИТЕРИЯХ ОТЛИЧИЯ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ПОРОД ЯКУПИРАНГИТ-УРТИТОВОЙ СЕРИИ

Анализ природных геологических объектов приводит к выводу о гетерогенном происхождении нефелино-пироксеновых пород, а следовательно и необходимости в каждом конкретном случае решать вопрос о составе исходного расплава и соотношении магматических и метасоматических процессов в их образовании. Это создает определенные трудности при изучении нефелино-пироксеновых пород. Задача состоит в том, чтобы выработать объективные критерии различия между интрузивными якупирангитами — уртитам — производными разных магм, и образованиями близкого состава, возникшими при метасоматических процессах магма-

тической и послемагматической стадий. К сожалению, пока не найден такой универсальный критерий, который бы позволил безошибочно диагностировать генетическую природу любого образца породы. Однако каждому генетическому типу присущи отличительные признаки, по совокупности которых можно с известной долей вероятности решать этот сложный вопрос.

Интрузивно-магматические якупирангиты — уртиты образуют штоки, кольцевые и неполнокольцевые тела, появляются в расслоенных сериях, закономерно возникают в ходе развития дифференцированных комплексов. Возможность возникновения магм, отвечающих по составу якупирангитам — уртитам, убедительно доказывается появлением эффузивных пород близкого состава — нефелинитов. В то же время неоднократно отмечалось сходство интрузивных и эффузивных серий, представленных в самом общем виде следующими рядами пород: меймечит, анкаратрит-мелилитит-меланефеленит-трахит, фонолит; оливинит-ункомпагрит, турьейт-мельтейгит, ийолит-нефелиновый и щелочной сиенит;

оливиновый базальт-базанит, тефрит-нефелинит? — фонолит, трахит; оливинное габбро-тералит-ийолит, уртит-щелочной и нефелиновый сиенит. По-видимому, в интрузивном процессе при формировании ассоциации ультраосновных и щелочных пород, а также ассоциации основных и щелочных пород создаются условия, благоприятные для образования нефелино-пироксеновых пород.

Закономерное изменение составов последовательно образующихся пород как в интрузивной, так и в эффузивной фациях неизбежно приводит к мысли о существовании процессов дифференциации исходного расплава, в ходе которых и возникают все разнообразие породы, слагающие рассматриваемые ассоциации, в том числе и нефелино-пироксеновые породы. Появление уртитов в расслоенных комплексах Ловозерского и Баянкольского массивов свидетельствует о возможности их образования в ходе магматической дифференциации нефелин-сиенитовых расплавов.

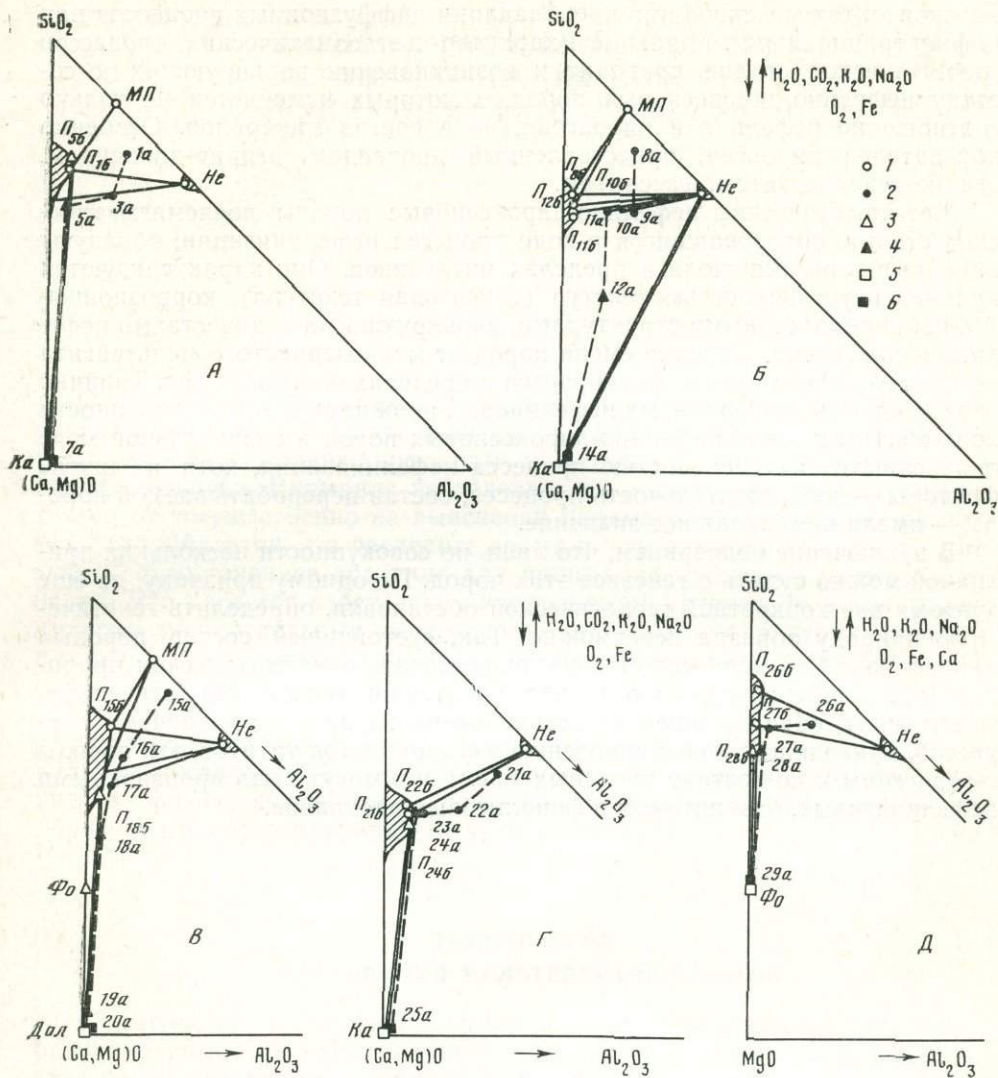
В пользу интрузивно-магматической природы значительной части якупирангит-уртитовых пород свидетельствуют и ряд других фактов, в частности сходство состава этих пород (в пределах каждой ассоциации), даже в тех случаях, когда они залегают среди самых разнообразных вмещающих толщ. Особенно показательно постоянство состава мельтейгитов и ийолитов из массивов ультраосновных и щелочных пород, которые, встречаясь среди гранито-гнейсов (Озерная Варака), гранодиорит-порфиров (Турый мыс), пироксенитов и оливинитов (Ковдорский и другие), мраморов (Одихинча), имеют близкий состав (см. главу III). Весьма показательны также редко наблюдаемые (поскольку зоны контакта обычно разрушены) следы тектонического воздействия якупирангитов — уртитов на вмещающие толщи, что несомненно свидетельствует в пользу интрузивной их природы. Особенно интересны в этом отношении контакты мельтейгитов и ийолитов на Турьем мысу, где вмещающие породы — гигантозернистые гранодиорит-порфиры — превращены в зоне экзоконтакта в мелкозернистые и тонкозернистые образования со следами многочисленных тектонических подвижек и нарушений. В зонах эндоконтакта нередко отмечалось появление тонкозернистых пород с афанитовой структурой, типичных для зон контакта, порфировидных пород нефелино-пироксенового состава, более меланократовых, чем породы удаленных от контакта частей массива (массив Кугда). Наиболее типичная и распространенная разновидность пород интрузивно-магматической природы — это ийолиты, но встречаются и другие члены ряда якупирангит-уртит. Для них характерна гипидноморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, порфировидная структура, массивная, трахитоидная текстура.

Магматические нефелино-пироксеновые породы — продукты магматического замещения обычно слагают одну из зон метасоматической ко-

лонки, появляющейся на контактах массивов, при этом наблюдается закономерное изменение состава зон, сопровождающееся сменой парагенезисов. Текстура пород массивная, выдержанная, структура нередко гипидиоморфнозернистая. Состав пород, обычно устойчивый в пределах отдельных зон, как правило, заметно меняется в разных геологических телах, а иногда и в пределах одного тела, в его разных частях. Вариации состава нефелино-пироксеновых пород обусловлены, как показало сопоставление особенностей контактового взаимодействия, различием реагирующих сред и режима метасоматических процессов. Характерны меланократовые разности — якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты. Проследим влияние различий кислотно-основных свойств реагирующих пород, — оценка которого выполнена с использованием условного потенциала ионизации ( $y$ ) по В. А. Жарикову (1967). Для большинства пород контактовых зон расчет производился на основании данных химического анализа (табл. 24), а для мраморов и форстеритового кальцифира (табл. 23, ан. 7а, 14а, 19а, 20а, 25а), поскольку имелись лишь неполные химические анализы и в то же время породы характеризуются простым минеральным составом, условный потенциал ионизации оценен по минеральному составу на основании данных табл. 23. Как показали результаты, в большинстве случаев в зонах контакта щелочной (более кислой породы,  $y=200-192$ ) с мрамором или оливинитом (порода более основная,  $y=194-181$ ) происходит как бы выравнивание кислотно-основных свойств реагирующих пород. Новообразованные породы контактово-реакционных зон характеризуются промежуточными величинами условного потенциала ионизации. Исключение составляет только зона контакта Дахунурского массива, где при реакции уррита и мрамора с одинаковой величиной  $y=187$ , новообразованные пироксеновые скарны оказываются наиболее кислыми ( $y=190$ ). Равным образом изменение основности пород прослеживается и по величине отношения  $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / (\text{CaO} + \text{MgO})$ , которая заметно убывает при переходе от щелочных пород центральных частей массивов к контактовым разностям (за исключением Дахунурского массива). Естественно, что новообразованные в контактовых зонах ийолиты и мельтейгиты характеризуются также варьирующей величиной условного потенциала ионизации ( $y=194-190$ ) и отношением суммарного железа к сумме кальция и магния  $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / (\text{CaO} + \text{MgO}) = 0,83-0,45$ ). Вариациями состава реагирующих сред обусловлено и изменение режима метасоматических процессов, сопоставление которых удобно провести с помощью диаграмм состав — парагенезис (фиг. 47).

В случае контактов с мраморами за реагирующие компоненты приняты  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $(\text{Mg}, \text{Ca})\text{O}$ , а для контактов с оливинитами, помимо  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , за третий реагирующий компонент принят  $\text{Mo}$ , что отражает сущность рассматриваемого процесса — реакцию алюмосиликатной породы с карбонатной (мрамор) и существенно магнезиальной (оливинит) породами. На эту диаграмму нанесены результаты химических анализов главных типов пород и пироксенов по данным табл. 25 и 26, а также теоретические составы нефелина, микроклин-пертита, кальцита, доломита, оливина. На большинстве диаграмм (за исключением Катунского массива), привлекает внимание изгиб пунктирной линии, соответствующей смене метасоматического процесса образования пироксеновой породы — скарна — магматическим процессом кристаллизации ийолитов, мельтейгитов, а в случае Харлинского массива и ювитов, протекающим с привнесением кальция в эндоконтактовую зону. При этом содержание кальция и магния по мере перехода во внутренние части зоны эндоконтакта постепенно убывает, а содержание кремнекислоты остается примерно постоянным.

В Катунском массиве общий ход взаимодействия щелочных пород и вмещающих доломитовых мраморов характеризует плавная пунктирная кривая, отражающая постепенное нарастание роли кальция, магния и



Фиг. 47. Диаграмма состав — парагенезис для контактов нефелиновых сиенитов и мраморов Чахыртского (А), Харлинского (Б), Котунского (В) массивов, для контактов уртитов и мраморов Дахунурского массива (Г), ийолитов и оливинитов Ковдорского массива (Д)

Минералы (1, 3, 5) и породы (2, 4, 6):

1, 2 — магматической стадии (парагенезисы — сплошная линия);

3, 4 — метасоматической стадии (парагенезисы — сплошная двойная линия);

5, 6 — кальцит, доломит и мрамор вмещающих толщ; пунктирная линия отражает общее развитие процесса взаимодействия пород. Номера точек соответствуют номерам химических анализов пироксена (табл. 25) и пород (табл. 24)

уменьшение роли кремнезема и глинозема по мере перехода от нефелиновых сиенитов через мельтейгиты к скарнам, кальцифирам и мраморам. По-видимому, диффузионные процессы играли в массиве подчиненную роль, уступая место мощной инфильтрации вещества в зоне контакта. Хотя и в меньшей степени, инфильтрационные процессы проявились в Харлинском массиве, где при этом образовались кальцифиры (см. фиг. 47, т. 12а—13а), а также в Ковдорском массиве, вызвав замещение оливинитов пироксеновыми породами (см. фиг. 47, Д, т. 28а).

При сопоставлении рассмотренных процессов обнаруживается важная закономерность — мощные зоны ийолитов возникают преимущественно в

эндоконтактах массивов при преобладании диффузионных процессов над инфильтрационными. Различный характер метасоматических процессов магматической стадии приводит к возникновению варьирующих по составу нефелино-пироксеновых пород, в которых изменяется не только соотношение нефелина и пироксена, но и состав минералов. Особенно показателен пироксен, представленный диопсидом, эгирин-диопсидом, эгирин-геденберgitом, фассаитом.

Метасоматические нефелино-пироксеновые породы послемагматической стадии, образовавшиеся в ходе процесса нефелинизации, образуют линейные зоны или поля в пределах интрузивов. Они характеризуются крайней неустойчивостью текстур (такситовая текстура), коррозионными, пойкилобластовыми структурами, варьирующими количествами нефелина и пироксена. Нередко смена пород от мелкозернистого мельтейгита до пегматоидного уртита фиксируется в пределах одного штуфа. Типично появление мономинеральных нефелиновых прожилок и линз. Особенности послемагматических нефелино-пироксеновых пород в значительной мере определяются интенсивностью процесса нефелинизации, хотя и другие факторы — продолжительность процесса, состав перерабатываемой породы — имели немаловажное значение.

В заключение подчеркнем, что лишь по совокупности нескольких признаков можно судить о генезисе этих пород. По одному признаку, да еще взятому вне конкретной геологической обстановки, определить генетическую природу образца невозможно. Так, «устойчивый состав породы» лишь в какой-то мере может свидетельствовать о магматической природе, но не позволяет судить о процессе (интрузивном или магматического замещения), обусловившем ее возникновение. Наряду с различием процессов, приводящих к возникновению якупирангитов-уртитов, эти породы гетерогенны и по составу исходных магм: они могут быть производными нефелинитовых, базанитовых и фонолитовых расплавов.

## ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД ЯКУПИРАНГИТ-УРТИТОВОЙ СЕРИИ

Особенности состава пород, как доказали экспериментальные исследования, определяются рядом физико-химических параметров, среди которых давление, содержание воды и летучих, температура являются определяющими. Внимание исследователей в настоящее время сосредоточено преимущественно на выяснении параметров образования базальтов, ультрабазитов, а в последнее время и нефелинитов, т. е. пород, имеющих первостепенное значение для понимания процессов магмообразования. Что касается собственно якупирангитов-уртитов, то в литературе имеются лишь отдельные разрозненные данные о температурах, давлении и некоторых других параметрах, но поскольку они получены в различных лабораториях, с применением разных методов и аппаратуры, то естественно значительный разброс цифр. В настоящем разделе систематизированы имеющиеся литературные данные и приведены результаты оригинальных исследований, которые позволяют составить общее представление о физико-химических условиях, наиболее благоприятных для образования пород якупирангит-уртитового ряда.

### ТЕМПЕРАТУРА ОБРАЗОВАНИЯ МЕЛЬТЕЙГИТОВ-УРТИТОВ

Применяемые в настоящее время методы оценки температур весьма разнообразны. При этом следует учитывать, что любая порода формируется на значительном интервале температур и те или иные методы характеризуют различные моменты сложного и длительного процесса становления породы. Температура излившейся лавы, температура плавления горной породы или искусственной смеси при экспериментальных исследованиях, температура гомогенизации первичных включений — отражают высокотемпературные стадии процесса формирования породы, начиная с появления расплава. Для оценки верхнего температурного предела существования нефелин-пироксеновых пород мы воспользовались результатами экспериментальных исследований по плавлению горных пород, которые на наших образцах проводят В. В. Наседкин, В. К. Марков и Ю. Н. Рябинин, данными по гомогенизации первичных включений в нефелине и пироксене, полученными по нашей просьбе Т. Ю. Базаровой и Л. И. Паниной по нашим образцам, а также литературными материалами.

Разработанные в последние годы геотермометры, основанные на анализе закономерностей распределения элементов в сосуществующих минералах и в составе минералов переменного состава, отражают минимальные температуры, при которых в породах устанавливается равновесие между минералом и водным поровым раствором, т. е. чаще всего температуры автотасоматической стадии преобразования пород. Оценка

минимальных температур устойчивости нефелино-пироксеновых пород выполнена на основании анализа сосуществующих нефелина и пироксена и по составу собственно нефелина. Рассмотрим имеющиеся данные, начиная с высокотемпературного предела устойчивости нефелино-пироксеновых пород.

Температура лавы нефелинитового состава на озере Нирагонго составляла  $980^{\circ}\text{C}$  (Lee, Clark, 1966). Для сравнения укажем, что по данным тех же авторов температура лавы оливинитового базальта (Гавайи) значительно выше —  $1120\text{—}1110^{\circ}$ .

Температура ликвидуса при плавлении уртитов и нефелинитов определялась в различных термодинамических параметрах. Остановимся несколько подробнее на данных В. В. Наседкина, М. К. Маркова, Ю. Н. Рябинина (Марков и др., 1973), которые получены на наших образцах из массивов Кугда и Сона Маймеча-Котуйской провинции. В ходе проведенных экспериментов было установлено, что температура ликвидуса этого массива в присутствии 9%  $\text{H}_2\text{O}$  при давлении от 5 до 15 *кбар* равна  $980^{\circ}\text{C}$ . В то же время при плавлении оливинитового меланефелинита массива Сона и нефелинита (образец В. С. Гладких) того же региона, обнаружена ликвация расплава на две несмешивающиеся жидкости в области давления от 7,5 до 18 *кбар* при температурах  $950^{\circ}\text{C}$  до  $1200^{\circ}\text{C}$  и содержании воды в системе 9 и 5%. Эти давления и температуры соответствуют глубинам от 25 до 50 *км*. Образующиеся при ликвации две несмешивающиеся жидкости резко отличаются друг от друга по химическим и физическим свойствам. По-видимому, на глубинах порядка 25—50 *км* может осуществляться ликвация ультраосновной щелочной магмы. В ходе этих исследований определены температура ликвидуса нефелинита —  $1000^{\circ}\text{C}$  и оливинитового меланефелинита —  $1050^{\circ}\text{C}$ . Несколько более высокие температуры ликвидуса получены в экспериментах, проводившихся в сухих условиях, причем в зависимости от давления температура менялась от  $1360^{\circ}\text{C}$  при 1 *атм* до  $1600^{\circ}\text{C}$  при 36 *кбар* (Bultitude, Green, 1971). В работе С. Тилли и Р. Томсона (Tilley, Thompson, 1972), выполненной также в сухих условиях, для клинопироксенового нефелинита — этиндита — указана температура ликвидуса  $1118^{\circ}\text{C}$ , а для оливинитового нефелинита —  $1300^{\circ}\text{C}$ , причем подчеркивается, что температура в данном случае в основном зависит от железистости. Экспериментальные исследования фазовых равновесий в ходе плавления аглаитовых пород Ловозерского массива показали, что температура плавления уртитов в условиях давления водяного пара, равного 1 *кбар*, составляет  $1010^{\circ}\text{C}$ ; а для фойзитов —  $800^{\circ}\text{C}$  (Когарко и др., 1972).

Экспериментальное исследование системы  $\text{Na}_2\text{O—Al}_2\text{O}_3\text{—Fe}_2\text{O}_3$  при давлении 1 *атм* (Bailey, Schairer, 1966) позволило установить, что температура кристаллизации щелочного расплава, приближающаяся по составу к акмитовому ийолиту, составляет  $908^{\circ}\text{C}$ , а температура эвтектики, приближающаяся по составу к акмитовому нефелинитовому сиениту, —  $715^{\circ}\text{C}$ . Эти данные важны для определения температурных условий формирования натриевых аглаитовых щелочных пород и, как видно, согласуются с вышеприведенными данными по Ловозерскому массиву. Однако они не могут безоговорочно переноситься на ассоциации ультраосновных — щелочных и габброидных — щелочных пород, в которых эгирин (акмит) и магматогенный альбит практически отсутствуют.

Температуры гомогенизации включений в минералах якупирангитов-уртитов определены для ряда регионов. Приводимые ниже данные касаются первичных включений, среди которых по фазовому составу наиболее распространены следующие: 1) полностью раскристаллизованные многофазные включения (газ+кристаллы); 2) частично раскристаллизованные (газ+стекло+один или несколько кристалликов), 3) двухфазные (стекло+газ), 4) газовой-жидкие включения, в которых иногда присутствует и твердая фаза. Гомогенизация этих включений обычно проис-

ходит в жидкую фазу; температура этого перехода используется для оценки минимальной истинной температуры кристаллизации пород. Так, для мельтейгитов и ийолитов Гулинского массива (Маймеча-Котуйская провинция) температура гомогенизации включений в нефелине составила 1100—870° С, а для пироксена из тех же пород — 1150—1040° С (Костюк, Панина, 1970).

Выполненное по нашей просьбе Л. И. Паниной изучение включений в минералах нефелино-пироксеновых пород из нашей коллекции дало также высокие температуры гомогенизации: по массиву Одихинча в ийолитах температура гомогенизации включений в нефелине составила  $1210 \pm 20$ —1170° С, в пироксене —  $1260^\circ \text{C} \pm 20$ , в дайках оливиновых мельтейгит-порфиров гомогенизация включений в пироксене зарегистрирована при 1260—1220° С. В ийолитах массива № 1 Восточно-Саянской провинции включения в пироксене гомогенизировались при 1170—1130° С. Примерно такая же температура получена для нефелина из ийолита Турьего мыса — 1100—1130° С.

Более низкие температуры определены для ийолитов вулкана Напак (восточная рифтовая зона Африки), в нефелине которых гомогенизация включений достигнута при 790—770° С (Романчев, 1972). Эффузивные и гипабиссальные их аналоги характеризуются более высокими температурами: гомогенизация включений в нефелине и пироксене из нефелинитов и меланефелинитов вулкана Квараха (Восточная Африка) зафиксирована при 870—920° С (Романчев, 1972), а в нефелине, пироксене и оливине из оливинового меланефелинита того же региона — при 1250—1140° С (Наумов и др., 1972). Последние данные согласуются с температурой гомогенизации включений в минералах из нефелинового перидотита Гулинского массива, в котором по нефелину получены температуры 1080—950° С, по пироксену — 1230—1100° С и по оливину — выше 1000° С (Костюк, Панина, 1970).

Температуры гомогенизации первичных включений в нефелине из уртитов Ловозерского массива — 810—980° С (Базарова, 1969) и Хибинского массива — 930—915° С (Романчев, 1972) довольно близки температуре ликвидуса (1010° С) уррита Ловозерского массива (Когарко, 1972). Близкие температуры получены и для пегматоидных ийолитов Чикского массива — 980° С (по пироксену) и 980—1050° С (по нефелину), согласно устному сообщению Т. Ю. Базаровой.

Наиболее низкие значения температур гомогенизации первичных включений в нефелине из нефелино-пироксеновых пород определены для пегматита-уртита Дахунурского массива юго-восточной Тувы — 680—750° С (Базарова, Костюк, 1972). Отметим попутно, что вторичные включения в нефелине, как и включения во вторичных по нефелину минералах (канкрините и др.) гомогенизируются при значительно более низких температурах — до 400° С (Базарова, 1969).

Метод определения температур по минералам переменного состава получил широкое применение в последнее время. В этой связи большой интерес вызвали проведенные Д. Гамильтоном и В. Маккензи (Hamilton, Mackenzie, 1960; Hamilton, 1961) исследования твердых растворов нефелина в системе  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{SiO}_2$ — $\text{H}_2\text{O}$ . На основании экспериментов при температурах 500, 700 и 775° С и давлении 1050 ат установлены пределы растворимости кремнезема в нефелине, находящемся в равновесии со щелочным полевым шпатом, что позволило рассматривать нефелин как индикатор температур образования пород. Продолжая эти исследования, Д. Гамильтон и В. Маккензи показали допустимость применения экспериментальных данных к природным нефелинам, причем это было выполнено не только на образцах нефелинов из нефелиновых сиенитов и фонолитов, но и для ийолита и даже якупирангита.

