

А. В. ГАЛАХОВ

ПЕТРОЛОГИЯ
ХИБИНСКОГО
ЩЕЛОЧНОГО
МАССИВА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДENA ЛЕНИНА КОЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ им. С. М. КИРОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

55d. 11.55d.

А. В. ГАЛАХОВ

ПЕТРОЛОГИЯ
ХИБИНСКОГО
ЩЕЛОЧНОГО
МАССИВА

1577



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД · 1975



УДК 20805/055 (02)

Петрология Хибинского щелочного массива. Галахов А. В. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 1—256.

В монографии дается структурно-геологическая и петрографическая характеристика Хибинского щелочного массива. Большое внимание уделяется химическому составу массива, слагающих его интрузий, пород, главных породообразующих минералов (нефелина и К-На полевого шпата), приводятся сведения по геохимии массива. Рассматриваются проблемы происхождения и формирования Хибинского массива: раслоенность интрузий, естественные ряды пород, вопросы магматической и кристаллизационной дифференциации щелочной магмы, генезис своеобразных пород — рисчорритов, ийолит-урититов, апатито-нефелиновых пород, механизм формирования конических интрузий и массива в целом, природа хибинской нефелин-сиенитовой магмы. Уделено внимание рудным перспективам массива. Рис. — 57, табл. — 57, библ. — 128 назв.

Ответственный редактор

член-корреспондент АН СССР Г. И. ГОРБУНОВ

Г 20805-631
055 (02)-75 157-75

© Издательство «Наука», 1975

В В Е Д Е Н И Е

Хибинский щелочной массив выделяется среди других щелочных массивов земного шара размером, внутренним строением, своеобразием пород и уникальными апатито-нефелиновыми месторождениями. Первые отрывочные сведения о Хибинском массиве относятся к началу прошлого столетия, ко времени опубликования работы капитана Широкшина (1835 г.) и далее, почти до конца XIX в., о Хибинах встречаются лишь эпизодические упоминания, главным образом в работах географов — А. Ф. Миддендорфа, Н. В. Кудрявцева, Ш. Рабо, — производивших отдельные маршрутные пересечения Кольского полуострова, преимущественно вдоль почтового тракта Кандалакша—Имандра—Кола. Обстоятельные сведения о Хибинах получены экспедициями финского ученого В. Рамзая (1887—1892 гг.). Им была составлена первая геологическая карта Хибинского массива и установлено, что массив является крупнейшим в мире интрузивным телом нефелиновых сиенитов, многие разновидности которых не имеют себе аналогов среди пород других щелочных массивов земного шара.

Планомерное систематическое изучение Хибинских тундр началось с 1920 г., со времени начала работы первой советской экспедиции, возглавляемой академиком А. Е. Ферсманом, который уже в 1922 г. установил минералого-geoхимические дуги и зональное строение массива. Позднее (1931 г.) он отметил кольцевое строение массива с воронкообразной (конусообразной) структурой апатито-нефелинового тела. Б. М. Куплетский (1928), один из участников этой экспедиции, провел большие геолого-петрографические исследования, исправил и дополнил геологическую карту, составленную В. Рамзаем. Геолого-петрографическое и минералого-geoхимическое изучение Хибин продолжалось при участии и под руководством А. Е. Ферсмана и в последующие годы (Э. М. Боннепарт, О. А. Воробьева, Е. Е. Костылева, Б. М. Куплетский, А. Н. Лабунцов, В. В. Щербина и др.). С 1929 г. начинается систематическое геологическое картирование, которое в 1934—1935 гг. протекало под общим руководством Н. А. Елисеева. Завершилось оно в 1936 г. составлением геологической (Е. Н. Володин), и структурной (М. С. Ожинский) карт (Елисеев и др., 1939). В 1937 г. вышла из печати книга «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр».

Позднее геологическое изучение массива проводилось главным образом в пределах апатито-нефелиновых месторождений в связи с их разведкой и эксплуатацией. Буровые разведочные и горно-эксплуатационные работы впервые дали детальные сведения по геологии и петрографии апатито-нефелиновых месторождений (М. П. Фивег, Л. Б. Антонов, В. Н. Годовиков). Работы в Хибинах были прерваны Великой Отечественной войной 1941—1945 гг.

Расширение фронта геологоразведочных работ, увеличение масштабов горнодобывающей апатитовой промышленности и неослабевающий научный интерес к этому уникальному щелочному массиву настоятельно требовали дальнейшего его изучения, проведения петрологических работ, направленных на решение вопросов, касающихся формы, строения и последовательности формирования отдельных интрузивных тел и всего массива, эволюции и дифференциации магматического расплава, обуславивших разнообразие пород, вопросов петрохимической и минералогической характеристики интрузивов и связи с ними месторождений минерального сырья.

Поэтому после окончания Великой Отечественной войны геологопетрографические и минералогические работы в Хибинах были возобновлены. Многочисленные научно-исследовательские организации под руководством крупных ученых проводили эти работы. Среди них были Кольский филиал им. С. М. Кирова АН СССР (Б. М. Куплетский, О. А. Воробьев), Ленинградский государственный университет им. А. А. Жданова (С. М. Курбатов, Н. А. Елисеев), Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ) АН СССР (К. А. Власов), Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЭМ) АН СССР (Е. Е. Костылева), Государственный институт горно-химического сырья (ТИГХС) (Г. М. Виро-влянский), Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского (ГЕОХИ) АН СССР (В. И. Герасимовский) и другие организации.

Многие годы (1944–1946, 1948–1969) петрологическому изучению Хибинского массива посвятил автор настоящей работы. В результате были изучены слагающие массив интрузии рисчорритов, фойлитов, неравнозернистых нефелиновых сиенитов, хибинитов и трахитоидных хибинитов, их форма и строение, возрастные взаимоотношения между ними, выявлены и изучены слагающие их петрографические разновидности пород, пространственное положение их в интрузивных телах, вещественный (минеральный и химический) состав.

В то же время было проведено геолого-петрографическое изучение ийолит-уртитового тела (Иванова и др., 1970) и апатито-нефелиновых месторождений (Иванова, 1963), изучение их минералогии (Дудкин и др., 1964) и структуры (Виро-влянский и др., 1965). В 1960 г. геологосъемочной партией Северо-западного геологического управления была закончена геологическая съемка и составлена новая геологическая карта Хибинского массива (Зак и др., 1972). Хибиногорской партией была выполнена под руководством Ф. В. Минакова детальная съемка полосы ийолит-уртитов. Позднее (1969 г.) геофизической партией Западного геофизического треста (ЗГТ) Министерства геологии СССР под руководством Г. Н. Шаблинского получены данные по глубинному строению Хибинского массива.

Все это ставило перед исследователями новые задачи и делало возможным выполнение более углубленного изучения массива, выявление дальнейших перспектив глубинных частей его. Проведенное автором изучение естественных рядов магматических горных пород массива имеет теоретический и практический интерес, поскольку оно проливает свет, с одной стороны, на процессы эволюции и дифференциации магматического расплава, а с другой — на связь с ними процессов рудообразования.

Полученные данные по составу, строению и возрастным соотношениям интрузий массива позволили автору составить детальную структурно-геологическую карту и схему глубинного строения массива, дополнить и детализировать схему последовательности интрузивных фаз. Результаты проведенных исследований дали возможность более полно восстановить историю формирования массива, осветить ряд петрологических вопросов, касающихся выявления и изучения естественных рядов магматических горных пород массива, хода эволюции и дифференциации магмы

в глубинном подкоровом магматическом источнике и промежуточном магматическом очаге, питавших Хибинский субвулкан, определить направления дифференциации остывшего и кристаллизовавшегося магматического расплава в магматической камере *in situ* и связь с этими явлениями процессов рудообразования, механизма формирования массива, что позволило прийти к практическим рекомендациям, расширяющим перспективы массива нахождение новых месторождений полезных ископаемых.

Настоящая работа — итог многолетних исследований автора — является первой попыткой создания петрологии этого, не имеющего себе аналогов, щелочного массива. Она написана по материалам в основном личных наблюдений с привлечением данных других исследователей.

В полевых и лабораторных исследованиях принимали участие Б. Н. Батраков, В. В. Капитонов, А. В. Петрова. Автор считает приятным долгом выразить им свою признательность.

Сердечно благодарит автор докторов геолого-минералогических наук Л. С. Бородина и М. Д. Дорфмана, ознакомившихся с работой в рукописи и давших ряд важных советов.

Искреннюю благодарность автор приносит члену-корреспонденту АН СССР Г. И. Горбунову, отредактировавшему книгу и сделавшему много ценных указаний при подготовке рукописи.

С глубокой благодарностью вспоминает автор своего учителя заслуженного деятеля науки РСФСР, доктора геолого-минералогических наук, профессора Ольгу Анисимовну Воробьеву, оказавшую неоценимую помощь в проведении исследований и давшую много хороших советов при составлении рукописи.

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ МАССИВА

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРУКТУРА МАССИВА

Хибинский щелочнй массив располагается на Кольском полуострове — классической области развития щелочного магматизма, характеризующейся крупнейшими массивами нефелиновых сиенитов и многочисленными интрузиями щелочных—ультраосновных пород с карбонатитами. Известно, что территория Кольского полуострова, сложенная преимущественно докембрийскими кристаллическими породами, не была щитом устойчивым с протерозоем, что на ней залегают более молодые осадочные и вулканогенные толщи. Известно также, что стабилизация в среднем протерозое Кольской геосинклинальной зоны карелид с преобразованием ее в область завершенной складчатости привела к изменению формы проявления тектогенеза и развитию главным образом глыбовой тектоники. Интрузивная деятельность вследствие этого приобрела платформенный характер и проявилась в связи с крупными расколами и разломами земной коры. Разломы различного масштаба и глубины заложения, установленные на Кольском полуострове (Цирульникова, Сокол, 1968; Токарев, 1968), послужили путями для проникновения магмы, образовавшей в палеозое платформенные интрузии центрального типа: каледонские щелочных—ультраосновных пород с карбонатитами и герцинские щелочных пород. К последним принадлежит Хибинский массив, приуроченный к северо-восточному глубинному разлому. Кроме того, на Кольском полуострове известны более древние, протерозойские, интрузии щелочных пород.

Протерозойские интрузии составляют малочисленную группу. К ним относится массив Гремяха-Вырмес, абсолютный возраст нефелиновых сиенитов которого исчисляется в 1600—1675 млн лет (данные А. А. Полканова и Э. К. Герлинга). А. А. Полканов и Н. А. Елисеев считали, что массив приурочен к межформационному разлому северо-восточного простирания и сформирован в три интрузивные фазы (комплексами от древних к более молодым): 1) перидотитов-пироксенитов-габброанортозитов и анкеритов-пуласкитов; 2) щелочных и нефелиновых сиенитов и пород ряда мельтейгит (малиньит)—уртит (ювит); 3) щелочных гранитов, граносиенитов и нордмаркитов. Полевые исследования массива Гремяха-Вырмес, проведенные автором настоящей работы, не дали материала о более молодом возрасте щелочных гранитов в сравнении с ультраосновными, основными и щелочными нефелинсодержащими породами. Полученные данные скорее свидетельствуют о более древнем возрасте щелочных гранитов.

К протерозойским интрузиям принадлежит Сахариокский щелочный массив (1510 млн лет). Он, по данным И. Д. Батиевой и И. В. Белькова, образует крутонаклонный на северо-восток трещинный межформационный pluton, сложенный щелочными (в лежачем) и нефелиновыми (в висячем боку) сиенитами, генетически связанными с кейскими щелочными гранитами.

Среди архейских гнейсов располагается протерозойская Кургинская многофазная интрузия ультраосновных пород протерозойского возраста, прорванная в центральной части штоком каледонских щелочных сиенитов.

Каледонские многофазные интрузии центрального типа сложены характерной ассоциацией щелочных пород с ультраосновными и карбонатитами (Кухаренко и др., 1965). Ультраосновные породы представлены оливинитами, перидотитами и пироксенитами, а щелочные — породами ийолит-уртит-мелтьгитовой серии, реже нефелиновыми сиенитами. Эти интрузии имеют концентрически зональное строение, при котором преобладающие ультраосновные породы обычно слагают центральное ядро интрузии, а щелочные — периферические кольцевые и неполнокольцевые зоны. Площадь массивов варьирует от 0.8 до 35 км².

Эти массивы на Кольском полуострове располагаются (Кухаренко и др., 1965) в виде трех поясов: центрального (Салма-Ковдорского), южного (Кандалакшского) и северного. Центральный пояс протяженностью около 280 км включает (с запада на восток): Ковдорский массив, массивы Африканды, Лесной и Озерной варак, Салмагорский и Холодноозерский массивы. Перечисленные массивы, кроме Холодноозерского, располагаются в архейских гнейсах в зоне разлома между кольским и беломорским тектоническими районами. Массив Холодноозерский располагается в вулканогенно-осадочных породах свиты имандра-варзуга, вблизи тектонической границы ее с гнейсо-гранитами архея. Южный пояс интрузий длиной около 220 км располагается параллельно центральному, находясь от него на расстоянии около 85 км, и включает, начиная с запада, Салланлатвинский массив, массив Вуориярви, Ковдозерский массив, многофазный комплекс Турьего полуострова. Эти интрузии приурочены к системе разломов, обрамляющих Кандалакшский грабен. Вмещающими породами для них являются гнейсы архея (Ковдорский массив и частично породы Турьего полуострова), гнейсы и сланцы докембрия (массив Вуориярви) и протерозойские метадиабазы (Салланлатвинский массив), серые и красные песчаники (частично породы Турьего полуострова). Северный пояс намечается Себльяврским массивом. К северо-востоку от Хибинского массива располагается Контозерский щелочный массив, возраст которого исчисляется в 330 млн лет.

Почти все из упомянутых каледонских интрузий имеют однотипное строение и характеризуются в общем следующей последовательностью возникновения главных групп пород (Кухаренко и др., 1965). В раннюю фазу, проявившуюся не везде, образовались трещинные интрузии оливинитов, которые в следующую фазу, главную для большинства массивов, сменились коническими интрузиями пироксенитов. Позднее по кольцевым расколам интрудировала щелочная магма, кристаллизация которой привела к образованию щелочных пород якуширангит-мелтьгит-ийолит-уртитовой серии. Постмагматические образования представлены разнобразными породами, в том числе и карбонатитами. Формирование массивов завершилось жилами канкринитовых и нефелиновых сиенитов, тингуайтов, мончикитов, фурчитов. Вмещающие гнейсы и гнейсо-граниты архея в зоне контакта с массивами подвергнуты процессам щелочного метасоматоза — фенитизации. Возникновение интрузий связывается с долгоживущими тектоническими разломами глубинного заложения. Интрузии имеют разную глубину распространения (Клушин, 1968): Холодноозерская — 2 км, Африканда — 2—3.5 км, Хабозерская — 3 км и Вуориярви, Салмагорская, Турьего п-ова — 3—3.5 км; на большие глубины распространены Кургинская — 7 км, Ковдорская — 6 км и Контозерская — 7 км. Каледонские интрузии Кольского полуострова принадлежат (Кухаренко и др., 1965) к одному тектономагматическому циклу среднего палеозоя, приблизительно соответствующему второй половине готландия — началу девона. Продолжительность их образования превы-

шала 20—25 млн лет. Цифрами такого порядка характеризуется и длительность становления отдельных многофазных интрузивных тел.

Ультраосновные и щелочные породы каледонских массивов большинством исследователей считаются первично магматическими, возникшими из единой магмы. А. А. Кухаренко и др. (1965) пришли к выводу, что происхождение этих пород связано с дифференциацией ультраосновной магмы, по составу близкой к перидотиту. В то же время ультращелочные породы этих массивов Л. С. Бородин считает результатом метасоматоза ультрабазитов.

Герцинские интрузии на Кольском полуострове образовались в условиях возникновения крупных разломов, послуживших путями для внедрения большого объема щелочной магмы, давшей такие значительные интрузивы, как Хибинский и Ловозерский. Последние относятся к многофазным центрального типа интрузиям, преимущественно нефелиновых сиенитов, что резко отличает их от каледонских образований. Ловозерский массив является вторым по величине после Хибинского герцинским щелочным массивом. Он располагается в 7 км к востоку от Хибинского и отделен от него меридиональной депрессией Умбозера. Существуют различные точки зрения и взгляды на форму и строение Ловозерского массива, на число и последовательность интрузивных фаз. Согласно наиболее поздним исследованиям (Буссен и Сахаров, 1967), массив имеет воронкообразную форму с выпуклой верхней частью и образовался в шесть этапов эруптивной деятельности.

В непосредственной близости к Хибинскому массиву среди вулканогенно-осадочных пород свиты имандра-варзуга располагается небольшой массив Соустова щелочных нефелин-анальцимовых и анальцим-канкриитовых сиенитов. Он представляет собой крутопадающее пластообразное тело, приуроченное, по-видимому, к тектоническому разрыву запад-северо-западного простирания, проходящему внутри свиты имандра-варзуга. Не исключено, что массив Соустова имеет тесную генетическую связь с Хибинским массивом, и вероятно, является его сателлитом.

Мелкие выходы щелочных пород с точно не установленным возрастом встречены еще в ряде пунктов Кольского полуострова.

Хибинский щелочный массив располагается в центральной части Кольского полуострова (рис. 1, вкладка) и имеет площадь 1327 км². В рельефе он выражен сильно расчлененной горной возвышенностью, поднимающейся над окружающей равниной в среднем на 1000 м. Приурочен массив к северо-восточному глубинному разлому, доходящему до поверхности Мохоровичча. На значительном протяжении массив контактирует с архейскими образованиями, которые на севере и юго-востоке представлены биотит-плагиоклазовыми, гранат-биотитовыми, силлиманит-биотит-кордиеритовыми и амфиболовыми гнейсами, мигматизированным олигоклазовым гранитом, а в северо-западной части — диоритами и гнейсо-диоритами. Архейский гнейсовый комплекс включает амфиболиты, олигоклазовые граниты и их пегматиты, пегматиты микроклинового гранита, мигматиты, а также жильные габбро-диабазы (Елисеев и др., 1939).

С юга и запада Хибинский массив окружен вулканогенно-осадочными и интрузивными породами свиты имандра-варзуга, относимой А. А. Полкановым и Н. А. Елисеевым к протерозою. В составе этой свиты в Прихибинском районе принимают участие метаморфизованные порfirito-лавовые породы типа спилитов, местами переслаивающиеся с кварцитами и туфогенными сланцами и прорываемые пластовыми интрузиями метадиабазов, метагаббро-диабазов, серпентинитов, а также неправильной формы телами кварцевых габбро-диабазов и связанных с ними гранофиров. Этот комплекс зеленокаменных и осадочных пород, за исключением большинства интрузивных, довольно интенсивно рассланцована. Вертикальная мощность эфузивно-осадочных образований по данным геофизики достигает здесь 3—4 км, ниже залегает, по-видимому, гнейсо-гра-

нитовый комплекс архея. В. Рамзай в западной части Хибин отмечал предположительно девонские ороговикованные глинистые сланцы. Н. А. Елисеев и др. (1939) условно выделяли ороговикованные глинистые песчаники и сланцы, наблюдавшиеся на западном и юго-западном склонах Хибин, как палозойские. Крупные останцы подобных полосчатых глинистых сланцев и песчаников встречены в контакте с хибинитами на южном склоне Хибин (гора Кичепахк). По внешнему виду они напоминают глинистые сланцы и песчаники, известные в соседнем Ловозерском массиве в составе ловозерской туфогенно-осадочной свиты с девонской флорой (Елисеев и др., 1937). Ксенолиты полосчатых филлитовых сланцев, тонко-полосчатых сланцев и пикрит-порфириотов, встречающиеся в Хибинском массиве, В. Н. Горстка (1971) так же параллелизует с породами ловозерской свиты, считая эти породы кровлей Хибинского массива, уничтоженной эрозией.

Контакт между архейским комплексом и протерозойской свитой имандра-варзуга в районе Хибинского массива, по А. А. Полканову, тектонический. Об этом свидетельствуют обнаруженные автором следы более древнего, чем Хибинский щелочная массив, проявления щелочного—ультраосновного магматизма (Галахов, 1966а), приуроченные к месту положения этого контакта.

Вмещающие породы около Хибинского массива претерпели контактное воздействие (Елисеев и др., 1939; Горстка, 1971), хотя масштабы его при больших размерах интрузии были незначительны. В результате гнейсы сиенитизированы и в непосредственном контакте превращены в зону фенитов мощностью 5—10 м, а зеленокаменные породы свиты имандра-варзуга подвержены ороговикованию в зоне мощностью до 400 м.

Хибинский массив в плане представляет собой округлое, немного вытянутое в широтном направлении тело, образованное в несколько интрузивных фаз. Форма массива исследователям представляется по-разному, однако всеми признаются интрузивные контакты его с вмещающими породами. Так, В. Рамзай (Ramsay, Hackman, 1894) относил массив к лакколитообразным, А. Е. Ферсман (1923) писал о форме бисмалита, Б. М. Куплетский (1928) на раннем этапе исследований считал массив лакколитом, а позднее (1937) рассматривал его как синклинальную интрузию и, наконец, как сложный pluton. По Н. А. Елисееву (Елисеев и др., 1939), массив имеет крутые контакты и представляет собой сложное интрузивное тело центрального типа, образовавшееся в семь интрузивных фаз. Причем внедрение происходило то по кольцевым, то по коническим расколам.

Геофизическими исследованиями (Шаблинский, 1963, 1965) установлено, что на севере контакт Хибинского массива с вмещающими гнейсами до глубины 6—7 км падает круто (81°) под массив. Западный контакт падает также под массив, но до глубины 5—6 км — под углом около 70° , а ниже — под углом $40—50^\circ$. Южный контакт падает в сторону массива под углом 80° до глубины 2—3 км, а ниже выполняется до $40—50^\circ$. На глубине 6—7 км контакт геофизическими методами не прослеживается. Таким образом, внешний контакт массива с вмещающими архейскими гнейсами и эфузивно-осадочными породами свиты имандра-варзуга с глубиной постепенно выполняется. Хибинская интрузия, по Г. Н. Шаблонскому, приближается к лополитообразной.

Для Хибинского массива характерно кольцевое зональное (в плане) строение. Оно заключается в последовательном расположении вложенных друг в друга неполных разомкнутых на востоке колец (подков), представленных от периферии к центру интрузивными телами (рис. 2, вкладка): хибинитов, трахитоидных хибинитов, рискорритов — ийолит-уртитов — апатито-нефелиновых пород, неравнозернистых нефелиновых сиенитов, фойяитов. В периферической части массива и в зоне контакта интрузий хибинитов и тра-

Таблица 1

Последовательность формирования Хибинского массива по данным различных авторов

В. И. Влодавец (1935)	Б. М. Куплетский (1937)	Н. А. Елисеев и др. (1939)	Т. Н. Иванова (1963)	С. И. Зак, Е. А. Каменев (1964)	А. В. Галахов (1961, 1968а)
	Мончикиты, пикрит-порфирит, рудный пироксенит. Тералиты, шонкиниты, оливиновый якупирангит. Тингуаниты, щелочные трахиты, щелочные базальты. Микрошонкиниты и жильные нефелиновые сиениты	Молодые жильные породы	Комплекс молодых жильных пород	Постдевонские дайки лампрофиоров Эгирин-альбитовые жилы	Молодые жильные породы
Хибиниты		Фойяиты и мелко-зернистые слюдяно-эгирин-роговообманковые нефелиновые сиениты Среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты	Комплекс фойяитов, ийолиты Ньюркпахк-Суолуйва, ювиты Коашвы Среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты Жилы луявритов	Фойяиты Среднезернистые нефелиновые сиениты	Фойяиты Неравнозернистые нефелиновые сиениты
Апатито-нефелиновые породы Ийолит-уртитовая серия пород	Ийолит-уртиты, луявриты и апатито-нефелиновые породы	Ийолит-уртиты, ма-линиты, луявриты и апатито-нефелиновые породы	Комплекс апатито-нефелиновых пород	Ийолит-уртиты и апатито-нефелиновые породы	

Слюдяной нефелиновый сиенит Пойкилитовый нефелиновый сиенит Роговообманковый нефелиновый сиенит	Эгириновые, роговообманковые, слюдянные и тому подобные мелкозернистые нефелиновые сиениты (рисчорриты)	Рисчорриты (пойкилитовые нефелиновые сиениты)	Комплекс ийолит-уртитов Комплекс рисчорритов	Рисчорриты	Рисчорриты, ийолит-уртиты, апатито-нефелиновые породы
Фойяйт и хибинитоподобный фойяйт	Фойяиты центральной части Хибин с альбититами Трахитоидные хибиниты внутренней дуги Хибиниты с краевыми фациями умпекитов	Трахитоидные хибиниты и их жильные породы Гранитоидные хибиниты и их жильные породы Щелочные сиениты (умпекиты), среднезернистые и мелкозернистые нефелиновые сиениты первой фазы. Нефелиновые сиенит-порфиры	Трахитоидные хибиниты Гранитоидные хибиниты Комплекс щелочных сиенитов, мелкозернистых нефелиновых сиенитов, нефелиновых порфиров	Трахитоидные хибиниты Хибиниты и эндоконтактные нефелиновые сиениты	Трахитоидные хибиниты Хибиниты Щелочные и нефелиновые сиениты первой фазы магматической деятельности Щелочные и нефелиновые породы ранней фазы магматической деятельности
					Ультраосновные и щелочные породы каледонского магматизма

хитоидных хибинитов размещаются щелочные и нефелиновые сиениты и нефелиновые сиенит-порфиры первой интрузивной фазы.

Структурно-геологическая карта массива в общем подтвердила пространственное расположение интрузий, отраженное на карте Е. Н. Володина (Елисеев и др., 1939). Однако составленная автором карта отличается как большей детализацией строения интрузий пород, так и новыми ранее не известными чертами в строении отдельных интрузий и массива в целом. Структурно-геологические исследования привели автора к принципиально новому выводу о составе и строении массива на глубину, состоящему в том, что Хибинский массив сложен не кольцевыми и коническими, перемежающимися между собой интрузиями, а состоит из серии вложенных друг в друга конических интрузивных тел. Выявлена четко расслоенная часть интрузии трахитоидных хибинитов.

Установлено несоответствие (непараллельность) в залегании слоев расслоенных конических интрузий и их интрузивных контактных поверхностей с более древними породами, что получило отражение в структуре массива, изображенной на впервые составленной схеме глубинного строения массива. Новые представления предполагают наличие на глубине слоев пород, не выходящих в современном эрозионном срезе на дневную поверхность, и тем самым значительно расширяют перспективы нахождения в более глубоких горизонтах массива слоев с промышленными скоплениями интересных для практики минералов.

О последовательности возникновения интрузивных тел существует несколько противоречивых представлений (табл. 1). Следует отметить, что расположение интрузий от периферии к центру массива в общем отражает последовательное во времени развитие интрузивной деятельности.

Возраст Хибинского интрузива А. А. Полканов и Б. М. Куплетский считают посткарельским. Он моложе пород ловозерской свиты, в ксенолитах которых в Ловозерском массиве обнаружены остатки, относимые А. Н. Криштофовичем к низам карбона или верхам девона. По новейшим радиологическим данным (Комлев и др., 1961). Хибинский массив имеет возраст 290 ± 10 млн лет, т. е. относится к интрузиям платформы герцинского времени (Полканов, У Ли-жень, 1961).

Породы Хибинского массива разбиты системой трещин. Вопросы трещинной тектоники Хибинского массива рассматриваются в работах А. В. Пэка, Н. А. Елисеева, А. В. Галахова, С. И. Зака и др. Наиболее полное систематическое изучение трещинной тектоники массива выполнено Е. А. Каменевым (1963).

Следует заметить, что установление принадлежности трещин к определенным генетическим типам часто затруднено или вовсе невозможно из-за отсутствия в породах линейного параллелизма минералов.

Особенно четко в рельфе массива проявлены крутопадающие радиальные и концентрические трещины.

Радиальные трещины в Хибинском массиве ровные и прослеживаются на значительных расстояниях. Они в разной степени раскрыты от нескольких сантиметров и дециметров до метра и более. Несоответствие в некоторых местах высотных уровней поверхности отрога по разные стороны от трещин-щелей свидетельствует о вертикальных перемещениях по ним крупных блоков горных пород. Это указывает на тектоническое происхождение щелей и ущелий, являющихся в разной степени раскрытыми позднее эродированными вертикальными трещинами.

Концентрические трещины также ровные. Совпадающие с ними ущелья распространены в периферических, главным образом в южной и северо-восточной, частях массива. На схематической карте (рис. 3, вкладка) можно видеть следующие типы трещин, проявленные в разной степени.

1. Щели хорошо выраженные в рельфе (глубокие сравнительно узкие щели и ущелья).

2. Щели, переходящие в трещины (видно, как на продолжении щели располагается более узкая слабо раскрыта трещина, или щель затушевывается четвертичными отложениями или переходом в русло горной речки).

3. Трещины крупные, зияющие или отчасти засыпанные.

4. Трещины слабо выраженные — еле заметные, как бы просвечивающие через четвертичные отложения.

5. Прямолинейные участки долин речек, по-видимому, унаследовавших ориентировку в разной степени приоткрытых трещин.

Наиболее выраженной на карте является радиальная система трещин, веерообразно расходящихся от восточной, пониженней, части Хибинского массива. Эти трещины в западном, северо- и юго-западном направлениях с перерывами прослеживаются через массив на многие километры.

Менее многочисленны концентрические трещины. Наиболее хорошо они видны в северо-восточной и южной периферической частях массива, располагаясь параллельно его контакту. В западной части массива проявляются трещины субмеридионального направления, параллельные долинам рр. Меридиональная и Кукисвум.

Как было показано выше, трещины-ущелья Хибин имеют тектоническое происхождение. Возникновение их, вероятно, вызвано поднятием массива.

Характер расположения трещин-ущелей в массиве имеет сходство с расположением радиальных и концентрических трещин, занятых дайками в круглом поднятии на о-ве Рам (Шотландия).

Пологие (субгоризонтальные) трещины образуют в породах пологую, часто тонкоплитчатую отдельность.

Наблюдались смещения с амплитудой до 2 м в толще трахитоидных хибинитов по крутопадающим плоскостям — вертикальной жиле мелко-зернистого трахитоидного нефелинового сиенита.

Смещения масс пород внутри массива являются, по-видимому, обычным явлением. Отсутствие в больших массах пород выдержаных маркирующих горизонтов сильно затрудняет и в большинстве случаев делает невозможным выявление смещений внутри массива.

Ф. М. Онохин (1970) считает, что на северном фланге Кукисвумчоррского апатито-нефелинового месторождения существует смещение по радиальному разлому. На основании изучения этого разлома им в пределах массива намечено шесть линий предполагаемых радиальных разломов и предложена схема грабенового строения Хибинского массива. Существование таких радиальных разломов со значительными (до 2—2.5 км) амплитудами перемещения по ним твердых геологических доказательств не имеет и в общем строении массива не проявляется.

Еще более сложным является установление в Хибинском массиве молодых кольцевых и конических расколов, поскольку их положение совпадает с общей структурой массива. Г. М. Вировлянский и др. (1965) считают, что в пределах апатито-нефелиновых месторождений Кукисвумчорр—Расвумчорр вдоль верхней границы рудных тел существуют конические расколы, по которым происходило опускание их висячего бока. Эти расколы залечены более поздними ийолитами, малинитами, ювитами, луявитами. Поскольку главным признаком наличия разрывной тектоники со смещениями является «несогласное прилегание пород висячего и лежачего бока к поверхности нарушения», необходимо иметь в виду, что несогласное прилегание одних пород к плоскости контакта с другими может являться следствием не только поздней тектоники, но так же и интрузивного магматического контакта, как установлено для Хибин нами, а для Ловозерского массива И. В. Буссен и А. С. Сахаровым (1959). Изменение же мощности рудного тела, подобно выявленному на Юкспоре и приписываемое поздней тектонике, вполне может быть следствием ступенчатого контакта с вмещающими породами.

Радиальные и концентрические разломы вокруг Хибинского массива выявлены Г. Д. Рихтером. По Е. А. Каменеву, к концентрическим трещинам в архейских гнейсах, метадиабазах и зеленых сланцах северной и северо-западной части экзоконтакта массива приурочены сателлитовые интрузии щелочных сиенитов, прослеживающиеся до 2 км при мощности до 200 м. По-видимому, к такому же концентрическому разлому приурочен субширотный массив Соустова анальцимо-нефелиновых сиенитов, расположенный в 5 км к югу от Хибинского массива.

ИНТРУЗИВНЫЕ ТЕЛА (ФАЗЫ) И ИХ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Ультраосновные и щелочные породы каледонского комплекса

Автором установлено, что до возникновения Хибинского щелочного массива здесь имела место более древняя, вероятно каледонская, интрузия щелочных—ультраосновных пород. Следы ее проявления обнаружены в нескольких участках Хибинских тундр (рис. 2).

В зоне юго-восточного контакта массива с вмещающими породами ультраосновные породы обнажены в ряде пунктов среди гнейсов и встречены в виде ксенолитов в хибинитах. В данной зоне, протягивающейся с северо-востока на юго-запад по задернованному подножию гор, они с перерывами наблюдаются на протяжении около 5.5 км. На северо-востоке эти породы представлены небольшими (до $15.6 \times 1.3 - 3.2$ м), ориентированными в северо-западном направлении, выходами рудных перидотитов вперемежку с обнажениями фенитизированных гнейсов. К юго-западу рудные перидотиты сменяются рудными флогопит-пироксеновыми породами и рудными пироксенитами. Мелкозернистые рудные пироксениты в одном из обнажений представлены эруптивной брекчиею, спементированной более крупнозернистым пироксенитом. В другом обнажении породы расслоены и сменяются в следующем порядке (снизу вверх): пироксенит—флогопит-мелилитовая порода с гранатом—якупирангит. Неодинаковая ориентировка такой слоистости в разных обнажениях, по-видимому, является следствием нарушения первичного залегания пород. Еще юго-западнее в хибинитах располагаются ксенолиты пикрит-порфиритов, рудных пироксенитов и флогопит-гранат-пироксеновых пород с мелилитом.

В задернованной зоне северо-западного контакта Хибинского массива обнажены гранат-лепидомелановые пироксениты и сменяющие их флогопит-гранат-монтличеллит-пироксеновые породы и гранат-флогопитовые пироксениты.

В западной части массива (гора Юмъечорр) в трахитоидных хибинитах обнаружен ксенолит гранат-нефелинового пироксенита. На юге, в рис-чорратах Коашвы, одной из скважин подсечено небольшое тело, по-видимому, ксенолит мелкозернистых оливинитов.

Кроме того, в трахитоидных хибинитах присутствуют ксенолиты щелочных и нефелиновых пород или вовсе не известных среди разновидностей, слагающих массив, или похожих на некоторые из них, но являющиеся более древними, чем хибинские. Ксенолиты представлены среднезернистыми и мелкозернистыми ийолитами, массивными и трахитоидными малиньитами, порфировидными ийолит-уртитами. Следует заметить, что ксенолиты полевошпатовых ийолитов в хибините северной части массива Н. А. Волотовской (1939) причислялись к породам первой интрузивной фазы.

Поскольку ийолиты и малиньиты массива, подобные встреченным в ксенолитах, более молодые, чем породы, содержащие их, они естественно не могли образовать ксенолиты. Поэтому ксенолиты не только ультраосновных, но и щелочных пород обязаны более древнему щелочному—

ультраосновному магматизму, по-видимому, каледонского возраста. Об этом свидетельствует однотипность пород ксенолитов с породами каледонских массивов и содержание в них специфических для каледонских пород Кольского полуострова минералов: перовскита, монтичеллита, мелилита.

Таблица 2

Состав газа, извлеченного из ультраосновных и щелочных пород
(в см³/кг) массивов Кольского полуострова

Порода	H ₂	CO	CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀
Ультраосновные породы Хибинского массива:							
гранат-лепидомелановый пироксенит (обр. 1373-2п)	0.43	0.00	0.02	0.16	0.00	0.00	0.00
флогопит-гранат-монтчеллит-пироксеновая порода (обр. 1373-1п)	0.75	0.00	0.06	0.71	0.00	0.00	0.00
гранат-флогопитовый пироксенит (обр. 1373-3п)	0.40	0.00	0.03	0.67	0.00	0.00	0.00
перидотит (обр. 1551)	3.33	0.00	0.07	1.07	0.02	0.00	0.00
гранат-нефелиновый пироксенит (ксенолит из трахиоидных хибинитов) (обр. 1586-13)	2.01	0.20	0.04	18.74	0.65	0.00	0.00
Ультраосновные породы:							
Большого Ковдорского массива*	0.38	1.09	0.01	0.20	0.00	0.00	0.00
Африканского массива*	3.95	1.20	0.02	0.63	0.00	0.00	0.00
Ийолит-уртиты Хибинского массива*	1.18	1.40	0.09	30.39	0.68	0.13	0.03
Щелочные породы Ловозерского массива *	2.01	0.78	0.04	14.50	0.68	0.46	0.02

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории природных газов Геологического института Кольского ФАН СССР. Звездочками отмечены породы, для которых приведены средние составы (Петерслье, 1964).

Состав газа, извлеченного из ультраосновных пород Хибин (табл. 2), аналогичен составу газов ультраосновных пород Ковдорского и Африканского массивов (Петерслье, 1964). Повышенное содержание метана и этана в гранат-нефелиновом пироксените из ксенолита обусловлено, вероятно, воздействием на него щелочного расплава. В свою очередь щелочные породы герцинского Хибинского массива отличаются высоким содержанием метана и постоянным присутствием тяжелых углеводородных газов.

Пространственно эта древняя каледонская интрузия располагается в зоне предполагаемого А. А. Полкановым (1936) тектонического контакта между протерозойскими и архейскими породами. О ее размерах и форме данные очень скучны. Это, по-видимому, была или сложная интрузия трещинного типа значительного протяжения (расстояние между известными крайними выходами пород достигает 42 км), или она представляла собой несколько мелких тел, подобных каледонским интрузиям района Африканы. Совмещение каледонской щелочной—ультраосновной и герцинской щелочной интрузий свидетельствует о существовании здесь долгоживущего раскола, послужившего каналом для подъема из глубин магматического расплава, состав которого менялся от перидотит-пироксенитового через ийолит-уртитовый до в основном нефелин-сиенитового. Причем щелочная—ультраосновная магматическая деятельность началась, очевидно, с эфузии или экструзии пикрит-порфириров — излившихся аналогов ультрабазитов.

Можно ожидать в Хибинских тундрах (и в первую очередь в зоне юго-восточного, северо-западного и западного контактов массива) наличие более крупных масс пород щелочно-ультраосновного состава, а вместе с ними и возможные концентрации характерных для пород каледонского

комплекса минералов (перовскита, титаномагнетита, апатита, флогопита и др.).

Для выявления принадлежности этих ультраосновных и щелочных пород к определенному комплексу Кольского полуострова ниже приведен краткий оригинальный материал по их петрографии.

Таблица 3

Количественный минеральный состав ультраосновных и щелочных пород (в об. %)

Минерал	Номер образца									
	1338	1555-12	1373-1п	1373-3п	1373-2п	1555-12а	1555-12б	1563-3	1582-1а	
Пироксен	63.1	82.1	32.7	68.5	67.3	0.3	68.2	42.3	32.8	
Форстерит	13.2	—	—	—	—	—	—	—	—	
Монтичеллит	—	—	31.4	—	—	—	—	—	—	
Флогопит	11.7	5.9	12.7	16.3	—	37.8	1.0	—	—	
Лепидомелан	—	—	—	—	21.4	—	—	—	—	
Титаномагнетит	9.0	4.7	7.0	6.1	1.3	5.6	7.7	0.1	—	
Гранат	—	4.1	12.2	8.6	8.0	14.7	4.4	—	—	
Перовскит	2.8	2.0	2.5	Следы	—	1.9	2.8	—	—	
Мелилит	—	1.2	—	—	—	38.2	—	—	—	
Апатит	—	—	—	0.1	1.2	0.2	0.8	0.3	0.8	
Нефелин	—	—	1.5	0.4	0.8	1.3	15.1	52.2	61.3	
Хризотил	0.2	—	—	—	—	—	—	—	—	
Сфен	—	—	—	—	—	—	—	4.6	5.1	

Примечание. 1338 — перидотит; 1555-12 — пироксенит; 1373-1п — флогопит-гранат-монтит-челлитовый пироксенит; 1373-3п — гранат-флогопитовый пироксенит; 1373-2п — гранат-ледиомелановый пироксенит; 1555-12а — флогопит-мелилитовая порода с гранатом; 1555-12б — якупиронгит; 1563-3 и 1582-1а — ийолиты.

Перидотиты представляют собой темно-серые массивные мелкозернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой, состоящие из моноклинного пироксена, форстерита, флогопита, рудного минерала и перовскита (табл. 3, обр. 1338). Изредка встречаются клиногумит и хризотил. В породах устанавливается следующий порядок выделения (идиоморфизма) минералов: форстерит, моноклинный пироксен, перовскит, титаномагнетит, флогопит, клиногумит и карбонат.

Пироксениты — более мелкозернистые, чем перидотиты, массивные серые с желтовато-зеленоватым оттенком и черные породы, состоящие из моноклинного пироксена, флогопита (местами лепидомелана), граната, титаномагнетита, перовскита, иногда форстерита, монтичеллита, мелилита, нефелина и апатита. Породы обладают гипидиоморфнозернистой, реже пойкилитовой и нечетко выраженной сидеронитовой структурами. Количественный минеральный состав (табл. 3) позволяет разделить пироксениты на ряд разновидностей. Эруптивная брекчия состоит из округлых, обычно сплюснутых, размером от долей до 7 см телец мелкозернистого пироксенита и цементирующего их более крупнозернистого пироксенита с обособлениями белого цеолитоподобного минерала. Брекчия морфологически похожа на известную эруптивную брекчию оливинитов Африканского массива (Кухаренко и др., 1965).

Нефелиновые пироксениты представляют собой темно-серые мелкозернистые массивные породы, состоящие из главного породообразующего моноклинного пироксена ряда диопсид-геденбергита и нефелина, флогопита, титаномагнетита, граната, редких зернышек перовскита.

Монтичеллитовый пироксенит — мелкозернистая порода, главными породообразующими минералами которой являются пироксен и монтичеллит (табл. 3, обр. 1373-1п). В значительных количествах в породе содержатся флогопит и гранат и в меньших — титаномагнетит и перовскит.

Флогопит-пироксеновые породы макроскопически похожи на перидотиты и представляют собой серые и буровато-серые породы, состоящие из моноклинного пироксена, флогопита и небольшого количества титаномагнетита, первовскита, апатита и минерала из группы серпентина.

Флогопит-мелилитовая порода с гранатом — темно-серая массивная порода, состоящая из мелилита, флогопита, граната, второстепенного титаномагнетита и акцессорных первовскита, нефелина, моноклинного пироксена и апатита (табл. 3, обр. 1555-12а). По составу она приближается к турьяту, отличаясь от него низким содержанием нефелина.

Якупирангит представляет собой темно-серую мелкозернистую массивную породу, состоящую в основном из моноклинного пироксена (табл. 3, обр. 1555-12б). В меньшем количестве присутствуют нефелин и титаномагнетит, еще в меньших — гранат и первовскит. Роль акцессорных минералов играют флогопит и апатит.