Специальные исследования возможности применения диаграммы Гамильтона и Маккензи к нефелинам из бесполевошпатовых нефелино-пи-

Таблица 26

Содержание нефелиновой (Не), кальсилитовой (Кс) составляющих избыточного кварца (Кв) в нефелинах (вес. %) и отношение Na : (Na + K + Ca) в нефелинах и пироксенах из пород якупирангит-уртитовой серии

Номер анализа в соотв. с табл. 9—14	Не	Кс	Кв	Температура по Гамильтону и Маккензи, °C	Na Na+K+Ca		Температура по нефелин- пироксеновому геотерметру, °C
					нефелин	пироксен	
Ассоциация ультраосновных и щелочных пород							
1	82,8	17,2	—	<500	Нет данных		
2	81,4	18,5	1,1	<500	»		
3	78,5	19,8	1,7	<500	»		
4	79,8	20,0	0,2	<500	»		
5	81,0	19,0	—	<500	0,79	0,05	400
7	77,7	21,0	1,3	<500	0,80	0,08	470
9	76,4	22,2	1,4	<500	0,80	0,05	400
11	73,8	23,0	3,2	600	Нет данных		
12	74,0	23,7	2,3	500	»		
13	74,0	23,4	2,6	~550	0,78	0,40	600
15	80,7	16,5	2,8	>500	0,78	0,36	600
16	78,2	18,8	3,0	~500	0,82	0,28	450
20	76,1	21,1	2,8	500	0,79	0,05	400
22	73,9	25,4	0,7	<500	0,76	0,07	500
24	75,2	22,4	2,4	~500	0,77	0,16	620
26	76,3	23,2	0,5	<500	0,78	0,08	500
28	75,1	21,8	3,1	550	0,79	0,05	400
32	71,2	23,7	5,1	775	0,77	0,05	430
35	78,2	18,6	3,2	~500	0,82	0,07	420
39	80,2	17,3	2,5	<500	0,83	0,05	400
43	81,1	18,7	0,2	<500	0,82	0,07	420
47	66,4	29,4	4,2	<775	0,71	0,07	550
52	68,9	26,3	4,8	<775	0,74	0,06	470
56	73,8	21,6	4,6	730	0,79	0,05	400

## Ассоциация основных и щелочных пород

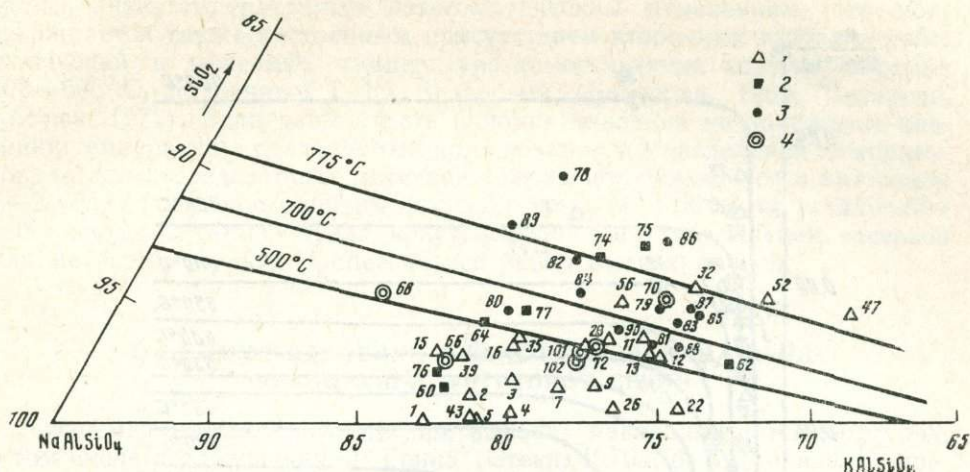
60	81,5	17,1	1,4	<500	0,78	0,05	430
62	71,6	26,3	2,1	600	0,75	0,07	500
64	78,8	17,3	3,9	500	0,81	0,33	470
74	73,7	20,0	6,3	775	Нет данных		
75	72,0	21,2	6,8	775	»		
76	81,2	16,8	2,0	500	»		
77	77,1	18,6	4,3	600	»		

Ассоциация фэйяитовых нефелиновых сиенитов-ййолитов,  
уртитов, ювитов

66	80,5	16,9	2,6	<500	0,80	0,07	450
68	81,7	13,3	5,0	520	0,85	0,20	400
70	72,0	23,0	4,6	~730	0,76	0,09	550
72	75,8	21,3	2,9	500	0,80	0,17	500
101	76,0	21,3	2,7	~500	Нет данных		
102	76,8	21,1	2,1	<500	»		

Ассоциация агпаитовых нефелиновых сиенитов — ййолитов,  
уртитов, ювитов

78	73,4	17,2	9,4	>775	»		
79	72,7	23,1	4,2	730	»		
80	78,0	17,8	4,2	600	»		
81	73,8	23,3	2,9	600	»		
82	74,3	19,2	6,5	760	»		
83	72,5	23,8	3,7	720	»		
84	75,0	20,1	4,9	720	»		
85	71,5	24,5	4,0	740	»		
86	71,2	21,9	6,9	>775	»		
87	72	23,8	4,2	750	»		
88	73,0	24,2	2,8	600	»		
89	76,0	16,5	7,5	775	»		
90	74,4	22,1	3,5	600	»		



Фиг. 48. Диаграмма части системы нефелин — кальсилит — кварц по Гамильтону и Маккензи (по данным табл. 26)

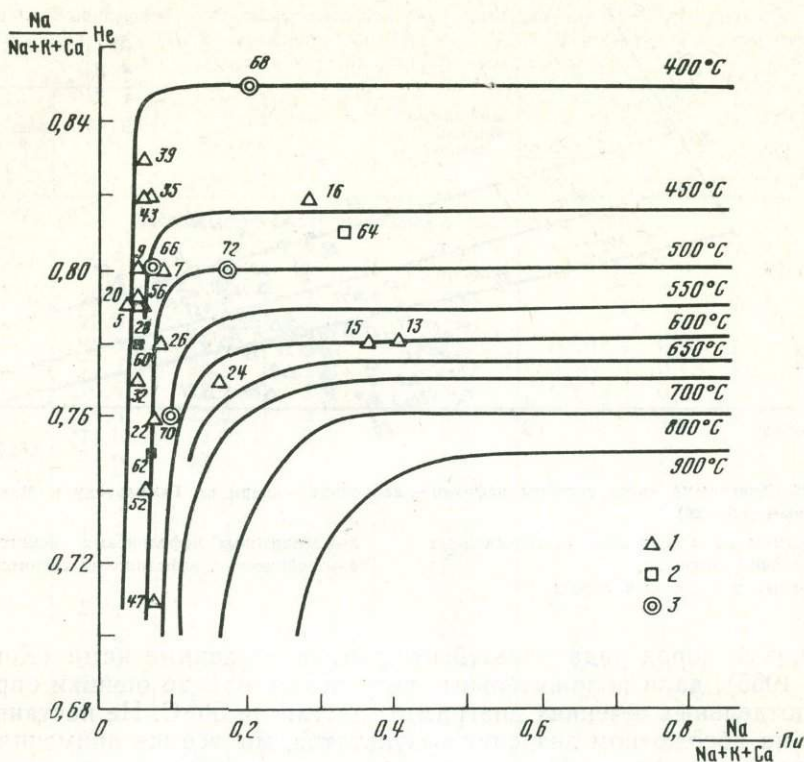
- 1 — нефелины из ассоциаций ультраосновных и щелочных пород; 3 — агпайтовых нефелиновых сиенитов;  
 2 — основных и щелочных пород; 4 — фойяитовых нефелиновых сиенитов

роксеновых пород ряда мельтейгит-уртит, проведенные нами (Кононова и др., 1965), дали положительные результаты, однако ошибки определенных в отдельных сечениях диаграммы достигали  $50^{\circ}\text{C}$ . Не настаивая поэтому на абсолютном значении результатов, мы все же применили диаграмму Гамильтона и Маккензи для качественной оценки температур стабилизации составов нефелинов в исследованной серии пород. Для этой цели были вычислены по данным табл. 9—12 соотношения нефелиновой, кальсилитовой и кварцевой составляющих в нефелинах (результаты расчетов приведены в табл. 26) и нанесены на известную диаграмму Гамильтона и Маккензи (фиг. 48), анализ которой показал следующее:

- 1) нефелины из ассоциации ультраосновных и щелочных пород характеризуются наиболее низкими температурами, попадая на диаграмме преимущественно в низкотемпературную область — около изотермы  $500^{\circ}\text{C}$  и ниже. Исключения составляют нефелины из оливиновых мельтейгит-порфиров, точки которых располагаются вблизи изотермы  $775^{\circ}\text{C}$ ;
- 2) в нефелинах из ийолитов и уртитов, ассоциирующихся с основными породами и фойяитовыми нефелиновыми сиенитами, стабилизация состава достигалась преимущественно в интервале температур  $500\text{—}775^{\circ}\text{C}$ ;
- 3) нефелины из уртитов и ийолитов, ассоциирующихся с агпайтовыми нефелиновыми сиенитами, тяготеют исключительно к высокотемпературной части диаграммы, точки их составов не опускаются ниже изотермы  $600^{\circ}\text{C}$ .

Можно полагать, что типоморфные особенности состава нефелинов, рассмотренные в главе III, являются следствием разницы температур, при которых в породах достигалась стабилизация составов минералов. По-видимому, этот процесс происходил при низких температурах в карбонатитовых комплексах и соответственно нефелины содержат мало избыточного  $\text{SiO}_2$ . Подобные низкие температуры ( $500^{\circ}\text{C}$  и ниже) были получены Р. Х. Митчелл (Mitchell, 1972) для нефелинов из ийолитов карбонатитового комплекса Сиибрук Лейк в Канаде. В то же время высокотемпературные нефелины в агпайтовых нефелиновых сиенитах характеризуются высокими значениями кварцевой составляющей.

Фазовое соответствие в системе нефелин — клинопироксен и его применение для оценки приближенного значения температур минеральных



Фиг. 49. Диаграмма фазового соответствия нефелина и клинопироксена по данным табл. 26 (Перчук, Кононова, 1970)

Парагенезис  $Ne + Pl$  из ассоциаций

2 — основных и щелочных пород;

1. — ультраосновных и щелочных пород;

3 — фойяитовых нефелиновых сиенитов

равновесий в породах якупирангит — уртитового ряда исследовались Л. Л. Перчуком и В. А. Кононовой (1970). Для этой цели были подобраны образцы пироксеновых нефелиновых сиенитов и ювитов, из которых проанализированы сосуществующие нефелин, клинопироксен и щелочной полевоид шпат, частично использованы также и литературные анализы этих минералов.

Все эти данные были положены в основу приближенного вывода диаграммы фазового соответствия для парагенезиса нефелин — клинопироксен, на которой температуры изотерм определены с использованием нефелин-полевоидового термометра (Перчук, 1968). Для оценки температуры равновесия в якупирангит-уртитовых породах с помощью предложенного термометра были проанализированы 25 парагенных пар нефелина и клинопироксена из нефелино-пироксеновых пород, ассоциирующихся с ультраосновными, основными породами и фойяитовыми нефелиновыми сиенитами (см. табл. 9—11), затем рассчитано отношение  $Na/(Na+K+Ca)$  в нефелинах и пироксенах (результаты показаны в табл. 26) и с помощью диаграммы (фиг. 49) оценены температуры. Оказалось, что в исследованных породах равновесие достигалось при достаточно низких температурах 600—400° С, т. е. примерно при тех же значениях температур, что и в нефелиновых сиенитах по данным Л. Л. Перчука (1968). Близкие результаты для нефелино-пироксеновых пород Ковдорского массива ( $T \approx 650^\circ C$ ) получены С. В. Соколовым (1973) на основании распределения магния между магнезиально-железистыми слюдами и клинопироксеном. Из этого можно сделать вывод, что нефелино-пироксеновые породы, как правило, в той или иной степени подвер-

гались низкотемпературным метасоматическим изменениям, что подтверждается также постоянным присутствием вторичных газовой-жидких включений в нефелине, температура гомогенизации которых порядка  $400\text{--}600^\circ\text{C}$ , по данным Т. Ю. Базаровой (Базарова, 1969; Базарова, Костюк, 1972). Если даже учесть влияние давления на занижение значений температур, определяемых на основании распределения компонентов, то для исследованных массивов (давление оценивается в интервале  $1\text{--}2\text{ кбар}$ ) полученные цифры возросли бы на  $40^\circ\text{--}50^\circ\text{C}$ , но установленный разрыв в температурах кристаллизации и стабилизации составов при метасоматических процессах все равно бы сохранился.

### О РЕЖИМЕ ДАВЛЕНИЯ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ПОРОД ЯКУПИРАНГИТ-УРТИТОВОЙ СЕРИИ

Современные эксперименты при высоких давлениях и температурах, в том числе исследования Д. Грина (Green, 1970а, б, в), показали определяющее влияние давления на минеральный состав эвтектик, состав самих минералов, порядок их кристаллизации, так же как на состав первичных магм и ход их дифференциации. Помимо петрологических проблем, величина давления, в какой-то мере характеризующая глубину, нередко является определяющей и при оценке практической перспективности отдельных массивов. Однако методы оценки давлений пока весьма немногочисленны и не отличаются большой точностью, так что приводимые ниже данные позволяют составить лишь ориентировочное представление о возможных глубинах формирования массивов, в которых участвуют породы якупирангит-уртитовой серии.

Геологические методы, как указывалось в главе I, основанные на оценке мощности отложений, реконструкции стратиграфического разреза и определении современного эрозионного среза, дают представление о глубине становления массивов. Хотя цифры весьма варьируют, однако в целом отвечают верхним частям земной коры. При этом для массивов, формирующихся на платформах, наиболее обычны глубины  $1\text{--}5\text{ км}$ , а в складчатых областях — до  $9\text{ км}$ .

Барометрические исследования газовой-жидких включений, основанные на допущении, что первичные включения в момент захвата находились под давлением, равным той величине, которая существовала в процессе кристаллизации и зависела от нагрузки вышележащего материала (литостатическое давление), характеризуют минимальное литостатическое давление. Сходимость данных, получаемых при гомогенизации включений, с геологическими построениями специально проверялась Т. Ю. Базаровой (1969) на примерах Ботогольского и Нюрганского щелочных массивов, при этом были получены удовлетворительные результаты.

В связи со сложностью объектов удается, как правило, осуществить только единичные определения давлений при гомогенизации включений. В частности для нефелинов Ловозерского массива известны следующие величины давлений: более  $1530\text{ ат}$  для нефелина из уррита и  $1350\text{ ат}$  для нефелина из фойяита, что соответствует глубинам порядка  $5\text{--}6\text{ км}$  (Базарова, 1969). Для оливинового меланефелинита восточной рифтовой зоны Африки давление оценено в  $2800\text{--}3000\text{ ат}$ , что соответствует глубинам  $9\text{--}11\text{ км}$  (Наумов и др., 1972). Для карбонатитов Гулинского массива Маймеча-Котуйской провинции величина давления составила  $1000\text{--}1600\text{ ат}$ , что соответствует глубинам порядка  $4\text{ км}$  (Панина и др., 1971).

Минералы и минеральные парагенезисы — индикаторы давления позволяют судить лишь весьма приближенно о порядке величин давления. Еще в 1964 г. Ф. Бойд и Дж. Шерер (Boyd, Schairer, 1964), исследуя влияние давления на плавление энстатита, сделали вывод о том, что

энстатит мог переходить в оливин лишь на небольших глубинах, а следовательно появление оливинсодержащих пород — это близповерхностный (в масштабах земной коры) процесс. Позднее в ряде экспериментальных работ (Green, Ringwood, 1967, и др.) отмечалось, что давление для парагенезиса оливина с плагиоклазом не может превышать 9 кбар при температуре около 1200° С. Напомним, что подобный парагенезис характерен для оливинового габбро из ассоциации основных и щелочных пород. Появление оливина типично для многих разновидностей, участвующих в ассоциации ультраосновных и щелочных пород (оливиновые мельтейгит-порфиры, меланофелиниты и др.).

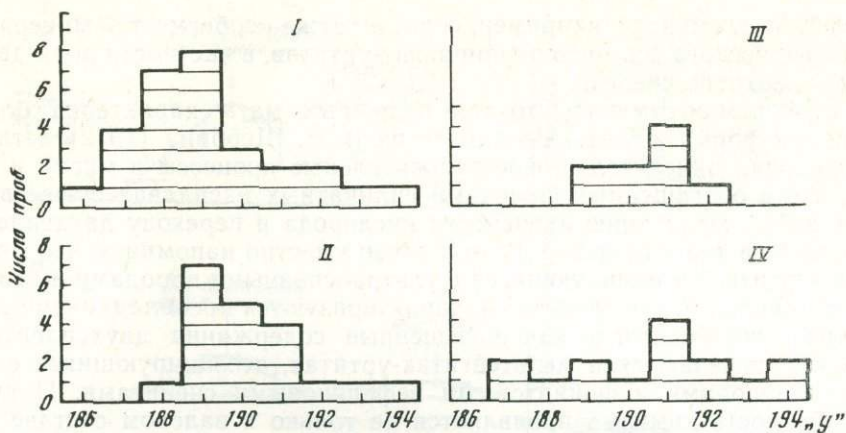
Экспериментальные исследования, концентрируя внимание на РТ параметрах родоначальных магм, редко рассматривают параметры образования продуктов их дифференциации — тех разнообразных пород, которые слагают интрузивы. Для обсуждения интересующей нас проблемы в какой-то мере можно привлечь лишь данные о режиме давления при процессах ликвации, которые, как указывалось, были обнаружены при плавлении оливинового меланефелинита в области давлений от 7,5 до 18 кбар (Марков и др., 1973). Поскольку авторы подчеркивают, что ниже 7,5 кбар ликвация не наблюдалась при заданном в эксперименте режиме, можно предположить, что дифференциаты нефелинитовых расплавов (в том числе, по-видимому, и породы якупирангит-уртитового ряда) возникли на глубине не меньше 25 км. В ходе этих экспериментов было показано, что плавление уррита при 980° С в присутствии 9% H<sub>2</sub>O происходит в интервале давлений от 5 до 15 кбар без каких-либо признаков ликвации.

### РЕЖИМ КИСЛОТНОСТИ-ОСНОВНОСТИ

Изменение режима кислотности-основности нередко определяет смену минеральных парагенезисов пород и руд и, естественно, вызывает настоятельный интерес геологов. Однако методы количественной оценки этих величин разработаны слабо, получение констант сопряжено с большими трудностями, поэтому приходится обычно ограничиваться лишь качественными характеристиками, основываясь на химическом составе породы или парагенезисах минералов. В 1967 г. В. А. Жариковым была предложена новая характеристика — условный потенциал ионизации, который дает возможность получить относительную количественную оценку кислотно-основных свойств минералов и соединений, в том числе горных пород. Вычисление этой величины основано на кислотно-основных свойствах элементов, которые определяются их способностью к ионизации.

Условный потенциал ионизации характеризует энергию, которую надо затратить для ионизации нейтральных элементов и молекул, входящих в состав соединения, для ионов той валентности, в которой они находятся в соединении. Условный потенциал ионизации ( $y$ ) является таким образом энергетической характеристикой кислотно-основных свойств соединений, причем чем выше значение  $y$ , тем более кислой является порода.

Эта величина была использована нами для оценки режима кислотности — основности якупирангитов — уртитов, причем первые результаты показали, что в среднем величина условного потенциала ионизации колеблется в небольших пределах, в подавляющем большинстве случаев укладываясь в интервал значений 187—192 ккал/моль (Кононова, 1968а, 1971б; Воробьева и др., 1972; Vogobiova et al., 1972). В настоящее время в нашем распоряжении имеются результаты расчета условного потенциала ионизации для 75 химических анализов нефелино-пироксеновых пород, которые частично приведены в табл. 17, 18, а полностью представлены в виде гистограммы (фиг. 50), отражающей пределы колебания



Ф и г. 50. Условный потенциал ионизации ( $y$ ) пород якупирангит-уртитового ряда, ассоциирующих с ультраосновными породами (I), агпайтовыми нефелиновыми сиенитами (II), основными породами (III) и фойяитовыми нефелиновыми сиенитами (IV)

величины  $y$  в мельтейгит-уртитах каждой из четырех рассмотренных ассоциаций пород.

Анализ гистограммы показал, что кислотность-основность мельтейгитов-уртитов (для якупирангитов данные отсутствуют), хотя и в очень узких пределах, но все же колеблется, причем наибольшие колебания ( $y=186-194$ ) характерны для ассоциации ультраосновных и щелочных пород. Вместе с тем на гистограмме четко вырисовываются максимумы, соответствующие наиболее часто встречающимся значениям:  $y=189$  ккал/моль — наиболее часто встречающийся условный потенциал ионизации мельтейгитов-уртитов в ассоциации с ультраосновными породами и агпайтовыми нефелиновыми сиенитами  $y=191$  ккал/моль — характерен для ийолитов и уртитов, ассоциирующихся с основными породами и фойяитовыми нефелиновыми сиенитами. Если учесть, что диапазон изменения условного потенциала ионизации для рассмотренных В. А. Жариковым (1967) главных минералов составляет 142—227 ккал/моль, а неорганических соединений — 81—403 ккал/моль, то становится очевидным, что формирование нефелино-пироксеновых пород происходит в узком интервале значений кислотности — основности. В соответствии с расчетами В. А. Жарикова (1967) условный потенциал ионизации нейтральных соединений колеблется в пределах 195—205 ккал/моль. В этой связи интересно отметить, что все мельтейгиты-уртиты попадают в область основных соединений, хотя и вблизи нейтральных значений.

#### ОБ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНОМ ПОТЕНЦИАЛЕ И АКТИВНОСТИ КИСЛОРОДА

Получение количественной характеристики активности элементов и окислительно-восстановительного потенциала для любых пород, и якупирангиты-уртиты не исключение, представляют большие трудности, поскольку необходимые для расчетов константы, как правило, отсутствуют, а реперные минеральные парагенезисы встречаются весьма редко. Пожалуй, из щелочных пород только для агпайтовых нефелиновых сиенитов, благодаря исследованиям Л. Н. Когарко (1972), установлены количественные параметры активности компонентов и окислительно-восстановительного режима. Однако, некоторая качественная информация об этих параметрах может быть получена на основании анализа изотоп-

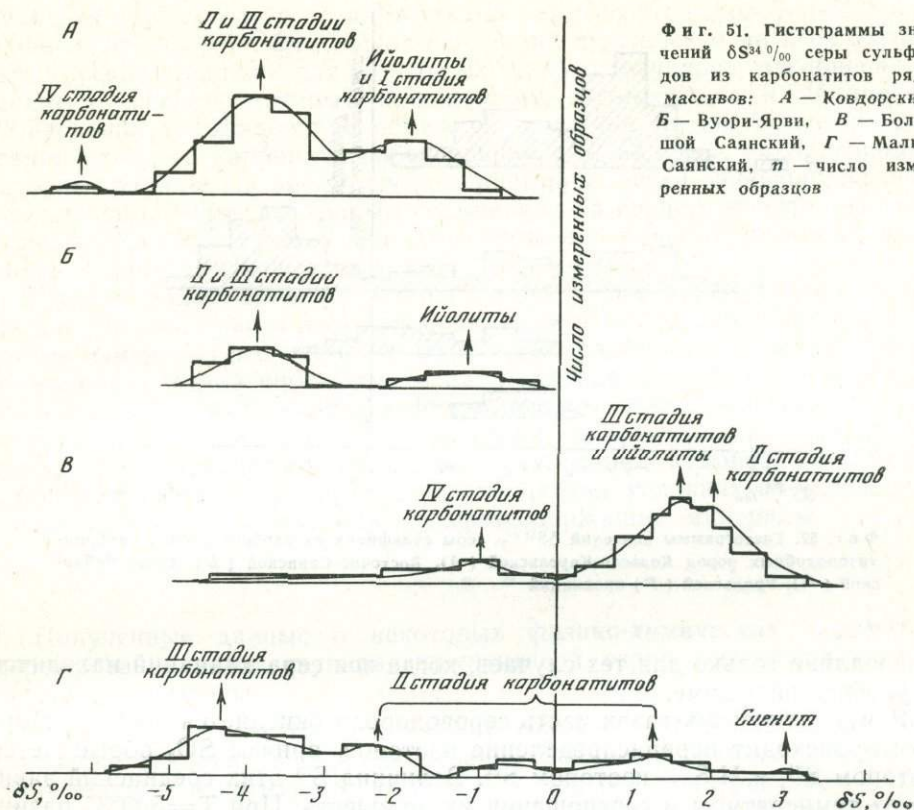
ного состава элементов, например, серы, а также особенностей минерального и химического составов якупирангит-уртитов, в частности роли двух- и трехвалентного железа.