Пироксеновый турьят — мелкозернистая массивная темно-серого, почти черного цвета порода, имеющая гипидиоморфнозернистую и пойкилобластовую структуру. Порода в основном состоит из мелилита, моноклинного пироксена, нефелина и флогопита. В меньших количествах присутствует титаномагнетит, гранат и в незначительных — первовскит.

Пикрит-порфиры — буровато-серые массивные породы с порфировыми вкрапленниками идиоморфных кристаллов оливина от 1 мм до 1 см в поперечнике и более мелких кристалликов моноклинного пироксена. Основная мелкозернистая масса породы состоит из моноклинного пироксена, флогопита, рудного минерала, среди которых присутствуют мелкие зернышки первовскита.

Ийолиты представляют собой темно-серые мелкозернистые, обычно массивные с гипидиоморфнозернистой структурой породы, состоящие главным образом из нефелина и пироксена и меньшего количества сфена (табл. 3, обр. 1563-3, 1582-1а). Акцессорными минералами являются апатит, титаномагнетит, натролит. Встречен флюорит, содалит.

Порфировидный ийолит-урит представляет собой породу, состоящую из темной мелкозернистой массы, на фоне которой выделяются крупные (до 2 см) кристаллы нефелина. Мелкозернистая масса состоит из идиоморфных кристалликов нефелина, выделений пироксена, щелочного амфиболя, сфена, в меньших количествах рудного минерала, буровато-оранжевой слюды, K-Na полевого шпата и апатита.

Малинит — мелкозернистая темно-серая порода, состоящая в основном из пироксена (эгирина, эгирин-диопсида), нефелина, K-Na полевого шпата и сфена. Местами над пироксеном преобладает щелочной амфибол. Трахитоидный малинит из ксенолитов с Китчепахка очень похож в шлифе на трахитоидный малинит с Турьего полуострова (Кухаренко и др., 1965, рис. 145).

Ниже приводится краткая характеристика породообразующих минералов.

Форстерит образует до 5 мм в поперечнике изометрические и чуть вытянутые трещиноватые и переполненные рудной пылью кристаллы с корродированными краями. Минерал оптически положительный с показателями преломления: в перидотите — $Ng=1.680$, $Nm=1.662$, $Np=-1.647$, $Ng-Np=0.033$; в форстерит-флогопитовом пироксените — $Ng=1.684-1.685$, $Nm=1.666-1.668$, $Np=1.650-1.651$, $Ng-Np=0.034$. Местами по форстериту развивается хризотил. Вокруг корродированных вкрапленников оливина в пикрит-порфирите располагаются скопления флогопита в ассоциации с рудным минералом, нередко образующие как бы псевдоморфозы по оливину.

Моноклинный пироксен в ультраосновных породах принадлежит к ряду диопсид-геденбергита и образует почти бесцветные или слабо желтовато-зеленоватые короткопризматические кристаллы с очень слабым плеохроизмом. Местами такую окраску имеют лишь центральные

части его. В черном пироксените из контакта с хибинитом пироксен имеет более густой зеленый цвет и характеризуется несколько большими показателями преломления (табл. 4). В пироксен включены мелкие зернышки рудного минерала, граната, перовскита.

Таблица 4
Оптические свойства пироксенов ультраосновных и щелочных пород

Порода	Ng	Nm	Np	Ng-Np	c : Ng°
Перидотит	1.712	1.693	1.682	0.030	—
Пироксенит	1.714—1.724	1.694—1.706	1.685—1.692	0.029—0.032	43—44
Пироксенит из контакта с хибинитами	1.730	1.710	1.700	0.030	44
Монтичеллитовый пироксенит	1.720	1.705	1.689	0.031	42
Нефелиновый пироксенит	1.709	1.692	1.676	0.033	39
Малинит	1.752	—	1.722	0.030	—
Ийолит	1.770	1.756	1.734	0.036	c : Np=20

В ийолитах моноклинный пироксен представлен эгирин-диопсидом в виде зеленых призматических кристаллов (местами с размытыми краями) и их скоплений. Он характеризуется более высокими, чем в ультраосновных породах, показателями преломления (табл. 4), промежуточное положение занимает моноклинный пироксен малинитов. В ряде мест по пироксену развивается щелочной амфибол. В трахитоидных малинитах присутствует эгирин.

Флогопит в ультраосновных породах представлен идиоморфными, часто с неровными очертаниями, табличками, плеохроирующими от бесцветного до светло-буроватого. Располагаясь в промежутках между другими минералами, он включает их мелкие зернышки. В приконтактном пироксените слюда представлена лепидомеланом с высоким двупреломлением (табл. 5) и резким плеохроизмом от светло-оранжевого до бурого. В порфировидном ийолит-уртите пластиночки буровато-оранжевой слюды изредка развиваются по щелочному амфиболу.

Таблица 5
Показатели преломления слюд ультраосновных пород

Порода	Ng	Np	Ng-Np
Перидотит	1.593	1.558	0.035
Пироксенит	1.580—1.585	1.551—1.554	0.029—0.031
Приконтактный пироксенит	1.643	1.573	0.070
Монтичеллитовый пироксенит	1.578	1.544	0.034

Монтичеллит образует более или менее изометричные и неправильные бесцветные выделения ($Ng=1.662$, $Nm=1.657$, $Np=1.646$, $Ng-Np=0.016$), содержащие зернышки рудного минерала и перовскита.

Перовскит присутствует в виде двух генераций: сравнительно крупных красновато-бурых кристалликов, иногда зональных, и более мелких фиолетово-серых зернышек, часто образующих скопления. Последние передко располагаются вокруг более крупных зерен перовскита и титаномагнетита. Минерал слабо анизотропен, местами обнаруживает зональную окраску и сложное полисинтетическое двойникование. В сравнении с титаномагнетитом перовскит то более поздний, то, наоборот, как бы

захватывается рудным минералом. В виде мелких включений он замечен во флогопите, пироксене, реже в гранате. Перовскит из перidotита по химическому составу близок к некоторым перовскитам каледонских щелочных—ультраосновных массивов Кольского полуострова (табл. 6). Также близок и по составу $\text{TR}_2\text{O}_3 - \text{La}_2\text{O}_3 = 19.5$, $\text{CeO}_2 = 49.0$, $\text{Pr}_2\text{O}_3 = 4.8$, $\text{Nd}_2\text{O}_3 = 19.7$, $\text{Sm}_2\text{O}_3 = 2.8$, $\text{Eu}_2\text{O}_3 + \text{Gd}_2\text{O}_3 = 1.8$, $\text{Tb}_2\text{O}_3 + \text{Y}_2\text{O}_3 = 1.3$, $\text{Dy}_2\text{O}_3 = 1.1$.

Т а б л и ц а 6

Сравнительная таблица химического состава перовскита из ультраосновных пород каледонских массивов Кольского полуострова (в вес.%)

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO_2	1.62	0.33	1.04	Следы	0.35
TiO_2	52.90	54.50	54.06	53.90	55.17
ZrO_2	0.19	Нет	—	0.05	0.07
ThO_2	0.02	0.04	0.04	0.12	0.04
Nb_2O_5	0.49	0.40	0.58	0.37	0.17
Ta_2O_5	0.07	0.04	—	0.03	0.05
Al_2O_3	0.37	—	0.10	—	—
Fe_2O_3	1.00	1.37	1.36	1.67	1.47
TR_2O_3	2.52	2.29	2.10	3.18	2.47
FeO	1.37	0.31	—	Следы	0.30
MnO	Следы	—	—	—	—
MgO	0.13	Следы	—	Следы	Следы
CaO	37.75	37.62	39.08	37.45	37.61
SrO	0.15	1.19	0.05	1.01	1.24
BaO	—	Следы	—	—	Следы
Na_2O	0.22	0.98	0.05	1.00	0.83
K_2O	0.12	0.48	—	0.60	0.50
H_2O	0.67	0.26	—	0.20	0.13
П. п. п.	—	0.56	—	0.60	0.40
F	Следы	0.02	—	0.01	0.03
Сумма	99.59	100.39	98.46	100.19	100.53
$-\text{O}=\text{F}_2$	—	0.01	—	—	0.01
Сумма	99.59	100.38	98.46	100.19	100.52
Уд. вес	4.20	4.01	4.00	4.06	4.08

П р и м е ч а н и е. 1 — перовскит из перidotитов Хибинского массива, аналитик Е. А. Кульчицкая (Кольский ФАН СССР); 2—5 — перовскит из оливинитов Африканского (2.3), Салмагорского (4) и Себльярского (5) массивов (Кухаренко и др., 1965).

Т и т а н о м а г н е т и т присутствует повсеместно в виде сравнительно мелких и довольно крупных изометрических и неправильных выделений в промежутках между пироксеном, флогопитом, гранатом.

М е л и л и т образует крупные неправильные выделения, переполненные включениями всех минералов, что свидетельствует о позднем его образовании. Центральные части наиболее крупных выделений мелилита свободны от включений. По трещинкам мелилит изменяется в цеболлит. В пироксенитах он характеризуется $\text{No}=1.631$, $\text{Ne}=1.628$, $\text{No}-\text{Ne}=0.003$ и содержит лишь включения граната.

Г р а н а т (по-видимому, меланит) присутствует в виде бурых изотропных изометрических и неправильных зернышек и их скоплений, выделившихся после пироксена, флогопита, перовскита, титаномагнетита, монтличеллита.

А п а т и т образует мелкие зернышки и идиоморфные кристаллники с $\text{No}=1.6378$, $\text{Ne}=1.6355$, $\text{No}-\text{Ne}=0.0023$. В ийолитах его мелкие кристаллники включены преимущественно в нефелин.

Н е ф е л и н в ультраосновных породах образует разных размеров выделения в промежутках между другими минералами. Местами он чуть замутнен, имеет неоднородное погасание и характеризуется $No=1.545$, $Ne=1.540$, $No-Ne=0.005$. В пироксеновом турьяите он содержит мелкие включения граната и перовскита. В ийолитах нефелин характеризуется более низкими показателями преломления ($No=1.539$, $Ne=1.535$, $No-Ne=0.004$) и образует как более или менее идиоморфные кристаллы, так и неправильные выделения с включениями мелких зернышек и призмочек пироксена, идиоморфных кристалликов сфена, апатита и пузырьков, располагающихся узкими зонами.

И хотя основная масса нефелина выделялась раньше пироксена, в ряде мест взаимоотношение минералов не исключает возможности более позднего развития части нефелина, которая, по-видимому, кристаллизовалась после начала выделения сфена и пироксена, захватывая их в виде включений. В ийолит-уритах и малинитах он образует идиоморфные кристаллики и более или менее изометричные выделения, возникшие до полевого шпата.

Кристаллы нефелина нередко имеют волнистое, местами мозаичное погасание, что, вероятно, является следствием механического воздействия. В порфировидных ийолит-уритах вкрапленники нефелина сильно катализированы и являются не монолитными кристаллами, а агрегатом мелких зерен нефелина.

К-На полевой шпат в щелочных породах образует некрупные таблички, слегка альбитизированные с краев. Местами присутствуют сдвойниковые призмочки албита.

С ф е н в ийолитах представлен то однородно окрашенными более или менее изометричными кристаллами, то неоднородно (пятнисто или зонально) окрашенными ромбиками, параллелограммами, вытянутыми клиновидными и длиннопризматическими кристаллами. Длиннопризматические кристаллы местами катализированы. В ийолит-уритах и малинитах сфен образует неправильные зерна и выделения, в пироксенитах он встречен в ассоциации с титаномагнетитом и перовскитом.

Флюорит встречен в ийолитах в ассоциации со скоплениями сфена, пироксена и щелочного амфиболя.

Содалит в ийолитах выполняет промежутки между идиоморфными кристаллами пироксена и сфена и включает апатит.

Карбонат образует неправильные, реже изометричные, выделения.

Химический состав и петрохимические характеристики хибинских ультраосновных и щелочных пород (табл. 7, 8) в общем близки к таковым однотипных пород каледонских щелочных—ультраосновных массивов Кольского полуострова (Кухаренко и др., 1965) и характеризуются недосыщенностью SiO_2 , содержание которой меняется от 29.8 до 40.3 %. Породы обогащены железом. Содержание окисного и закисного железа ($FeO+Fe_2O_3$) меняется в пределах 12.05—18.50 %. Соотношение

MgO
 $FeO+Fe_2O_3$ колеблется от 0.86 (в пироксенитах) до 1.25 (в перидотитах), что несколько ниже соответствующих значений для гипербазитов каледонского комплекса, которые для преобладающей массы пород составляют 1—1.5 (Кухаренко и др., 1965). Для хибинского ийолита это отношение равно 0.16, что ниже наименьшего значения (0.3) для ийолитов, отмеченного А. А. Кухаренко.

Содержание TiO_2 5.04 % в перидотите и 3.43—4.34 % в пироксенитах находится в пределах колебания содержания TiO_2 в гипербазитах Кольского полуострова, что приводит к появлению в породах титаносодержащих минералов, и в том числе перовскита. Близко содержание TiO_2 и в ийолите (3.71 %). Хибинские породы, как и каледонские пироксениты и оливин-пироксеновые породы, пересыщены кальцием, содержание

Таблица 7

Номер пробы	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	SO ₃	Cl	F	Сумма	—O=F ₂ Cl ₂	Сумма
1338	Перидотит	29.82	5.04	4.04	12.54	5.96	0.26	23.14	15.45	0.10	0.09	0.14	1.32	0.60	0.03	0.62	0.31	0.07	0.04	0.19	99.76	0.08	99.68
1373-3п	Гранат-флогопитовый пироксенит	35.88	4.34	6.88	11.08	4.18	0.29	13.21	19.97	0.22	0.06	0.18	1.24	0.89	0.06	0.50	0.03	Следы	0.02	0.40	99.42	0.16	99.26
1373-1п	Флогопит-гранат-монтанеллитовый пироксенит	33.75	3.68	4.53	10.42	4.59	0.31	15.32	23.73	0.22	0.13	0.36	1.32	0.66	0.12	0.48	0.10	Не обн.	0.03	0.34	100.09	0.15	99.94
1373-2п	Гранат-лепидомелановый пироксенит	40.33	3.43	6.91	7.80	5.23	0.25	10.50	20.59	0.13	0.18	1.08	1.22	0.89	0.22	0.79	0.03	0.08	0.03	0.29	99.98	0.13	99.85
	Среднее	34.94	4.12	5.59	10.46	4.99	0.28	15.54	19.93	0.17	0.11	0.44	1.27	0.76	0.11	0.66	0.12	0.04	0.03	0.30	99.86	0.13	99.73
1555-10	Цемент брекчии (пироксенитовый)	35.13	3.92	7.67	12.29	4.13	0.44	11.68	17.64	—	0.10	1.61	1.16	1.97	0.20	1.96	0.11	0.03	—	0.39	100.43	0.17	100.23
1582-1а	Ийолит	45.00	3.71	13.48	7.60	4.55	0.39	1.98	8.71	—	0.21	10.25	2.13	0.97	0.08	0.47	0.00	0.09	Следы	0.34	99.86	0.14	99.7

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории Геологического института Кольского ФАН СССР: первые четыре — Е. И. Успенской, два последних — Е. А. Кульчицкой.

Таблица 8

Содержание второстепенных и аксессорных элементов в ультраосновных и щелочных породах массива в (вес. %)

Таблица 9

Состав редких земель в ультраосновных и щелочных породах массива (в отн. %)

Номер пробы	Порода	La_2O_3	CeO_2	Pr_2O_3	Nd_2O_3	Sm_2O_3	$\text{Eu}_2\text{O}_3 + \text{Gd}_2\text{O}_3$	$\text{Tr}_{\text{B}_2\text{O}_3} + \text{Y}_2\text{O}_3$	Dy_2O_3	Ho_2O_3	Er_2O_3	Tb_2O_3	Yb_2O_3	Lu_2O_3
4338	Перидотит	30.6	33.6	5.5	22.0	2.7	4.7	2.1	0.6	0.2	0.3	—	0.6	—
4555-4	Перидотит	22.9	46.4	5.2	15.6	1.9	2.4	2.5	2.6	0.1	0.2	—	0.2	—
4373-3п	Гранат-флогопитовый пироксенит	26.9	36.3	5.5	18.8	2.3	2.0	3.6	1.7	0.7	1.0	—	1.4	—
4373-4п	Флогопит-транзит-монтанит-литтовый пироксенит	22.2	42.1	6.9	16.1	3.1	4.9	3.4	0.3	1.0	1.0	—	1.9	—
4373-2п	Гранат-липидомелановый пироксенит	17.9	43.9	5.3	18.9	4.4	2.3	4.4	1.6	0.2	0.7	—	0.5	—
	Среднее	24.1	40.5	5.7	18.3	2.9	2.4	3.2	1.4	0.4	0.6	—	0.9	—
	Цемент брекчии	22.2	32.7	2.8	11.5	3.3	4.4	11.6	3.5	1.6	2.2	—	3.0	—
	Ийолит	18.4	43.4	8.3	19.6	3.4	3.0	3.6	1.4	0.3	1.1	—	0.8	—

которого меняется от 15.45% в перидотите до 19.96—23.73% в пироксенитах, в которых он также значительно преобладает над магнием. Хибинские породы, как и кольские каледонские гипербазиты имеют повышенное содержание глинозема и щелочей, но отличаются постоянным преобладанием калия над натрием ($\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}}$ меняется от 9.4 в перидотите до 6.9—1.1 в пироксенитах) и только в пироксенитовом цементе брекчии и в ийолите натрий преобладает над калием ($\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}}$ соответственно равно 0.7 и 0.2).

Характерным и однотипным в тех и других породах является набор элементов примесей (табл. 8). Так, по содержанию ниobia и тантала хибинские ультраосновные породы сопоставимы с каледонскими. Содержание ZrO_2 в породах (0.03—0.04%) также соответствует среднему содержанию его в каледонских пироксенитах и повышается до 0.14% лишь в ийолите. Содержание редкоземельных элементов в хибинских ультрабазитах (0.09%) несколько ниже средних содержаний их в каледонских ультрабазитах Кольского полуострова и Карелии (Кухаренко и др., 1965), но оказывается в интервале содержания редких земель для отдельных массивов. Как и в каледонских породах, в хибинских перидотитах и пироксенитах в составе TR_2O_3 (табл. 9) преобладают редкие земли цериевой группы (89.8—94.4%). Точки состава TR_2O_3 хибинских перидотитов и пироксенитов на диаграмме $\text{TR}_{\text{Ce}}-\text{TR}_{\text{Y}_1}-\text{TR}_{\text{Y}_2}$, предложенной Л. С. Бородиным (1965), располагаются в поле состава TR_2O_3 каледонских ультрабазитов.

Содержание бериллия в хибинских пироксенитах (0.0003—0.0008%) близко к содержанию его в каледонских пироксенитах (0.0007%) (Кухаренко и др., 1965), а содержание лития (0.0013—0.004%) на порядок выше, чем в каледонских массивах (0.0004%). Содержание рубидия в ультрабазитах Хибин меняется от следов до 0.008—0.023%, что превышает содержание его в ультраосновных породах Кольского полуострова (0.008%). Цезия в хибинских ультрабазитах не обнаружено, а содержание в них V_2O_5 (0.03—0.054%) несколько выше, чем в каледонских

породах (0.014—0.034%). Близко содержание Cr_2O_3 в хибинских (0.0054—0.083%) и кольских каледонских (0.001—0.095%) ультрабазитах. Совпадает в них также и содержание меди, никеля, кобальта.

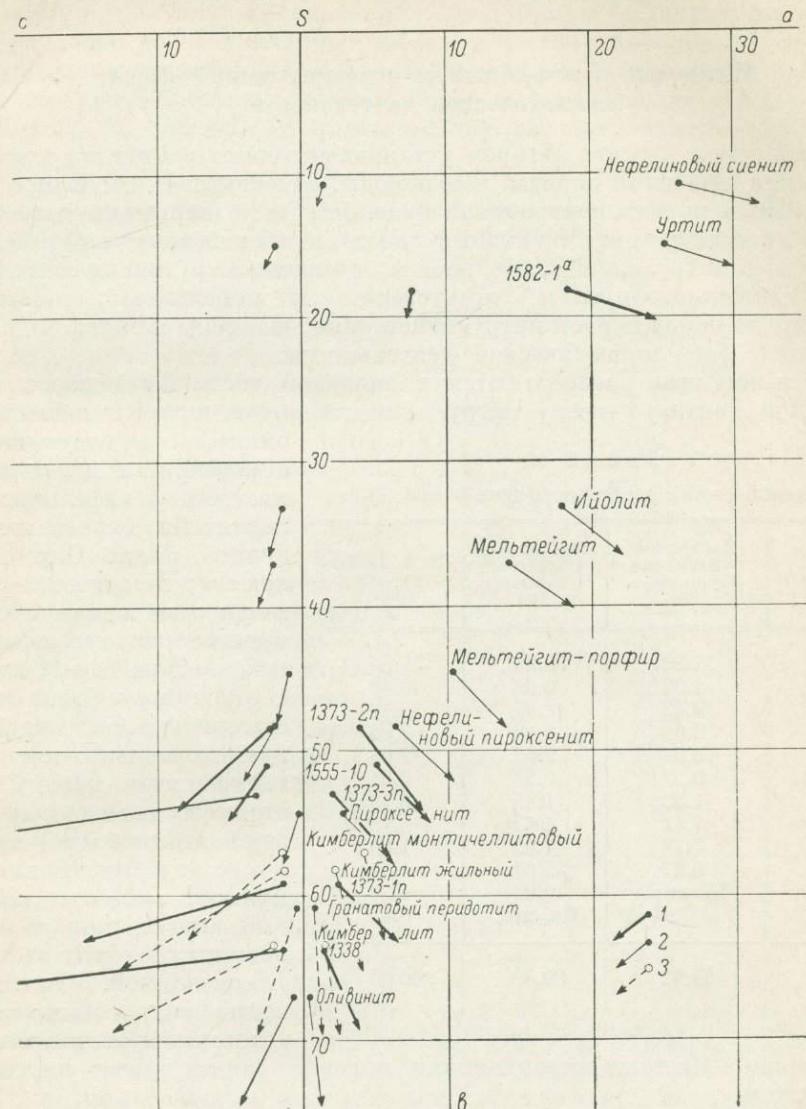


Рис. 4. Сравнительная диаграмма химического состава ультраосновных и щелочных пород Хибин и каледонских массивов Карело-Кольской провинции, кимберлитов и гранатовых перидотитов Сибири (Кухаренко и др., 1964, 1965).

1 — породы Хибин (1582-1^а — ийолит, 1373-2п — гранат-ледиомелановый пироксенит, 1555-10 — пироксенитовый цемент брекчии, 1373-3п — гранат-флогопитовый пироксенит, 1373-1п — флогопит-гранат-монтчеллитовый пироксенит, 1338 — перидотит); 2 — породы каледонских массивов Кольского полуострова; 3 — породы Сибири.

Векторы хибинских пироксенитов и перидотитов на диаграмме (рис. 4) располагаются между векторами средних составов каледонских нефелиновых пироксенитов и оливинитов. Вектор пироксенитового цемента брекчии размещается между хибинскими гранат-ледиомелановым и гранат-флогопитовым пироксенитами, а ийолита — в зоне между ийолитами и уртитами. Различия в наклоне векторов на диаграмме свидетельствуют о большей роли калия в составе хибинских пород и о некотором различии в содержании кальциевой и магниезиальной составляющих.

Таким образом, сопоставление химических составов хибинских ультраосновных пород со средними составами каледонских ультрабазитов Кольского полуострова и кимберлитов Сибири свидетельствует о большой близости их состава.

Щелочные и нефелиновые порфиры ранней фазы магматической деятельности

В Хибинском массиве автором установлены более ранние по времени образования щелочные породы, чем породы, относимые Н. А. Елисеевым и др. (1939) к первой интрузивной фазе. Чтобы не нарушать укоренившихся в литературе представлений о связи хибинских пород с определенными фазами интрузивной деятельности, автором экструзивные или эфузивные ромбен-порфиры и гигантозернистые нефелиновые порфиры, возникшие до пород первой интрузивной фазы, отнесены к вновь выделенной ранней фазе магматической деятельности.

Ромбен-порфиры располагаются в западной части Хибинского массива в зоне контакта между интрузиями хибинитов и трахитоидных хибинитов в ассоциации с роговиками и мелкозернистыми нефелиновыми сиенитами первой интрузивной фазы. Они образуют крутопадающее тело мощностью около 500 м, прослеживающееся по протяжению на 10–11 км.

Таблица 10

Химический состав ромбен-порфиров (в вес. %)

Компоненты	Хибинский (Егорова- Фурсенко, 1939)	Ловозерский (Елисеев, Федоров, 1953)	По А. Н. За- варицкому (1960)
SiO ₂	57.30	53.86	56.36
TiO ₂	1.37	2.68	0.48
Al ₂ O ₃	19.42	19.67	20.10
Fe ₂ O ₃	2.00	2.80	2.86
FeO	2.53	2.62	2.01
MnO	0.23	0.23	0.01
CaO	1.30	1.85	2.73
MgO	1.12	1.62	1.15
Na ₂ O	7.48	7.68	7.65
K ₂ O	6.87	5.57	4.97
H ₂ O	Не опр.	0.92	1.20
P ₂ O ₅	» »	Не опр.	0.48
Сумма	99.62	99.50	100.00

лепидомелан. Местами вкрапленники полевого шпата имеют линейный параллелизм.

Мелкозернистая масса породы состоит в основном из мелких неправильных и призматических сдвойниковых кристалликов К-На полевого шпата, мелких зернышек и призмочек эгирина и авгита. Присутствуют мелкие листочки лепидомелана, изредка мелкие зеленовато-бурые негаснущие зернышки щелочного амфиболя, иногда развивающегося по пироксену; встречаются единичные кристаллики апатита и очень редко — сфен и, возможно, нефелин. Порода обычно запылена рудным веществом. Ранее эти породы были названы щелочными сиенит-порфирами и считались жильной фацией трахитоидных хибинитов (Елисеев и др., 1939). Проведенные исследования позволили отнести их к ромбен-порфирам. Они очень похожи на ромбен-порфиры первой фазы эруптивной деятельности Ловозерского массива. Хибинские породы с ромбен-порфирами имеют не только внешнее сходство, но и близкий химический состав (табл. 10).

Контактовые взаимоотношения однозначно свидетельствуют о более раннем в сравнении с нефелиновыми сиенитами Хибинского массива

в возрасте ромбен-порфиров. Так, на горе Юмъечорр ориентировка порфировых кристаллов ромбен-порфиров срезается породами интрузии трахитоидных хибинитов, трахитоидность которых здесь параллельна контакту с ромбен-порфирами. Ромбен-порфиры пересекаются жилами среднезернистых, обогащенных нефелином (ювитоподобных) нефелиновых сиенитов первой фазы. В породах интрузии трахитоидных хибинитов присутствуют ксенолиты ромбен-порфиров, достигающие здесь размеров 4×10 м. С. И. Зак и Е. А. Каменев (1964) рассматриваемые породы относят также к более ранним щелочным эфузивам девона.

Гигантозернистый нефелиновый порфир встречен на Юмъечорре в среднезернистых, обогащенных нефелином, нефелиновых сиенитах в виде ксенолитов размером от 10×20 см до 2×3 м. Он состоит из темноокрашенной тонкозернистой массы и крупных идиоморфных кристаллов нефелина, достигающих 10 см в поперечнике. Более крупный блок гигантозернистых нефелиновых порфиров размером 10×20 м зажат между мелкозернистыми нефелиновыми сиенитами первой интрузивной фазы и породами интрузии трахитоидных хибинитов. Гигантозернистые порфиры этого блока в контакте с вмещающими породами подверглись развалицеванию подобно тому, как около контакта с трахитоидными хибинитами разваликованы осадочно-метаморфизованные роговиковые породы. Это свидетельствует о более раннем возрасте гигантозернистых нефелиновых порфиров по отношению к трахитоидным хибинитам и мелкозернистым нефелиновым сиенитам первой интрузивной фазы.

В гигантозернистом нефелиновом порфире вкрашенники нефелина, как и в ромбен-порфирах, сильно катаклизированы и превращены в мелкозернистый агрегат. Химический состав нефелина порфировых вкрашенников (табл. 11) в сравнении с нефелином нефелиновых сиенитов первой интрузивной фазы (см. табл. 26, ан. 1) характеризуется меньшим содержанием SiO_2 и Fe_2O_3 , большим — Al_2O_3 , CaO , суммы щелочей и несколько большим значением отношения Na_2O к K_2O . Мелкозернистая масса гигантозернистых порфиров состоит из изометричных и удлиненных зернышек K-Na полевого шпата, листочков лепидомелана и их скоплений, зернышек рудного минерала, усеивающих весь шлиф, и, в ассоциации с ними, скоплений зернышек эгирина. Исходя из приблизительно одинакового содержания в породе вкрашенников и мелкозернистой массы гигантозернистые порфиры по химическому составу (табл. 11) в сравнении с ромбен-порфиром (табл. 10) являются породой менее кислой и более щелочной.

Поскольку гигантозернистый нефелиновый порфир встречен только в виде ксенолитов, его непосредственная генетическая связь с каким-

Таблица 11
Химический состав гигантозернистого нефелинового порфира (в вес. %)

Компоненты	Мелкозернистая масса порфира	Нефелин порфировых вкрашенников
SiO_2	48.42	44.21
TiO_2	2.67	0.01
ZrO_2	0.35	—
Al_2O_3	18.21	33.18
Fe_2O_3	3.30	0.17
FeO	6.72	—
MnO	0.41	—
MgO	3.46	0.05
CaO	3.03	1.12
SrO	0.006	0.09
BaO	0.12	0.01
K_2O	4.64	4.95
Na_2O	6.51	15.66
P_2O_5	0.89	0.11
$\text{S}_{\text{общ.}}$	0.00	—
F	0.40	—
CO_2	0.13	—
H_2O^+	0.58	0.52
H_2O^-	0.20	0.00
Сумма	99.75	100.08
$-\text{O}-\text{F}_2$	0.20	
Сумма	99.55	

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории Геологического института Кольского ФАН СССР С. М. Мишиной и В. А. Ингуран.

либо из хибинских интрузивных тел не наблюдалась. Автор в известной мере условно объединяет эти порфиры с ромбен-порфирами, исходя из того, что те и другие имеют близкий минеральный состав и структуру, оба древнее нефелиновых сиенитов Хибинского массива и приурочены к одной и той же зоне контакта хибинитов и трахитоидных хибинитов, между которыми зажат блок вмещающих пород вместе с щелочными породами порфировой текстуры, отнесенными нами к наиболее ранней фазе магматической деятельности.

Щелочные и нефелиновые сиениты первой интрузивной фазы

Начальный этап формирования Хибинского щелочного массива характеризуется сложным развитием интрузивной деятельности, о которой можно составить лишь самое приблизительное представление по тем немногочисленным остаткам, которые уцелели в виде небольших тел и ксенолитов разнообразных щелочных и нефелиновых сиенитов, отнесенных большинством исследователей Хибин к породам первой интрузивной фазы. К числу этих пород относятся щелочные сиениты (умптекиты), мелкозернистые и среднезернистые нефелиновые сиениты, нефелиновые сиенит-порфиры.

Щелочные сиениты (умптекиты) представляют собой лейкократовые светло-серые среднезернистые, как правило, массивные породы, состоящие главным образом из микроклин-пертита и небольшого количества щелочного амфибола, реже эгирина и эгирин-авгита и иногда биотита. В них лишь иногда в незначительных количествах присутствует нефелин.

Впервые в Хибинском массиве эти породы отмечены Рамзаем и Гакманом (Ramsay, Hackman, 1894) под названием умптекитов и рассматривались ими краевой фацией нефелиновых сиенитов. Б. М. Куплетский (1937) также считает их эндоконтактной разновидностью хибинитов. Н. А. Елисеев (Елисеев и др., 1939) относит умптекиты к породам первой интрузивной фазы, на том основании, что они образуют жилы в гнейсах и в виде ксенолитов встречаются в хибинитах.

Автору не представилось возможности детально изучить эти породы. Там же, где они наблюдались, щелочные сиениты имели тесную связь с хибинитами, образуя их эндоконтактную фацию. С. И. Зак пришел к выводу о биметасоматическом происхождении щелочных сиенитов и рассматривает их как эндоконтактную разновидность нефелиновых сиенитов.

Специальные исследования В. Н. Горстки показали гетерогенность щелочных сиенитов Хибин. По его данным, одна часть щелочных сиенитов является приконтактной разновидностью хибинитов, другая — более ранними, чем хибиниты, интрузивными породами, образовавшими жило-подобные тела мощностью до 300 м в контакте хибинитов с вмещающими массив породами и среди вмещающих пород.

Мелкозернистые нефелиновые сиениты состоят из табличек К-На полевого шпата (58.1%), изометрических зерен нефелина (32.7%), призмочек пироксена (8.9%) и зернышек сфена (0.3%). Цифры характеризуют средний состав породы.

Если щелочные сиениты располагаются преимущественно в северо-восточной части Хибинского массива, то мелкозернистые нефелиновые сиениты — главным образом в его западной части (Елисеев и др., 1939). В виде разного размера тел они присутствуют в контакте массива с вмещающими породами и в виде ксенолитов — в хибинитах. Главная же масса в современном эрозионном срезе размещается в западном контакте между интрузиями хибинитов и трахитоидных хибинитов, где они слагают зону мощностью местами до 400—450 м, прослеживающуюся на протяжении почти 18 км. Здесь нередко встречаются брекции из многочисленных остроугольных обломков мелкозернистого нефелинового сиенита, скементированных среднезернистым ювитоподобным нефелиновым сиенитом.

нитом. С зоной этих пород с запада контактируют грубозернистые хибиниты, а с востока — ромбен-порфиры и трахитоидные хибиниты. Мелкозернистые нефелиновые сиениты местами (гора Тахтарвумчорр) содержат разнообразной формы и размеров ксенолиты вмещающих осадочно-метаморфизованных роговиковых пород. Контактные взаимоотношения между породами свидетельствуют (см. стр. 31—32) о более раннем в сравнении с хибинитами возрасте мелкозернистых нефелиновых сиенитов.

Автор, вслед за Н. А. Елисеевым, считает мелкозернистые нефелиновые сиениты породами первой интрузивной фазы и не может согласиться с С. И. Заком и Е. А. Каменевым (1964), относящими их к краевой фации хибинитов. Этому противоречит отсутствие такой краевой фации в других участках контакта хибинитов и наличие брекчий из многочисленных остроугольных обломков мелкозернистых нефелиновых сиенитов, сцепментированных среднезернистыми ювитоподобными нефелиновыми сиенитами, которые мы относим к породам первой интрузивной фазы.

Данных о возрастных соотношениях щелочных и нефелиновых сиенитов не имеется.

Нефелиновые сиенит-порфиры представляют собой серого цвета породы, состоящие из мелкозернистой массы нефелин-сиенитового состава, содержащей вкраепленники (до 1—1.5 см в поперечнике) идиоморфных кристаллов нефелина и табличек К-На полевого шпата. Местами они имеют постепенные (не интрузивные) границы с мелкозернистыми нефелиновыми сиенитами. По данным Н. А. Елисеева (Елисеев и др., 1939), ксенолиты нефелиновых сиенит-порфиров встречаются в хибинитах, нефелиновые сиенит-порфиры секутся апофизами и жилами хибинита.

Среднезернистые (ювитоподобные) нефелиновые сиениты располагаются в западной части Хибинского массива в зоне контакта между хибинитами и трахитоидными хибинитами. Они представляют собой массивные среднезернистые, местами крупнозернистые породы с гипидиоморфной и порфировидной структурами. Породы характеризуются неустойчивым содержанием нефелина и по составу нередко отвечают ювитам, а иногда приближаются к полевошпатовому уртиту. Главными минералами этих пород являются нефелин, К-На полевой шпат, эгирин, арфведсонит и сфен. В качестве второстепенных присутствуют энгматит, лампрофиллит, в виде аксессорных — титаномагнетит и апатит. По содержанию сфена (от 2—3 до 30%, по С. И. Заку) породы нередко могут быть названы сфеновыми. Обогащение пород сфеном приурочено к приконтактным зонам с ксенолитами других пород и особенно ослюденелых меланократовых, по-видимому, ультраосновного состава.

Интрузивный характер ювитоподобных нефелиновых сиенитов определяется присутствием в них ксенолитов тонкозернистых вулканогенно-осадочных пород свиты имандра-варзуга, ультраосновных каледонских пород, ромбен-порфиров и гигантозернистых нефелиновых порфиров ранней и мелкозернистых нефелиновых сиенитов первой интрузивных фаз, что свидетельствует о более позднем в сравнении с ними возникновении ювитоподобных нефелиновых сиенитов. Нередко среднезернистые нефелиновые сиениты являются цементом брекчий, состоящих из большого числа остроугольных обломков ксенолитов мелкозернистых нефелиновых сиенитов первой интрузивной фазы. Контакты с ксенолитами резкие, обычно прямолинейные, в ряде случаев подчеркнуты скоплением темноцветных минералов и сфена. В обнажениях устанавливается более молодой возраст среднезернистых ювитоподобных нефелиновых сиенитов в сравнении с мелкозернистыми нефелиновыми сиенитами первой интрузивной фазы, которые в свою очередь моложе ромбен-порфиров.

В ряде мест контакты между среднезернистыми (ювитоподобными) нефелиновыми сиенитами и грубозернистыми хибинитами говорят в пользу более позднего образования хибинитов, особенно там, где ювитоподобные нефелиновые сиениты цементируют брекчии мелкозернистых нефелино-

вых сиенитов первой фазы. Контакты сиеновых нефелиновых сиенитов с грубозернистыми хибинитами, по данным геологов СЗГУ (Зак и др., 1972), также резкие и отчетливые и свидетельствуют о более раннем возрасте первых. По их данным, хибиниты к контакту с нефелиновыми сиенитами становятся мелкозернистее и обогащаются цветными минералами. Нефелиновые сиениты пересекаются жилой хибинита мощностью 40 см. На Маннепахке грубозернистые хибиниты образуют цемент эруптивной брекции, обломки которой представлены нефелиновыми сиенитами. Тем не менее Зак и др. (1972) среднезернистые ювитоподобные нефелиновые сиениты (называемые ими сиеновыми) условно включают в комплекс хибинитов, считая их эндоконтактной фацией хибинитов на том основании, что нефелиновые сиениты имеют тесную пространственную связь с ромбен-порфирами, частое нахождение среди них ксенолитов вмещающих пород и близкий с хибинитами минеральный состав. Интрузивные же соотношения между хибинитами и среднезернистыми нефелиновыми сиенитами С. И. Зак объясняет взламыванием более поздними порциями хибинитовой магмы застывшей краевой части, представленной среднезернистыми (сиеновыми) нефелиновыми сиенитами. При этом остаются не объяснимыми отмеченные ими четкие приконтактные изменения хибинитов.

Автор, как и К. К. Судиславлев, Е. Н. Егорова, Н. А. Волотовская, В. Н. Нумерова (Елисеев и др., 1939), относит среднезернистые и мелкозернистые нефелиновые сиениты к породам более ранним, чем хибиниты, и считает их породами первой интрузивной фазы. В то же время они рассматриваются как образования, несколько разорванные во времени и возникшие, по-видимому, в разные субфазы (сначала мелкозернистые, а затем среднезернистые ювитоподобные нефелиновые сиениты).

Подводя итог сказанному, заметим, что:

1) породы первой интрузивной фазы располагаются главным образом в зоне контакта хибинитов: с одной стороны, с вмещающими Хибинский массив породами, а с другой — с блоком вмещающих и щелочных пород ранней фазы, зажатым между интрузиями хибинитов и трахитоидных хибинитов (западная часть массива);

2) щелочные сиениты (умпекиты) являются гетерогенными образованиями, часть из которых относится к интрузивным породам, возникшим до внедрения хибинитов;

3) мелкозернистые сиениты — наиболее ранние из нефелиновых сиенитов первой интрузивной фазы;

4) среднезернистые, обычно обогащенные нефелином, нефелиновые сиениты внедрились после мелкозернистых нефелиновых сиенитов первой интрузивной фазы и ромбен-порфиров, но до хибинитов;

5) нефелиновые сиенит-порфиры возникли раньше хибинитов;

6) возрастные взаимоотношения между щелочными и нефелиновыми сиенитами остались неустановленными.

Интрузии хибинитов и трахитоидных хибинитов

Геологическая характеристика интрузий

В строении внешней части Хибинского массива участвуют (см. рис. 2) две разновременные интрузии близких по облику и составу нефелиновых сиенитов. Ранняя из них, слагающая периферическую часть массива, представлена хибинитами, впервые описанными Рамзаем и Гакманом. Это название позднее употреблялось в петрографических работах Б. М. Куплетского (1937). Менее удачное для нефелиновых сиенитов название «гранитоидный хибинит» введено позднее Н. А. Елисеевым (Елисеев и др., 1939).

Более поздняя из интрузий, расположенная ближе к центру массива, сложена хибинитами, которые по характерной для них хорошо выраженной трахитоидности исследователями Хибин названы трахитоидными хибинитами.

Интрузия хибинитов

Хибиниты, слагая внешнюю часть Хибинского массива, образуют на геологической карте (рис. 2) дугообразную в плане полосу, выклинивающуюся к востоку. Главной областью их развития является западная часть массива, где мощность тела достигает 6—6.5 км. Хибиниты представляют собой лейкократовые крупнозернистые нефелиновые сиениты нередко пегматоидного сложения, состоящие из идиоморфных зерен зеленовато-серого нефелина, светло-серого К-На полевого шпата и значительно меньшего количества эгирина. В небольших количествах встречается альбит. Из второстепенных минералов присутствуют арфведсонит, энigmatит, лепидомелан, из акцессорных — сфен, эвдиалит, апатит.

Интрузив хибинитов представляет собой неоднородное тело, состоящее из параллельных, ориентированных по простирианию интрузии частей, сложенных крупнозернистыми и грубозернистыми хибинитами, а также приконтактной их разновидностью, характеризующихся определенными чертами текстуры, минерального и химического составов. Выдержанность полос крупнозернистых и грубозернистых разновидностей хибинитов по простирианию всей интрузии и отсутствие между ними интрузивных соотношений свидетельствуют о принадлежности их к крупным толщам — слоям рассматриваемой интрузии.

Висячий бок интрузии хибинитов сложен грубозернистыми хибинитами, которыми образована дугообразная в плане зона мощностью 1—2 км. Грубозернистые хибиниты характеризуются пегматоидным сложением и почти равным и даже некоторым преобладанием нефелина над полевым шпатом. Так, в среднем порода состоит из К-На полевого шпата (43.7%), нефелина (45.0%), темноцветных минералов (10%) — эгирина, арфведсонита, энigmatита, эвдиалита и сфена (1.3%). Грубозернистый хибинит массивный, но нередко обнаруживает трахитоидность и линейность, образованную ориентированной кристаллов полевого шпата. Линейность обычно погружается к центральной части массива под углом 20—25°. Возникновение этого верхнего слоя пород пегматоидного сложения обязано, вероятно, обогащению летучими расплава висячего бока интрузии.