А. Е. Ферсман отмечал, что для щелочных магм характерна более окисленная форма железа. Впоследствии В. В. Щербина (1972) детально исследовал окислительно-восстановительные процессы в магме и показал, что в обогащенных щелочами силикатных расплавах существует тенденция к возрастанию активности кислорода и переходу двухвалентного железа в трехвалентное. В этой связи уместно напомнить, что мельтейгиты-уртиты, ассоциирующиеся с ультраосновными породами и агпайтовыми нефелиновыми сиенитами, характеризуются преобладанием трехвалентного железа, тогда как повышенные содержания двухвалентной его формы отмечаются в мельтейгитах-уртитах, ассоциирующихся с основными породами и фойзитовыми нефелиновыми сиенитами. Причем эта особенность химизма проявляется не только в валовом составе пород, но и в составе пироксена — минерала переменного состава (см. главу III). В какой-то мере эти особенности химизма позволяют говорить о большей активности кислорода в нефелино-пироксеновых породах первых двух ассоциаций, что согласуется с их повышенной основностью и обогащением щелочами. Как было показано в главе 3, коэффициент агпайтности в них 1,1—1,0, тогда как в двух других ассоциациях — 0,9. Обратная функциональная зависимость активности кислорода и кислотности в применении к послемагматическим растворам была установлена Д. С. Коржинским (1963), а затем неоднократно подтверждалась и на примерах магматических пород.

Информация об окислительно-восстановительном потенциале была получена при исследовании изотопного состава серы сульфидов из ряда массивов и провинций ассоциации ультраосновных и щелочных пород — это Ковдорский и Vuори-Ярви Кольско-Карельской провинции, массивы № 1 и № 2 Восточно-Саянской провинции, Воин, Озерный, Поворотный — Сетте-Дабанской (образцы предоставлены Ю. А. Багдасаровым и С. В. Соколовым). Для сравнения были привлечены материалы по карбонатитоподобным породам, сопровождающим Вишневогорский массив миаскитовых нефелиновых сиенитов. К сожалению, в остальных ассоциациях сульфиды отсутствуют в достаточных для исследования количествах. Эта работа выполнена совместно с сотрудниками ГЕОХИ АН СССР и ее результаты были подробно рассмотрены в коллективной публикации Л. Н. Гриненко, В. А. Кононовой, В. А. Гриненко (1970), поэтому в данном разделе остановимся лишь на тех особенностях изотопного состава серы сульфидов, которые важны для оценки окислительно-восстановительного потенциала, существовавшего при формировании исследованных объектов.

Как следует из полученных данных, представленных графически на двух гистограммах (фиг. 51, 52), изотопный состав серы сульфидов из карбонатитов и карбонатитоподобных пород восьми изученных массивов, различающихся по составу и геолого-структурному положению, варьирует в целом в пределах 10‰. Так, значения  $\delta S^{34}$  в 92 изученных образцах сульфидов изменяются в диапазоне от  $-6,4‰$  до  $+3,0‰$ .

Отдельные щелочные провинции имеют, однако, более узкий диапазон вариаций и несколько различаются между собой, как по величине изотопных отношений серы сульфидов, так и по характеру их вариаций. Так, все сульфиды из массивов ультраосновных и щелочных пород Кольского полуострова, а также из карбонатитоподобных образований Вишневогорского массива нефелиновых сиенитов имеют отрицательные величины  $\delta S^{34}$ , т. е. обогащены изотопом  $S^{32}$  по сравнению с серой метеоритов. Сульфиды из карбонатитов Восточно-Саянской и Сетте-Дабанской провинций показали более широкий спектр вариаций в пределах каждого массива при обогащении как легким, так и тяжелым изотопом по сра-



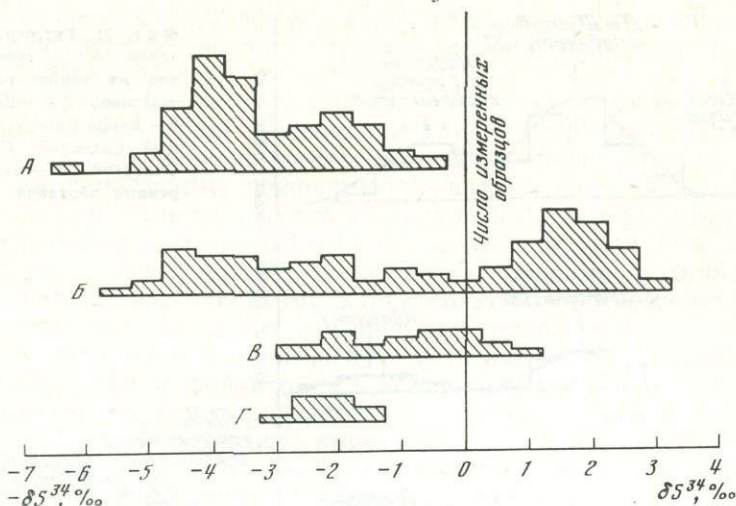
Фиг. 51. Гистограммы значений  $\delta S^{34} \text{‰}$  серы сульфидов из карбонатитов ряда массивов: А — Ковдорский, Б — Vuori-Yarvi, В — Большой Саянский, Г — Малый Саянский, n — число измеренных образцов

внению с метеоритной серой, для которой  $\delta S$  принято равным нулю. Следует однако отметить, что большинство изученных образцов сульфидов (для всех массивов в целом) обнаружили некоторое обогащение изотопом  $S^{32}$  (70 случаев из 92).

Изотопный состав серы сульфидов из разных массивов одной провинции обычно имеет близкие величины значений  $\delta S^{34}$ . Исключение составляет Восточно-Саянская провинция, где сульфиды Малого Саянского массива обогащены изотопом  $S^{32}$ , тогда как для Большого Саянского массива большая часть проб обогащена изотопом  $S^{34}$ .

Близость изотопного состава серы сульфидов из массивов, отличающихся региональной спецификой и находящихся друг от друга на большом расстоянии, и незначительное отличие его от метеоритной серы согласуется с предположением об ювенильном источнике вещества щелочных пород и газовых эманаций, образовавших собственно карбонатиты. Некоторые отклонения средних значений  $\delta S^{34}$  сульфидной серы карбонатитовых массивов от метеоритного уровня могут быть вызваны фракционированием изотопов этого элемента в процессах отделения эманаций от магмы и отложения сульфидов.

Как показывают эксперименты (Гриненко В., Гриненко Л., 1967) и теоретические расчеты (Sakai, 1968), высокотемпературное отделение от сульфидов серы в виде  $H_2S$  приводит к обогащению последнего изотопом  $S^{34}$ , при температуре 600—700°С обогащение может составлять 0,2%. При равновесной кристаллизации сульфидов из растворов или эманаций также происходит разделение изотопов в сторону обогащения сульфидов изотопом  $S^{34}$ , поэтому образующиеся из магматических эманаций на первых этапах сульфиды могут иметь повышенное содержание изотопа  $S^{34}$  по сравнению с магматическим источником на 0,4%. Но это



Ф и г. 52. Гистограммы значений  $\delta S^{34} \text{‰}$  серы сульфидов из карбонатитов и карбонатитоподобных пород Кольско-Карельской (А), Восточно-Саянской (Б), Сетте-Дебанской (В), Уральской (Г) провинций

справедливо только для тех случаев, когда вся сера эманаций находится в сульфидной форме.

В магматических газах часть сероводорода окисляется до  $SO_2$ . При этом происходит перераспределение изотопов, причем  $SO_2$  обогащается изотопом  $S^{34}$ , а  $H_2S$  — изотопом  $S^{32}$ . Величина  $S^{34}$  этих соединений зависит от температуры и соотношения их количеств. При  $T=500^\circ C$  разница в изотопном составе  $H_2S$  и  $SO_2$  достигает 0,7%. Это значит, что при 90% окислении  $H_2S$  до  $SO_2$  первый обогатится изотопом  $S^{32}$  по сравнению с первоначальным составом на 0,6%. Если же количество  $SO_2$  составит 10%, то его сера будет показывать обогащение изотопом  $S^{34}$  на 0,6%, а сероводород только слегка обогатится изотопом  $S^{32}$ . При более низкой температуре (400—300° C) разделение будет еще больше.

Исходя из положения, что сера карбонатитов имеет глубинный источник, а различия в изотопном составе сульфидов вызваны процессами переноса и отложения, можно сделать вывод о различии окислительно-восстановительных условий при формировании разных карбонатитовых массивов. В частности, сульфиды массивов Ковдор, Вуори-Ярви и Вишневых гор, показавшие обогащение изотопом  $S^{32}$ , по-видимому, образовались из эманаций, сера в которых более чем на половину находилась в окисленной форме, вследствие чего сульфиды обогатились изотопом  $S^{32}$ . Как показывают диаграммы полей устойчивости различных форм серы при разных температурах (Дьячкова, Ходаковский, 1968), более высокая температура, щелочная среда и высокий окислительно-восстановительный потенциал способствуют образованию окисленных форм серы.

Намечается определенная тенденция изменения изотопного состава серы сульфидов по стадиям карбонатитового процесса. Во всех изученных массивах ультраосновных и щелочных пород, где установлено многостадийное образование карбонатитов, сульфиды более поздних стадий обогащены изотопом  $S^{32}$ . Так, для массивов Кольско-Карельской провинции состав сульфидов из карбонатитов 1 стадии  $\delta S^{34}$  приближается к  $-2\%$ , тогда как для доломитовых карбонатитов 4 стадии  $\delta S^{34}$  достигает  $-6,4\%$ .

Еще четче эта тенденция проявлена в массивах Восточно-Саянской провинции, где сульфиды из карбонатитов ранних стадий обогащены изотопом  $S^{34}$  и имеют положительные значения  $\delta S^{34}$ , тогда как для сульфидов

фидов из карбонатитов поздних стадий характерны отрицательные значения величины  $\delta S^{34}$ . Эта общая тенденция прослежена на всех изученных массивах, однако, для отдельных проб отмечались отклонения от среднего значения, которые, по-видимому, отражают сложный процесс образования сульфидов при образовании карбонатитов. Более поздние стадии процесса карбонатитообразования, как правило, накладываются на более ранние. На каждом этапе растворы несли сероводород с несколько измененным изотопным составом из-за разного количества окисленной серы. Возможно также переотложение ранее отложенных сульфидов с заимствованием их серы.

Все это может привести к образованию сульфидов в течение одной стадии с варьирующим изотопным составом и тем самым затушевать характер изменения изотопного состава серы сульфидов по стадиям последовательного отложения. Однако наблюдаемая общая для всех массивов тенденция обогащения сульфидов поздних стадий изотопом  $S^{32}$  свидетельствует о постепенном повышении окислительного потенциала эманаций или растворов, отлагающих сульфиды, к конечным стадиям карбонатитового процесса. При благоприятных условиях из окисленных соединений серы образуются сульфатсодержащие минералы.

\* \* \*

Полученные данные о некоторых физико-химических параметрах формирования пород якупирангит-уртитовой серии позволяют сделать следующие выводы:

1. Якупирангит-уртитовые породы сохраняют стабильность в широком диапазоне температур. Кристаллизация расплава, отвечающего по составу ийолиту и урриту, могла начаться при температурах  $900-1200^{\circ}C$  в присутствии летучих и воды. В то же время парагенезис нефелина и пироксена стабилен и при более низких температурах —  $600^{\circ}C$  и даже несколько ниже.

Верхний и нижний температурные пределы стабильности нефелино-пироксеновых пород характеризуют разные моменты их формирования — начало кристаллизации и равновесие составов минералов, наступившее на послемагматическом этапе. Широкий температурный диапазон стабильности нефелина служит еще одним доказательством и одновременно объяснением гетерогенности нефелино-пироксеновых пород. Основываясь на выводе Д. Гамильтона и В. Маккензи о зависимости состава нефелина от температуры его образования, можно предположить, что выявленные типоморфные особенности нефелинов из якупирангитов-уртитов разных ассоциаций служат показателем разных температур стабилизации их составов, а следовательно, разной температуры метасоматических преобразований. По-видимому, наиболее низкие температуры характерны для метасоматических преобразований нефелино-пироксеновых пород в массивах ультраосновных и щелочных пород.

2. Режим давления, как и температура, варьирует довольно широко. По-видимому, возникновение расплавов, отвечающих по составу якупирангитам-уртитам, могло происходить при давлениях не меньше  $7,5$  кбар, т. е. на глубинах порядка не менее  $25$  км. Возникнув, расплав мог существовать в условиях малого давления в верхних частях земной коры. При этом, судя по геологическим данным, для массивов, формирующихся на платформах, наиболее обычны глубины  $1-2$  км, а в складчатых областях — до  $9$  км.

3. Якупирангиты-уртиты возникли в узком интервале кислотности — основности, попадая в целом в область основных соединений, хотя и вблизи нейтральных значений. Формирование нефелино-пироксеновых пород из разных ассоциаций происходило при несколько более варьирующем режиме кислотности — основности, а именно: несколько более основной режим

характерен для нефелино-пироксеновых пород, образовавшихся в условиях платформ.

4. Активность кислорода, насколько можно судить по роли двух- и трехвалентного железа в химическом составе якупирангитов-уртитов и слагающих их минералов, в первую очередь пироксенах, была заметно выше в породах, ассоциирующихся с ультраосновными сериями и агпайтовыми нефелиновыми сиенитами, что согласуется с их повышенной основностью и щелочностью. О последней величине можно судить по величине коэффициента агпайтности. Наиболее часто встречающиеся значения величин этого параметра в нефелино-пироксеновых породах, ассоциирующихся с ультраосновными сериями и агпайтовыми нефелиновыми сиенитами, 1,1—1,0, тогда как в двух других — 0,9 (см. фиг. 33).

5. Окислительно-восстановительные условия формирования пород, по-видимому, также были подвержены изменениям в определенных пределах. В частности, массивы Ковдор и Вуори-Ярви Кольско-Карельской провинции, по-видимому, формировались в более окислительной обстановке, чем близкие им по составу массивы в Восточно-Саянской и Сетте-Дабанской провинциях.

## ПРОБЛЕМА ИСТОЧНИКА ВЕЩЕСТВА

Существенную помощь в решении проблемы источника вещества могут оказать данные геофизики, эксперимента с силикатными системами, а также изотопный состав таких элементов как углерод, сера, стронций, кислород.

Геофизическими методами в областях современного вулканизма прослежена взаимосвязь подземных толчков, движений магмы и наземных излияний, на основании чего вычислены возможные глубины залегания магматических очагов. Так, для Гавайских островов, где, как известно, среди базальтов встречаются и эффузивные аналоги мельтейгитов — нефелиниты — наблюдения за землетрясениями и расчеты глубины подземных толчков позволили сделать вывод, что очаг, магма которого отвечает толенту, находится на глубине около 60 км, т. е. в пределах верхней мантии (Powers, 1956; Eaton, Murata, 1960).

Экспериментальные данные также однозначно указывают, что магмы типа щелочных оливиновых базальтов и нефелинитов, которые, как было показано ранее, по-видимому, являлись родоначальными для изученных ассоциаций, имеют такие  $R_T$  параметры, что могли возникать только в условиях верхней мантии. Однако, только ли вещество мантийного источника слагает щелочные массивы, в которых участвуют якупирангиты-уртиты, или на их формирование оказали влияние также и толщи земной коры? Для решения этого вопроса необходимо обратиться к особенностям изотопного состава таких элементов как углерод, сера, стронций.

**ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА, СЕРЫ, СТРОНЦИЯ  
КАК КРИТЕРИЙ ГЛУБИННОСТИ ИСТОЧНИКА ВЕЩЕСТВА**

К настоящему времени накоплен значительный объем данных по изотопному составу стронция, углерода, кислорода в природных объектах аналогичных исследованных нами. Однако результаты изотопных исследований не всегда могут быть интерпретированы однозначно в пользу мантийного или корового источника вещества. В зависимости от температуры, рН среды и ряда других факторов изотопное равновесие смещается и значительно искажается, как показано в ряде последних методических работ (Hiroshi, 1972; Gross, 1964; Хефс, 1972). Однако достаточно большой объем устойчивых изотопных данных, полученный к настоящему времени по многим известным щелочным массивам мира разного возраста, нередко значительно удаленным географически, подтверждает глубинный источник вещества в подавляющем большинстве из них и только в единичных, сравнительно редких случаях обнаружено влияние вмещающих толщ на формирование некоторых типов слагающих их пород.

В соответствии с задачами настоящего исследования было предпринято сопоставление изотопного состава серы сульфидов и углерода кар-

бонатом из карбонатитов, завершающих формирование массивов ультраосновных и щелочных пород, и карбонатитоподобных пород, сопровождающих массивы нефелиновых сиенитов. К сожалению, имевшиеся возможности позволили исследовать собственно нефелино-пироксеновые породы в весьма ограниченном масштабе, однако природа карбонатитов и карбонатитоподобных пород, завершающих формирование щелочных массивов, позволяет судить и об источнике вещества самих массивов в целом.

Эти исследования были выполнены в лабораториях ГЕОХИ АН СССР и Московского института нефтехимической и газовой промышленности им. Губкина при участии Галимова Э. М., Гриненко Л. Н., Гриненко В. А., Прохорова В. С. Подробные результаты исследований были опубликованы в совместных статьях (Гриненко и др., 1970; Галимов и др., 1974), поэтому в настоящем разделе привлечены лишь данные, представляющие интерес для обсуждаемой проблемы.

Содержательная информация об источнике вещества пород собственно якупирангит-уртитового ряда приведена в ряде работ по изотопии стронция (Pawell et al., 1966, и др.).

### Изотопный состав углерода карбонатитов и карбонатито-подобных пород

Одним из первых П. Берчи (Baertschi, 1951) на основании изучения серии карбонатных образцов разного происхождения установил закономерное изменение величины  $\delta C^{13}$ , показав, что для осадочных известняков характерно обогащение тяжелым изотопом  $C^{13}$ , тогда как легкий изотоп углерода преобладает в породах, глубинный генезис которых не вызывал сомнений, а также в карбонатитах.

К настоящему времени изучен изотопный состав углерода карбонатитов большинства провинций мира: в Советском Союзе исследованы карбонатиты Кольского полуострова (Кухаренко, Донцова, 1962), Сетте-Дабанской провинции (Виноградов и др., 1967; Багдасаров и др., 1969), а из числа зарубежных месторождений — массивы Ально в Швеции, Фён в Норвегии (Eckermann et al., 1952; Taylor et al., 1967), Спицкоп в Юго-Западной Африке (Holmes, 1958), Кайзерштуль в ФРГ (Gonfiantini, Tongiorgi, 1964), Магнет Ков в США и Ока в Канаде (Cohway, 1969). Эти исследования показали, что изотопный состав углерода карбонатитов близок эндогенным формам углерода. Чаще всего карбонатиты характеризуются величинами  $\delta C^{13}$  от  $-0,3$  до  $-0,8\%$ , варьируя главным образом вокруг величины  $-0,5\%$  —  $-0,7\%$ , которая весьма близка к изотопному составу алмазов (Виноградов и др., 1967).

Доломитовые карбонатиты обычно несколько обеднены легким изотопом углерода ( $\delta C^{13}$  от  $-0,4$  до  $-0,6\%$ ) по сравнению с кальцитом ( $-0,5\%$  —  $-0,7\%$ ). Еще беднее изотопом  $C^{12}$  анкеритовые карбонатиты ( $-0,3\%$  —  $-0,5\%$ ).

Вывод о глубинной природе углерода карбонатитов служит одновременно косвенным доказательством глубинного источника вещества, сформировавшего и другие породы этих сложных массивов, в том числе и якупирангиты-уртиты. Однако до настоящего времени остается дискуссионным вопрос, все ли карбонатные образования, сопровождающие щелочные массивы, следует относить к карбонатитам? Мнения исследователей различны. Так, А. И. Гинзбург и Е. М. Эпштейн (1968) относят к карбонатитам существенно карбонатные породы эндогенного происхождения, пространственно и генетически связанные с массивами ультраосновного и щелочного состава. Л. С. Бородин (1966), А. Г. Жабин (1959) считают карбонатитами эндогенные карбонатные образования, сопровождающие щелочные породы любого состава и происхождения, в том числе, например, Вишневогорский массив. Иными словами, поня-

тие «карбонатит» то сужается, то расширяется, однако большинство исследователей признают их эндогенную природу.

Вместе с тем в последние годы возникла тенденция относить к карбонатитам любые карбонатные породы, сопровождающие щелочные массивы, без выяснения их генетической природы. Например, в ряде работ упоминаются «карбонатиты» юго-восточной Тувы (Капустин, 1971; Tuttle, Gittins, 1966). Как указывалось в главе I, в этом регионе в небольших телах ийолитов и уртитов, нередко ассоциирующихся с геденбергитовыми нефелиновыми сиенитами, на послемагматическом этапе под воздействием существенно кальцитовых растворов, возникают силикатно-кальцитовые породы. Они состоят в основном из кальцита в парагенезисе с переменными количествами нефелина, пироксена, биотита, апатита, т. е. по минеральному составу эти породы напоминают некоторые типы карбонатитов, за исключением одной существенной особенности — в них не обнаружена редкометаллическая минерализация. В связи с этим, естественно, возник вопрос, действительно ли все карбонатные образования, сопровождающие щелочные массивы, следует относить к карбонатитам, каков источник карбонатного вещества в этих образованиях.

Для решения этого вопроса было проведено изучение изотопного состава углерода карбонатитоподобных пород юго-восточной Тувы, Вишневогорского массива на Урале, а также вмещающих их мраморов. В целях сопоставления исследованы изотопный состав углерода типичных карбонатитов Кольско-Карельской и Маймечя-Котуйской провинций, в последней также изучался изотопный состав углерода карбонатных толщ, окружающих интрузивы. Поскольку диапазоны распространенности изотопов углерода карбонатитов и осадочных карбонатов перекрываются, одиночные определения не могут служить критерием для генетической диагностики карбонатных образований, для этого обязательно необходима статистическая обработка данных. В этой связи результаты по 50 образцам двух районов (Тува и Маймечя-Котуйская провинция) были обработаны статистически. Подробно эти материалы публиковались ранее (Галимов и др., 1974), поэтому ограничимся обсуждением только важнейших результатов.

В Маймечя-Котуйской провинции исследование изотопного состава углерода выполнено на двух массивах — Одихинча и Кугда.

Массив Одихинча (см. фиг. 7, I), площадью около 56 км<sup>2</sup>, сложен преимущественно щелочными породами — ийолитами и мельтейгитами. Формирование массива завершают карбонатиты, которые образуют линзовидные тела и маломощные жилы. Вмещающие массив карбонатные толщ образуют куполообразную структуру, обусловленную внедрением интрузивных масс. В непосредственном контакте с интрузивом, за исключением восточной части, обнажаются доломиты верхнего протерозоя, которые по мере удаления от массива сменяются известняками и мергелями нижнего кембрия, а примерно на расстоянии около 1 км от контакта — доломитами среднекембрийского возраста. Вмещающие осадочные породы на расстоянии до 1 км перекристаллизованы и превращены в кристаллические доломиты. Вблизи контактов доломиты неравномерно скарнированы и содержат форстерит, диопсид, тремолит, реже нефелин, шпинель.

Массив Кугда (см. фиг. 7, II), площадью около 16 км<sup>2</sup>, сложен преимущественно оливинитами, образующими штокообразное тело. Мелилитовые породы, мельтейгиты и якупирангиты образуют неполнокольцевые тела, окружающие по периферии центральный шток. На заключительном этапе формирования массива образовались кальцитовые карбонатиты с перовскитом, флогопитом, оливином. Вмещающие массив породы представлены доломитами среднего кембрия, залегающими почти горизонтально. В зоне контакта с интрузивом, примерно на протяжении 200—300 м они перекристаллизованы и превращены в кальцифиры.

В обоих массивах были исследованы карбонатиты ( $\delta C^{13}$  от  $-0,36$  до  $-0,61\%$ ) и вмещающие толщи. При этом изучение последних проводилось по разрезам от непосредственного контакта с интрузивами через зону скарнов и кальцифиров до неизменных карбонатных толщ ( $\delta C^{13}$  от  $+0,24$  до  $-0,74\%$ ). Для сравнения был взят образец известняка на значительном (около 13 км) расстоянии от ближайшего интрузива (р. Котуй недалеко от места впадения руч. Кугда-Юрях,  $\delta C^{13} +0,24\%$ ).