В лежачем боку интрузии в современном эрозионном срезе располагаются крупнозернистые хибиниты, слагающие западную и южную периферические части массива. В западной части интрузии мощность полосы этих хибинитов достигает 5 км, на юге она становится менее 1 км и несколько возрастает на юго-востоке. Крупнозернистые хибиниты массивные, нередко трахитоидные породы, часто образующие линейную ориентировку таблиц К-На полевого шпата. Простириание трахитоидности в общем повторяет серповидную в плане форму интрузивного тела. Трахитоидность и линейность этих пород погружаются к центральной части массива под углом от 10—15 до 25—35°, редко круче. В крупнозернистых хибинитах встречаются слои и шлиры более мелкозернистых и неравномернозернистых нефелиновых сиенитов, мощностью от 4.5—6.0 до 24 м с границами, то более или менее четкими, то лишь только заметными. В средней части некоторых из таких слоев наблюдалась тонкая полосчатость. Слоистость, как и трахитоидность хибинитов, падают к центру массива под пологим углом, в то время как внешний контакт хибинитов с вмещающими породами, по данным геофизики, крутой, выполняющейся с глубиной (см. стр. 9). На юго-западном склоне Хибин при крутом лежачем контакте интрузии хибинитов обнаруженный в них вблизи контакта слой среднезернистого мезократового нефелинового сиенита мощностью около 3 м падает согласно с общим планом структуры интрузива

к центру массива под углом в 30° . Нахождение этого слоя в наиболее низкой лежачей части интрузии хибинитов может послужить указанием на возможную четкую расслоенность не вскрытой сейчас глубинной части интрузии.

В нижней части интрузии у лежачего контакта с вмещающими массив породами крупнозернистые хибиниты образуют приконтактную разновидность. Это сравнительно мелко-, крупно- и неравномернозернистые нефелиновые сиениты, залегающие в виде узкой зоны невыдержанной мощности (обычно 1—3 м и менее). Лишь на горе Ловчорр зона приконтактных хибинитов достигает 100 м. В. Н. Горстка (1971) отмечает, что первые признаки эндоконтактных изменений хибинитов, заключающиеся в уменьшении зернистости пород и некотором снижении содержания нефелина, проявляются на расстоянии 15—20 м от контакта. На расстоянии 1—3, иногда 5 м происходит резкое изменение породы, проявляющееся в сильном посветлении ее (цветных минералов 6—8%), уменьшении содержания нефелина до 2—3%, часто в полном его исчезновении. Порода в этом случае превращается в щелочную сиенит. Трахитоидность приконтактных хибинитов в зоне контакта обычно падает круто, а участки с разной крупностью зерна в плане располагаются в общем параллельно контакту.

Поскольку в районе Юмъечорра щелочные породы ранней и первой фаз магматической деятельности вместе с вмещающими метаморфизованными эфузивно-осадочными породами располагаются в висячем контакте интрузии хибинитов, то последняя здесь имеет полностью сохранившуюся мощность, которая на других участках контакта частично срезана более поздней интрузией трахитоидных хибинитов.

Взаимоотношение интрузии с вмещающими породами. Дугообразная в плане интрузия хибинитов залегает между разновозрастными породами: на внешней, выпуклой, стороне она контактирует с более древними метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами протерозойской свиты имандра-варзуга и архейскими гнейсами, на внутренней, вогнутой, стороне — с более поздней интрузией трахитоидных хибинитов и ранней — нефелиновых сиенитов первой интрузивной фазы. Плоскость внешнего контакта в обнажениях, как уже неоднократно отмечалось (Куплетский, 1928; Елисеев и др., 1939), наклонена то под массив, то от массива под разными, обычно крутыми, углами. Положение этого контакта интрузии хибинитов, по данным геофизики (стр. 9), свидетельствует о ее конической форме. Геолого-петрографические данные говорят об интрузивном характере контакта хибинитов с вмещающими породами, об активном воздействии на них хибинитовой интрузии. Специальные исследования контактной зоны между Хибинским массивом и вмещающими его породами выполнены В. Н. Горсткой (1971).

С гнейсами северный контакт Хибинского массива до глубины 6—7 км падает круто (80°) в сторону массива (Шаблинский, 1963). Гнейсы в зоне контакта, как и щелочные сиениты первой интрузивной фазы, прорваны апофизами и жилами хибинитов. По данным В. Н. Горстки (1971), первые признаки изменения гнейсов наблюдаются в 70—100 м от контакта и выражены в их грануляции, возникшей вследствие частичной перекристаллизации при термальном воздействии интрузии. В 5—10 м от контакта первичные минералы гнейсов уже почти полностью замещены микроклином, эгирии-авгитом, реже амфиболом, и гнейсы превращаются в фениты, т. е. породы, по составу отвечающие щелочным сиенитам. Характер изменения гнейсов свидетельствует о том, что главную роль в процессе фенитизации играл привнос щелочей, особенно натрия. Согласно классификации Д. С. Коржинского, это процесс щелочного метасоматоза магматической стадии.

С породами свиты имандра-варзуга контакт хибинитов резкий интрузивный и сопровождается наличием в приконтактных хибинитах ксено-

литов вмещающих пород. Хибиниты в контакте с эфузивно-осадочными метаморфизованными (роговиковыми) породами представлены среднезернистыми мезократовыми приконтактными породами, по составу приближающимися к щелочному сиениту. Слоистость вмещающих пород пересекается неровной плоскостью контакта, параллельно которой располагается трахитоидность эндоконтактного хибинита. В роговики от хибинитов отходят по-разному ориентированные жилки. Местами в приконтактной зоне роговики разбиты на небольшие остроугольные обломки, скементированные приконтактным хибинитом.

Протерозойские породы свиты имандра-варзуга, находящиеся в контакте с Хибинским массивом, испытали интенсивное ороговиковование. Мощность зоны роговиков около массива достигает 300 м у западного и 400—600 м у южного контактов (Елисеев и др., 1939). Состав и структура пород в этой зоне отражают последовательно развивающийся процесс изменения вмещающих пород под воздействием щелочной интрузии. По данным В. Н. Горстки, первые признаки контактных изменений в зеленокаменных породах, выражающиеся в замещении актинолита обыкновенной роговой обманкой, проявляются в 200—400 м от контакта с массивом; в 100—150 м от контакта этот процесс завершается почти полностью. По возникшей роговой обманке развивается диопсид; наряду с альбитом и альбит-олигоклазом появляются зерна андезина; карбонаты и эпидот исчезают. Породы приобретают роговиковую структуру и по составу отвечают амфибол-диопсид-плагиоклазовым роговикам. В 50—80 м от контакта породы по составу и структуре превращаются в диопсид-плагиоклазовые роговики. В 5—15 м от контакта в породах появляются баркевикит и биотит. Наконец в непосредственном контакте со щелочным массивом (в зоне 0,5—5 см, редко больше) содержание баркевикита и биотита значительно возрастает и возникают порфиробласты микроклина.

Постоянство химизма пород, за исключением уменьшения содержания воды, при переходе от неизмененных зеленокаменных пород к роговикам зоны эндоконтакта Хибинского массива привело В. Н. Горстку (1971) к выводу, что зеленокаменные породы вблизи контакта с массивом превращены в роговики в результате термального изохимического метаморфизма. Контактово-метасоматические процессы в этих породах проявились очень слабо и выражались в основном в незначительной амфибилизации и биотитизации роговиков.

Взаимоотношения хибинитов с палеозойскими осадочно-метаморфизованными породами — метаморфизованными глинистыми песчаниками и кварцитами — наблюдались на западном и юго-восточном склонах массива. Крупнозернистые хибиниты у контакта в зоне шириной в несколько метров представлены неравномернозернистой приконтактной разновидностью, а в непосредственном контакте (в зоне 30—50 см) — среднезернистым щелочным сиенитом. Хибиниты содержат ксенолиты этих осадочно-метаморфизованных пород. Хибиниты в контакте с ксенолитами кварцитов имеют эндоконтактовую зону мощностью около 1 м, где они становятся в основном полевошпатовыми (микроклиновыми) породами с единичными зернышками нефелина, который в непосредственном контакте исчезает вовсе, а в 1—3 см от контакта появляется кварц. Воздействие нефелин-сиенитовой магмы на кварциты ксенолитов сказалось в появлении в них эгирина, арфведсонита, щелочного полевого шпата. В. Н. Горстка считает контактовые изменения кварцитов под влиянием щелочной интрузии весьма близкими к процессам фенитизации гнейсов.

Контакт грубозернистых хибинитов с мелкозернистыми нефелиновыми сиенитами первой интрузивной фазы на Юмъечорре кругой и неровный. Многочисленные ксенолиты мелкозернистого нефелинового сиенита в грубозернистом хибините свидетельствуют о более раннем возрасте первых. Контакт между грубозернистым хибинитом и ювитоподобным нефелиновым сиенитом, переполненным остроугольными ксенолитами мелкозер-

зернистого нефелинового сиенита первой фазы, неровный и в общем крутый. Поскольку среднезернистые ювитоподобные нефелиновые сиениты постоянно ассоциируют с мелкозернистыми нефелиновыми сиенитами первой интрузивной фазы, брекчируя их и цементируя собой остроугольные обломки этих пород, а грубозернистые хибиниты имеют с этой брекчий четкий контакт (не только с цементирующими массой, но и с содержащимися в ней ксенолитами), можно полагать, что эти ювитоподобные нефелиновые сиениты более ранние породы, чем грубозернистые хибиниты. Таким образом, взаимоотношения пород свидетельствуют о сравнительно молодом возрасте интрузии хибинитов по отношению к мелкозернистым нефелиновым сиенитам и среднезернистым ювитоподобным нефелиновым сиенитам первой интрузивной фазы.

Жильная фация хибинитов. В интрузии хибинитов присутствуют характерные для них жилы нефелиновых сиенитов с хибинитовым минеральным составом, за которыми сохранено введенное ранее (Елисеев и др., 1939) обобщающее название — жильная фация хибинитов. В ней автор выделяет три разновидности.

Порфировидные нефелиновые сиениты образуют обычно крутопадающие дайкообразные тела мощностью от 0.5 до 200—300 м и протяженностью до нескольких километров. Крутые контакты их пересекают пологопадающую трахитоидность хибинитов, а ксенолиты последних встречаются в порфировидных нефелиновых сиенитах. Располагаются жилы в плане согласно со структурой интрузива хибинитов, обычно в грубозернистых хибинитах, реже в приконтактной их разновидности. Порфировидная структура этих пород образована вкрашенниками крупных идиоморфных кристаллов К-На полевого шпата (до 3 см длиной) и нефелина (около 1 см в поперечнике) в мелкозернистой массе К-На полевого шпата, нефелина, темноцветных минералов (преимущественно эгирина). Вкрашенники полевого шпата нередко образуют четкую трахитоидность. Объемные соотношения вкрашенников и мелкозернистой массы подвержены изменениям:

	Обр. 1	Обр. 2	Обр. 3	Среднее
К-На полевой шпат . .	31.3	24.0	26.7	27.4
Нефелин	28.7	29.5	27.0	28.5
Мелкозернистая масса	40.0	46.5	46.3	44.4

Местами эти соотношения значительно изменяются, отчего породы или четко порфировидные, или при незначительном содержании мелкозернистой массы по облику приближаются к обычным хибинитам. Местами породы почти вовсе не содержат вкрашенников. Отмеченные текстурные разновидности в жильных телах образуют не четко очерченные слои, ориентированные в общем параллельно kontaktам жил.

Контакты жил порфировидных нефелиновых сиенитов с хибинитами четкие. В ряде случаев у контактов в зоне шириной от 10—15 см до 1.5 м жильная порода становится мелкозернистой гнейсовидной с небольшим числом вкрашенников.

Неравномернозернистые пироксеновые нефелиновые сиениты образуют преимущественно в грубозернистых хибинитах юго-восточной части массива жилы, сложенные неправильными, изометричными или вытянутыми в полосы телами среднезернистых, крупнозернистых и пегматоидных пород, ориентированными согласно с kontaktами жил. Жилы крутопадающие мощностью до 100 м и более, характеризуются неправильной формой и разным характером kontaktов с вмещающими породами, указывающим то на четкие интрузивные соотношения, то на постепенные переходы. Параллельные kontaktам слои пород разного состава и сложения, при отсутствии в них параллельной ориентировки минералов, указывают, вероятно, на расслоение расплава в предкристаллизационный период. Кристаллизация расплава

в спокойной обстановке привела к неинтрузивным взаимоотношениям пород. Наличие же местами явлений обтекания контактов свидетельствует об отдельных локальных перемещениях кристаллизующегося расплава. Неправильные контуры жильных тел указывают на форму трещин — полостей, возникших, вероятно, в условиях растяжения.

Мелкозернистые эгирин-роговообманковые нефелиновые сиениты образуют жилы мощностью от 0,1 до 10—25 м, и главным образом в крупнозернистых хибинитах западной части интрузии. Большая часть их простирается в общем согласно со структурой массива и падает к периферии его под углами, возрастающими от лежачего к висячему боку интрузии, от 25 до 80°. Жилы, таким образом, размещаются в общем перпендикулярно к трахитоидности, линейности и слоистости хибинитов, свидетельствуя о связи их с поперечными трещинами. Меньшая часть жил располагается радиально к структуре массива и падает на ЮВ 135° под углом 30—35°. Контакты жил прямолинейные, неровные и имеют интрузивный характер.

Интрузия трахитоидных хибинитов

За интрузией хибинитов ближе к центру Хибинского массива располагаются позднее возникшие трахитоидные хибиниты, образующие дугообразное в плане тело, обращенное вогнутой стороной к востоку (см. рис. 2). Максимальной мощности (5,5 км) интрузия достигает в западной части. Трахитоидные хибиниты, по Н. А. Елисееву (Елисеев и др., 1939), образуют коническую интрузию, сложенную монотонными породами, отличающимися от хибинитов лишь постоянным присутствием эвдиалита и отчетливой трахитоидностью. Среди них встречаются лишь альбитизированные трахитоидные хибиниты иногда с порфировидной структурой. По Б. М. Куплетскому (1937), отличие трахитоидных хибинитов от хибинитов также заключается лишь в трахитоидной структуре первых.

Нашиими исследованиями установлено, что интрузия трахитоидных хибинитов на всем ее протяжении сложена двумя параллельными смещающимися друг друга вкрест простирания интрузии толщами (слоями): верхней — светлых крупнозернистых трахитоидных хибинитов и нижней — серых среднезернистых четко трахитоидных хибинитов. В современном эрозионном срезе преобладают серые среднезернистые четко трахитоидные хибиниты, видимая мощность которых достигает 4,5 км в западной части, уменьшаясь до 1,5—2 км к югу и до 1 км к северу. Истинная мощность их равна 1250 м. Трахитоидность этих пород довольно полого (10—35°) погружается на западе и круче (50—60°) на юге и севере в направлении к центральной части массива. На них налегают светлые крупнозернистые трахитоидные хибиниты, видимая мощность которых в западной части интрузии 1—1,5 км, в северной — 1,5 и в южной — 2 км. Истинная мощность их в западной части достигает 550 м, а в северной и южной 1000—1050 м. Трахитоидность пород более или менее отчетлива, в верхней части толщи этих пород выражена нечетко. Местами присутствующие небольшие шлиры, обогащенные нефелином, располагаются согласно с трахитоидностью пород.

В висячем боку южной части интрузии располагаются массивные, обогащенные нефелином и пластинчатым сfenом, средне- и крупнозернистые породы мощностью от 40 до 80 м. Эта разновидность пород интрузии трахитоидных хибинитов возникла, по-видимому, в контакте с вмещающими интрузив породами, свидетельством которых является крупный ксенолит роговиков, обнаруженный скважинами Хибиногорской ГРП в районе оз. Малый Вудъявр. В других местах приконтактные трахитоидные хибиниты частично или полностью срезаны щелочными породами более поздних интрузий. Исходя из этого, мощность слоя светлого крупно-

зернистого трахитоидного хибинита (1050 м) в южной части интрузива, где сохранились приконтактные породы его висячего бока, можно считать истинной с достаточным основанием.

Кроме этих толщ (слоев) трахитоидных хибинитов, автором установлено (Галахов, 1961, 1966б), что более глубокая часть лежачего бока интрузии трахитоидных хибинитов представляет собой резко неоднородную толщу, состоящую из чередующихся слоев лейкократовых и мезократовых трахитоидных хибинитов, трахитоидных меланократовых пород типа ийолита, малиньита, мельтейгита, обогащенных то сфером, то рудным минералом. Такие слои мощностью от нескольких миллиметров и сантиметров до 2—3 м параллельны друг другу и, так же как их трахитоидность, полого падают к центральной части массива. В том же направлении погружается плоскость лежачего контакта интрузии, но под более крутым углом. Поэтому слои не параллельны контакту и располагаются к нему под различными углами, как бы упираясь в него. Такое несогласие в положении слоистости и плоскости интрузивного контакта расслоенной интрузии с более ранними породами обусловливает выход на дневную поверхность четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов лишь в отдельных, обычно наиболее глубоко эродированных участках Хибинского массива.

Таким образом, интрузив трахитоидных хибинитов является расслоенным, падающим к центру массива телом, состоящим в современном эрозионном срезе из трех частей (сверху вниз): светлых крупнозернистых трахитоидных хибинитов, серых среднезернистых четко трахитоидных хибинитов и четко расслоенной зоны интрузии.

Что касается альбитизированных трахитоидных хибинитов иногда с порфировидной структурой, то автором выявлено более широкое распространение их: они помимо восточной части интрузива встречены и на северо-западе. Установлено также, что нет веских оснований считать все порфировидные хибиниты альбитизированными. Действительно, процессы альбитизации имеют место, но в главной массе порфировидных хибинитов мелкозернистая лейкократовая часть представлена не альбитом, а К-На полевым шпатом. Обычно трахитоидные хибиниты сменяются порфировидными постепенно, наблюдается перемежаемость их. Такие соотношения указывают на существование еще одного элемента неоднородности в строении висячего бока интрузии трахитоидных хибинитов.

При сопоставлении интрузии хибинитов и трахитоидных хибинитов обращает на себя внимание общий план их строения, а именно: расположение сверху вниз грубо-крупнозернистых, затем крупно-среднезернистых и, наконец, четко расслоенных пород (см. рис. 2). В висячем боку обеих интрузий располагаются обогащенные нефелином и сфером приконтактные породы.

Взаимоотношения интрузии с вмещающими породами. Дугообразное в плане интрузивное тело трахитоидных хибинитов в большей своей части располагается между нефелиновыми сиенитами массива и лишь в восточной части, в местах выклинивания, трахитоидные хибиниты как бы выходят из окружения щелочных пород и в лежачем боку контактируют с архейскими гнейсами и породами свиты имандра-варзуга. Контакты с вмещающими породами четкие интрузивные, обычно крутые, наклоненные по большей части к центральной части массива. Со стороны вогнутого контакта интрузии трахитоидных хибинитов располагаются, несколько срезая их, более поздние щелочные породы — рисчорриты и ийолит-уриты. Наблюдающиеся здесь интрузивные контакты обычно падают к центру массива, как под крутыми, так и под более пологими углами.

Трахитоидные хибиниты с гнейсами имеют резкий несогласный контакт. Гнейсы в зоне контакта фенитизированы, а трахитоидные хибиниты сменяются щелочными сиенитами, то мелкозернистыми, то неравномерно-зернистыми, образующими зону мощностью от нескольких сантиметров

до нескольких метров. В них присутствуют ксенолиты вмещающих пород. Трахитоидность трахитоидного хибинита по мере удаления от контакта с гнейсами к центру массива выполняется. Так, если в непосредственном контакте, падающем к центру массива под углом 45° , трахитоидность параллельна ему, то в метре она падает под углом 20° , а в 6 м — уже под углом 10° .

С осадочно-метаморфизованными породами трахитоидные хибиниты также имеют интрузивные соотношения, выраженные четкими контактами и наличием в трахитоидных хибинитах ксенолитов этих пород. В контакте с крупным (5 м в поперечнике) телом тонкозернистых метаморфизованных песчано-глинистых пород трахитоидные хибиниты представлены приконтактными мезократовыми нефелиновыми сиенитами, состоящими из К-На полевого шпата (61%), нефелина (10%), темноцветных минералов, преимущественно эгирина (26.2%), и рудного минерала (2.3%).

В породах интрузии трахитоидных хибинитов, особенно в ее лежачем боку, содержатся ксенолиты вмещающих пород. Обращает на себя внимание присутствие таких ксенолитов внутри щелочного массива на значительном удалении от вмещающих пород, где интрузия трахитоидных хибинитов располагается за мощной, более ранней интрузией хибинитов. Наибольшее количество ксенолитов встречено именно в зоне контакта трахитоидных хибинитов с интрузией хибинитов, и особенно на западе, в непосредственной близости к зажатому между этими интрузиями пластинкообразному блоку, сложенному осадочно-метаморфическими породами, ромбен-порфирами, нефелиновыми сиенитами первой интрузивной фазы, явившимися вмещающими для обеих интрузий.

Наибольшее количество ксенолитов присутствует в породах четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов и в непосредственно прилегающей к ней части толщи серых среднезернистых трахитоидных хибинитов, т. е. в породах, располагающихся в современном эрозионном срезе непосредственно в контакте с интрузией хибинитов. В них встречаются ксенолиты роговиков (метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород), каледонских щелочных и ультраосновных пород, ромбен-порфиров. В среднезернистых трахитоидных хибинитах горы Китчепахк встречен ксенолит тонкозернистого роговика с сульфидами, т. е. пород, подобных залегающим на внешнем контакте массива. Значительно реже встречаются ксенолиты в светлых крупнозернистых трахитоидных хибинитах висячего бока интрузии. Однако таким остатком вмещающих пород на вогнутой стороне интрузии трахитоидных хибинитов, по-видимому, является обнаруженный скважинами Хибиногорской ГРП крупный блок роговиков в районе оз. Малый Вудъярв — в зоне вогнутого контакта трахитоидных хибинитов с более молодой интрузией рискорритов — ийолит-уритов. Все это свидетельствует о том, что интрузия щелочного расплава, образовавшего трахитоидные хибиниты, произошла по расколу, ожившему в зоне вогнутого контакта между интрузией хибинитов и вмещающими метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами.

Контакты трахитоидных хибинитов с мелкозернистыми нефелиновыми сиенитами первой интрузивной фазы резкие (интрузивные) и свидетельствуют о более позднем возникновении трахитоидных хибинитов. Контакты неровные, с пологими участками и крутыми уступами, но в общем круто падают к центру массива.

Трахитоидность и полосчатость трахитоидных хибинитов в узкой зоне непосредственного крутого контакта с брекчией мелкозернистых нефелиновых сиенитов, сцепленной в иной среднезернистым ювитоподобным нефелиновым сиенитом, параллельна ему. С удалением от него угол падения трахитоидности и слоистости выполняется. Местами в зоне контакта трахитоидность неспокойна, по-видимому, вследствие неровностей контакта и наличия ксенолитов. В мелкозернистых нефелиновых сиенитах присутствуют апофизы трахитоидных хибинитов.

В породах интрузии трахитоидных хибинитов встречаются ксенолиты мелкозернистых нефелиновых сиенитов. Присутствуют они главным образом в породах четко расслоенной части интрузии, реже в серых среднезернистых трахитоидных хибинитах. Единичны ксенолиты в светлых крупнозернистых трахитоидных хибинитах. Ксенолиты характеризуются размерами от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров, имеют четкие границы и обычно остроугольны.

Ксенолит порфировидных ювитоподобных пород (5×2.5 м в сечении) встречен в зоне лежачего контакта трахитоидных хибинитов (гора Юмъечорр). Контакт между породами резкий. Трахитоидность хибинита, погружающаяся здесь полого, имеет в общем несогласное залегание с крутопадающей плоскостью контакта, и только в непосредственном контакте в узкой (1—1.5 см) зонке они взаимно параллельны. Так же ведет себя и местами заметная (параллельная трахитоидности) слоистость трахитоидного хибинита.

Наряду с отмеченными в зоне лежачего контакта в среднезернистых трахитоидных хибинитах встречены ксенолиты нефелинового сиенит-порфира и ромбен-порфира.

С хибинитами контакт интрузии трахитоидных хибинитов резкий и неровный. Трахитоидность трахитоидных хибинитов в непосредственном контакте повторяет неровности его и местами образует более мелкозернистую, обогащенную темноцветными минералами, приконтактную зону мощностью до 10 см. В трахитоидных хибинитах местами присутствуют ксенолиты грубозернистых хибинитов, размером от десятков сантиметров до нескольких десятков метров в поперечнике. Контакт трахитоидного хибинита с таким ксенолитом на Юмъечорре резкий и вниз по склону на протяжении 7.5 м падает круто, до вертикального. Хибинит у контакта ничем не отличается от расположенного в удалении от него. Трахитоидный же хибинит у контакта в зоне около 30 см имеет трахитоидность, параллельную вертикальному контакту. С удалением от него трахитоидность выплачивается. Так, уже в 3 м от контакта полосчатость и трахитоидность хибинитов падают на северо-восток под углом 55°. Такой же характер носит интрузивный контакт между грубозернистыми хибинитами и четко расслоенной частью трахитоидных хибинитов.

Неровный резкий контакт с хибинитами наблюдался на южном склоне горы Ловчорр. Здесь трахитоидность и слоистость трахитоидных хибинитов взаимнопараллельны и падают, как и контакт с хибинитом, к центру массива, но под более пологим углом, вследствие чего трахитоидные хибиниты на разных уровнях контактируют с хибинитами разными слоями четко расслоенной части интрузии. Такая непараллельность в положении плоскости контакта и слоев четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов хорошо выражена на Иидичумчорре. Это, конечно, не значит, что не встречаются другие взаимоотношения между интрузиями. Так, на одном из участков контакта слои четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов располагаются согласно контакту с хибинитами, падающему к центру массива, в этом случае более полого (под углом 45°).

Несоответствие, непараллельность в положении слоистости интрузии трахитоидных хибинитов и падающей к центру массива плоскости интрузивного контакта с более ранней интрузией хибинитов четко проявляется на северо-западном склоне горы Тахтарвумчорр, ориентированном вкрест простирания интрузий. Здесь в нижней части склона в контакте с интрузией хибинитов располагается пологопадающая четко расслоенная часть интрузии трахитоидных хибинитов, состоящая из слоев пород как лейкократовых, так и обогащенных или темноцветными минералами или сферулитами. Горизонтальная видимая мощность этих пород в плоскости склона в направлении от контакта достигает 100 м. Выше по восхождению контакта примерно на середине этого склона четко расслоенная

часть трахитоидных хибинитов представлена зоной с видимой мощностью уже только 15—20 м и состоит главным образом только из слоев мезократовых хибинитов и пород, обогащенных темноцветными минералами. В самой верхней части склона и на плато отрога Тахтарвумчорра между интрузиями трахитоидных и грубозернистых хибинитов виден четкий непосредственный контакт. Плоскость контакта между ними здесь неровная и при общем падении к центру массива под углом около 50° на некоторых участках имеет отклонения вплоть до обратного. Что касается слоистости, то здесь у контакта обнажен обогащенный темноцветными минералами слой, мощностью достигающий всего лишь 1.5 м. Таким образом, в верхней части склона Тахтарвумчорра четко расслоенные породы, залегающие на более низких отметках, почти полностью исчезают, перекрываясь налегающими на них среднезернистыми трахитоидными хибинитами, которые и контактируют здесь с интрузией хибинитов. Следовательно, на плато при всей видимости согласного залегания между интрузией трахитоидных хибинитов и плоскостью контакта с более ранними грубозернистыми хибинитами отсутствуют данные о нижезалегающей четко расслоенной части трахитоидных хибинитов, что с отчетливостью свидетельствует о несоответствии (непараллельности) во взимной ориентировке по падению слоев расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов и плоскости интрузивного контакта их с более ранними грубозернистыми хибинитами. При этом трахитоидность трахитоидного хибинита у самого контакта, располагающаяся параллельно ему, с удалением выполняется. Так, трахитоидность, падая под углом около 50° у контакта, в 2 м от него уже наклонена к центру массива под углом 30° , в 10 м — под углом около 25° , а в 100—150 м — под углом 5° .

Выполаживание структуры интрузии трахитоидных хибинитов по мере удаления от крутого контакта с более ранней интрузией хибинитов отмечается и для северной части Хибинского щелочного массива. Здесь трахитоидные хибиниты в зоне контакта с хибинитами более мелкозернисты, а их трахитоидность в общем падает к центру массива под углом $80—90^{\circ}$. С удалением от контакта угол падения трахитоидности хибинитов выполняется: в 7 м — до 60° , а в 100 м — до 25° .

Жильная фация трахитоидных хибинитов. Породы интрузии трахитоидных хибинитов пересекаются характерными крутопадающими и пологими, обычно маломощными, жилами нефелиновых сиенитов. Автор среди них выделяет ряд разновидностей.

Среднезернистые трахитоидные нефелиновые сиениты с эвдиалитом, состоящие из нефелина (51.5%), К-На полевого шпата (39.5%), эгирина и других минералов (9%), образуют в светлых крупнозернистых трахитоидных хибинитах Китчепахка крутопадающие жилы мощностью около 10 и 80 м. Простираются они в общем согласно со структурой интрузии трахитоидных хибинитов, падают круто (80°) к центру интрузии, срезая трахитоидность хибинитов, погружающуюся в том же направлении под углом около 10° .

Мелкозернистые, среднезернистые и неоднородные, часто полосчатые нефелиновые сиениты образуют в серых среднезернистых и светлых крупнозернистых трахитоидных хибинитах пологопадающие пластовые жилы, мощностью от 0.4 до 35 м. Положение жил от почти горизонтального до наклонного под углом $10—20^{\circ}$, редко $30—40^{\circ}$ на юго-восток в южной и юго-восточной частях массива и на запад, реже северо-запад в западной части массива. В южной части массива на Айкуайвентчорре наблюдалась целая серия таких пологопадающих жил мелкозернистых нефелиновых сиенитов мощностью 2—6 м. Издали они видны в виде параллельных темных полос, могущих быть принятыми за слоистость. Эти жилы имеют резкие контакты и параллельную им трахитоидность, которая особенно четко выражена в непосредственных контактах в зоне 2—3 см. Жильный нефелиновый сиенит более мелкозернист и

обогащен темноцветными минералами около нижнего контакта в зоне 0,5—1,0 см. Пологопадающие пластовые жилы иногда разветвляются в вертикальной плоскости на параллельные жилы меньшей мощности. Такая жила в нижней части имеет подводящий вертикальный канал, пересекающий пологую трахитоидность хибинитов.

В ряде мест (Идичвумчорр, Китчепахк) пластовые пологопадающие жилы мощностью от 1 до 10 и иногда 28 и 35 м сложены полосчатыми мелкозернистыми четко трахитоидными нефелиновыми сиенитами. Контакты таких жил резкие и срезают трахитоидность вмещающих трахитоидных хибинитов. Трахитоидность и полосчатость жильных нефелиновых сиенитов взаимно параллельны и располагаются параллельно контактам. На Китчепахке одна из пологопадающих пластовых жил сравнительно мелкозернистых полосчатых нефелиновых сиенитов пересекает описанную на стр. 38 кругопадающую жилу трахитоидных среднезернистых нефелиновых сиенитов. Здесь же пологопадающая полосчатая жила мелкозернистых нефелиновых сиенитов мощностью около 12 м смещается по вертикали на 2 м по широтной вертикальной жиле мелкозернистого трахитоидного нефелинового сиенита мощностью около 70 см.

Порфировидные трахитоидные эгирин-авгитовые нефелиновые сиениты образуют в долине р. Малая Белая кругопадающую жилу мощностью около 300 м и простирающуюся на СЗ 315° около 4 км. В обрывах северного цирка горы Петрелиуса в крупнозернистых трахитоидных хибинитах эти породы образуют пять своеобразных, примерно на одном уровне слепо заканчивающихся вверх, интрузивных (жильных) тел, мощностью от 2 до 10 м.

Результаты наблюдений над взаимным положением жил свидетельствуют о разновременном раскрытии в трахитоидных хибинитах серии вертикальных и пологих трещин, соответствующем образованию жильных нефелиновых сиенитов. Текстурные черты жильных пород указывают на разнообразие условий их формирования. Трахитоидность крутых жил указывает на вертикальное истечение внедрявшегося и кристаллизовавшегося магматического расплава, а взаимно параллельные трахитоидность и полосчатость (слоистость) в пологих жилах свидетельствуют о почти горизонтальном истечении и происходящей при этом дифференциации магматического расплава, попавшего из вертикальных трещин (жил).

Петрографическая характеристика пород интрузий

Хибиниты представляют собой обычно лейкократовые серые и зелено-вато-серые крупнозернистые и грубозернистые (пегматоидные) эгириновые нефелиновые сиениты с массивной и трахитоидной текстурами, иногда с хорошо выраженной линейностью кристаллов полевого шпата. Они состоят из табличек светло-серого K-Na полевого шпата, идиоморфных кристаллов зеленовато-серого и серого нефелина, а также эгирина. В качестве второстепенных минералов присутствуют арфведсонит, эгирин-авгит, энigmatит, сфеен, лепидомелан, из акцессорных — эвдиалит, апатит, рудный минерал, флюорит, минерал из группы ринколита. Почти всегда присутствует содалит. Структура пород гипидиоморфнозернистая. Количественный минеральный состав хибинитов приведен в табл. 12 и показан на диаграмме (рис. 5). Сверху вниз по разрезу интрузии от грубозернистых к крупнозернистым и затем к приконтактным хибинитам возрастает содержание полевого шпата, темноцветных минералов и уменьшается содержание нефелина. Эта тенденция изменения минерального состава и особенно увеличения сверху вниз содержания темноцветных будет еще более отчетливо проявлена в трахитоидных хибинитах.

Трахитоидные хибиниты представляют собой среднезернистые зелено-вато-серые и крупнозернистые светлые нефелиновые сиениты, обычно с хорошо выраженной трахитоидной структурой, более совершенной в среднезернистой разновидности пород. Трахитоидные хибиниты состоят (табл. 12) из табличек K-Na полевого шпата, кристаллов нефелина и темноцветных минералов, эгирина, эгирин-авгита, местами арфведсонита. Характерным минералом среднезернистых трахитоидных хибинитов является эвдиалит. Кроме того, в породе содержится сфен, лампрофилл.

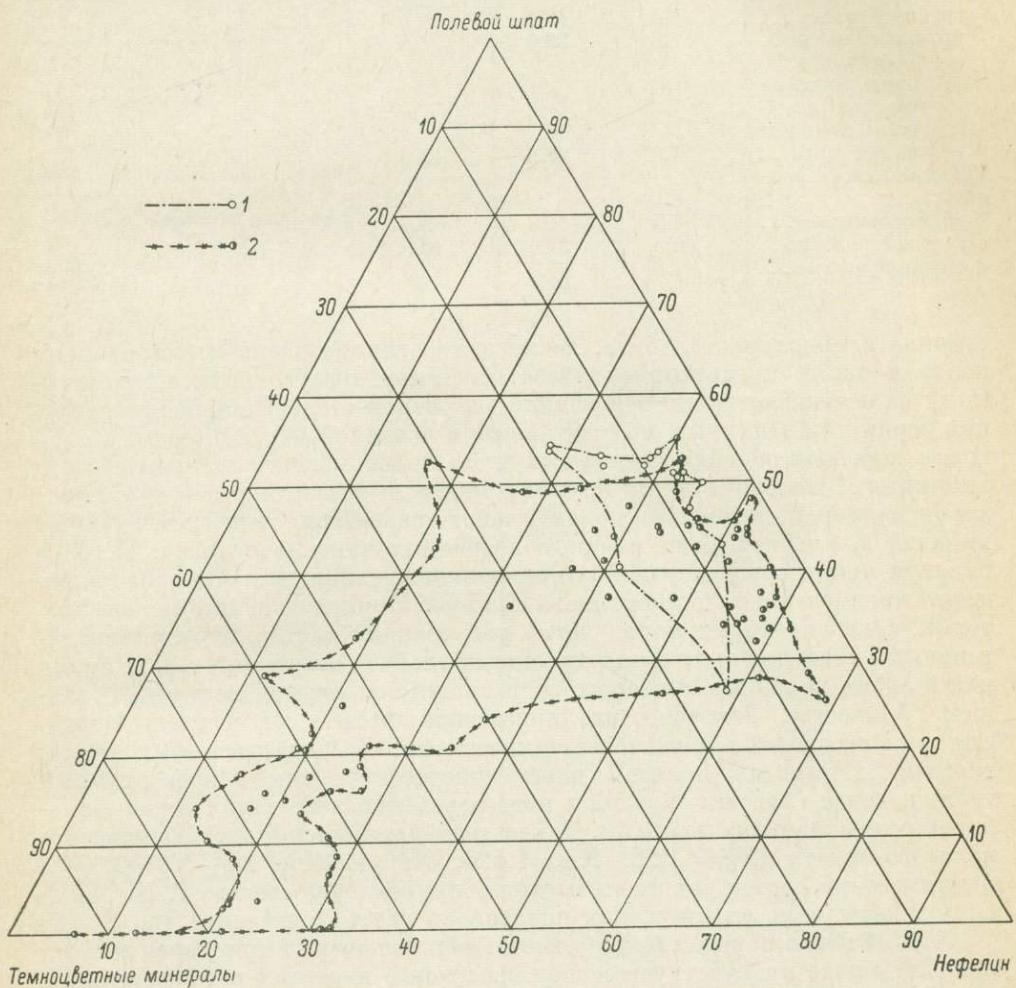


Рис. 5. Диаграмма количественного минерального состава пород интрузий хибинитов (1) и трахитоидных хибинитов (2).

лит и содалит. Количественный минеральный состав пород интрузии трахитоидных хибинитов характеризуется некоторым непостоянством. Сверху вниз по разрезу возрастает содержание темноцветных минералов, уменьшается содержание полевого шпата при менее четких изменениях в содержании нефелина. Более существенные изменения в количественном минеральном составе пород интрузии характерны для четко расслоенной части ее, в которой присутствуют слои пород с высоким содержанием темноцветных, рудного минерала и сфена (табл. 13).

K-Na полевой шпат, главный породообразующий минерал, представлен обычно нерешетчатым перититизированным микроклином и аортоклазом с включениями по-разному ориентированных иголочек

Таблица 12
Средний количественный минеральный состав хибинитов
и трахитоидных хибинитов (в об.%)

Порода	Микроклин (пертит), анортоклаз	Нефелин	Эгирин, эги- рин-авгит, (арфведсо- нит)	Эвдиалит	Сфен (лампро- филлит)	Содалит
Хибиниты:						
грубозернистые . . .	45.0	47.6	7.0	0.3	0.4	—
крупнозернистые . . .	52.8	38.0	8.8	0.1	0.3	—
мелкозернистые, приконтактные (в зоне лежа- чего контакта на Ловчорре) . . .	54.4	27.5	17.9	—	0.1	0.1
Трахитоидные хиби- ниты:						
порфировидные . . .	52.5	41.8	5.4	—	0.3	—
крупнозернистые . . .	46.3	37.0	16.0	0.5	0.2	—
среднезернистые . . .	41.6	37.7	19.6	0.5	0.4	0.2

эгирина и призмочек альбита. Включения эгирина в альбитизированном полевом шпата представлены более крупными призмочками. Характерными включениями являются мелкие, в разной степени альбитизированные зернышки нефелина, не отмеченные в основной массе породы. Включения нефелина и альбита отсутствуют в полевом шпата приконтактных хибинитов. Полевой шпат крупнозернистых трахитоидных хибинитов альбитизирован слабее, чем полевой шпат среднезернистых трахитоидных хибинитов, альбитизация которого возрастает вниз по разрезу. В К-На полевом шпата среднезернистых трахитоидных хибинитов обычны включения призмочек сдвойникованного альбита. В полевом шпата меланократовых и мезократовых пород четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов включения призмочек альбита отсутствуют, в то время как в слоях пород хибинитового состава они содержатся местами в большом количестве. Замечено, что призмочки альбита несут следы давления и пересекаются перитовыми вростками. В порфировидных трахитоидных хибинитах полевой шпат присутствует как в виде крупных таблиц, так и главным образом в виде агрегата более мелких зерен с альбитовыми каемочками по краям. Показатели преломления мелкозернистого полевого шпата ($Ng=1.528$, $Nm=1.526$, $Np=1.5216$, $Ng-Np=0.0066$) и химический состав свидетельствуют о принадлежности его К-На полевому шпату, а не альбиту, как полагалось ранее (Елисеев и др., 1939).

Альбит в породах кроме отмеченных включений призмочек в К-На полевом шпата присутствует в виде вростков в перитах распада и замещения и самостоятельных образований.

Нефелин, другой главный породообразующий минерал, представлен кристаллами с включениями мелких иголочек эгирина, располагающихся местами (грубозернистые хибиниты) в виде зон. В нефелине грубозернистых хибинитов встречаются включения мелких призмочек альбита, а в нефелине приконтактных хибинитов — значительное число включений апатита.

В трахитоидных хибинитах нефелин часто буквально переполнен призмочками и зернышками эгирина и включает призматические кристаллы полевого шпата, по-видимому, альбита. Нефелин мезо- и меланократовых пород четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов обычно свободен от иголочек эгирина и содержит лишь редкие кристаллы сфена, апатита и эгирина. Причем в отличие от вышеизложенных трахитоидных хибинитов основная масса нефелина в них выкристаллизовалась позднее эгирина и эгирин-авгита. В лейкократовых же слоях

Таблица 13

Количественный минеральный состав пород четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов (в об.%)

Порода	Место взятия	Микроклин (пертит)	Нефелин	Эгирин-авит (эгирин)	Сфен (звездалит)	Рутильный минерал	Содалит
Сфеновый малинит	Тахтар-вумчорр	20.4	19.8	31.4	26.0	2.4	—
Сфеновый малинит-мельтейгит	Ловчорр	17.8	14.9	64.8	2.5	—	—
То же	Иидич-вумчорр	16.5	24.4	41.4	17.7	—	—
Сфеновый малинит	То же	22.0	20.2	38.1	19.6	0.1	—
То же	» »	18.5	26.8	46.6	8.1	—	—
Рудный малинит-якуширангит	» »	14.2	12.1	10.4	0.2	63.4	—
Сфено-рудный малинит-мельтейгит	» »	6.4	29.0	49.4	9.3	5.9	—
Полевошпат-сфеновый мельтейгит	» »	1.5	21.4	67.9	9.2	—	—
То же	» »	3.1	20.4	72.4	4.0	—	0.1
Сфеновый малинит-мельтейгит	» »	13.4	22.9	61.3	2.4	—	—
Трахитоидный хибинит	» »	41.9	37.5	19.4	0.7	—	0.2
To же	» »	37.4	41.6	19.7	1.0 0.3*	—	—
Сфеновый малинит	» »	28.8	11.9	45.9	13.1	—	0.3
Луявит	» »	52.7	16.4	24.9	5.8	—	0.2
Сфеновый малинит	» »	20.6	19.3	40.1	20.0	—	—
Сфеновый малинит-мельтейгит	» »	10.5	26.9	56.5	6.1	—	—
To же	» »	8.2	18.7	71.1	1.7	0.3	—
Сфеновый малинит	» »	17.0	25.2	56.4	1.4	—	—
Полевошпат-сфеновый мельтейгит	» »	2.6	20.2	75.2	2.0	—	—
Луявит	» »	36.3	32.5	30.8	0.3	—	0.1
Полевошпат-сфеновый мельтейгит	» »	3.4	23.3	70.2	3.1	—	—
Луявит	Юмьечорр	42.2	22.1	35.4	0.3	—	—
Сфеновый малинит-мельтейгит	To же	10.4	15.0	70.4	4.2	—	—
To же	» »	16.3	25.0	51.0	7.7	—	—
Сфеновый ювит	» »	26.4	52.4	18.4	2.8	—	—
Сфеновый малинит-мельтейгит	Китчен-пахк	14.1	17.6	66.6	1.7	—	—
Луявит	» »	49.2	27.4	22.3	0.1	—	—
Малинит	» »	24.1	20.0	57.9	1.0	—	—
Сфеновый малинит-мельтейгит	Юмьечорр	14.8	20.8	58.0	6.4	—	—
Сфеновый малинит	To же	32.9	18.8	46.8	1.5	—	—
Сфеновый малинит-мельтейгит	» »	15.6	18.4	62.6	3.4	—	—
Сфеновый малинит	» »	20.8	25.9	47.1	6.2	—	—
Сфеновый ийолит	» »	0.1	32.2	39.7	28.0	—	—
Рудный якуширангит-мельтейгит	» »	—	12.9	33.9	—	53.2	—
Рудный мельтейгит	» »	—	31.3	48.4	—	20.3	—
To же	» »	—	6.6	21.9	—	71.5	—
Малинит	» »	25.2	21.2	52.7	0.3	0.6	—
Рудный мельтейгит	» »	—	21.5	38.5	0.7	39.3	—
Сфеновый малинит-мельтейгит	» »	15.8	24.7	50.2	9.3	—	—
Сфеновый малинит	» »	20.5	34.3	28.9	36.3	—	—
Сфеновый малинит-мельтейгит	» »	8.4	28.8	41.2	21.2	0.4	—
Сфеновый луявит	» »	23.7	36.2	29.3	10.8	—	—

Примечание. Звездочкой отмечено содержание эвдиалита.