В пределах юго-восточной Тувы исследования проводились на массивах, сложенных ийолитами и уртами в ассоциации с геденбергитовыми нефелиновыми сиенитами (Баянкольский, Чахыртойский) либо с пироксенитами (Дахунурский массив), а иногда образующих самостоятельные тела (Чикский массив). Как было детально рассмотрено ранее (Кононова, 1961, 1962, 1965), на послемагматическом этапе их формирования возникали существенно кальцитовые породы. Так, в Дахунурском массиве известны существенно кальцитовые линзо- и жиллообразные тела среди ийолитов, причем последние кальцитизированы вблизи контактов и превращены в силикатно-кальцитовые породы, состоящие из кальцита, нефелина, пироксена и отвечающие по составу козенитам. В Чикском массиве образование послемагматических кальцитовых линз и жил сопровождалось переработкой ийолитов и возникновением силикатно-кальцитовых пород, в частности нефелино-кальцитового состава.

В Баянкольском массиве в процессе послемагматической кальцитизации среди ювитов и нефелиновых сиенитов возникли кальцитовые линзы и жиллоподобные тела мощностью 0,2—1 м, слагающие поля площадью до 0,3 км<sup>2</sup>. Линзовидные тела нередко имеют зональное строение: их центральные части сложены преимущественно кальцитом, ближе к периферии располагается зона микроклин-кальцитовой породы, а по краю — кальцит-биотитовой со сфеном и апатитом. Окружающие ювиты также обогащены кальцитом. Щелочные массивы залегают среди мраморов верхнепротерозойского возраста и, как правило, включают их многочисленные ксенолиты. Отмечалась заметная переработка материала ксенолитов: помимо перекристаллизации, в ксенолиты приносились кремний, алюминий, фосфор и ряд других элементов из щелочных пород, вызывая новообразование нефелина, пироксена, апатита. Вмещающие мраморы в зонах контакта превращены в кальцифиры.

В упомянутых массивах исследовались образцы существенно кальцитовых и силикатно-кальцитовых метасоматитов ( $\delta C^{13}$  от  $-0,09$  до  $-0,48\%$ ), а также вмещающих мраморов, взятых как на значительном удалении от массивов ( $\delta C^{13} -0,05$  до  $-0,15\%$ ), так и переработанных в экзоконтактной зоне ( $\delta C^{13}$  от  $+0,2$  до  $-0,61\%$ ).

Анализ изотопного состава углерода производился на масс-спектрометре МИ-1305, приспособленном для прецизионных измерений величины  $\delta C^{13}$ . Погрешность анализа при доверительной вероятности 0,95 составляла  $\pm 0,04\%$ . Результаты измерений приводятся по отношению к стандарту PDB:  $\delta C^{13} = (C^{13}/C^{12} \text{ обр.}/0,0112372 - 1) \cdot 10^2\%$ . Применявшаяся методика анализа детально рассматривалась ранее Э. М. Галимовым (1971).

Для того, чтобы решить поставленную задачу — определить природу карбонатного вещества силикатно-кальцитовых и существенно-кальцитовых пород, сопровождающих щелочные массивы юго-восточной Тувы, полученные результаты изотопного анализа были обработаны с применением однофакторного дисперсионного анализа. Результаты изотопных анализов разбиты на три группы (категории), выбранные следующим образом.

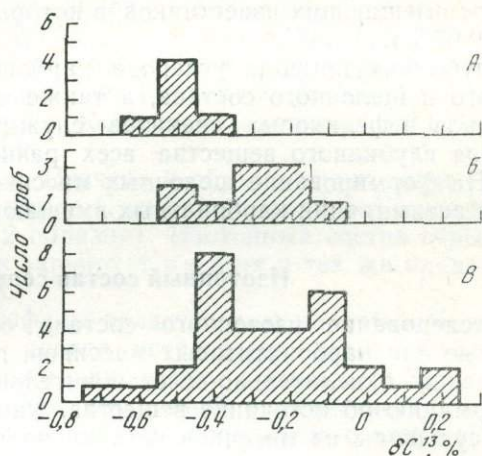
Первую группу (категорию) составили данные, отвечающие образцам, принадлежность которых к карбонатитам подтверждается геолого-минералогическими наблюдениями, а их углерод, согласно существующим представлениям, имеет глубинный источник. Изотопный со-

став углерода  $\delta C^{13}$  в пределах этой группы меняется от  $-0,61\%$  до  $-0,36\%$ .

Вторую группу (катеорию) составили  $\delta C^{13}$ , отвечающие образцам спорного генезиса, представленным существенно кальцитовыми и силикатно-кальцитовыми метасоматитами, жилами и линзами, сопровождающими формирование массивов щелочных пород. Изотопный состав углерода в пределах этой группы меняется от  $-0,48$  до  $-0,09\%$ .

В третью группу (катеорию) вошли все остальные результаты, относящиеся к карбонатам вмещающих пород разного возраста, на разном удалении от интрузивного тела, в разной степени метаморфизованного, начиная от практически неизмененных известняков и доломитов до скарнов, кальцифиров и сильно переработанных ксенолитов,

Ф и г. 53. Гистограмма значений  $\delta C^{13}$  ‰ для карбонатитов массивов Кугды и Одихинчи Маймеча-Котуйской провинции (А), силикатно-кальцитовых жил Тувы (Б) и доломитов, мраморов, кальцифиров и скарнов тех же провинций (В)



т. е. представляющих собою во всей его разнородности тот первично осадочный карбонатный углерод, который мог быть заимствован магмой из вмещающих пород и послужить источником углекислоты для карбонатитоподобных образований. Величины  $\delta C^{13}$  в пределах этой категории меняются в широком диапазоне от  $+0,24$  до  $-0,74\%$ , перекрывающая значение  $\delta C^{13}$  двух других категорий (фиг. 53).

Был применен дисперсионный анализ, который должен был ответить на вопрос, существуют ли реальные (значимые) различия в изотопном составе углерода карбонатных образцов, отвечающих трем группам (катеориям), т. е. в какой мере изменчивость  $\delta C^{13}$  между выборками, соответствующими каждой категории, превышает изменчивость  $\delta C^{13}$  в пределах самих выборок. Все категории сравнивались между собою попарно.

Схема дисперсионного анализа и его результаты публиковались ранее (Галимов и др., 1974). Повторим лишь основной вывод: изотопный состав углерода собственно карбонатитов значимо (с уровнем доверительной вероятности 0,95) отличается как от изотопного состава осадочного карбонатного углерода, так и от изотопного состава углерода исследованных существенно кальцитовых и силикатно-кальцитовых пород. В то же время дисперсионный анализ показывает, что последние по изотопному составу не отличаются существенно от вмещающих карбонатов и, следовательно, есть основания полагать, что углерод этих кальцитовых жил и силикатно-кальцитовых метасоматитов генетически связан с углеродом вмещающих пород.

Данные, полученные по двум другим регионам — Кольско-Карельской провинции (массивы Ковдорский и Вуори-Ярви) и Уральской (Вишневогорский массив), оказались достаточно стабильными и не нуждались в специальной статистической обработке, поэтому мы огра-

ничились применением обычных гистограмм. Как и следовало ожидать, карбонатиты Вуори-Ярви и Ковдорского массива обогащены изотопом  $\delta C^{12}$  (по отношению к PDB), величина  $\delta C^{13}$  колеблется от  $-0,61$  до  $-0,33\%$ , т. е. в диапазоне, обычном для карбонатитов. Следует только отметить, что для некоторых образцов полученные нами величины  $\delta C^{13}$  несколько ниже отмечавшихся ранее для этого региона, хотя наблюдаемые вариации изотопного состава карбонатитов этого района лежат в том же диапазоне, что и состав карбонатитов массива Ально в Швеции (Eskermann et al., 1952).

Углерод карбонатитоподобных пород Вишневогорского массива аналогичен по изотопному составу глубинному углероду ( $\delta C^{13}$  в соответствии с максимумом на гистограмме равно  $-0,73\%$ ) и резко отличается от вмещающих известняков, в которых ( $\delta C^{13}$  колеблется от  $+0,23\%$  до  $+0,07\%$ ).

Глубинная природа углерода карбонатитов из массивов ультраосновного и щелочного состава, а также карбонатитоподобных пород из массивов нефелиновых сиенитов служит косвенным доказательством участия глубинного вещества всех разнообразных пород этих массивов. На формирование щелочных массивов Тувы оказали влияние процессы ассимиляции карбонатных вмещающих толщ.

### Изотопный состав серы сульфидов

Исследование изотопного состава серы сульфидов, выполненное впервые для карбонатитовых массивов, позволило судить не только об изменении окислительно-восстановительного режима, но и получить информацию об источнике вещества. Как уже упоминалось, исследовались сульфиды из массивов ультраосновных и щелочных пород, развитых на платформах (массивы Ковдорский и Вуори-Ярви Кольско-Карельской провинции) и приуроченных к краевым блокам фундамента платформы (массивы № 1 и № 2 Восточно-Саянской провинции; Поворотный, Воин, Озерный Сетте-Дабанской провинции). Для сравнения изучались сульфиды из карбонатитоподобных пород, сопровождающих нефелиновые сиениты Вишневогорского массива (Урал). Изотопный состав серы сульфидов имеет ряд специфических особенностей, которые целесообразно рассмотреть по отдельным регионам.

*Кольско-Карельская провинция.* Сульфиды в подавляющей массе представлены пирротином, в котором местами отмечались вторичные образования пирита и марказита, а также примесь единичных зерен халькопирита. Они установлены в небольших количествах (1—2% объема в отдельных образцах) в виде тонкой, рассеянной вкрапленности. Сульфиды изредка отмечались в кальцитовых карбонатитах I стадии, в главной же своей массе они выделяются в карбонатитах II и III стадий (5—10% объема в отдельных образцах), образуя крупные скопления (1—2 см в поперечнике). В доломитовых карбонатитах пирротин обнаружен лишь в одной пробе. Что касается низкотемпературных анкеритовых карбонатитов, то сульфиды в них не отмечались, но постоянно присутствует барит. По-видимому, небольшая часть сульфидов возникла на завершающих фазах магматического этапа формирования интрузивов и впоследствии переотложилась при послемагматических процессах. Основная же масса выделилась в карбонатитах.

Изотопный состав сульфидов из двух массивов Кольско-Карельской провинции — Ковдорского и Вуори-Ярви — варьирует в одних и тех же пределах от  $\delta S^{34} = -1,4\%$  до  $\delta S^{34} = -6,4\%$  (см. фиг. 51А, Б). На гистограммах максимумы значений  $\delta S^{34}$  для мельтейгитов и ийолитов характеризуются величиной  $-1,3\%$  для массива Вуори-Ярви и  $-2,0\%$  — для Ковдорского массива. Примерно такие же значения получены для карбонатитов I стадии, тогда как для сульфидов из карбонатитов II и

III стадий максимум на гистограмме попадает в интервал величин  $\delta S^{34}$  около  $-3,8\text{‰}$  —  $-4,1\text{‰}$ . Для сульфидов из более поздних доломитовых карбонатитов (одна проба) получено значение  $\delta S^{34} = -6,4\text{‰}$ .

*Восточно-Саянская провинция.* Сульфиды встречены в небольших количествах (1—2%) в щелочных породах (ийолитах, сиенитах), где они представлены пирротинном, по которому развивается халькопирит, марказит, пирит. Максимальная концентрация сульфидов (до 5—10%) отмечалась в карбонатитах II и III стадий, где наряду с пирротинном встречается также и пирит, нередко в равных количествах, а в единичных пробах присутствовали халькопирит и марказит. Состав сульфидов резко меняется в анкеритовых карбонатитах IV стадии, где появляются сфалерит, галенит, иногда отмечаются пирит, марказит и молибденит. Изотопный состав серы сульфидов из пород двух изученных массивов варьирует от  $\delta S^{34} = +2,9\text{‰}$  до  $\delta S^{34} = -5,1\text{‰}$ , при этом для ийолитов и уртитов максимум на гистограмме характеризуется значением  $\delta S^{34} = +1,5\text{‰}$ . Так же как и для Кольско-Карельской провинции, отчетливо проявляется тенденция обогащения изотопом  $S^{32}$  сульфидов из карбонатитов поздних стадий.

*Сетте-Дабанская провинция.* Изучено 9 образцов сульфидов, характеризующих только карбонатиты. Сульфиды представлены пирритом (7 образцов) и пирротинном (2 образца). Изотопный состав серы сульфидов для всех трех массивов варьирует в одних и тех же пределах от  $\delta S^{34} = +0,6\text{‰}$  до  $\delta S^{34} = -2,5\text{‰}$ .

*Уральская провинция.* Сульфиды представлены пирротинном, частично замещенным марказитом, иногда встречается пирит. Количество сульфидов в карбонатных прожилках редко превышает 5% объема породы. Они выделяются в виде рассеянной вкрапленности, а чаще концентрируются на границе кальцитовых прожилков с окружающими нефелиновыми сиенитами. Изотопный состав сульфидов, судя по пяти образцам, колеблется незначительно: от  $\delta S^{34} = +1,6\text{‰}$  до  $\delta S^{34} = -2,9\text{‰}$ , т. е. укладывается в те же пределы, что и состав серы сульфидов типичных карбонатитов.

В предыдущей главе было показано, что обнаруженный небольшой диапазон колебаний соотношения тяжелого и легкого изотопов S обусловлен скорее всего изменением окислительно-восстановительного потенциала в ходе формирования массивов. В целом же соотношение изотопов серы равно или приближается к нулевому значению, соответствующему  $\delta S^{34}$  метеоритной серы. Обращает внимание, что изотопный состав серы сульфидов, обнаруженных в породах мельтейгит-уртитового ряда, наиболее близок к метеоритному уровню. Это служит дополнительным подтверждением глубинного источника вещества этих пород в массивах ультраосновных и щелочных пород.

### Изотопный состав стронция

Используя способность  $Rb^{87}$  распадаться со временем со строго постоянной скоростью образования стабильного изотопа  $Sr^{87}$ , можно определить первичный изотопный состав стронция в породе в момент ее образования, выражающийся отношением  $Sr^{87}/Sr^{86}$ . Исходя из того, что процесс дифференциации произошел на Земле 4,5 млрд. лет назад и обусловил обогащение рубидием верхних частей континентальной коры, Дж. Фор и П. М. Харлей (Faurge, Hurley, 1963) сформулировали гипотезу о заметном обогащении  $Sr^{87}$  пород земной коры по сравнению с верхней мантией. На основании этой гипотезы было высказано предположение, что интрузивы, образовавшиеся путем плавления сиалического материала, должны иметь более высокое первичное отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , чем те изверженные породы, которые ведут свое происхождение из верхней мантии.

Исследование разнообразных природных объектов в целом подтвердило эту гипотезу. Действительно, если средняя величина отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  для базальтов колеблется около 0,70, то в породах коры — около 0,71—0,72, тогда как для хондритов получены цифры около 0,699. Однако, высказывались и сомнения по поводу возможности применения стронция к изучению вопросов происхождения пород (Hayatsu et al., 1965; Gittins et al., 1965). Так, при изучении известняков серии Гренвиль (Канада) упомянутые исследователи обнаружили, что если отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в кристаллических известняках с графитом равно 0,7071—0,7072, то при метаморфизме и метасоматических изменениях оно значительно уменьшается (0,7028—0,7032), приближаясь к величине, характерной для карбонатитов. Однако, эти опасения не оправдались. Детальные исследования карбонатитовых комплексов ряда регионов мира (Straues, Truter, 1951; Hamilton, Deans, 1963; Bailey, 1964; Powell et al., 1966) показали существенные различия изотопного состава стронция и вмещающих мраморов и позволили Дж. Поувелл (Powell et al., 1966) сформулировать ряд общих генетических выводов, из которых в отношении источника вещества исследованных ассоциаций представляют интерес следующие.

1. Отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в мельтейгитах, ийолитах и других щелочных породах, а также карбонатитах массивов Ока (Канада), Магнетит Ков и Айрон Хилл (США) идентичны и колеблются в пределах 0,699—0,705, а средние значения для массивов попадают в интервал значений от 0,702 до 0,704, подтверждая комагматичность этих пород.

2. Карбонатиты, как и другие породы массивов, заметно отличаются по величине  $Sr^{87}/Sr^{86}$  от вмещающих мраморов. Среднее отношение для 21 проанализированных образцов карбонатитов составляет 0,7035, а для известняков колеблется от 0,707 до 0,711.

3. Распределение отношений  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в 21 образце карбонатитов подобно распределению, наблюдавшемуся в базальтах. На основании распределения отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  можно сделать вывод, что карбонатиты и базальтовая магма сходны по степени однородности исходного материала. Этот вывод несомненно заслуживает внимания, поскольку по мнению некоторых исследователей (Pineau, Allégre, 1972), колебания значения отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в разных карбонатитовых массивах свидетельствуют о влиянии вмещающих толщ.

4. Поскольку отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  карбонатитовых комплексов заметно ниже, чем в материале сиалической коры, и несколько ниже, чем в базальтах, Дж. Поувелл (Powell et al., 1966) делает вывод о том, что эти комплексы несомненно возникали ниже сиалической оболочки и, по-видимому, не могли произойти за счет нормальной базальтовой магмы.

Вместе с тем, наряду с исследованиями, подтверждающими глубинный генезис пород карбонатитовых массивов, недавно появилась статья об изотопном составе стронция в породах массива Фён (Норвегия), авторы которой доказывают контактово-метасоматическую природу мельтейгитов — уртитов, считая, что их возникновение связано с воздействием севитовой магмы на гранито-гнейсы (Mitchell, Crocket, 1972). Этот вывод аргументируется следующими данными: самое низкое отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  имеют севиты (0,7028), тогда как в мельтейгитах и севитовых мельтейгитах это отношение имеет промежуточное значение (0,7049—0,7086) между севитами, фенитами (0,7128—0,7193) и гранито-гнейсами (0,7287). Вывод о метасоматическом генезисе мельтейгитов массива Фён не явился неожиданным, так как подобная точка зрения высказывалась и раньше на основании геологических фактов, одновременно авторы статьи справедливо подчеркивают, что выводы, сделанные по одному массиву, естественно, не могут распространяться на все ийолитовые породы.

В настоящее время накоплен большой материал по изотопному составу стронция, углерода, параллельно с последним нередко исследовался и изотопный состав кислорода, данные по которому общеизвестны (Ваертсchi, 1951; Taylor et al., 1967; Conway, Taylor, 1969). Впервые нами проанализирован изотопный состав серы сульфидов в карбонатных комплексах.

Сообщалось о попытке изучения источника магния в карбонатах (Кириллов, Рылов, 1963). Все эти исследования в полном соответствии с данными геофизики и экспериментальной петрологии доказывают следующие положения.

1. Собственно карбонаты, связанные с массивами ультраосновных и щелочных пород, несомненно имеют эндогенное, подкоровое происхождение. Это доказывается результатами изотопных исследований, выполненных независимыми методами по углероду, кислороду, сере, стронцию, магнию, значения которых, как оказалось, отвечают в карбонатах эндогенным формам изотопного состава этих элементов, характерным для таких бесспорно глубинных образований как алмаз, метеориты и др. В связи с тем, что карбонаты завершают формирование массивов ультраосновных и щелочных пород, естественно предположить, что ассоциирующие с ними породы, тем более предшествующие им во времени, также имеют глубинный источник. Справедливость такого предположения подтверждается, в частности, совпадением величин изотопного отношения стронция и серы в мельтейгитах — ийолитах и карбонатах в ряде исследованных массивов.

2. Источник вещества карбонатитоподобных образований, сопровождающих массивы нефелиновых сиенитов, может быть двоякого типа. Одни карбонатитоподобные рудные послемагматические образования, появляющиеся в зонах эндо- и экзоконтакта массивов миаскитовых нефелиновых сиенитов, имеют глубинную природу, как и карбонаты. В другом случае углерод кальцитовых и силикатно-кальцитовых послемагматических пород, появляющихся на заключительных стадиях формирования массивов геденбергитовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, генетически связан с углеродом вмещающих толщ. Эти образования безрудные и не могут считаться карбонатами.

3. Якупирангит-уртиты, возникающие на стадии магматического замещения, имеют, по-видимому, смешанный источник вещества. Так, влияние вмещающих гнейсов на состав мельтейгитов обнаружено по изотопному составу стронция в массиве Фён (Норвегия). Можно также предполагать, что на юго-востоке Тувы в образовании мельтейгитов — ийолитов на контакте геденбергитовых сиенитов и мраморов определенное участие принимали карбонатные вмещающие толщи, поскольку обнаружена генетическая связь углерода сопровождающих щелочные массивы послемагматических кальцитовых жил и вмещающих мраморов.

Учитывая значительные сдвиги изотопного равновесия углерода, стронция в карбонатном веществе, обнаруженные при методических исследованиях, естественно возникает вопрос — может ли в природе происходить полная конвергенция изотопных отношений этих элементов? Может ли изотопный состав известняка под влиянием интрузивных масс или других причин измениться до значений, характерных для карбонатов? Этот вопрос на сегодня остается не выясненным; для его решения необходимы специальные исследования. Большой интерес представило бы также изотопное исследование массивов агпайтовых нефелиновых сиенитов, а также основных и щелочных пород. В частности, этим путем можно было бы с успехом проверить справедливость гипотезы Л. С. Бородина (Бородин и др., 1973) об образовании Ловозерского массива за счет метасоматического замещения нефелин-сиенитовой магмой осадочных и эффузивных пород.

Природа вещества щелочных массивов представляет не только теоретический интерес. По-видимому, она является одним из главных факторов, определяющих их рудоносность. Не случайно, в кальцитовых метасоматитах Тувы, карбонатный углерод которых, как оказалось, имеет экзогенную природу, не обнаружены редкометалльные минералы. В то же время карбонатитоподобные породы Вишневогорского массива нефелиновых сиенитов, не говоря уже о типичных карбонатитах из массивов ультраосновных и щелочных пород, глубинный источник которых доказан, являются рудоносными.

### СПЕЦИФИКА АССОЦИАЦИИ ПОРОД, ВКЛЮЧАЮЩИХ ЯКУПИРАНГИТЫ — УРТИТЫ, — ОТРАЖЕНИЕ ГЛУБИННЫХ ПРОЦЕССОВ МАГМООБРАЗОВАНИЯ

С признанием глубинного источника вещества для преобладающей части пород исследованной серии возникают новые вопросы: каковы были глубины, каков состав исходного вещества и состав первичных магм, что происходит с магматическим расплавом при его подъеме в верхние слои литосферы? Познание глубинных процессов магмообразования продвинулось в последние годы благодаря успехам в области геофизики, петрологии, эксперимента. Однако многое остается еще неясным, в том числе дискусируется и проблема возникновения щелочных магм. Среди современных гипотез магмообразования условия возникновения щелочных магм наиболее полно рассмотрены Д. Грином, А. Рингвудом, Р. Балтитюдом (Green, Ringwood, 1967; Bultitude, Green, 1968, 1971; Green, 1970a, б, в). В частности были рассмотрены РТ условия образования магм состава базанита и щелочного базальта, к которым приближаются вычисленные нами средние составы ассоциации основных и щелочных пород, а также оливинового нефелинита, пикритового нефелинита, которые близки средним составам ассоциации ультраосновных и щелочных пород. Хотя некоторые положения этой гипотезы вызывают критику со стороны ряда петрологов (В. С. Соболев, Г. С. Йодер и К. Э. Тилли, М. О'Хара, Л. Кусиро), в настоящее время это единственная модель, основанная на экспериментальном изучении природных базальтовых и базальтоидных лав, которая достаточно логично увязывается с геологическими наблюдениями.

Согласно Д. Грину и А. Рингвуду, химический состав первичного недифференцированного вещества верхней мантии должен быть промежуточным между составами типичного базальта и альпинотипного перидотита; он принят равным одной части базальта в ассоциации с тремя частями перидотита и назван пиролитом (пироксен-оливиновые породы). Учитывая необходимость поступления большого количества тепловой энергии для образования магмы в мантии и допуская, что поступление этой энергии происходит несравненно медленнее, чем отделение кристаллов от расплава, авторы гипотезы считают, что образование магмы в мантии будет проходить в результате частичного, а не полного плавления. При этом состав магмы будет определяться глубиной магмоотделения. Идея о зависимости состава базальтов от глубины, на которой он выплавился, была высказана И. Куширо и Г. Куно (Kushiro, Kuno, 1963) на основании петролого-геохимических и сейсмических данных и нашла подтверждение в рассматриваемых экспериментальных исследованиях. Помимо глубины отделения, важное влияние на состав магмы оказывает степень плавления, а также присутствие воды. С учетом перечисленных факторов экспериментально было установлено следующее.