хибинитового состава этой же четко расслоенной части интрузии нефелин снова содержит включения мелких иголочек эгирина.

Эгирин, главный темноцветный минерал пород, образует как неправильные выделения преимущественно между нефелином и полевым шпатом, так и более или менее идиоморфные призматические кристаллы. В грубозернистых хибинитах эгирин, кроме того, образует графические срастания с полевым шпатом. В крупнозернистом и порфировидном тра-

хитоидных хибинитах эгирин замещается щелочным амфиболом. В среднезернистых трахитоидных хибинитах помимо густоокрашенных выделений эгирина присутствуют более или менее идиоморфные кристаллы, центральная часть которых представлена эгирин-авгитом. Из включений в нем присутствуют кристаллики сфена и зернышки апатита, местами он переполнен мелкими включениями энigmatита и призмочками лампрофиллита. Для нижней части толщи среднезернистых трахитоидных хибинитов свойственно замещение эгирина агрегатом арфведсонита (главным образом), пектолита, лепидомелана, энigmatита. В составе мезо- и меланократовых пород четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов эгирин играет меньшую роль, образуя главным образом краевые части кристаллов эгирин-авгита. Эгирин-авгит с эгириновой каемочкой часто присутствует в грубозернистых хибинитах, причем в нижней части толщи этих пород он играет большую роль, чем в верхней. В нижележащих крупнозернистых хибинитах эгирин-авгит встречается редко. Второстепенную роль он играет также в крупно- и среднезернистых трахитоидных хибинитах. В мезо- и меланократовых породах четко расслоенной части интрузии эгирин-авгит — главный цветной минерал — образует обычно призматические кристаллы, включающие идиоморфные кристаллики сфена, призмочки апатита, изометричные зернышки рудного минерала.

Щелочная амфибол наряду с пироксенами присутствует почти повсеместно, но только в приконтактных хибинитах (у лежачего контакта интрузии), и в крупнозернистых хибинитах играет значительную роль, образуя как самостоятельные выделения между кристаллами других минералов, так и развиваясь по эгирину, от которого местами остаются только периферические части. С полевым шпатом он обычно имеет очень неправильные границы. Встречаются зональные образования, центральная часть которых сложена гастигситом, а краевая — арфведсонитом. В грубозернистых хибинитах намечается уменьшение его содержания к контакту с трахитоидными хибинитами, в которых арфведсонит, развиваясь по пироксену, играет незначительную роль. В качестве включений в арфведсоните присутствует апатит, реже — нефелин.

Энigmatит в виде неправильных выделений присутствует в ассоциации с эгирином в крупнозернистых и особенно в грубозернистых хибинитах. Он редок в светлых крупнозернистых трахитоидных хибинитах и вовсе отсутствует в порфировидных. Наибольшее содержание энigmatита приурочено к низам среднезернистых трахитоидных хибинитов толщи, налегающей на четко расслоенную часть интрузии, в темноокрашенных породах которой неправильные выделения энigmatита присутствуют почти постоянно. Энigmatит содержит включения апатита, местами идиоморфных кристаллов нефелина, иголочек астрофиллита.

Сфен, постоянный аксессорный минерал пород, образует более или менее идиоморфные и неправильные кристаллы между другими минералами, часто в ассоциации с темноцветными. Местами замещая рудный минерал, сфен образует каемки вокруг него и проникает в него по трещинам. Иногда сфен образует скопления мелких зернышек.

В сфеновых породах четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов сфен переходит в разряд главных породообразующих минералов, выделяясь обычно в виде идиоморфных сдвойниковых кристаллов, переполненных включениями апатита. В мезократовых трахитоидных хибинитах встречен как идиоморфный по отношению к нефелину, так и ксеноморфный сфен. Замечены идиоморфные включения сфена в эгирин-авгите.

Эвдиалит, другой аксессорный минерал, образует неправильные, разных размеров с включениями апатита, выделения в промежутках между другими минералами. Если в хибинитах эвдиалит редок, а в крупнозернистых и порфировидных трахитоидных хибинитах почти совсем отсут-

ствует, то он является характерным для среднезернистых трахитоидных хибинитов. Не всегда он присутствует в мезо- и меланократовых породах четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов, обогащая участки с пегматоидным сложением. В то же время в мезократовых трахитоидных хибинитах эвдиалит является почти самым идиоморфным минералом, включающим мелкие идиоморфные кристаллики полевого шпата.

Лампрофиллит и астрофиллит в ассоциации с другими цветными минералами присутствуют в породах. И если астрофиллит встречается изредка, только в породах интрузии трахитоидных хибинитов, в виде иголочек, пластиночек, спутанно-волокнистых агрегатов, являющихся, по-видимому, вторичными, возникшими по энгматиту и эгирину, то лампрофиллит содержится и в хибинитах, и в трахитоидных хибинитах, образуя как неправильные выделения между кристаллами нефелина и полевого шпата, так и более или менее идиоморфные таблички и мелкие призмочки. Местами он образует спутанно-волокнистый агрегат. Многие пластинки лампрофиллита включают вытянутые, изометричные и неправильные зерна сфена, свидетельствуя, по-видимому, об образовании части лампрофиллита замещением сфена.

Апатит образует главным образом включения в щелочном амфиболе, нефелине, энгматите, полевом шпате. В крупнозернистом хибините характерно присутствие большей части включений в щелочном амфиболе, а в приконтактовом хибините — в нефелине. В крупнозернистых и в меньшей мере грубозернистых хибинитах наблюдается приуроченность зерен апатита к агрегатам темноцветных, сфена, рудного минерала. Апатит очень редок в крупнозернистых трахитоидных хибинитах и вовсе не замечен в порфировидных трахитоидных хибинитах. Зато он обычен в среднезернистых трахитоидных хибинитах и в темноокрашенных слоях четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов. Таким образом, в распределении апатита в интрузии трахитоидных хибинитов намечается некоторая направленность, свидетельствующая об обогащении нижней в современном эрозионном срезе части интрузии. Так, содержание апатита возрастает в нижней части колонки пород Тахтарвумчорра, где он помимо многочисленных включений в других минералах образует скопления до 10—15 кристалликов.

Рудный минерал в качестве аксессорного присутствует во всех разновидностях пород, образуя обычно неправильные зерна в ассоциации с темноцветными минералами. В приконтактном хибините наряду с такими он образует мелкие квадратные и шестиугольные включения в нефелине, а в мезо- и меланократовых породах четко расслоенной части трахитоидных хибинитов — изометричные кристаллики в эгирине, эгирин-авгите, нефелине. В грубозернистых хибинитах, среднезернистых трахитоидных хибинитах рудный минерал слагает центральную часть коронитов, а в некоторых из слоев четко расслоенной части трахитоидных хибинитов он является главным породообразующим минералом.

Лепидомелан в виде мелких листочеков и табличек встречается в приконтактных, реже в крупнозернистых хибинитах и породах четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов в ассоциации с цветными минералами и рудным. Как правило, он развивается по щелочному амфиболу и рудному минералу.

Пектолит, характерный аксессорный минерал среднезернистых трахитоидных хибинитов, ассоциирует с лампрофиллитом и щелочным амфиболом. В нижней части разреза этих пород пектолит исчезает.

Флюорит встречается, изредка выделяясь в тесной ассоциации со щелочным амфиболом, часто в виде мелких включений в нем. Иногда в породах присутствуют выделения минерала из группы ринколит-ловчоррита. В пегматоидном слое четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов встречен ринкит.

Петрографическое изучение позволяет наметить для хибинитов следующий порядок выделения (идиоморфизма) минералов: апатит → нефелин, эгирин-1 → альбит-1 → K-Na полевой шпат → рудный минерал → → сfen → лампрофиллит → эгирин-авгит, эгирин → энigmatит → эвдиалит → ринколит и далее вторичные: щелочные амфиболы, сfen, лампрофиллит → лепидомелан → альбит → содалит → канкринит → натролит. Почти такая же последовательность кристаллизации намечается для трахитоидных хибинитов: альбит-1 → нефелин, эгирин-1 → → K-Na полевой шпат → апатит (?) → рудный минерал → сfen → лампрофиллит → эгирин-авгит, эгирин → энigmatит → эвдиалит → ринколит и далее вторичные: арфведсонит, пектолит, лепидомелан, сfen, лампрофиллит, астрофиллит → альбит → содалит, канкринит → натролит. Различие в порядке выделения сводится лишь к несколько различному времени кристаллизации апатита и альбита первой генерации.

Несколько отличающаяся последовательность выделения минералов намечается для мезо- и меланократовых пород четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов, а именно: апатит → сfen → рудный минерал (?) → эгирин-авгит, эгирин → лампрофиллит → нефелин → → энigmatит → K-Na полевой шпат → рудный минерал → эвдиалит → → ринколит (ловчорит) и вторичные: лепидомелан, содалит, канкринит. В меланократовых породах четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов нефелин выделяется позже пироксена и не содержит иголочек эгирина первой генерации, в мезократовых породах нефелин выделяется то позже эгирина, то раньше.

Многие минералы пород интрузий хибинитов и трахитоидных хибинитов после их кристаллизации подверглись изменениям под воздействием наложенных постмагматических процессов. Нефелин подвергся канкринитизации, содалитизации, натролитизации, альбитизации; особенно канкринит характерен для сfenовых пород. Нередко нефелин преу铮енлизирован. K-Na полевой шпат подвержен альбитизации, а пироксен замещается арфведсонитом, по которому, как и по эгирину-авгиту, замечено образование лепидомелана. Местами по эгирину и энigmatиту развивается астрофиллит, а эгирин превращается в смесь арфведсонита, пектолита, лепидомелана, энigmatита. Эвдиалит изменяется в бурое вещество, сfen местами замещается лампрофиллитом, а титаномагнетит — сfenом.

Особым случаем развития одних минералов вокруг других являются корониты. В хибинитах: рудный минерал → астрофиллит; рудный минерал → волокнистый сfen и астрофиллит → эгирин; энigmatит → мелкие призмочки эгирина. В трахитоидных хибинитах: рудный минерал → → сfen → лампрофиллит → энigmatит; рудный минерал → сfen → лепидомелан.

Выводы

Сопоставлением изложенных выше материалов установлено, что разновременные интрузии хибинитов и трахитоидных хибинитов имеют сходные черты строения и состава. Так, геолого-структурные данные свидетельствуют, что обе интрузии относятся к коническим интрузивным телам, обе интрузии расслоены и состоят из разных по составу слоев пород неодинаковой мощности. Взаимно параллельные трахитоидность и слоистость пород в обеих интрузиях падают в ту же сторону (к центру массива), что и лежачие контакты этих интрузий, но, как правило, под более пологими углами, чем углы погружения плоскостей контактов. Вследствие этого слои пород располагаются к плоскости контакта под некоторым углом и как бы упираются в него, а не повторяют его ориентировку. Поэтому для обеих интрузий можно полагать на глубине слои пород, не обнажающиеся в современном эрозионном срезе. Обе интрузии имеют

однотипный план строения в современном эрозионном срезе: верхние части их представлены толщей лейкократовых грубо- и крупнозернистых пород, которые ниже по разрезу сменяются породами с несколько меньшею крупностью зерна и с большим содержанием цветных минералов. Четко выраженная расслоенность интрузии трахитоидных хибинитов, характеризующаяся хорошо выраженным слоями резко различного состава, проявляется в наиболее глубоких, вскрытых современным эрозионным срезом, частях интрузии. Имеются признаки существования подобной расслоенности в более глубоких частях интрузии хибинитов, а поэтому и в ней, как и в интрузии трахитоидных хибинитов, на глубине можно ожидать слои различного состава, обогащенные теми или иными минералами. Характерно, что каждая из интрузий сопровождается свойственной ей жильной фацией.

Геолого-петрографические данные свидетельствуют о близости минерального состава пород верхних частей интрузий хибинитов и трахитоидных хибинитов, что соответствует правой полевошпат-нефелиновой части диаграммы (рис. 5), где составы пород этих интрузий перекрывают друг друга, поскольку те и другие здесь представлены лейкократовыми, в основном полевошпат-нефелиновыми породами. В левую же нижнюю часть диаграммы (рис. 5), в сторону обогащения пород темноцветными минералами, протягивается поле состава пород только четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов. Такое различие в минеральном составе хибинитов и трахитоидных хибинитов обусловлено, по-видимому, отсутствием сведений о составе более глубоких частей интрузии хибинитов, так же как отсутствие в свое время сведений о наличии четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов определили однотипные, перекрывающие друг друга составы обеих интрузий. О близости химического состава пород и слагающих их главных породообразующих минералов свидетельствуют данные, приведенные ниже в специальных разделах. Породы верхних частей интрузии хибинитов и трахитоидных хибинитов характеризуются почти одним и тем же порядком выделения слагающих их минералов. Другая последовательность выделения минералов свойственна мезократовым и меланократовым породам четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов. Породы интрузий хибинитов и трахитоидных хибинитов характеризуются очень близкими минеральными ассоциациями, в которых количественная роль минералов определяется явлением расслаивания и влиянием контактов с более ранними породами (образование приконтактных разновидностей). Наибольшим отличием трахитоидных хибинитов от хибинитов пользуется среднезернистая трахитоидная разновидность их, характеризующаяся четко выраженной трахитоидностью и постоянным присутствием заметных количеств эвдиалита. Здесь нет речи о резко выделяющихся породах четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов, аналогов которой в интрузии хибинитов пока не обнаружено. Многие минералы пород обеих интрузий после кристаллизации подверглись воздействию постмагматических процессов, приведших к аналогичным превращениям, интенсивность которых проявилась не всюду однородно и поэтому наложила не везде одинаковый отпечаток на первичный состав пород.

Произведенное сопоставление свидетельствует о большой близости интрузий хибинитов и трахитоидных хибинитов, разделенных между собой на самостоятельные интрузии главным образом по признаку интрузивных соотношений между ними. Вместе с тем, хотя эти интрузии и имеют много общего между собой и очень похожи друг на друга, они не являются полными копиями одна другой.

Интрузия рисчорритов—ийолит-уртитов—апатито-нефелиновых пород

Геологическая характеристика интрузии

Структурно-геологические, петрографические данные, химизм пород и главных породообразующих минералов привели автора (Галахов, 1968а) к выводу о принадлежности рисчорритов, ийолит-уртитов и апатито-нефелиновых пород к сингенетичным частям одной и той же расслоенной интрузии. Продолжительная и разновременная кристаллизация частей (слоев, толщ) разного состава раздифференцированного магматического расплава интрузии в условиях неоднократно оживавших движений, приводивших к образованию трещин и разрывов в уже закристаллизовавшихся частях интрузива, и внедрение в них еще не успевших закристаллизоваться сингенетических частей расплава привели к образованию как бы самостоятельных интрузивных тел: рисчорритов, ийолит-уртитов, апатито-нефелиновых пород. Каждое из них в свою очередь имеет сложное строение, обусловленное аналогичным механизмом их формирования. Указание на генетическую связь рисчорритов и ийолит-уртитов можно найти в работе Н. А. Елисеева и др., (1939), которые относят ийолит-уртиты к жильной фации рисчорритов. Кроме того, рядом исследователей апатито-нефелиновые породы связываются с дифференциацией ийолит-уртитов. В последнее время такую связь между рисчорритами, ийолит-уртитами и апатито-нефелиновыми породами убедительно показал М. М. Калинкин (1969, 1971а).

Рисчорриты. Сведения о рисчорритах изложены в специальной работе (Галахов, 1959), поэтому здесь рассматриваются лишь главные черты их геологии и петрографии.

Рисчорриты впервые выделены и изучены Б. М. Куплетским (1932). Позднее они для разных частей массива разными авторами описывались под разными названиями. Геологическая съемка всего Хибинского массива позволила (Елисеев и др., 1939) объединить их в один интрузивный комплекс, слагающий мощную кольцевую интрузию, сохранив за ними название рисчоррит (пойкилитовый нефелиновый сиенит).

Автором (Галахов, 1959) выявлено, что рисчорриты — не одноактное образование, а они являются результатом кольцевой и неполнокольцевой субинтрузий, происшедших в следовавшие одна за другой субфазы. Вследствие этого возникли обнаженное в современном эрозионном срезе основное кольцевое (в плане) тело массивных рисчорритов и неполнокольцевое тело массивных и гнейсовидно-трахитоидных рисчорритов (см. рис. 2).

Кольцевое, разомкнутое на востоке и севере, тело рисчорритов имеет крутопадающие к центру массива контакты с более ранними вмещающими породами. Видимая мощность кольцевого тела максимального значения (3.5 км) достигает в южной и западной частях интрузии. Рисчорриты на внешней выпуклой стороне интрузии контактируют с ранее возникшими трахитоидными хибинитами. Крупный отторженец последних располагается на внутренней вогнутой стороне северной части интрузии рисчорритов. В ряде участков контакта между рисчорритами и трахитоидными хибинитами располагаются ийолит-уртитовые породы. Последние вместе с неравнозернистыми нефелиновыми сиенитами усложняют морфологию южной части интрузии рисчорритов, которые здесь на значительном протяжении перекрывают грандиозные месторождения апатито-нефелиновых пород. На западе в рисчорритах залегают сравнительно мелкие тела ийолитов, малиньитов, в расположении которых в плане сохраняется сопряженность с залеганием основного тела ийолит-уртитов, но падают они под разными углами то к центру массива, то от него.

Неполнокольцевое тело рисчорритов имеет вертикальные или крутопадающие, преимущественно к центру массива, контакты и в плоскости

современного эрозионного среза прослеживается от Ньюркпахка до Рисчорра. Максимальной мощности в 1.7 км оно достигает в западной части интрузии. В лежачем южном боку оно контактирует с рисчорритами кольцевого тела, а в висячем северном — с фойяитами и нефелиновыми сиенитами краевой зоны их. Многочисленные ксенолиты рисчорритов в северной части интрузии фойяитов (см. рис. 2), по-видимому, являются частями ранее продолжавшегося сюда неполнокольцевого (а прежде тоже кольцевого) тела рисчорритов, уничтоженного здесь более поздней интрузией фойяитов.

Как будет показано ниже, кольцевое тело рисчорритов является верхней в современном эрозионном срезе частью расслоенной интрузии рисчорритов — ийолит-урититов — апатито-нефелиновых пород (Галахов, 1968а, 1970; Калинкин, 1969, 1971б), а так называемые неполнокольцевые тела в основном гнейсовидно-трахитоидных рисчорритов, так же как и тела ийолит-урититов и апатито-нефелиновых пород, являются субфазами расплава более глубоких частей этой раздифференцированной интрузии по расколам, возникшим в процессе формирования интрузива (Галахов, 1968а, 1970).

Если кольцевое тело сложено только массивными рисчорритами, то неполнокольцевое — массивными и постепенно сменяющими их гнейсовидно-трахитоидными. Главной областью распространения массивных рисчорритов неполнокольцевого тела является их северо-западная ветвь, а гнейсовидно-трахитоидных — юго-восточная. Гнейсовидно-трахитоидные рисчорриты состоят из крупных пойкилитового строения таблиц К-На полевого шпата и цементирующей их мелкозернистой гнейсовидной массы с отчетливой линейностью призматических кристаллов эгирина, и главным образом их сгустков. В большинстве случаев такие сгустки представляют собой тонкие субпараллельные линзочки, ленты и короткие слойки, создающие переход к типичной плоскостной (гнейсовидной) структуре (Галахов, 1959).

Тонкие скопления состоят из темноцветных минералов, главным образом эгирина, обладающего линейным параллелизмом, обычно вдоль длинной оси сгустков и листочек лепидомелана, имеющего плоскостную ориентировку. В более крупных линзовидных скоплениях кроме эгирина и лепидомелана содержится нефелин, промежутки между которым заполнены темноцветными минералами со слабо выраженной или вовсе отсутствующей линейной ориентировкой. Длинными осами сгустки минералов располагаются по падению плоскости образованной ими гнейсовидности. Гнейсовидность рисчорритов подчеркивается параллельно ориентированными уплощенными скоплениями нефелина.