1. Магмы серии щелочной оливиновый базальт — базанит — нефелинит могут образовываться в интервале давлений 13—18 кбар, что

примерно соответствует глубинам порядка 35—70 км (в ряде работ тех же авторов приводится интервал 35—60 км). Расплав щелочного базальта может возникнуть лишь при небольшой степени плавления пиролита, как в безводных условиях (степень плавления меньше 20%), так и в присутствии воды (степень плавления примерно 15—20%). Оливиновые базаниты непосредственно из пиролита могут получаться только при плавлении в присутствии воды, причем степень плавления пиролита не должна превышать 10%. Базанитовые расплавы могут возникнуть из расплавов щелочных оливиновых базальтов при отделении твердой фазы клинопироксена и ортопироксена (в сухих условиях) и ортопироксена с небольшими количествами оливина (в присутствии воды). Если процесс выпадения кристаллов энстатита и клинопироксена в присутствии воды будет продолжаться, то образуется расплав, отвечающий по составу оливиновому нефелиниту.

2. Магмы типа оливинового нефелинита, пикритового нефелинита, оливин-мелилитового нефелинита, оливинового мелилита, согласно последним экспериментальным работам Р. Балтитьюда и Д. Грина (Bultitude, Green, 1968; Green, 1970b, в) могут возникать только в присутствии воды в интервале давлений 18—27 кбар, что примерно соответствует глубинам 70—100 км. Магмы, отвечающие по составу оливиновому нефелиниту, могут образовываться в интервале давлений 18—22 кбар в равновесии с остаточным оливином, энстатином, клинопироксеном, причем степень плавления пиролита должна составлять всего 5—15%. Появление граната в остаточных фазах с оливином, энстатитом и клинопироксеном при давлении примерно 27 кбар и степени плавления пиролита меньше 10% приведет к возникновению расплава типа оливин-мелилитового нефелинита. Расплавы типа оливинового нефелинита и оливинового мелилита, по мнению Д. Грина, должны существовать и на глубине больше 80—100 км в зоне низких скоростей в верхней мантии, которая интерпретируется как область, в которой происходит частичное плавление пиролита (степень плавления небольшая — меньше 5%).

Идея о том, что в зоне пониженных скоростей в верхней мантии происходит постоянное плавление вещества мантии и именно присутствие выплавленной жидкости вызывает понижение сейсмической скорости в этом слое, высказывалась еще раньше В. В. Белоусовым (1966). Считалось только, что выплавляется базальтовая жидкость. Эта идея нашла подтверждение в работах геофизиков и, наконец, Н. В. Соболевым (1971) обнаружены следы межзернового расплава при исследовании некоторых глубинных ксенолитов в кимберлитах. Е. А. Любимова (1972) показала, что наиболее вероятной областью плавления является промежуточный слой в верхней мантии на уровне глубин 100—400 км, причем в области Сибирской платформы проводящий слой залегает на уровне 100 км.

Механизм возникновения магм разного состава и их связь с тектоникой намечены Д. Грином в общих чертах. Предполагается, что вследствие состояния механической неустойчивости, которое свойственно верхней мантии, может происходить диапировый подъем исходных масс твердого пиролита из зоны пониженных скоростей. По мере подъема произойдет частичное плавление вещества пиролита, а затем и отделение магмы. При этом первоначальная глубина, с которой начался подъем пиролита, как и глубина начала частичного его плавления не являются определяющими для состава магмы. Химизм магмы определяется глубиной, на которой произошло отделение расплава от остаточных тугоплавких кристаллов.

Более подробно сложный механизм глубинного магмообразования с учетом теплового режима в различных тектонических структурах, а также особенностей вулканизма рассмотрен Ю. М. Шейнманном

(1969, а, б) и В. В. Белоусовым (1969), Ю. М. Шейнманн показал различия геосинклинального и внегеосинклинального типов магм, океанических и континентальных магм. Большой температурный градиент и прогрев глубин под геосинклиналями, а следовательно большая степень плавления вещества в конечном итоге приводит к выплавлению толеитовых базальтов, кварцевых толеитов, дифференциаты которых характерны для геосинклинального процесса. Магмы внегеосинклинального типа образуются в менее разогретых областях, а в связи с этим здесь преобладают наименее энергоемкие низкотемпературные щелочные магмы. Под океанами в результате более высокого термического градиента область высоких температур находится ближе к поверхности, чем под материком, так что при прочих равных условиях материка более благоприятны для выплавления щелочных магм. Действительно, в океанах отмечаются лишь небольшие объемы щелочных базальтов и базанитов. Например, в Гавайских вулканах, в основном сложенных толеитовыми базальтами, появление щелочных дифференциатов связывают с периодом затухания вулканов, охлаждением на глубине 40—60 км.

Несомненно, вопросы происхождения магм еще далеки от своего окончательного решения, но уже полученные к настоящему времени данные позволяют с определенной долей вероятности судить о тех процессах, которые могли происходить в глубинах Земли и привести к формированию исследованных ассоциаций пород. Кроме того, приведенные данные помогают найти объяснение некоторым особенностям исследованных ассоциаций, природа которых широко обсуждается. Остановимся на некоторых из них.

Ассоциация ультраосновных и щелочных пород, судя по расчетам среднего состава, является производной нефелинитовых магм. Возникновение наименее энергоемких нефелинитовых магм, как показано Д. Грином (Green, 1970а, б), постоянно происходит в зоне пониженных скоростей на глубинах 80—100 км в верхней мантии в условиях больших давлений и достаточно низких для этих глубин температур (1200°С). Для поступления этих магм в верхние горизонты земной коры достаточно, если область их выплавки будет пересечена системой глубинных разломов или рифтом. Расчеты показывают, что необходимые для выплавления нефелинитовых магм условия существуют только на платформах, характеризующихся минимальным тепловым потоком, достаточной консолидацией коры и минимальной ее мощностью. С позиций этой модели объяснимо появление разновозрастных карбонатитовых комплексов на платформах: с момента установления платформенного режима эти структуры являются благоприятными для образования карбонатитовых комплексов при наличии систем разломов или рифтов. Такое явление имеет место на Африканском континенте, где наряду с карбонатитами, возраст которых достигает 1100—1300 млн. лет, известны и современные извержения (вулкан Олдонью Ленгаи). В то же время находка ультраосновных и щелочных комплексов с карбонатитами на островах Зеленого мыса свидетельствует скорее всего о том, что эти острова являются остатками материкового массива, как справедливо указал Ю. М. Шейнманн (1969б).

Экспериментально показано, что выплавление нефелинитовых магм из пиролита возможно только в присутствии воды (обязательно присутствие хотя бы 0,10% воды). Действительно, в оливиновых нефелинитах, оливино-мелилитовых нефелинитах постоянно отмечается наличие воды в количествах 2—5%. Логично предположить, что не только вода, но и углекислота играли важную роль в образовании этих магм. Наличие углекислоты в глубинах Земли подтверждается многими фактами. Основываясь на наличии  $\text{CO}_2$  в газовой-жидких включениях ксенолитов глубинных пород, выносимых базальтами, Х. Грин (Green H.,

1972) высказал гипотезу о присутствии на глубине слоя, состоящего из пород перидотитового состава с пузырьками свободного  $\text{CO}_2$ . Трудно сказать, насколько справедлива эта гипотеза, однако следы  $\text{CO}_2$  регистрируются в составе газовой-жидких включений во вкрапленниках минералов в нефелинитовых лавах. Появление вкрапленников кальцита в некоторых эффузивных породах, большие содержания кальцита в альфонитах, сопровождающих массивы ультраосновных и щелочных пород,— все это также свидетельствует о первичном обогащении исходных для этих ассоциаций расплавов углекислотой. По-видимому, именно наличие воды и углекислоты в нефелинитовых магмах объясняет широкое развитие послемагматических метасоматических процессов, столь характерных для этой ассоциации, как и широкое развитие эруптивных явлений.

Ассоциация основных и щелочных пород рассматривается как производная базанитовых и щелочно-базальтовых расплавов, согласно расчетам средних составов массивов и провинций. Появляясь в геосинклинальных структурах после габбро-диорит-гранодиоритовых серий (производные толеитовых магм), возникающих в главную стадию орогенного этапа, щелочные магмы знаменуют завершение геосинклинального этапа развития структуры. Основываясь на экспериментальных данных, можно предположить, что завершение геосинклинального режима связано с уменьшением притока энергии, а следовательно с уменьшением степени плавления первичного вещества мантии, что немедленно сказывалось на составе выплавляющегося базальтового расплава. Вместо расплавов толеитовых базальтов выплавлялись менее энергоемкие щелочные базальты и базаниты. Интересно, что наблюдавшаяся ассоциация габбро — тералит — уртит, средний состав которой отвечает базаниту, возникает на орогенном этапе геосинклинально-складчатых систем только определенного типа — наиболее древних мозаичных эвгеосинклиналей, в которых отсутствуют проявления более молодых герцинских движений. Именно в таких геосинклиналях, как показали геофизические исследования (Моисеенко, 1971), отмечается увеличение мощности базальтового слоя (25—28 км в Кузнецком Алатау и Витимском нагорье в противоположность, например, 20 км — в Казахстане).

Если учесть, что мощность земной коры в пределах, например, Кузнецкого Алатау, по данным геофизики составляет 38—42 км<sup>1</sup>, а расплавы базальтов могли образовываться на глубинах 35—70 км, то очевидно, что магмообразование происходило где-то у подошвы земной коры.

Породы ассоциации основных и щелочных пород в некоторых массивах характеризуются необычайно высоким содержанием глинозема. Согласно экспериментальным данным Д. Грина и А. Рингвуда (Green, Ringwood, 1967), процесс обогащения расплава глиноземом мог происходить только в интервале давлений 9—13 кбар, что соответствует глубинам 15—35 км. При благоприятных условиях, в частности, в случае останковки при подъеме магмы щелочного базальта на этих глубинах, будет происходить кристаллизация и отделение оливина и ортопироксена, а расплав при этом обогатится глиноземом. По-видимому, такой процесс имел место при формировании габбро-тералит-уртитовой ассоциации Кузнецкого Алатау, которая приурочена к наиболее стабильным, а следовательно наименее проницаемым блокам. В то же время, как в более проницаемых структурах, расплавы щелочно-базальтового состава поступали непосредственно в верхние структурные

<sup>1</sup> Отсутствие существенных изменений салаирской геосинклинали Кузнецкого Алатау в последующие эпохи позволяет считать мощность земной коры примерно соответствующей мощности в девонское время, когда формировались щелочные массивы.

ярусы, давая более обычные серии пород: щелочное габбро — сиенит или щелочное габбро — нефелиновый сиенит — сиенит.

Ассоциация агпаитовых нефелиновых сиенитов — ийолитов, уртитов, ювитов, согласно расчетам является производной магмы фонолитового состава. Происхождение этих магм — одна из наиболее дискуссионных проблем петрологии. Так как экспериментальные исследования фонолитовых расплавов пока еще весьма немногочисленны, при обсуждении источников их возникновения приходится ограничиваться лишь геологическими и петрогеохимическими наблюдениями. Наиболее детально ассоциация агпаитовых нефелиновых сиенитов изучена на Балтийском щите, где присутствуют все разнообразные магматические комплексы пород, в том числе кислые, ультраосновные и щелочные. Не случайно поэтому одно время развилось представление о связи этой ассоциации с гранитной магмой.

В последние годы на основании многолетних исследований щелочных пород Кольского полуострова коллективы геологов под руководством А. А. Кухаренко (1971) и В. И. Герасимовского (1966) пришли к выводу об едином источнике магм, давшем начало комплексу ультраосновных и щелочных пород и массивам агпаитовых нефелиновых сиенитов. Несколько раньше О. А. Воробьева (1963) привела убедительные доказательства в пользу связи агпаитовых нефелиновых сиенитов с дифференциацией родоначальной базальтовой магмы.

Выполненное в настоящей работе сопоставление особенностей состава и условий образования нефелино-пироксеновых пород из разных ассоциаций показало, что ийолит-уртиты из ассоциации с агпаитовыми нефелиновыми сиенитами имеют определенные черты сходства с однотипными образованиями как из ассоциации с ультраосновными, так и основными породами. Из числа признаков, общих для нефелино-пироксеновых пород, ассоциирующихся как с габбро, так и с агпаитовыми нефелиновыми сиенитами, отметим:

— мезократовый и лейкократовый состав (лейкократовые ийолиты, уртиты),

— постоянное присутствие полевого шпата, а следовательно полевошпатовых разностей типа ювитов, малиньитов, полевошпатовых уртитов и ийолитов,

— сходный характер послемагматических процессов — альбитизация, микроклинизация,

— пониженные содержания таких микроэлементов как хром, свинец, никель (ниже кларка), кобальт (на уровне кларка).

Для нефелино-пироксеновых пород, ассоциирующихся как с ультраосновными породами, так и с агпаитовыми нефелиновыми сиенитами, общими признаками являются:

— преобладание окисного железа над закисным,

— коэффициент агпаитности немного выше единицы,

— несколько повышенная основность нефелино-пироксеновых пород.

Характер отмеченных признаков четко показывает, что нефелино-пироксеновые породы в ассоциации с агпаитовыми нефелиновыми сиенитами и ультраосновными породами имели близкие параметры режима формирования, такие как кислотность — основность, щелочность, активность кислорода. Что же касается сходства нефелино-пироксеновых пород из ассоциации с агпаитовыми нефелиновыми сиенитами и габброидными породами, то обнаруживается прежде всего сходство их составов, которое позволяет предполагать и сходство их родоначальных магм, близких к щелочным базальтам.

Ряд геологических фактов также позволяет предполагать существование на некоторой глубине щелочных габброидов, связанных с массивами агпаитовых нефелиновых сиенитов, в частности:

— состав эффузивов ловозерской свиты (пикрит-порфиры, авгит-порфиры, эссексит-порфиры, ромбен-порфиры, трахитовые порфиры, фonoлит-порфиры), как справедливо в свое время отмечали Л. Н. Когарко и А. И. Поляков (1967), характерен для щелочно-базальтовой формации.

— состав поздней дайковой серии (мончикиты, тингуаиты, тералиты) характерен для щелочных габброидов,

— известный массив агпайтовых нефелиновых сиенитов Илимауссак (Гренландия) принадлежит к щелочной формации, которая объединяет четыре типа пород: габбро, сиениты, нефелиновые сиениты и граниты,

— четвертичный вулкан Силами (Кения) сложен трахитами, фonoлитами и оливиновыми базальтами (McCall, Hognung, 1972).

Наряду с отмеченными чертами сходства нефелино-пироксеновых пород из различных ассоциаций, в составе ийолитов-уртитов, ассоциирующихся с агпайтовыми нефелиновыми сиенитами, имеется ряд специфических, присущих только породам этой ассоциации, особенностей состава, в частности:

— нефелин характеризуется необыкновенно высоким содержанием кварцевой составляющей,

— из числа элементов-примесей отмечены высокие содержания ниобия, стронция, бериллия — на несколько порядков выше кларка, в то время как, например, содержание цинка всегда ниже кларка, а медь только на уровне кларка.

Рассмотренные особенности агпайтовой ассоциации пород позволяют высказать предположение, что родоначальным для нее явились расплавы, близкие щелочному базальту, в ходе сложных процессов дифференциации которых с участием явлений газового переноса и концентрацией летучих, произошло отделение фonoлитовых расплавов. Они кристаллизуются в платформенных условиях, в РТ параметрах в равной мере характерных и для ассоциации ультраосновных — щелочных пород. В связи с этим обе ассоциации приобрели определенное сходство в отношении тех особенностей, которые в первую очередь зависят от физико-химического режима формирования — активности кислорода, окислительно-восстановительного потенциала и т. д.

Ассоциация фойяитовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, ювитов также возникла из фойяитовой магмы с несколько иным составом, чем агпайтовая ассоциация, так что при обсуждении условий ее формирования возникают ряд аналогичных проблем, что и для ассоциации агпайтовых нефелиновых сиенитов. Следует только подчеркнуть, что сходство составов нефелино-пироксеновых пород из ассоциации с фойяитовыми нефелиновыми сиенитами и основными породами позволяет предполагать единый источник их возникновения.

Особенности исследованных ассоциаций пород обусловлены не только составом первичных магм и их физико-химическим состоянием, не меньшее значение имели явления дифференциации первичных расплавов. Гравитационно-кристаллизационная дифференциация в камере массивов, магматическая дифференциация в промежуточных камерах, перенос тепла, отделение летучих вызывали изменения состава первичных магм, как показано в многочисленных публикациях (Н. А. Елисеев, Л. Уэйджер, Г. Браун, Н. Боуэн и другие). Некоторые проявления этих процессов рассматривались в главе IV при характеристике многофазного формирования Ковдорского и Хибинского массивов, образования расслоенных серий Баянкольского массива.

Несравненно меньшее внимание до последнего времени привлекали явления ликвации. За последние годы установлено достаточно большое число фактов, свидетельствующих в пользу важности этого явления для процессов магматической дифференциации. Структуры, свидетельствующие об явлениях ликвации расплава на силикатную и карбо-

натную фазы, обнаружены во включениях в нефелинах из меланефелинита некоторых вулканов Восточной Африки (Романчев, 1972).

Особый интерес представляют первые сообщения о ликвации силикатных расплавов на две силикатные жидкости разного состава. В частности, явление ликвации обнаружено в ходе плавления агпайтовых щелочных пород (Когарко, 1973), а при плавлении оливинового нефелинита массива Кугда ликвация нефелинитовой расплава произошла при давлении не менее 7,5 кбар, что соответствует глубинам примерно равным 25 км (Марков и др., 1973).

Заметим попутно, что примерно на этих глубинах геофизическими методами иногда удается фиксировать наличие промежуточных камер под массивами, в которых могла происходить дифференциация магмы. В частности, под Хибинским массивом глубина такого промежуточного очага оценивается ориентировочно в 20 км. Процессы кристаллизации расплавов, по-видимому, также начинались в промежуточных магматических камерах, однако, расположенных несколько ближе к поверхности. Судя по величинам давления при температуре гомогенизации включений во вкрапленниках оливина, которое равно 2,8—3,0 кбар, промежуточный магматический очаг находился на глубинах 9—11 км (Наумов и др., 1972). Поскольку прямые геологические наблюдения показывают глубину залегания массивов порядка 1—9 км, то несомненно, что начало кристаллизации магмы в промежуточных очагах и ее завершение в условиях малых и средних глубин происходило в различных физико-химических условиях. Это несомненно отразилось и на характере метасоматических процессов и, что наиболее важно,— на процессах рудообразования.

Следует учитывать существование двух различных типов оруденения: магматического, характерного для дифференцированных и расслоенных комплексов, для которых обстановка формирования рудной минерализации не отделима от условий кристаллизации самой магмы, и метасоматического, протекающего на поздне- и послемагматических стадиях в термодинамическом режиме, отвечающем сравнительно малым глубинам.

## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ И ИХ ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИЛОЖЕНИЕ

Якупирангиты-уртиты, хотя и встречаются в природе достаточно редко, тем не менее являются важной в петрологическом и практическом отношении серией пород. Их изучение представляет немаловажное значение для понимания условий образования массивов агпаитовых нефелиновых сиенитов, а также комплексов ультраосновного и щелочного состава, сопровождаемых уникальными месторождениями ниобия, редких земель, апатита, флогопита, магнетита, а также тантала, циркония, меди, флюорита. Внимание к этим породам усилилось 20 лет назад, когда выяснилась практическая возможность извлечения глинозема из богатых нефелином пород. Неизменный интерес якупирангит-уртитовая серия привлекает и при обсуждении общих вопросов петрологии: происхождения и состава щелочных магм, а также их источников.

Впервые выполненное сравнительное исследование большей части известных в Советском Союзе массивов, содержащих породы якупирангит-уртитовой серии, с привлечением для сопоставления оригинальных материалов по некоторым зарубежным регионам, позволило оценить особенности их геолого-структурной позиции, состава, условий образования и происхождения. Подчеркнем главнейшие из выявленных закономерностей.

Якупирангиты-уртиты возникают во вполне определенной тектонической обстановке — только в консолидированных участках земной коры, преимущественно на платформах и в значительно меньших масштабах — на орогенном этапе развития геосинклинально-складчатых систем в пределах структур ранней стабилизации, т. е. возникновение пород этой серии становится возможным только после того, как земная кора прошла определенный этап развития. Их образование началось с конца среднего протерозоя (наиболее древние из известных массивов имеют возраст не более 1900 млн. лет). В пределах платформ щелочные комплексы, включающие якупирангит-уртиты, возникают многократно в течение длительного интервала времени. Так, на Балтийском щите известны три возрастных этапа появления массивов с якупирангит-уртитами в интервале времени от 1900 до 400 млн. лет. на Сибирской платформе — от 700 до 240 млн. лет. В пределах складчатых областей устанавливается лишь один возрастной этап появления этих пород, ограниченный узким интервалом времени. Обычно разница возраста якупирангитов-уртитов, возникающих в разных частях складчатой системы, не превышает 50 млн. лет.

Породы якупирангит-уртитового ряда характеризуются простым минеральным составом, они сложены преимущественно нефелином и моноклинным пироксеном, к которым местами присоединяются оливин или K-Na полевой шпат. Типичными акцессорными минералами являются апатит, титаномagnetит, реже перовскит, а в породах, связанных с агпаитовыми нефелиновыми сиенитами также лампрофиллит, эвдиалит,

мурманит и другие. Составы породообразующих минералов широко варьируют. Так состав нефелинов колеблется весьма существенно в пределах:  $\text{Ne}_{80-66}$   $\text{Kc}_{13-29}$   $\text{An}_{0-13}$   $\text{Kv}_{0-9}$ . Для пироксенов характерно обогащение кальцием, в связи с чем большая их часть относится к ряду диопсид-геденбергит, некоторые разности обогащены также глиноземом и натрием. Обращает внимание богатство пород глиноземом и натрием (содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  до 30%,  $\text{Na}_2\text{O}$  — до 16%) и дефицит кремнезема ( $\text{SiO}_2$  колеблется от 37 до 49%).

Содержание глинозема можно использовать для классификации якупирангитов-уртитов в дополнение к известному разделению их по количественно-минеральному составу. Содержание кальция, магния, железа колеблется в широких пределах, в тесной взаимосвязи с соотношением нефелина и пироксена.

Якупирангиты-уртиты, как правило, не образуют самостоятельных массивов, а появляются совместно с ультраосновными, основными и щелочными породами. Сравнительный анализ известных массивов позволил выделить четыре ассоциации пород, несколько различных по составу и возникающих во вполне определенных структурно-геологических условиях.

В числе главнейших особенностей выделенных ассоциаций, и участвующих в их составе пород якупирангит-уртитового ряда, обобщенных в табл. 27, 28, подчеркнем следующие:

*Ассоциация ультраосновных и щелочных пород.* В мире известно более 300 массивов, в которых пространственно и генетически тесно связаны породы ультраосновного и щелочного ряда, а на заключительных этапах их формирования появляются карбонатиты. Такого типа массивы характерны для самих платформ, краевых их блоков, захваченных обрамляющей складчатостью, а также рифтовых структур. Специфические черты этих массивов зависят от их структурного положения, что наглядно видно на примере провинций двух типов.

Провинции ультраосновных и щелочных пород, расположенные на платформах (Маймеча-Котуйская, Кольско-Карельская и др.) обычно включают до десятка и более массивов центрального типа, сложенных оливинитами, мелилитовыми породами, меланократовыми разностями пород якупирангит-уртитовой серии. Содержащие полевой шпат разности (малиньбиты, нефелиновые, канкринитовые, щелочные сиениты) обычно присутствуют лишь в дайковой серии. Характерно широкое развитие преимущественно докарбонатитовых послемагматических метасоматических образований — нефелинизированных пород, диопсид-флогопитовых, гранат-монтichelлитовых, апатит-магнетит-форстеритовых разностей, а также наиболее ранних карбонатитов.

Провинции ультраосновных и щелочных пород, приуроченные к краевым блокам фундамента платформы, захваченных обрамляющей складчатостью (Восточно-Саянская, Сетте-Дабанская и др.), отличаются появлением массивов вытянутой, овальной, реже округлой формы, во внутреннем строении которых отмечается наложение линейных структур на более ранние кольцевые. Обычно в пределах подобных провинций присутствуют несколько массивов (1—4 массива), в строении которых преобладают пироксениты, мельтейгиты-ийолиты и, что весьма характерно, широко развиты нефелиновые, канкринитовые и щелочные сиениты. Оливиниты, типичные для провинций первого типа, здесь практически не развиты. Из послемагматических образований преобладают карбонатиты, причем наряду с ранними широким распространением пользуются и поздние низкотемпературные их разности.

Массивы, сложенные данной ассоциацией пород, приурочены к зонам долгоживущих глубинных разломов, в частности, к пересечениям разломов, многократное оживление которых чередовалось с периодами

Таблица 27

## Ассоциации якупирангит-уртитовой серии пород

Особенности	Ассоциации				
	Ультраосновных и щелочных пород		Основных и щелочных пород	Агпаитовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, ювитов	Фойяитовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, ювитов
	1 тип провинций	2 тип провинций			
Тектоническая позиция	Маймеча-Котуйская (Одихинча, Кугда и др.), Кольско-Карельская (Ковдорский, Салмагорский и др.); Алданская (Ингилийский и др.)	Восточно-Саянская (Жидойский и др.), Сетте-Дабанская, Енисейский кряж (Кийский)	Кузнецкий Алатау (Кия-Шалтырский), Витимское нагорье (Верхне- и Нижне-Бурульзайский), Кольско-Карельская (Гремяха-Вырмес)	Кольская (Хибинский, Ловозерский)	Тувинская (Баянкольский, Дахунурский, Катунский), оз. Байкал (Тажеранский)
Последовательность формирования пород на магматическом этапе	На пересечениях разломов в пределах платформ (плиты, щиты)	На пересечениях разломов в пределах краевых блоков фундамента древних платформ, захваченных обрамляющей складчатостью	Линейные разломы, секущие блоки ранней стабилизации в пределах сводовых орогенных поднятий геосинклинально-складчатых систем	Зоны тектоно-магматической активизации платформ (щиты)	Зоны тектоно-магматической активизации байкалид
Послемагматические процессы	Нефелинизация, флогопитизация, апатитизация, карбонатизация	Нефелинизация, карбонатизация	Микроклинизация, амфиболитизация, альбитизация (кальцитизация)	Нефелиновые сиениты—ийолиты, уртиты, ювиты—агпаитовые нефелиновые сиениты.	Уртиты, ийолиты—геденбергитовые нефелиновые сиениты—(щелочные сиениты)
Площадь якупирангитов-уртитов в провинциях, км <sup>2</sup>	82 (200 вместе с эффузивами); 40	10	2—3	100	0, 1—2
Доля якупирангитов-уртитов в общей площади массивов, %	35—38	15	4—10	4—6	1—40
Типы месторождений и руд, связанных с якупирангит-уртитам	—	—	Уртиты, тералиты—глинозем, содопродукты, цементное сырье	Апатит-нефелиновые лопаритовые (P, Nb, Ta, TR, Al)	Уртиты, полевошпатовые уртиты—глинозем, содопродукты, цементное сырье

Примечание: В круглых скобках указаны породы и процессы, имеющие подчиненное развитие.

Таблица 28

## Особенности состава якупирангитов-уртитов различных ассоциаций

Особенности якупирангит-уртитов	Ассоциации			
	Ультраосновных и щелочных пород	Основных и щелочных пород	Агпайтовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, ювитов	Фойяитовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, ювитов
Преобладающие разности пород Петрохимические особенности: $Al_2O_3$ , %	Мельтейгиты, меланократовые ийолиты 4—24	Уртиты, лейкократовые ийолиты 16—30	Ийолиты, уртиты 16—30	Уртиты, ийолиты 15—30
MgO, %	1,3—10	0,7—3,8	0,0—3,6	0,0—3,0
$Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)$	(0,6) *	(0,3)	(0,7)	(0,3)
$(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$	(1,0)	(0,9)	(1,1)	(0,9)
$CaO/(Na_2O+K_2O)$	(0,7)	(0,3)	(0,2)	(0,7)
Характерные элементы примеси	Ni, Cr, CO, V, Nb, TR, Ti, Zr, P, Cu, Zn, Be, Sr	Ga, Cu, Zr, Sr, Ba, Ti, P, Zr, Be, V	P, V, Nb, La, Sr, Ba, Cu, Zr, Ti	Sr, Ba, P, Ti
Типоморфизм породообразующих минералов				
Нефелин	Содержание <i>Ne</i> высокое, <i>An</i> и <i>Ka</i> — низкое	Содержание <i>An</i> высокое	Содержание <i>Ka</i> высокое	Содержание <i>An</i> максимальное
Клинопироксен	Диопсид, эгирин-диопсид	Фассант, редко эгирин-геденбергит	Эгирин-диопсид, эгирин	Фассант, эгирин-геденбергит
Характерные и второстепенные и акцессорные минералы	Оливин, титаномagnetит, магнетит, апатит, перовскит	Плагиоклаз Na—K полевой шпат, апатит, титаномagnetит, сульфиды	Na-K полевой шпат, апатит, лампрофиллит, эндиалит, энigmatит, титаномagnetит	Апатит, титаномagnetит

\* В скобках помещены значения максимумов на соответствующих гистограммах (рис. 33).

длительного покоя, чем, по-видимому, и объясняется длительная и сложная история их формирования. Иногда эти разломы фиксируются только по геофизическим данным. Формирование массивов сопровождалось интенсивно проявленными эруптивными явлениями (брекчирование, трубки взрыва). Глубина залегания массивов колеблется от 1 до 5 км.

В массивах обоих типов провинций якупирангиты-уртиты слагают значительные площади. В современном эрозионном срезе массивов Кольско-Карельской провинции они составляют около 35% (40 км<sup>2</sup>), в Маймечя-Котуйской провинции — 38% (200 км<sup>2</sup> вместе с гипабиссальными нефелинитами). В Восточно-Саянской провинции площадь их выхода до процесса карбонатизации составляла от 4% до 80% в отдельных массивах (в среднем около 33%), однако в современном эрозионном срезе она не превышает 15%. В основной массе это интрузивные образования, реже они появляются на контакте с гнейсами, сланцами, оливинитами, пироксенитами как продукты их магматического замещения. Довольно широко распространены метасоматические разности, возникшие на послемагматическом этапе при процессах нефелинизации.

В целом для данной ассоциации характерен меланократовый состав нефелин-пироксеновых пород, наиболее низкие содержания глинозема и наиболее высокие — магния, кальция, а также преобладание окисного железа над закисным, повышенные содержания никеля, хрома, кобальта, ванадия, ниобия, титана, редких земель, циркония, фосфора, меди, цинка, стронция. Помимо нефелина и пироксена в этих породах нередко появляется оливин. Из акцессорных минералов присутствуют магнетит без микровключений шпинели, но постоянно содержащий вростки магнезиоферрита, ильменита и ульвошпинели, а также апатит, встречается перовскит. Нефелин характеризуется высоким содер-

жанием нефелиновой и низким — анортитовой и кварцевой составляющих. Пироксен отвечает по составу диопсиду и эгирин-диопсиду.

*Ассоциация основных и щелочных пород* возникает на орогенном этапе развития геосинклинально-складчатых систем (Кузнецкий Алатау, протерозойские массивы Кольско-Карельской провинции). Как правило, массивы приурочены к линейным разломам в пределах сводовых орогенных поднятий и имеют вытянутую, характерную для трещинных интрузивов форму. Главная особенность массивов — постоянное присутствие пород основного ряда — оливиновое габбро, габбро-анортозиты, тералиты, монцитоны — при подчиненной роли, а нередко и полном отсутствии ультраосновных разновидностей (пироксениты, реже перидотиты). Щелочные породы представлены нефелиновыми и щелочными сиенитами, ювитами, уртитамы, ийолитами. При этом по составу щелочных пород различаются два типа массивов: для одних характерны значительные площади развития щелочных и щелочно-земельных сиенитов при подчиненной роли нефелиновых сиенитов, в других присутствуют богатые нефелином породы (уртиты, ювиты) при почти полном отсутствии сиенитов. Анализ структурного положения этих двух типов массивов в Кузнецком Алатау позволил выявить определенные закономерности их размещения: массивы основных и щелочных пород с участием якупирангитов-уртитов приурочены к структурам ранней стабилизации. Подчеркнем еще одну деталь — появление якупирангитов-уртитов в ассоциации основных и щелочных пород известно лишь в древних (карельской и салаирской) геосинклинально-складчатых системах.

В отличие от предыдущей ассоциации, доля пород якупирангит-уртитового ряда в составе массивов основных и щелочных пород невелика: лишь в отдельных из них она достигает 22—23%, нередко они совершенно отсутствуют. В пределах провинции их доля вряд ли превышает 4—10% от общей массы пород, слагающих массивы. В целом размеры массивов небольшие, поэтому площади развития якупирангит-уртитов составляют лишь несколько квадратных километров. Среди нефелинопироксеновых пород преобладают уртиты, а также лейкократовые ийолиты и их полевошпатовые разновидности интрузивного происхождения. Наиболее распространенными послемагматическими процессами являются микроклинизация, амфиболизация, альбитизация. Нефелинопироксеновые породы характеризуются следующими особенностями состава: повышенным количеством глинозема и, как следствие этого — нефелина, преобладанием закисного железа над окисным, коэффициентом апгайтности меньше единицы. Из элементов-примесей отмечаются повышенные содержания галлия, меди, циркония, стронция, бария, фосфора, цинка, титана. В то же время содержание кобальта, никеля, хрома в большинстве проб ниже кларка. Нефелин отличается высоким содержанием анортитовой составляющей, а пироксен по составу обычно отвечает фассаиту, хотя могут быть и исключения (в массиве Гремяха-Вырмес пироксен представлен эгирин-геденбергитом). Из аксессуарных минералов обычны апатит, титаномagnetит, к которым в небольших количествах присоединяются сульфиды (обычно пирит), а в альбитизированных разновидностях — циркон, сфен.

*Ассоциация апгаитовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, ювитов* характерна только для древних щитов. На Кольском полуострове она представлена уникальными щелочными плутонами — Хибинским и Ловозерским, возраст которых, по нашим данным, около 400 млн. лет. Они приурочены к прабенообразной структуре, ограниченной системой разломов, в пределах которой в среднепалеозойское время интрузивная деятельность сопровождалась интенсивными эффузивными излияниями, сформировавшими ловозерскую и контозерскую вулканогенно-осадочные свиты. Возникновение этой структуры на кон-

солидированном фундаменте Балтийского щита, по-видимому, вызвано процессами тектоно-магматической активизации.

Это предположение доказывается геофизическими исследованиями, установившими под Хибинским массивом значительный подъем линии Мохо по сравнению со строением окружающего региона (Панасенко, 1963). Кроме того, в Хибинской структуре обнаружено совмещение ультраосновного — щелочного и щелочно-базальтового магматизма, что типично для рифтовых структур.

Глубина формирования верхней части массива, по-видимому, вряд ли превышала 1—2 км.

Породы якупирангит-уртитового ряда слагают 6,3% (83,6 км<sup>2</sup>) в Хибинском массиве и около 4% (20 км<sup>2</sup>) — в Ловозерском, т. е. занимают подчиненное положение в этих гигантских по масштабам массивах нефелиновых сиенитов. Среди нефелино-пироксеновых пород примерно в равной мере распространены ийолиты, уртиты и ювиты, мельтейгиты присутствуют в подчиненном количестве. В Хибинском и Ловозерском массивах породы якупирангит-уртитовой серии представлены магматическими образованиями, которые возникли в ходе разнообразных процессов магматической дифференциации. Из послемагматических изменений широко проявлены альбитизация, содалитизация, микроклинизация, цеолитизация. Для ийолитов-уртитов характерно преобладание окисного железа над закисным, коэффициент аргитности обычно немного выше единицы. Из элементов-примесей обращает внимание кларковое или ниже кларка содержание кобальта, никеля, хрома, цинка, скандия, свинца, молибдена и в то же время резко повышенные содержания фосфора, стронция, ниобия, лантана. В составе пород обычно встречается калий-натриевый полевой шпат, нефелин характеризуется высоким содержанием кварцевой составляющей, а пироксен обогащен эгириновой составляющей и представлен эгирином-диопсидом и эгирином. Акцессорные минералы весьма своеобразны: в нефелино-пироксеновых породах Хибинского массива встречаются титаномангнетит, апатит, лампрофиллит, эвдиалит, энigmatит; в уртитах Ловозерского массива — манганильменит, минералы группы мурманита — ломоносовита, астрофиллит, ринколит, апатит, лампрофиллит, рамзаит, сфен, пектолит, пирротин, сфалерит.

*Ассоциация фойяитовых нефелиновых сиенитов — ийолитов, уртитов, ювитов* распространена в пределах байкальской складчатой области к югу и юго-западу от Сибирской платформы (юго-восточная и северо-восточная Тува и др.). Массивы обычно тяготеют к разломам, имеют дайкообразную форму, овальное или линзовидное сечение в современном эрозионном срезе. Время их возникновения нередко оторвано значительным интервалом от периода консолидации региона, что является одним из оснований для предположения о возможной их связи с процессами тектономагматической активизации байкальских структур во время проявления орогенного этапа в сопредельной каледонской геосинклинали. Это предположение подтверждается и совпадением возраста щелочных массивов — в Кузнецком Алатау и юго-восточной Туве возраст массивов, в строении которых принимают участие якупирангит-уртитовые породы, приближается к 400 млн. лет.

Породы серии якупирангит-уртит образуют самостоятельные мелкие тела, чаще же ассоциируются с фойяитовыми нефелиновыми сиенитами, нередко геденбергитовыми. Преобладают лейкократовые и мезократовые разности — уртиты, ийолиты. При незначительных размерах отдельных массивов они занимают не более десятков квадратных метров до 1—2 км<sup>2</sup> в пределах отдельных провинций.

Среди нефелино-пироксеновых пород этой ассоциации большая доля представлена магматическими разностями, возникшими при взаимодействии геденбергитовых нефелиновых сиенитов с мраморами в ходе про-

цессов магматического замещения. Характер послемагматических процессов весьма варьирует. В массивах юго-восточной Тувы, помимо альбитизации, широко развит процесс кальцитизации, в результате которого возникла пестрая серия послемагматических пород — шорломитовые ийолиты, козениты и др. Состав пород этой ассоциации характеризуется значительным содержанием глинозема, преобладанием закисного железа над окисным, коэффициентом апгаитности меньше единицы и бедностью элементами-примесями. В отличие от якупирангитов-уртитов из других ассоциаций, они характеризуются пониженным (преимущественно ниже кларка) содержанием циркония, хрома, меди, никеля, ванадия, лантана. Содержания выше кларка отмечены только для стронция и бария, в ряде проб — для фосфора и иттрия. Нефелин отличается максимальными содержаниями анортитовой составляющей; в составе пироксена отмечаются высокие содержания глинозема, кальция, титана, железа, и он обычно представлен фассаитом или эгиригеденбергитом. Из акцессорных минералов типичны апатит и титаномагнетит.

Таким образом, сравнительный анализ ассоциаций якупирангит-уртитовой серии пород показывает тесную связь их специфических особенностей (состав, морфология, строение массивов и т. д.) с геологоструктурным положением. В частности, выявлена зависимость состава щелочных пород от предшествующей (доконсолидационной) тектонической истории развития отдельных участков земной коры. Тем самым впервые показана зависимость характера щелочного магматизма от глубинного строения, мощности земной коры, степени ее жесткости и проницаемости.

Установленное закономерное изменение ассоциаций пород от особенностей их тектонической позиции несомненно является отражением скрытых в глубинах Земли процессов. В этой связи разобранные выше специфика ассоциаций и сопровождающих их пород якупирангит-уртитовой серии помогает получить информацию о различиях расплавов, из которых они образовались, и судить о глубинных процессах магмообразования.

Изотопные исследования серы и углерода, проведенные нами совместно с Л. Н. Гриненко и Э. М. Галимовым, позволяют с уверенностью говорить об эндогенном подкоровом источнике вещества, слагающего подавляющую массу пород якупирангит-уртитового ряда. Только для разновидностей этих пород, возникающих на стадии магматического замещения, часто по вмещающим породам, отмечается смешанный источник вещества. В частности, влияние вмещающих гнейсов на изотопный состав мельтейгитов установлено на массиве Фён (Норвегия) на основании изучения изотопного состава стронция. Исходя из колебания величин  $\delta C^{13}$ , изученного нами совместно с Э. М. Галимовым, предполагается, что на юго-востоке Тувы при образовании мельтейгитов-ийолитов (располагающихся на контактах геденбергитовых нефелиновых сиенитов и мраморов) определенное участие принимали карбонаты вмещающих пород, поскольку выявлено сходство изотопного состава углерода послемагматических кальцитовых пород и вмещающих мраморов.

С признанием глубинного источника вещества для подавляющей части пород исследованной серии, естественно, возникает вопрос о составе исходных магм. На основе сопоставления средних составов рассмотренных ассоциаций с распространенными разновидностями лав близкого состава, встречающихся в районах их развития, предполагается, что исходный расплав ассоциации ультраосновных и щелочных пород платформ приближался к нефелиновым пикритам, анкаратритам или мелилитовым базальтам. Средний состав Восточно-Саянской провинции оказался близким альнеитам. Для ассоциации основных и щелочных пород

отмечается близость к тефритам и базанитам, для ассоциации якупирангитов-уртитов с нефелиновыми сиенитами — к фонолитам. Различия в химизме первичных расплавов в первую очередь предопределили особенности составов рассмотренных ассоциаций. Современные геофизические и экспериментальные исследования, в том числе работы Д. Грина, доказали, что возникновение магм типа базанита, щелочного базальта, оливинового нефелинита происходит при разном режиме температур, давления, содержания воды. Эти данные достаточно хорошо увязываются с геологическими наблюдениями и объясняют некоторые особенности исследованных ассоциаций, в том числе возникновение их при различном тектоническом режиме.

Как показали проведенные исследования, физико-химические условия образования якупирангитов-уртитов сохраняются стабильными в пределах широкого диапазона температур и давлений. Возникновение расплавов состава ийолита и уррита из первичных нефелинитовых магм могло происходить, как показали опыты по плавлению оливинового меланефелинита массива Кугда (В. К. Марков и В. В. Наседкин) при давлении не меньше 7,5 *кбар*, что примерно должно отвечать глубинам не менее 25 км. Возникнув, расплав мог существовать и при более низком давлении, на глубинах до 1 км. Кристаллизация расплава, отвечающего по составу ийолиту и урриту, могла начаться в присутствии летучих и воды при температурах 900—1000°C, иногда при 1200°C (результаты непосредственных измерений температуры лавы, экспериментов по плавлению природных образцов пород и исследованию искусственных систем, гомогенизации первичных включений). В то же время данные о температурах образования якупирангитов-уртитов, полученные по нефелин-пироксеновому геотермометру, а также температуры гомогенизации вторичных включений в нефелине, показали, что парагенезис нефелина и пироксена стабилен и при более низких температурах вплоть до 600—400°C. Формирование якупирангитов — уртитов происходило, судя по рассчитанным условным потенциалам ионизации, в узком интервале кислотности — основности, при несколько варьирующих активности кислорода и окислительно-восстановительных условиях. Именно устойчивость нефелино-пироксенового парагенезиса в широком интервале температур и давлений способствует их возникновению в различных геологических условиях и объясняет наиболее характерную особенность якупирангит-уртитовой серии пород — их гетерогенность. Установлено, что они могут быть производными различных магм (меланефелинитовой, базанитовой, фонолитовой), возникать в ходе сложных и разнообразных процессов магматической дифференциации, а также при метасоматических процессах магматической и послемагматической стадий.

Якупирангиты-уртиты, со свойственными им типоморфными признаками могут в петрологии служить как бы своеобразными реперными образованиями, аналогичными маркирующему горизонту при литологических исследованиях. Они помогают выявлять специфику, присущую каждой ассоциации щелочных пород, однозначно судить о принадлежности того или иного массива к определенной ассоциации, что особенно важно в тех случаях, когда видимые пространственные связи с другими породами отсутствуют и в то же время возникает необходимость оценить перспективы в отношении нахождения определенных видов минерального сырья.

Как указывалось, рассмотренные ассоциации, в которых участвуют якупирангиты-уртиты, сопровождаются определенными месторождениями полезных ископаемых. Результаты исследований этих месторождений отражены в многочисленных публикациях и сводных монографиях (А. И. Богачев, Л. С. Бородин, К. А. Власов, О. А. Воробьева, В. И. Герасимовский, А. И. Гинзбург, С. И. Зак, Т. Н. Иванова,

Г. И. Кавардин, М. В. Кузьменко, А. А. Кухаренко, Л. К. Пожарицкая, А. М. Прусевич, В. И. Терновой, Ю. М. Шейнманн, Е. М. Эпштейн, А. А. Фролов и др.), освещающих главнейшие их особенности, из числа которых подчеркнем лишь самые общие.

1. Месторождения, связанные с этими ассоциациями, нередко отличаются громадными масштабами, что обусловлено большой площадью распространения оруденения и распространением его на значительную глубину.

2. Месторождения в большинстве случаев не имеют четких геологических границ — это вкрапленные руды или штокверковые зоны, при этом контуры рудных тел определяются по экономическим данным.

3. Обычно наблюдается непосредственная связь месторождений с рассмотренными ассоциациями пород. Эта связь не вызывает сомнений тогда, когда отдельные типы самих пород являются рудами (уртиты, карбонатиты и др.).

4. Для ассоциаций ультраосновных и щелочных пород, а также апаитовых нефелиновых сиенитов, характерно появление в пределах одного массива нескольких типов месторождений, причем каждое может быть связано с различными породами этих сложных многофазных массивов. Большинство месторождений комплексные, например, апатито-нефелиновые руды Хибин, апатито-магнетитовые руды с бадделитом и гачеттолитом и многие др.

5. Рассматриваемые месторождения, хотя и различаются по генезису и минеральному составу руд, характеризуются едиными геохимическими чертами — высокой концентрацией глинозема, железа, фосфора, ниобия, титана, редких земель цериевой группы, иногда тантала, циркония.

Не касаясь всего сложного круга вопросов, возникающих при рассмотрении этих месторождений, остановимся только на тех из них, которые связаны с породами якупирангит-уртитового ряда. Это месторождения глинозема, фосфора и титано-ниобиевая минерализация, которые возникают во второй, третьей и четвертой ассоциациях (см. табл. 27).

Подчеркнем некоторые зависимости между условиями формирования рассмотренных ассоциаций, особенностями якупирангит-уртитовой серии пород и характером образующихся месторождений.

**Глинозем.** В настоящее время специально на алюминий эксплуатируются уртиты Кия-Шалтырского месторождения в Кемеровской области. В существенных количествах высокоглиноземистые породы возникают только в ассоциации основных и щелочных пород на магматическом этапе формирования массивов. Перспективными в отношении уртитов, как следует из проведенного анализа структурно-геологического положения щелочных массивов Кузнецкого Алатау, могут рассматриваться участки ранней стабилизации в пределах сводовых орогенных поднятий геосинклинально-складчатых систем. Подобные структуры, помимо Кузнецкого Алатау, характерны для мозаичных геосинклиналей обширной области азиатских салаирид, в частности, для Витимского нагорья, где также в последние годы обнаружены щелочные массивы с богатыми нефелином породами (Андреев и др., 1969), и можно ожидать обнаружения новых массивов.

Специфика глубинного магматизма этих структур заключается в том, что он проявляется и на определенных территориях байкалид, где возникают структуры, которые можно рассматривать как зоны тектономагматической активизации. К таким структурам, например, приурочены весьма богатые нефелином уртиты и ийолиты Юго-Восточной Тувы. Как показали проведенные исследования, геохимически они близки уртитам и ийолитам из ассоциации основных и щелочных пород Кузнецкого Алатау. Перспективными в этой связи могут считаться и другие

области байкальской складчатости, примыкающие к каледонской геосинклинали (к югу от Сибирской платформы), что особенно важно в связи с начатым строительством Байкало-Амурской железной дороги.

При сопоставлении средних химических составов ассоциаций ультраосновных и щелочных пород, а также основных и щелочных пород и соответствующих якупирангит-уртитовых серий (см. табл. 21), устанавливается прямая зависимость между содержаниями в них глинозема. Содержание глинозема выше кларка отмечено в среднем составе интрузивов ассоциации основных и щелочных пород (— около 16—19%, см. табл. 21, ан. 13, 16). Именно в связи с этой ассоциацией встречены крупные тела уртитов, а в среднем составе серии якупирангит-уртит содержание достигает 21—29% (см. табл. 21, ан. 15, 17). В то же время среднее содержание глинозема в ассоциации ультраосновных и щелочных пород составляет всего 6—8% (см. табл. 21, ан. 1, 4), а в сопровождающей мельтейгит-ийолитовой серии пород содержание хотя и возрастает, но не превышает 13—17% (см. табл. 21, ан. 2, 5).

Приведенные цифры показывают, что процессы глубинной дифференциации исходных расплавов приводят к концентрации глинозема, также как и процессы кристаллизационной дифференциации (например, образование уртитовых горизонтов в Ловозерском массиве). В то же время в Хибинском массиве концентрации глинозема не отмечалось. Даже в богатых нефелином апатито-нефелиновых рудах содержание глинозема несколько ниже, чем в среднем составе массива (см. табл. 21, ан. 21). В этой связи рентабельной в настоящее время оказывается только попутное использование нефелина из нефелиновых концентратов, полученных при извлечении апатита из апатито-нефелиновых руд.

Фосфор присутствует в породах якупирангит-уртитовой серии постоянно, концентрируясь главным образом в апатите. Содержание фосфора в породах якупирангит-уртитовой серии лишь изредка превышает средние содержания его в магматических горных породах (0,22%  $P_2O_5$ , по А. П. Виноградову, 1962). Даже в среднем составе ассоциации агпитовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, ювитов и в среднем составе Хибинского массива, с которым связаны крупнейшие месторождения апатита, содержание  $P_2O_5$ , по данным разных авторов колеблется в пределах 0,09—0,25%. Лишь в процессе дифференциации исходного расплава стало возможным формирование апатитовых руд, в которых концентрация  $P_2O_5$  достигает 20—30%.

Апатито-нефелиновые месторождения Хибин пространственно и генетически связаны с массивными уртитам. Значительные концентрации фосфора известны в уртитовых горизонтах дифференцированного комплекса Ловозерского массива. По мнению В. И. Герасимовского (1968), для концентрации фосфора немаловажное значение приобретают геохимические связи, т. е. накопление фосфора становится возможным в условиях дефицита более сильной кремниевой кислоты. Подобное явление реализуется в агпитовых щелочных породах Хибинского и Ловозерского плутонов при формировании уртитов, что и объясняет тесный парагенезис апатита с нефелином, а также приуроченность апатитовых руд к уртитам.

Регулирующее влияние дефицита кремнекислоты на концентрацию фосфора устанавливается и в других рассмотренных ассоциациях. Апатит в них концентрируется уже не в породах якупирангит-уртитовой серии, а в еще более обедненных кремнекислотой послемагматических образованиях: апатито-форстерит-магнетитовых рудах и карбонатитах в ассоциации ультраосновных и щелочных пород, а также в кальцитовых жилах в ассоциации фойяитовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, ювитов.

Титано-ниобиевая минерализация, характерная для дифференцированного комплекса Ловозерского массива, концентрируется в

лежащем боку уртитов и в кровле подстилающих их лувритовых горизонтов. Следует иметь в виду, что среднее содержание титана в Ловозерском массиве в полтора раза выше кларка (Герасимовский и др., 1966). Согласно мнению большинства исследователей, ведущим фактором концентрации таких редких элементов как титан, ниобий, редкие земли в Ловозерском массиве являлись кристаллизационная дифференциация и формирование уртитовых горизонтов.

Помимо рассмотренных типов оруденения, связанных непосредственно с якупирангитами-уртитам, в исследованных ассоциациях известны и иные генетические типы руд. В первую очередь это касается ассоциации ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов, характеризующейся интенсивным развитием послемагматических процессов, которые приводят к образованию железорудных и флогопитовых месторождений, возникновению медного, циркониевого и танталового оруденения, а на самых поздних стадиях — редкоземельных и флюоритовых руд.

Таким образом, якупирангиты-уртиты и, в первую очередь, уртиты в силу специфики их минерального состава и геохимических особенностей являются рудой или концентраторами рудных элементов. Помимо этого, якупирангиты-уртиты служат поисковым признаком обнаружения определенных ассоциаций щелочных пород и сопровождающих их месторождений. В этой связи установленные для якупирангитов-уртитов типоморфные особенности (см. табл. 28), как и ряд специфических черт рассмотренных ассоциаций (см. табл. 27) могут служить практическим целям в качестве диагностирующих признаков, позволяющих определять тип ассоциаций и прогнозировать нахождение определенных видов месторождений.

## ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Г. В., Шаракшинов А. О.* Новые данные о возрасте комплекса ультраосновных — щелочных пород на Витимском плоскогорье.— Докл. АН СССР, 1967, 174, № 4.
- Андреев Г. В., Шаракшинов А. О., Литвиновский Б. А.* Интрузии нефелиновых сиенитов Западного Забайкалья. М., «Наука», 1969.
- Андреева Е. Д.* Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М., «Наука», 1968.
- Андреева Е. Д.* О вулcano-плутонической формации щелочных — основных пород.— В кн. «Магматизм Северо-Востока СССР». М., «Наука», 1973.
- Архангельская В. В., Гинзбург А. И.* Редкометалльные месторождения зон тектоно-магматической активизации.— В кн. «Металлогения областей тектоно-магматической активизации». Иркутск, 1973.
- Афанасьев Г. Д.* Строение земной коры и некоторые проблемы петрографии.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 3.
- Багдасаров Ю. А., Галимов Э. М., Прохоров В. С.* Об изотопном составе углерода анкеритовых карбонатитов и источнике углерода карбонатитов, формировавшихся в осадочных породах.— Докл. АН СССР, 1969, 188, № 6.
- Базарова Т. Ю.* Термодинамические условия формирования некоторых нефелин-содержащих пород.— М., «Наука», 1969.
- Базарова Т. Ю., Костюк В. П.* Температурные условия образования некоторых типов щелочных пород складчатых областей.— В кн. «Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли», ч. I. М., «Наука», 1972.
- Батиева И. Д., Бельков И. В., Жиров К. К., Кравченко М. П.* Материалы изучения радиологического возраста Сахарйюкского щелочного массива.— Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. I. Апатиты, 1969.
- Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.
- Белоусов В. В.* Факторы магнообразования и их связь с тектогенезом. В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., «Наука», 1969.
- Билибин Ю. А.* Эволюция пироксенов в процессе кристаллизации щелочных магм.— Зап. Всерос. минерал. об-ва, ч. 75, вып. 3, 1946.
- Богданов А. А.* Основные закономерности развития палеозойской складчатости на территории СССР.— В кн. «Каледонская орогения. XXI сесс. МГК. Докл. сов. геол. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Бородин Л. С.* О типах карбонатитовых месторождений и их связи с массивами ультраосновных-щелочных пород.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 5.
- Бородин Л. С.* Петрология нефелин-пироксеновых пород и генезис комплексных массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. Автореф. докт. дисс. М., 1965.
- Бородин Л. С.* Карбонатитовые месторождения редких элементов.— В кн. «Геохимия, минералогии и генетические типы месторождений редких элементов». М., «Наука», 1966.
- Бородин Л. С.* Магматические ийолиты и ийолитизация в комплексных массивах ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов.— В кн. «Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород». М., «Наука», 1971.
- Бородин Л. С., Гладких В. С.* К петрологии щелочных базальтов Кузнецкого Алатау.— Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 2.
- Бородин Л. С., Гладких В. С., Егорова Н. Ф.* К петрологии и геохимии эффузивных пород Ловозерского щелочного массива в связи с проблемой его генезиса.— В кн. «Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород». М., «Наука», 1973.
- Буссен И. В., Сахаров А. С.* Геология Ловозерских тундр. Л., «Наука», 1967.
- Буссен И. В., Сахаров А. С.* Петрология Ловозерского щелочного массива. Л., «Наука», 1972.
- Бутова Е. Л., Егоров Л. С.* Маймеча-Котуйский комплекс формации щелочных и ультраосновных пород.— В кн. «Петрография Восточной Сибири», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Виноградов А. П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.
- Виноградов А. П., Кропотова О. Н., Эпштейн Е. М., Гриненко В. А.* Изотоп-

- ный состав углерода кальцитов различных стадий карбонатитового процесса, в связи с вопросами генезиса карбонатитов.— *Геохимия*, 1967, № 5.
- Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М.* Ловозерский щелочной массив.— М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И.* К геохронологии Енисейско-Восточно-Саянской складчатой области.— Труды XV сессии комиссии по определению абсолютн. возраста геол. формаций. М., «Наука», 1970.
- Волотовская Н. А.* Ковдорский массив.— В кн. «Геология СССР», т. XXVII, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Воробьева О. А.* Проблема щелочного магматизма.— В кн. «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Воробьева О. А.* Главные особенности размещения и формирования щелочных пород.— В кн. «Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии». М., «Наука», 1969.
- Воробьева О. А.* О химизме нефелин-сиенитовой магмы.— В кн. «Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород». М., «Наука», 1971.
- Воробьева О. А., Яшина Р. М., Свешникова Е. В., Кононова В. А., Андреева Е. Д.* Условия формирования щелочных пород (на материалах СССР).— XXIV сессия МГК. Докл. сов. геол., Пробл. 14, «Минералогия». М., «Наука», 1972.
- Галахов А. В.* О проявлении щелочно-ультраосновного магматизма в Хибинских тундрах (Кольский п-ов).— Докл. АН СССР, 1966, 170, № 3.
- Галимов Э. М.* Корректное выражение для расчета величин при прецизионном масс-спектрометрическом анализе изотопного состава элементов.— Труды МИН-ХИП, вып. 102, 1971.
- Галимов Э. М., Кононова В. А., Прохоров В. С.* Изотопный состав углерода карбонатитов и карбонатитоподобных пород (в связи с проблемой источника вещества).— *Геохимия*, 1974, № 5.
- Герасимовский В. И.* Геохимия фосфора в нефелинсодержащих магматических породах.— В кн. «Апатиты». М., «Наука», 1968.
- Герасимовский В. И., Волков В. П., Когарко Л. И., Поляков А. И., Сапрыкина Т. В., Балашов Ю. А.* Геохимия Ловозерского щелочного массива. М., «Наука», 1966.
- Герлинг Э. К., Комлев Л. В., Соколова К. Н., Баркан В. Г.* О возрасте Ловозерских тундр.— Докл. АН СССР, нов. сер., 1941, 31, № 2.
- Герлинг Э. К., Матвеева И. И.* Возраст основных пород, определенный К-А методом.— В кн. «Абсолютный возраст геол. формации. XXII сессии МГК. Докл. сов. геол., 1964.
- Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М.* Карбонатитовые месторождения.— В кн. Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.
- Гинзбург И. В.* Обзор систематики пироксенов.— В кн. «Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М., «Наука», 1970.
- Горжевский Д. Н., Козеренко В. И., Гинзбург А. И.* Тектоно-магматические типы областей активизации и их рудные формации. В кн. Металлогения активизированных областей. Иркутск, 1973.
- Гриненко В. А., Гриненко Л. Н.* Фракционирование изотопов серы при высокотемпературном разложении сульфидов пара-ми воды.— *Геохимия*, 1967, № 9.
- Гриненко Л. Н., Кононова В. А., Гриненко В. А.* Изотопный состав серы сульфидов из карбонатитов.— *Геохимия*, 1970, № 1.
- Дергачев В. Б.* О Чикском уртит-ийолитовом комплексе Тувы.— В кн. «Новые данные и обоснование регионально магматических схем Алтае-Саянской складчатой области». Новосибирск, 1972.
- Довгаль В. Н.* Магматизм повышенной щелочности Кузнецкого Алатау.— В кн. «Проблемы магматической геологии». Новосибирск, «Наука», 1973.
- Дорфман М. Д.* Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолитуртитах г. Юкспор Хибинского массива. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Дудкин О. Б., Козырева Л. В., Померанцева И. Г.* Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. М.— Л., «Наука», 1964.
- Дьячкова И. Б., Ходаковский И. Л.* Термодинамические равновесия в системе S — H<sub>2</sub>O, Se — H<sub>2</sub>O, Te — H<sub>2</sub>O в интервале температур 25—300°С и их геохимические интерпретации.— *Геохимия*, 1968, № 11.
- Егоров Л. С.* Глубинные разломы и закономерности размещения интрузивных тел в Маймеча-Котуйской провинции щелочных ультраосновных пород.— В кн. «Глубинные разломы». М., «Недра», 1964.
- Егоров Л. С.* Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции.— Труды НИИГА, том 159. Л., «Недра», 1969.
- Егоров Л. С.* Происхождение и формационный состав Маймеча-Котуйского магматического комплекса.— В кн. «Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири». Ротапринт НИИГА, Л., 1970.
- Елисеев Н. А.* К вопросу о классификации нефелиновых горных пород.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 86, № 5, 1957.
- Елисеев Н. А., Володин Е. Н., Ожинский И. С.* Геологическая карта Хибинских тундр.— ГОНТИ. Л.— М., 1939.
- Елисеев Н. А., Федоров Э. Е.* Ловозерский плутон и его месторождения.— Материалы Лаборат. геол. докембрия, 1953, № 1.
- Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Царовский И. Д.* Протерозойский интрузивный комплекс Приазовья.— В кн. «Геология докембрия». М., «Недра», 1964.
- Ельянов А. А., Моралев В. М.* Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита.— Докл. АН СССР, 1961, 141, № 3.

- Ельянов А. А., Моралев В. М. Глубины формирования и эрозийного среза массивов ультраосновных и щелочных пород Алданского щита.— Геология рудных местор., 1972, 14, № 5.
- Жабин А. Г. О новом типе карбонатитовых проявлений в связи с щелочным комплексом Вишневых-Ильменских гор.— Докл. АН СССР, 1959, 128, № 5.
- Жариков В. А. Кислотно-основные характеристики минералов.— Геология рудных местор., 1967, № 5.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Загородный В. Г., Беляев О. А., Петров В. П. Схема метаморфической зональности докембрия Кольского полуострова.— В кн. «Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова». Апатиты, 1970.
- Зак С. И., Каменев Е. А., Минаков Ф. В., Арманд А. Д., Михеичев А. С., Петерсиле И. А. Хибинский щелочной массив (геология, тектоника, полезные ископаемые, геоморфология).— Л., «Недра», 1972.
- Иванова Т. Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. Госгеолтехиздат. М., 1963.
- Иванова Т. Н., Дудкин О. Б., Козырева Л. В., Поляков К. И. Ййолитуртиты Хибинского массива. Л., «Наука», 1970.
- Капустин Ю. Л. Минералогия карбонатов. М., «Наука», 1971.
- Кириллов А. С., Рылов В. С. Об источниках магния в карбонатитах.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, ч. 92, вып. 2, 1963.
- Клущин И. Г. Оценка глубины распространения интрузий центрального типа по геофизическим аномалиям.— В кн. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита». Л., «Наука», 1968.
- Клюшклина А. В., Прусевич А. М., Скобелев Ю. Д. Кия-Шалтырский массив щелочных габброидов.— Материалы по геологии Западной Сибири, вып. 64, 1963.
- Коваленко В. И., Окладникова Л. В., Пополитов Э. И. Особенности взаимодействия нефелинсиенитовой магмы с доломитовыми мраморами (на примере щелочных массивов Северо-Восточной Тувы).— В кн. «Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии». М., «Наука», 1968.
- Когарко Л. Н. Режим соединений кислорода, серы и углерода в магматической газовой фазе щелочных пород. XXIV сессия МГК. Докл. сов. геол. Проблема 10. М., «Наука», 1972.
- Когарко Л. Н. Явления несмесимости в щелочных магмах.— Тезисы докл. IX Всесоюз. совещ. по экспер. и техн. минерал. и petr. Иркутск, 1973.
- Когарко Л. Н., Поляков А. И. Вопросы генезиса агпайтовых нефелиновых сиенитов.— Геохимия, 1967, № 2.
- Когарко Л. Н., Гамильтон Д., Нолан Д. Фазовые равновесия в ходе плавления агпайтовых щелочных пород.— Труды I Международн. геохим. конгр., т. 1, М., 1972.
- Козырева Л. В., Филатова Р. А. Парагенезис нефелин-пироксен в уртит-мельтейгитовой серии на Кольском полуострове.— Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 3. Апатиты, 1972.
- 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 (Кольский п-ов).— Докл. АН СССР, 1961, 136, № 1.
- Конева А. А. Жидойский щелочно-ультраосновной плутон. М., «Наука», 1970.
- Конева А. А., Самойлов В. С. Особенности формирования скарнов в ореоле Тажеранской щелочной интрузии.— Краткие тезисы к конференции «Метасоматизм и рудообразование». Л., 1972.
- Кононова В. А. Уртит-ййолитовые интрузии Тувы и роль метасоматических процессов при их формировании.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 5.
- Кононова В. А. О нефелинизации пироксенитов и мраморов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 6.
- Кононова В. А. Уртит-ййолитовые интрузии юго-восточной Тувы и некоторые вопросы их генезиса.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 60. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Кононова В. А. Первично-расслоенная Баянкольская интрузия геденбергитовых нефелиновых сиенитов.— В кн. «Щелочные породы Сибири». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Кононова В. А. О взаимодействии нефелиновых сиенитов и мраморов на примере Чахыртойского инъекционного поля (юго-восток Тувы).— В кн. «Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы». М., Изд-во «Наука», 1965.
- Кононова В. А. Кислотно-основные характеристики пород комплексных массивов ультраосновного и щелочного состава.— Автореф. ИГЕМ АН СССР, 1968а.
- Кононова В. А. Размещение нефелиновых щелочных пород, сопровождающих ультраосновные и основные породы в связи с их апатитовостью.— В кн. «Апатиты». М., изд-во «Наука», 1968б.
- Кононова В. А. О роли магматических и метасоматических процессов при формировании мельтейгит-уртитовых серий.— В кн. «Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород». М., «Наука», 1971а.
- Кононова В. А. Физико-химические условия образования уртит-ййолит-мельтейгитовых серий пород.— Тезисы докладов Межд. геох. конгр., т. 1, 1971б.
- Кононова В. А., Орланова К. И., Ломейко Е. И. О составе и температуре кристаллизации нефелина из пород ййолит-мельтейгитовой серии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 7.

- Кононова В. А., Свешникова Е. В., Борисевич И. В. О возможности применения нефелина для установления возрастных соотношений магматических и метасоматических процессов при формировании некоторых щелочных интрузивов.— В кн. «Абсолютное датирование текто-магматических циклов и этапов ору-денения по данным 1964 г.». М., «Наука», 1966.
- Кононова В. А., Борисевич И. В., Ломейко Е. И. Слюды как минералы индикаторы метасоматических процессов в массивах ультраосновных и щелочных пород.— Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 10.
- Кононова В. А., Свешникова Е. В. О связи щелочного магматизма с историей развития центральной структуры Ковдорского типа.— В кн. «Проблемы магматизма Балтийского щита». Л., «Наука», 1971.
- Кононова В. А., Аракелянц М. М., Шанин Л. Л. О влиянии примесей вторичных минералов на результаты определения возраста нефелина.— Докл. АН СССР, серия геол., 1972, 202, № 2.
- Кононова В. А., Шанин Л. Л., Аракелянц М. М. Время формирования щелочных массивов и карбонатитов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 5.
- Кононова В. А., Шанин Л. Л. О радиогенном аргоне в нефелине в связи с вопросом о его пригодности для датирования щелочных комплексов.— В кн. «Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста». Труды XVI сессии. М., «Наука», 1973.
- Кононова В. А., Гартман И. А. Мельтейгит-уртитовая серия пород — продукт эволюции глубинных магм.— В кн. «Актуальные вопросы современной петрологии». М., «Наука», 1974.
- Кононова В. А., Лапутина И. П., Ломейко Е. И., Тимофеева И. А. Типоморфизм породообразующих минералов якупирангитов-уртитов.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1975, № 7.
- Коржинский Д. С. Гранатизация как магматическое замещение.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 2.
- Коржинский Д. С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 3.
- Кортусов М. П., Макаренко Н. А. Нефелинсодержащие породы Марининской тайги и их генетические особенности.— В кн. «Итоги иссл. по геол. и геофизике за 50 лет, 1917—1967». Томский университет, Томск, 1968.
- Кортусов М. П., Макаренко Н. А. О роли метасоматических процессов в формировании нефелинсодержащих образований Марининской тайги.— В кн. «Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области». СНИИГГИМС, Новосибирск, 1971.
- Костюк В. П., Панина Л. И. О температурных условиях кристаллизации щелочных пород Гулинской интрузии.— Докл. АН СССР, 1970, 194, № 4.
- Крамбейн У., Кауфмен М., Мак-Кеммон Р. Модели геологических процессов. М., «Мир», 1973.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии.— Труды ЛАГЕД АН СССР, вып. 16, 1963.
- Криштофович А. Н. Верхнедевонские растения из северо-восточной части Ловозерских тундр Кольского полуострова.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 4.
- Кудрявцев Г. А. Основные черты тектоники Тувы.— Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы, отд. геологии, т. X, вып. 2, 1965.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Куплетский Б. М. Формации нефелиновых сиенитов СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Куплетский Б. М. К вопросу о количественно-минералогическом составе фельдшпатонидных пород.— Докл. АН СССР, нов. серия, 1946, 52, № 3.
- Куплетский Б. М., Окнова Г. М. Количественно-минералогический состав нефелиновых пород.— Труды петрограф. ин-та, вып. 6, 1934.
- Кухаренко А. А. Палеозойский комплекс ультраосновных и щелочных пород Кольского полуострова и связанные с ним редкометалльные месторождения.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1958, вып. 3.
- Кухаренко А. А., Донцова Е. И. К проблеме генезиса карбонатитов.— Геология рудных месторожд., 1962, № 2.
- Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. В. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии.— М., «Недра», 1965.
- Кухаренко А. А., Ильинский Г. А., Иванова Т. Н., Галахов А. В., Козырева Л. В., Гельман Е. М., Борнеман-Старынкевич И. Д., Столярова И. Н., Скрижинская В. И., Рыжова Р. И., Мелентьев В. Н. Кларки Хибинского щелочного массива.— Зап. Всесоюз. об-ва, ч. 97, вып. 2, 1968.
- Кухаренко А. А., Орлова М. П., Багдасаров Э. А. Щелочные габброиды Карелии.— Изд-во ЛГУ, 1969.
- Кухаренко А. А., Булах А. Г., Ильинский Г. А., Шинкарев Н. Ф., Орлова М. П. Металлогенетические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита.— Труды Ленинград. об-ва естествоисп., т. XXII, вып. 2. Л., «Недра», 1971.
- Лавренев Ю. Б., Пожарицкая Л. К. Карбонатиты Восточного Саяна.— В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, М., 1960.
- Лазько Е. М. Основы региональной геологии СССР, т. III. М., «Недра», 1971.
- Ланда Э. А. К проблеме генезиса нефелино-пироксеновых пород в щелочно-ультраосновных массивах.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, ч. 95, вып. 6, 1966.

- Лапин А. В.* Нефелинизация пироксенитов и жильные ийолиты в Ковдорском массиве ультраосновных щелочных пород.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 5.
- Литвиненко И. В.* О некоторых результатах изучения глубинных разрезов различных структурно-фациальных зон Кольского полуострова и Карелии.— В сб. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита». Л., «Наука», 1968.
- Луцицкий И. В.* Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1960.
- Любимова Е. А.* Тепловые источники происхождения магматических расплавов.— Труды I Межд. геохим. конгр., т. 1. М., 1972.
- Марков В. К., Наседкин В. В., Рябинин Ю. Н.* Расслоение в расплаве ультраосновного щелочного состава.— Физика Земли, 1973, № 1.
- Международная тектоническая карта Европы, м-б 1 : 2500000. Изд-во ГУГК, М., 1964.
- Минаков Ф. В., Каменев Е. А., Калинин М. М.* Об исходном составе и эволюции ийолит-уртитовой магмы Хибинского щелочного массива.— Геохимия, 1967, № 8.
- Михалев В. Г.* Геологическая характеристика щелочного интрузивного массива горы Горячей.— Геология и геофизика, 1962, № 5.
- Моисеенко Ф. С.* Строение земной коры южного горного обрамления Сибири.— В кн. Региональные геофизические исследования в Сибири. «Наука», Новосибирск, 1967.
- Моисеенко Ф. С.* Взаимосвязь глубинного и приповерхностного строения земной коры. Новосибирск, «Наука», 1971.
- Моссаковский А. А.* Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Муратов М. В.* Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы и история его формирования.— В сб. «Тектоника фундамента древних платформ». М., «Наука», 1973.
- Наумов Б. Б., Поляков А. И., Романчев Б. П.* Условия кристаллизации базальтоидных расплавов по данным термометрического исследования включений в минералах.— Труды I Межд. геохим. конгр., т. 1. М., 1972.
- Орлова М. П.* Некоторые вопросы петрохимии и петрологии каледонского комплекса щелочно-ультраосновных пород Кольского полуострова.— Минерал. сб. ВСЕГЕИ, нов. серия, 1963, 96, № 3.
- Павленко А. С., Ильин А. В., Стрижов В. П., Быховер В. Н.* Возраст интрузий Восточной Тувы и Северной Монголии.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Павленко А. С., Быховер В. Н.* Монголо-Тувинская провинция щелочно-гранитоидных пород и некоторые черты их происхождения и геохимии.— В кн. «Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород». М., «Наука», 1971.
- Панасенко Г. Д.* О мощности земной коры на Кольском полуострове.— В кн. «Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. М., Изд-во АН СССР, вып. 4, 1963.
- Панина Л. И., Костюк В. П.* Термодинамические условия формирования Гулинских карбонатитов (северо-запад Сибирской платформы). Докл. АН СССР, 1971, 199, № 2.
- Перчук Л. Л.* Фазовое соответствие в системе нефелин—щелочной полевоый шпат—водный раствор.— В кн. «Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии». М., «Наука», 1968.
- Перчук Л. Л., Кононова В. А.* Диаграмма фазового соответствия для парагенезиса нефелин—пироксен (упорядоченные серии твердых растворов).— Докл. АН СССР, 1970, 192, № 2.
- Пожарицкая Л. К., Самойлов В. С.* Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1972.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К.* Предварительная возрастная шкала докембрия—герцинид для Балтийского щита.— Труды Лабор. геол. докембрия, вып. 19, 1964.
- Полканов А. А., Елисеев Н. А., Елисеев Э. Н., Кавардин Г. И.* Массив Гремяха-Вурмес на Кольском полуострове. М.—Л., «Наука», 1967.
- Прохорова С. М., Евзикова Н. З., Михайлова А. Ф.* Флогопитоносность Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных щелочных пород.— Труды НИИГА, т. 140. М., «Наука», 1966.
- Романчев Б. П.* Условия формирования некоторых карбонатитовых комплексов Восточной Африки по данным термометрии включений.— Геохимия, 1972, № 2.
- Салоп Л. И.* Геология Байкальской горной страны. М., «Недра», 1964, т. 1, 1967, т. II.
- Самсонова Н. С.* Типоморфизм нефелина.— В сб. «Типоморфизм минералов и его практическое значение». М., «Недра», 1972.
- Свешникова Е. В.* Нефелин-сиенитовый комплекс Заангарья (Енисейский край).— В кн. «Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы». М., «Наука», 1965.
- Свешникова Е. В.* Магматические комплексы центрального типа. М., «Недра», 1973.
- Семенов Е. И.* Минералогия Ловозерского щелочного массива. М., «Наука», 1972.
- Семенов Е. И., Шуба И. Д.* О геологическом возрасте Ловозерского и др. щелочных массивов Кольского п-ова.— Труды ИМГРЭ, вып. 28, 1959.
- Сергеев А. С.* Фениты комплекса ультраосновных и щелочных пород.— Изд-во ЛГУ, 1967.
- Скобелев Ю. Д.* Краткая характеристика геологического строения Кузнецкого Алатау.— Материалы по геологии Западной Сибири. Госгеолтехиздат. М., 1963.

- Соболев Н. В. Особенности состава алмазодержащей зоны верхней мантии Земли.— Тезисы XV Ассамблеи МГТС. М., 1971.
- Соколов С. В. Геотермометрическое изучение карбонатитовых комплексов.— Геохимия, 1973, № 10.
- Терновой В. И., Афанасьев Б. В., Сулимов В. И. Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. Л., «Недра», 1969.
- Тихоненков И. П. Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Томкеев С. Н. Карбонатиты — их природа и происхождение.— Минералог. сб. Львовского геол. об-ва, № 16, 1962.
- Фролов А. А. Геологическое строение и апатитовосность массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Восточного Саяна.— В кн. «Апатиты». М., «Наука», 1968.
- Фролов А. А. Геолого-структурные особенности массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Восточного Саяна.— Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 2.
- Фролов А. А., Волженкова А. Я., Нечаева Е. А. Малоэродированный массив ультраосновных щелочных пород и карбонатитов в Сибири.— Геология рудных месторожд., 1969, № 1.
- Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., «Недра», 1968.
- Хефс И. Изотопный состав углерода в изверженных породах.— Труды I Межд. геохим. конгр., СССР, М., 1971, т. I. М., ВИНТИ, 1972.
- Хомичев В. Л. Тектоно-магматическое развитие Кузнецкого Алатау.— В кн. «Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области». Новосибирск, СНИИГГИМС, 1971.
- Цирульникова М. Я., Чельев Э. К., Шустова Л. Е., Сокол Р. С. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита.— В кн. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита». Л., «Наука», 1968.
- Шаблицкий Г. Н. К вопросу о глубинном строении Хибинского и Ловозерского плутонов.— Труды Ленинград. об-ва естествоиспыт., т. 74, вып. I, 1963.
- Шанин Л. Л., Кононова В. А., Иванов И. Б. О применении нефелина в К/А геохронометрии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 5.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М. «Недра», 1968.
- Шейнманн Ю. М. К проблеме генерации магм.— Советская геология, 1969а, № 2.
- Шейнманн Ю. М. К проблеме глубинных источников магм.— Бюлл. моск. об-ва испыт. природы отд. геол., 44, № 3, 1969б.
- Шейнманн Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Шувалова В. З., Поршнев Г. И., Ланде Э. А. Карбонатитовый массив Есей.— В кн. «Карбонатиты и щелочные породы Севера Сибири.— Ученые записки НИИГА». Л., 1970.
- Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития Восточной части Балтийского щита.— В кн. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита». Л., «Наука», 1968.
- Щербина В. В. Окислительно-восстановительные процессы в магмах.— Докл. сов. геол., пробл. 10. «Геохимия». М., «Наука», 1972.
- Эпштейн Е. М., Анисеева Л. И., Михайлова А. Ф. Метасоматические породы и флогопитовосность Гулинской интрузии.— Труды НИИГА, вып. 122, 1961.
- Яншин А. Л. Тектоника Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Евразии м-б 1 : 500 000). М., «Наука», 1966.
- Яшина Р. М. О новой провинции щелочных пород на юго-востоке Тувы.— Докл. АН СССР, 1955, 105, № 6.
- Яшина Р. М. Щелочные породы юго-восточной Тувы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 5.
- Яшина Р. М. Харлинский концентрически-зональный щелочной массив и условия его образования.— В кн. «Щелочные породы Сибири». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Яшина Р. М. О влиянии вмещающей среды на развитие контактно-реакционных процессов магматической стадии формирования нефелин-сиенитовых интрузий (на примере щелочных массивов юго-восточной Тувы).— В кн. «Происхождение щелочных пород». М., «Наука», 1964.
- Яшина Р. М., Борисевич И. В. Абсолютный возраст щелочных пород Восточной Тувы.— В кн. «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения». М., «Наука», 1966.
- Agard J. Les anharatrites et le volcanisme resent de la region de Zebzat (Haut Atlas de Midelt).— Note serv. geol. Maroc, 1956, 15.
- Alkalic Rock complexes and carbonatites et Ontario and Part of Quebec. Guidebook Int. Geol. Congr. XXIV. Canada, 1972.
- Baertschi P. Relative abundances of oxygen and carbon isotopes in carbonate rocks.— Nature, 1951, 168.
- Bailey D. K. Isotopic composition of strontium in carbonatites.— Nature, 1964, 201.
- Bailey D. K. Nephelinites and ijolites. In: H. Sørensen «The alkaline rocks». J. Wiley a. Sons, New-York-London-Sydney, 1974.
- Bailey D. K., Schairer J. F. The system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$  at 1 atmosphere and the petrogenesis of alkaline rocks.— J. Petrol., 1966, 7, N 1.
- Bannister F. A. A chemical, optical and x-ray study of nepheline and kaliophilite.— Mineral. Mag., 1931, 22.
- Bishop W. W., Milles J. A., Fitch F. J. New Potassium-Argon age Determinations re-

- levant to the miocene Fossil Mamal Sequence in East Africa.—*Amer. J. Sci.*, 1969, **267**, N 6.
- Bowen N. L., Ellestad R. B.* Nepheline contrasts. *Amer. Mineralogist*, 1936, 21.
- Boyd F. R., Schairer J. F.* The system  $MgSiO_3$ — $CaMgSi_2O_6$ .—*J. Petrol.*, 1964, 5.
- Brögger W. C.* Die Eruptivgesteine des Kristianigebiets. 4. Das Fengebiet in Telemark. Norwegen. Kristiania, 1921.
- Bullitude R. J., Green D. H.* Experimental studies at high pressures on the origin of olivine nephelinite and olivine melilite nephelinite magmas.—*Earth Planetary Sci., Let.*, 1968, 3.
- Bullitude R. J., Green D. H.* Experimental study of crystall-liquid relationships at high pressures in olivine nephelinite and basanite compositions.—*J. Petrol.*, 1971, 12, N 1.
- Conway C. M., Taylor H. P.*  $O^{18}/O^{16}$  and  $C^{13}/C^{12}$  ratios of coexisting minerals in the Oka and Magnet Cove carbonatite bodies.—*J. Geol.*, 1969, 77, N 5.
- Cox K. G., Johnson R. L., Monkman L. J., Stillman C. J., Vaill J. R., Wood D. N.* The geology of the Nuanetsi igneous province.—*Phil. Trans. Roy. Soc.*, 1965, A-257.
- Daly R. A.* Origin of the Alkaline rocks.—*Repr. Bull. Geol. Soc. America*, 1910, 21.
- Derby O. A.* On the magmatite ore districts of Jacupiranga and Ipanema, Sao Paulo, Brasil.—*Amer. J. Sci.*, 1891, 41.
- Dixey F.* Carbonate pipes and ring structures.—*Geol. Mag.*, 1946, 83, N 6.
- Doig R.* An alkaline rock province linking Europe and North America. *Canad. J. Earth Sci.*, 1970, 7, N 1.
- Donnay G., Schairer J. F., Donnay J. D. H.* Nepheline solid solution.—*Mineral. Mag.*, 1959, 32.
- Eaton J., Murata K.* How volcanoes grow.—*Science*, 1960, 132, N 3432.
- Eckermann H.* The alkaline district of Alnö Island. Stockholm, S. G. V., Ser. Ca, N 36, 1948.
- Eckermann H., Ubisch F., Wickman F. E.* A preliminary investigation into the isotopic composition of carbon from some alkaline intrusions.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1952, 2, N 3.
- Eckermann H.* The alkaline and carbonatic dikes of the Alnö formation on the Mainland North-West of Alnö Island. Stockholm, 1958.
- Eckermann H., Wickman F. E.* A preliminary determination of the maximum age of the Alnö rocks. *Geol. Fören. Förh.*, 1956, 78.
- Faul H. P., Elmore L. D., Brannock W. W.* Age of the Fen carbonatite (Norway) and its relation to the intrusives of the Oslo region.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1959, 17, N 1/2.
- Faure G., Hurley P. M.* The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalts: Application to the origin of igneous rocks.—*J. Petrol.*, 1963, 4.
- Gittins J., York D., Hayatsu A.* A reconsideration of the strontium isotope method of distinguishing carbonatites from melted limestones.—*Canad. Mineralogist*, 1965, 8, pt. 3.
- Gittins J., Macintyre R. M., York D.* The ages of carbonatite complexes in eastern Canada.—*Canad. J. Earth Sci.*, 1967, 4, N 4.
- Green D. H.*, Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin application to oceanic volcanism.—*Phil. Trans. Roy. Soc., London*, 1970, A 268, N 1192.
- Green D. H.* A review of experimental evidence of the origin of basaltic and nephelinitic magmas.—*Phys. Earth Planet. Interiors*, 1970, 3.
- Green D. H.* The origin of basaltic and nephelinitic magmas. Leicester literary and philosophical Society, 1970.
- Green D. H., Ringwood A. E.* The genesis of basaltic magmas.—*Contr. Mineral., Petrol.*, 1967, 15.
- Green H. W.*  $CO_2$  charged asthenosphere.—*Nature. Phys. Sci.*, 1972, 238, N 79.
- Gonjiantini R., Tongiorgi E.* La composition isotopique des Carbonatites du Kaiserstuhl. In: «Les Roches alcalines et les carbonatites du Kaiserstuhl», *Euratom*. 1964.
- Gross M. G.* Variations in the  $O^{18}/O^{16}$  and  $C^{13}/C^{12}$  ratios of diagenetically altered limestones in the Bermuda Islands.—*J. Geol.*, 1964, 72, N 2.
- Gummer W. K., Burr S. G.* Nephelinitized paragneiss in the Bancroft area, Ontario.—*J. Geol.*, 1946, 54, N 3.
- Hamilton D. L.* Nephelinites as crystallization temperature indicators.—*J. Geol.*, 1961, 69, N 3.
- Hamilton E. I., Deans T.* Isotopic composition of strontium in some African carbonatites and limestones and in strontium minerals.—*Nature*, 1963, 198.
- Hamilton D. L., Mackenzie W. S.* Nephelinite solid solution in the system  $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — $SiO_2$ .—*J. Petrol.*, 1960, 1, N 1.
- Harkin D. A.* The Rungwe volcanics in the northern end of Lake Nyase.—*Mem. Geol. Surv. Tanganyika*, 1960, N 2.
- Hayatsu A., York D., Farquhar R. M., Gittins J.* Significance of strontium isotope ratios in theories of carbonatite genesis.—*Nature*, 1965, 207, N 4997.
- Heier K. S., Compston W.* Rb-Sr isotopic studies of the plutonic rocks of the Oslo region.—*Lithos*, 1969, 2, N 2.
- Heinrich E. W.* The Geology of Carbonatites. Rand-McNally, Chicago, 1966.
- Heinrich K. F. J.* The Electron Microprobe.—N.-Y. Wiley, 1966.
- Hess H. H.* Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes.—*Amer. Mineralogist*, 1949, 34, N 9—10.
- Hiroshi O.* Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits.—*Econ. Geol.*, 1972, 67, N 5.
- Holmes A.* Spitskop carbonatite, Eastern Transvaal.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1958, 69, N 12.

- James T. C. Summary of silicatic rocks associated with carbonatite bodies in Tanganyika.—Comm. Tech. Co-op. Africa South of the Sahara. Leopoldville, 1958.
- Johannsen A. A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks.—U. of Chicago Press. Chicago, 1938.
- Johanson R. L. The geology of the Dorowa and Shawa carbonatite complexes, Southern Rhodesia.—Trans. Geol. Soc., S. A., 1961.
- King B. C. Petrogenesis of the Alkaline Igneous Rock Suites of the Volcanic and Intrusive centres of Eastern Uganda.—J. Petrol., 1965, 6, N 1.
- King B. C., Sutherland D. S. Alkaline rocks of eastern and southern Africa. Part I—III.—Sci. Progr., 1960, 48.
- Kononova V. A., Shanin L. L. On possible application of nepheline for Alkaline Rock Dating.—Bull. Volcanologique, 1971, 35, N 1.
- Kononova V. A., Shanin L. L., Arakelians M. M. Time of alkaline complexes and carbonatites formation (based on the data obtained by K-Ar method).—Annales de la Soc. Geologique de Belgique, 1971, 94.
- Kushiro I., Kuno H. Origin of primary basaltic magmas and classification of basaltic rocks.—J. Petrol., 1963, 4.
- Lee W. H. K., Clark S. P. Heat flow and volcanic temperatures. In S. P. Clark jr (editor), Handbook of physical constants.—Geol. Soc. Amer., memoir, New-York, 1966, 97.
- Macintyre R. M. Apparent periodicity of carbonatite emplacement in Canada.—Nature Physical Sci., 1971, 230, N 12.
- Macintyre R. M., York D., Gittins J. Argon retentivity of nephelines.—Nature, 1966, 209, N 5024.
- Martin R. F., Piwinski A. J. Magmatism and tectonic settings.—J. Geophys. Res., 1972, 77, N 26.
- McCall G. J. H., Hornung G. A geochemical study of Silali Volcano, Kenya with special reference to the origin of the intermediate-acid eruptives of the Central Rift Valley.—Tectonophysics, 1972, 15, N 1—2.
- Mitchell R. H. Composition of nepheline, pyroxene and biotite in ijolite from the Seabrook Lake complex, Ontario, Canada.—N. Jb. Miner., Mh., Stuttgart, 1972, H. 9.
- Mitchell R. H., Crockett J. H. Isotopic composition of strontium in Rocks of the Fen Alkaline complex, South Norway.—J. Petrol., 1972, 13, N 1.
- Miyashiro A. The ranges of chemical composition of nepheline and their petrogenetic significance.—Geochim. et Cosmochim. acta, 1951, 1, 4—6.
- Morozewicz J. Der Mariopolit und seine Blutverwandten.—Mineral. und Petrogr. Mitt., 1930, 40, N 5—6.
- Moyd L. Petrology of the nepheline and corundum rocks of southern Ontario. Amer. Mineral., 1949, 34.
- Paarma H. A new find of carbonatite in North Finland, the Sokli plug in Savukoski.—Lithos, 1970, 3.
- Parsons G. E. Nemegosenda Lake columbium area.—Canad. Mining J., 1957, 8.
- Pineau F., Allegre C. J. Etude et signification des rapports isotopiques  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  dans les carbonatites.—C. R. Acad. Sci., 1972, D 274, N 19.
- Powell J. L., Hurley P. M., Fairbairn H. W. The strontium isotopic composition and origin of carbonatites. In Tuttle, Gittins «Carbonatites». J. Wiley & Sons, New-York-London-Sydney, 1966.
- Powers H. A. Composition and origin of basaltic magma of the Hawaiian islands.—Geochim. et cosmochim. acta, 1956, 7.
- Puustinen K. Richterite and actinolite from the Siilinjärvi carbonatite complex, Finland.—Bull. Geol. Soc. Finland, 1972, 44.
- Ramsay W. Urtit ein neues basisches Endglied der Augitsyenit—Nephelin syenit Reihe.—Geol. Fören. Stockh. Förh., 1896, 18, H. 16.
- Ramsay W., Berghell H. Die Gesteine von Iiwaara in Finnland.—Geol. Fören. Förh., 1891, 13, N 133, H. 4.
- Rosenbusch H. Elemente der Gesteinslehre. 1. Aufl. Stuttgart, 1898; 2. Aufl. Stuttgart, 1901; 3. Aufl. Stuttgart, 1910; 4. Aufl. neu bearbeitet von A. Osann. Stuttgart, 1923.
- Saggerson E. P., Willims L. A. J. Ngurumaniite from Southern Kenya and its Bearing on the Origin of Rocks in the Northern Tanganyika Alkaline District.—J. Petrol., 1964, 5, N 1.
- Sakai H. Isotopic properties of sulfur compounds in hydrothermal processes.—Geochim. J., 1968, 2.
- Sahama Th. Leucite potash nepheline and clinopyroxene from volcanic lavas from southwestern Uganda and adjoining Belgian Congo.—Amer. J. Sci., Bowen vol., 1952.
- Shand S. J. The geology of Pilansberg in the Western Transvaal. A study of Alkaline rocks and Ring Intrusions.—Trans. Geol. Soc. South Africa, 1928.
- Shand S. J. The present status of Daly's hypothesis of the alkaline rocks.—Amer. J. Sci., 1945, 243 A.
- Smith J. V. X-ray emission microanalysis of rock-forming minerals. Experimental technique.—J. Geology, 1965, 73, N 6.
- The alkaline rocks. Sørensen H. ed. J. Wiley & Sons. New-York-London-Sydney, 1974.
- Springer G. Die Berechnung vom Korrektur für die quantitative Elektronenstrahl-Mikroanalyse.—Fortschr. Mineralogie, 1967, 45, H. 1.
- Strauss C. A., Truter F. C. The alkali complex of Spitskop, Sekukuniland, Eastern Transvaal.—Trans. Geol. Soc. South Africa (1950), 1951, v. 53.
- Taylor H. P., Frechen J. J., Degens E. T. Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from Leacher See District, West Germany and Alnö District, Sweden.—Geochim. et cosmochim. acta, 1967, 31, N 3.

- Temple A. K., Heinrich E. W. Spurrite from Coahuila, Mexico.—*Mineral Mag.*, 1964, 23.
- Tilley C. E. Nepheline parageneses. Sir Douglas Mawson Anniversary, vol. Univ. Adelaide, 1952.
- Tilley C. E. Nepheline-alkali feldspar parageneses.—*Amer. J. Sci.*, 1954, 252.
- Tilley C. E. Problems of alkali rock genesis.—*Quart. J. Geol. Soc. London*, 1958, 113.
- Tilley C. E., Thompson R. N. Melting relations of some ultra alkali volcanics.—*Geol. J.*, 1972, 8, N 1.
- Tröger W. E. Speziell Petrographie der — Eruptivgesteine. Ein Nomenklatur-Kompendium. Berlin, 1935.
- Tuttle O. F., Gittins J. ed. Carbonatites. Intersci. publishers adivision of John Wiley & Sons. New-York-London-Sydney, 1966.
- Vorobieva O. A., Yashina R. M., Sveshnikova E. V., Kononova V. A., Andreyeva E. D. The conditions of alkaline rocks formation (basing on the materials obtained in the USSR). *Int. Geol. Congress*, XXIV sess., section 14, 1972.
- Watkinson D. H., Wyllie P. J. The limestone assimilation hypothesis.—*Nature*, 1964, 204.
- Wyllie P. J. Limestone assimilation. In: H. Sørensen «The alkaline rocks». J. Wiley & Sons, New-York-London-Sydney, 1974.
- Yagi K. Petrochemical studies on the alkali rocks of the Morotu district, Sakhalin.—*Bull. of the Geol. Soc. of Amer.*, 1953, 64, N 7.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Глава первая	
<b>Ассоциации пород якупирангит-уртитовой серии и их структурно-геологическая позиция</b>	
Ассоциация ультраосновных и щелочных пород . . . . .	11
Ассоциация основных и щелочных пород . . . . .	34
Ассоциация агпаитовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, ювитов	46
Ассоциация фойяитовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, ювитов	51
Некоторые данные о строении земной коры в районах развития якупирангит-уртитовых серий . . . . .	57
Некоторые особенности ассоциаций пород, включающих якупирангит-уртиты . . . . .	60
Глава вторая	
<b>Возраст пород якупирангит-уртитовой серии и длительность их формирования</b>	
Продолжительность формирования щелочных интрузивов сложного строения и история развития центральных структур Ковдорского типа . . . . .	65
Время возникновения якупирангит-уртитовых серий в общей истории щелочного магматизма (на примере платформ и древних геосинклинально-складчатых областей) . . . . .	74
Глава третья	
<b>Особенности состава пород якупирангит-уртитовой серии</b>	
Типоморфизм первичных породообразующих минералов . . . . .	82
Особенности количественно-минерального и химического состава пород якупирангит-уртитовой серии . . . . .	104
Глава четвертая	
<b>Гетерогенность пород якупирангит-уртитовой серии</b>	
Интрузивные породы якупирангит-уртитовой серии, возникающие при дифференциации первичных магм . . . . .	120
Якупирангиты-уртиты — продукты магматического замещения (Процесс ийолитизации) . . . . .	140
Метасоматические нефелино-пироксеновые породы послемагматической стадии (Процесс нефелинизации) . . . . .	156
О критериях отличия различных генетических типов пород якупирангит-уртитовой серии . . . . .	158

Глава пятая

**Физико-химические условия формирования пород  
якупирангит-уртитовой серии**

Температура образования мельтейгитов-уртитов . . . . .	163
О режиме давления при формировании пород якупирангит-уртитовой серии	169
Режим кислотности-основности . . . . .	170
Об окислительно-восстановительном потенциале и активности кислорода	171

Глава шестая

**Проблема источника вещества**

Изотопный состав углерода, серы, стронция как критерий глубинности источника вещества . . . . .	177
Специфика ассоциаций пород, включающих якупирангиты-уртиты — отражение глубинных процессов магмообразования . . . . .	186
<b>Основные выводы и их практическое приложение</b>	<b>193</b>
Литература . . . . .	204

**ВИКТОРИЯ АББАСОВНА  
КОНОНОВА**  
**ЯКУПИРАНГИТ-УРТИТОВАЯ  
СЕРИЯ  
ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД**

Утверждено к печати  
Институтом геологии  
рудных месторождений, петрографии,  
минералогии и геохимии

Редактор **Т. С. Барина**  
Редактор издательства **Л. М. Бекасова**  
Художник **А. Е. Смирнов**  
Художественный редактор **С. Н. Чернецов**  
Технический редактор **Ю. В. Рылина**

Сдано в набор 17/XII 1975 г. Подп. к печ. 17/V 1976 г.

Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага № 1.

Усл. печ. л. 18,9. Уч.-изд. л. 19,1. Тираж 900 экз.

Т-10807. Тип. зак. 4002

Цена 1 р. 91 к.

Издательство «Наука»

103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., д. 21

2-я типография Издательства «Наука»,

121099, Москва, Г-99, Шубянский пер., 10.

1 р. 91 к.

2397



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»