Такая текстура рисчоррита иллюстрирует процесс дифференциации нефелин-сиенитового расплава на собственно нефелин-сиенитовый, ийолитовый и урбитовый, причем этот процесс затухает с приближением к висячему контакту.

Так, размеры сгустков в сечении перпендикулярном длинной оси их меняются на Юкспоре от 1×5 до 10×25 мм, на Эвеслогчорре — от 1×5 до 1×10 см, а по падению достигают 25 см. По мере же приближения к фойяитам линейный параллелизм в рисчорритах начинает все более и более преобладать над плоскостным. На Эвеслогчорре наблюдались очень тонкие, сильно вытянутые по падению лентовидные скопления темноцветных минералов, обладающих линейной ориентировкой, параллельной удлинению скоплений. Длина их по падению превышает длину в поперечном сечении в 6 и более раз. При дальнейшем приближении к фойяитам сгустки темноцветных становятся еще более мелкими: длина их уменьшается до 5—10 мм, а в поперечном сечении в среднем до 2 мм. Нередко близ висячего контакта с фойяитами параллелизм мелких сгустков сменяется линейным параллелизмом отдельных призматических кристалликов темноцветных минералов.

Примечательным в структуре рисчорритов в зависимости от положения к контакту с вмещающими породами является и поведение крупных таблиц пойкилитового К-На полевого шпата. Кристаллы его в породе ориентированы обычно параллельно друг другу и длинными осями, как правило, располагаются согласно с гнейсовидностью пород. Мелкозернистая масса породы обтекает их, что хорошо видно по сгусткам темно-цветных минералов, располагающимся параллельно их контурам. Размеры таблиц полевого шпата также непостоянны в разных частях интрузии и уменьшаются по мере приближения к висячему контакту рисчорритов. Так, в удалении от контакта размер таблиц полевого шпата в сечении достигает от 2.5×5.0 см до 7×17 см, тогда как вблизи они обычно более мелкие — от 1.3×3 до 1×1.5 см.

Взаимоотношение рисчорритов кольцевого и неполнокольцевого тел свидетельствует о неодновременности их кристаллизации. На Эвслогчорре в контакте между ними залегает массивный астрофиллитовый рисчоррит, граница которого с рисчорритами кольцевого тела четкая, подчеркивается тонким прожилочком пегматита и погружается к центру массива под углом $60-65^\circ$. В эгириновых рисчорритах кольцевого тела у контакта возрастает содержание нефелина при одновременном снижении полевого шпата, располагающегося в интерстициях между кристаллами нефелина. Массивные астрофиллитовые рисчорриты от них резко отличаются значительным содержанием полевого шпата, полным отсутствием эгирина и другим характером отдельности. Создается впечатление, что массивные астрофиллитовые рисчорриты имеют интрузивный контакт с массивными эгириновыми рисчорритами, очень пологая тонкоплитчатая отдельность которых срезается этим контактом. В свою очередь эти массивные астрофиллитовые рисчорриты пересекаются жилами пятнистых рисчорритов неполнокольцевого тела, мощностью от 20 до 50 см. Далее от контакта с массивными астрофиллитовыми рисчорритами эти пятнистые рисчорриты сменяются типичными порфировидными гнейсовидно-трахитоидными рисчорритами неполнокольцевого тела.

Обогащение нефелином рисчорритов кольцевого тела в зоне висячего контакта отмечается и в других местах, что, как указывалось выше, характерно и для интрузий хибинитов и трахитоидных хибинитов. Местами массивные рисчорриты кольцевого тела непосредственно пересекаются жилами мелкозернистых гнейсовидных рисчорритов неполнокольцевого тела, а в гнейсовидно-трахитоидных рисчорритах неполнокольцевого тела присутствуют (Эвслогчорр) обтекаемые их трахитоидностью ксенолиты массивных рисчорритов кольцевого тела.

Все это дает основание считать кольцевое тело рисчорритов более ранним, а неполнокольцевое — возникшим позднее вследствие внедрения магматического расплава по крутопадающему к центру массива расколу, образовавшемуся в висячем контакте рисчорритов кольцевого тела с породами свиты имандра-варзуга.

Трахитоидность и гнейсовидность неполнокольцевой субинтрузии постоянно имеют вертикальное или очень крутое погружение к центру массива при изменяющемся простирании их, фиксирующем кольцевое в плане строение субинтрузии. Линейный параллелизм в общем совпадает с падением плоскостных структур, и лишь в районе Апатитовой горы, Расвумчорра и западной части Эвслогчорра проекция погружения линейности отклоняется от линии падения гнейсовидности к востоку на величину около 10° . Микроструктурный анализ ориентированных структур мелкозернистой массы рисчорритов свидетельствует (Галахов, 1959) об ориентировке зерен минералов по форме, свойственной минералам, кристаллизующимся в движущейся жидкой среде (магматическом расплаве). При этом нефелин имеет плоскостную ориентировку, а полевой шпат — линейную. Принято считать, что линейная ориентировка минералов в магматической породе указывает на направление движения магмати-

ческого расплава. В данном случае она указывает на очень крутое внедрение расплава.

После кристаллизации рисчорритов неполнокольцевого тела движения в зоне этих пород не прекратились. Они зафиксированы как в наложенных трещинах дробления, заполненных юкспоритом, астрофиллитом, альбитом, так и в разгнейсовании, сопровождавшемся явлениями перекристаллизации с образованием зон мелкозернистых гнейсовидных пород. Следы таких наложенных процессов наблюдаются и в гнейсовидно-трапахитоидных рисчорритах. Массивные, в основном полевошпатовые, породы сильнее реагировали на напряжения, и следы их в массивных рисчорритах более заметны, чем в гнейсовидно-трапахитоидных рисчорритах, в которых направление наложенного разгнейсования в общем совпадает с пространственной ориентировкой их гнейсовидности и трапахитоидности. Частичное проявление катаkläза в массивных рисчорритах возможно также и в завершающий этап формирования гнейсовидно-трапахитоидных рисчорритов.

М. М. Калинкин считает гнейсовидно-трапахитоидные рисчорриты тектонически наложенными образованиями по массивным рисчорритам и по этому признаку выделяет эвеслогчорскую зону смятия. Геофизические исследования под руководством Г. Н. Шаблинского не подтверждают этого, свидетельствуя, что в южной части Хибинского массива кровля ийолит-уритов на глубине до 500—1000 м залегает полого под рисчорритами и породами эвеслогчорской зоны смятия до границы с фойяитами без нарушений, которые следовало бы ожидать в зоне смятия.

Рисчорриты кольцевого тела на значительном протяжении имеют непосредственный контакт с трапахитоидными хибинитами. По данным большинства исследователей рисчорриты в сравнении с трапахитоидными хибинитами являются более молодыми породами. Лишь Н. П. Лупанова для района Поачвумчорра считает их одновременными, а В. И. Владавец для участка Юксфор—Расвумчорр относит рисчорриты к породам более древним, чем трапахитоидные хибиниты. По наблюдениям автора рисчорриты формировались позднее трапахитоидных хибинитов. Контакт между ними виден то более, то менее четко, иногда подчеркнут пегматитовой жилкой.

Местами (Иидичвумчорр) контакт между этими породами очень неровный и, хотя участками замаскирован пегматитом, все же видно, как он срезает трапахитоидность трапахитоидных хибинитов. На Часначорре рисчорриты к контакту с трапахитоидными хибинитами в зоне мощностью 0,5 м сменяются породой ийолит-уритового состава.

Резкий контакт рисчорритов с трапахитоидными хибинитами изучен Т. Н. Ивановой на Суолуайве, где рисчорриты у контакта в зоне мощностью около 1 м сменяются более мелкозернистыми, обогащенными нефелином породами типа полевошпатовых ийолитов. Контакт падает к центру массива под углом 60°, а трапахитоидность хибинита в двух метрах от контакта погружается под углом 30°.

На горе Петреуса в контакте рисчорритов с трапахитоидными хибинитами залегает жила неравномернозернистого эгиринового нефелинового сиенита мощностью 1,7 м. Падает она к центру массива под углом 75—80° и срезает пологопадающую (под углом 20°) трапахитоидность трапахитоидных хибинитов. Трапахитоидные хибиниты у контакта макроскопически ничем не отличаются от расположенных в удалении. Текстура же и минеральный состав рисчоррита отражают влияние контакта. Минеральный состав изменяется в сторону снижения содержания полевого шпата (с 50 до 28%) и значительного увеличения количества темноцветных минералов (с 8 до 30%).

Наблюдения над контактами позволяют рассматривать рисчорриты возникшими после интрузии трапахитоидных хибинитов.

Гнейсовидно-трахитоидные рисчорриты неполнокольцевого тела на всем протяжении висячего контакта с нефелиновыми сиенитами краевой зоны интрузии фойяитов представлены в зоне около 50 м приконтактной амфибол-эгириновой разновидностью, слагающей чередующиеся круто-падающие слои с трахитоидным и массивным сложением. Контакт этот резкий, местами подчеркивается скоплением эгирина в зоне шириной 0.5—1 см и падает круто к центру массива. Нередко в контакте располагаются пегматитовые жилы. Местами нефелиновые сиениты в контакте пересечены сеткой тонких меланократовых жилок, обрывающихся контактом с рисчорритами. Все это свидетельствует в пользу более позднего образования рисчорритов в сравнении с нефелиновыми сиенитами краевой зоны интрузии фойяитов. Поскольку, как будет показано ниже, фойяиты в сравнении с рисчорритами являются более поздними, то объяснение отмеченных контактных взаимоотношений может быть двояким: или часть гетерогенных (стр. 66) нефелиновых сиенитов, отнесенных к краевой зоне интрузии фойяитов, являются более древними породами, или приконтактные рисчорриты возникли вследствие эндоконтактных изменений их около ранее находившихся на вогнутой стороне интрузии рисчорритов вмещающих пород свиты имандра-варзуга, тем более что в зоне контакта ксенолиты таких пород имеются.

Ийолит-уртиты, малиньиты, ювиты. Ийолит-уртиты, малиньиты, луявлиты, по Н. А. Елисееву, являются жильной фацией рисчорритов и «... образуют мощную кольцевую пластовую интрузию, которая на геологической карте имеет вид узкой дугообразной полосы, с небольшими перерывами опоясывающую весь Хибинский плутон» (Елисеев и др., 1939, стр. 38). Нами еще на первых этапах работы (1948—1950 гг.) было обращено внимание на неоднородное строение интрузии этих пород, на то, что в северной части Хибин преобладают ийолиты, а в южной и отчасти в западной — их полевошпатовые разновидности, в северной и южной частях были выделены ювиты. Породы этой серии обладают как массивным сложением, так и четкой «гнейсовидностью» и слоистостью, погружающейся к центру массива под пологими углами в южной части и более крутыми — в северной. Местами в ийолит-уртитовых породах отмечается складчатость (Дорфман, 1948; Калинкин, 1969). Наибольшую (до 2.5 км) видимую мощность эти породы имеют в южной части. Зато она не превышает 500 м на севере, где тело ийолитов с перерывом располагается в контакте рисчорритов с трахитоидными хибинитами и неравнозернистыми нефелиновыми сиенитами (Галахов, 1959). Небольшое тело ийолитов—малиньитов в контакте рисчорритов с трахитоидными хибинитами обнаружено в северо-западной части интрузии. Сильно уменьшается мощность ийолит-уртитовых пород в эрозионном срезе юго-западной части интрузии, где они в виде сравнительно мелких тел обнажаются среди рисчорритов.

Ийолит-уртиты пространственно приурочены к рисчорритам кольцевого тела. Раскол, по которому они внедрились, сложный, и в плане приближается к кругу, что привело к залеганию тела ийолит-уртитов то среди рисчорритов, то на контакте их с более ранними трахитоидными хибинитами или более поздними неравнозернистыми нефелиновыми сиенитами.

Ийолит-уртитовое тело является сложным многофазным образованием (Иванова, 1963; Минаков и др., 1967). Так, Т. Н. Иванова в формировании его выделяет пять субфаз (от более древних к более молодым).

1. Мелкозернистые и среднезернистые трахитоидные ийолиты верхней части разреза.

2. Мелкозернистые ийолиты на контакте среднезернистых ийолитов и уртитов с рисчорритами и в виде линз (ксенолитов, по ее мнению) в линзовидно-полосчатых и сетчатых апатито-нефелиновых породах и в подстилающих их ийолит-уртитах. Прежде эти образования рассматривались

то как реликты более ранних пород (Л. Б. Антонов, М. П. Фивег), то как шлиры, сингенетичные с апатито-нефелиновыми породами (Н. А. Елисеев и др.). Линзочки мелкозернистых ийолитов автором настоящей работы также рассматриваются сингенетической частью апатито-нефелиновых и ийолит-уртитовых пород.

3. Массивные среднезернистые бесполевошпатовые и реже полевошпатсодержащие ийолиты и уртиты, подстилающие апатито-нефелиновые тела главнейших месторождений.

4. Трахитоидные полевошпатовые ийолиты (малиньиты) района Ньюорк-пахк—Суолуйва.

5. Массивные среднезернистые полевошпатовые уртиты (ювиты) района Коашвы.

Породы первых трех субфаз Т. Н. Иванова считает возникшими до формирования апатито-нефелиновых пород, а четвертой и пятой субфаз — после их формирования.

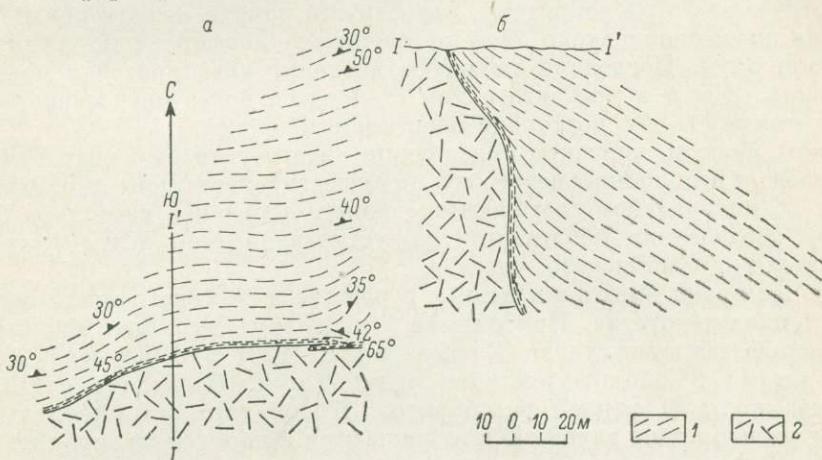


Рис. 6. Схематические зарисовки контакта ийолитов (1) с приконтактными трахитоидными хибинитами (2).

а — план, б — разрез.

Ф. В. Минаков, Е. А. Каменов, М. М. Калинкин (1967) пришли к заключению, что ийолит-уртитовые породы образовались в три субфазы.

1. Дорудную (трахитоидные уртиты, ювиты, ийолиты, прослои мельтейгитов, эндоконтактовые малиньиты), слагающую лежачий бок интрузии.

2. Рудную (массивные уртиты, ювиты, тесно связанные с ними апатито-нефелиновые породы), слагающую среднюю часть интрузии (отсутствует в западной части интрузии).

3. Пострудную (трахитоидные малиньиты, луявриты, уртиты, ийолиты, полевошпатовые ийолиты и мельтейгиты), залегающую в висячем боку интрузии, главным образом в южной и западной частях ее.

С трахитоидными хибинитами ийолиты имеют резкий, неровный интрузивный контакт (рис. 6), около которого становятся более мелкозернистыми и приобретают параллельную ему гнейсовидность, местами образуют апофизы. При наблюдающейся (рис. 6) в плане параллельности в залегании гнейсовидности, полосчатости ийолитов и линии их лежачего контакта с трахитоидными хибинитами в вертикальном разрезе наряду с параллельностью у пологого контакта проявляется и несоответствие (непараллельность) в их залегании на участках более крутого контакта (Галахов, 1961). Гнейсовидность и полосчатость ийолитов около контакта обычно располагаются согласно с ним, тогда как с удалением от него они выполаживаются и имеют более пологий, чем контакт, угол погружения.

Контакт гнейсовидных ийолитов с рисчорритами кольцевого тела на Намуйве резкий, причем ориентировка кристаллов темноцветных минералов ийолита повторяет неровности его. На Лявочорре он падает к центру массива под углом около 50° . На Часначорре трахитоидность порфировидных, местами полосчатых малиньитов повторяет изгибы плоскости контакта. Контакт резкий и падает под углом 70° к центру массива. В приконтактной зоне порфировидные малиньиты включают многочисленные ксенолиты рисчорритов. На Поачвумчорре такие порфировидные малиньиты залегают в рисчорритах и включают в себя их ксенолиты. Трахитоидность огибает ксенолиты и повторяет неровности контакта. Ксенолиты массивных эгириновых рисчорритов встречены в ийолитах Ньюркпахка. В северной части Поачвумчорра гнейсовидность ийолитов четко фиксирует волнистую линию контакта с рисчорритами.

Породы из серии ийолит-уртитов нигде в современном эрозионном срезе не контактируют с рисчорритами неполнокольцевого тела. Только на Рестиньюне с рисчорритами, относимыми нами к неполнокольцевому телу, на протяжении около 60 м контактируют порфировидно-трахитоидные малиньиты. Последние включают ксенолит рисчорритов в поперечнике около 8 м и в контакте с ним становятся более мелкозернистыми, а трахитоидность их повторяет очертания контакта.

Таким образом, контакты пород серии ийолит-уртитов с рисчорритами кольцевого и неполнокольцевого тел по существу идентичны и свидетельствуют об интрузивном соотношении данных пород и о несколько более позднем образовании ийолит-уртитов, устанавливаемом почти всеми исследователями Хибинского массива.

В то же время имеются и данные о родстве и сингенетичности рисчорритов и ийолит-уртитов. Присутствие в рисчорритах шлиров малиньитового состава свидетельствует (Елисеев и др., 1939) о тесной связи между рисчорритами и ийолит-уртитами, малиньитами. Последние считаются (там же) жильной фацией рисчорритов. Кроме того, по минеральному составу рисчорриты с глубиной приближаются к породам из серии полевошпатовых уртитов-ювитов, свидетельствуя о возможности перехода на больших глубинах в ийолит-уртиты. Так, в западной части кольцевого тела (гора Петрелиуса) с глубиной рисчорриты сменяются обогащенными нефелином среднезернистым с эвдиалитом нефелиновым сиенитом с характерными более мелкими неправильными выделениями полевого шпата и менее четко выраженной пойкилитовой структурой. Смена рисчорритов на глубине рисчорритоподобными, обогащенными нефелином породами наблюдалась и на Рестиньюне. Увеличение содержания нефелина в рисчорритах характерно и для лежачего бока кольцевого тела юго-западного рудного поля, за что Л. Б. Антонов предлагал называть эти породы нефелинолитами. Смена рисчорритов ийолит-уртитами наблюдалась в ряде ксенолитов этих пород в неравнозернистых нефелиновых сиенитах Куки-сумчорра. Причем граница между рисчорритами и ийолит-уртитами в этом случае была довольно четкой, а местами породы ийолитового состава присутствовали в рисчорритах в виде небольших шлировидных тел.

Все это заставило автора по аналогии со строением интрузии трахитоидных хибинитов предположить смену на глубине рисчорритов кольцевого тела более тяжелыми, обогащенными нефелином и темноцветными минералами, породами ийолит-уртитового и ювит-малиньитового состава, по ряду петрологических признаков (стр. 69, 96) генетически тесно связанными и сингенетичными с рисчорритами (Галахов, 1968). Наблюдавшиеся же интрузивные соотношения между ними, по данным автора, обусловлены разновременной кристаллизацией этих разных по составу пород в условиях оживавших движений, вследствие чего в консолидированных частях интрузии возникали расколы, в которые из нижних частей внедрялся еще не успевший к этому времени закристаллизоваться магматический расплав. Поэтому при кристаллизации в спокойной обстановке между

этими разного состава породами возникали соотношения, свидетельствующие об их сингенетичности, в то время как кристаллизация в условиях оживших движений приводила к образованию между ними интрузивных соотношений, свидетельствующих как бы об их разновременности. Интересные материалы, подтверждающие данные автора о соотношении рисчорритов и ийолит-урититов, получены М. М. Калинкиным (1969), который считает, что рисчорриты юго-западного рудного поля слагают пластообразное тело мощностью 500—600 м. Однородные в верхней части, с глубиной, при приближении к ниже располагающимся ийолит-урититам, они приобретают характерные для последних черты состава и строения: обогащаются нефелином и пироксеном, который становится призматическим и приобретает плоскостную ориентировку, обедняются полевым шпатом, размер кристаллов которого уменьшается с 10×5 до 5×3 см, более мелкозернистой становится пойкилитовая структура. Рисчорриты таким образом сменяются рисчорритоподобными ювитами. Последние имеют мощность 150—300 м и содержат многочисленные шлиры уртитов, ийолитов, малиньитов, луявитов, иногда мелкие шлироподобные рудоизъявления апатита. Непосредственный переход рисчорритоподобных ювитов к ийолит-урититам осуществляется через их полевошпатовые разновидности — луявриты и малиньиты — мощностью 300—400 м. В переходных зонах наблюдается многократное чередование перечисленных пород, между слоями которых наряду с постепенными переходами имеются и резкие контакты рисчорритоподобных ювитов с луявритами и малиньитами.

Апатито-нефелиновые породы (руды). Апатито-нефелиновые породы в плане опоясывают центральную часть Хибинского массива прерывистой, открытой к востоку подковой, располагаясь в современном эрозионном срезе между ийолит-урититами и рисчорритами, между разновидностями ийолит-урититовых пород, между ийолит-урититами и неравнозернистыми нефелиновыми сиенитами. Наиболее крупные апатито-нефелиновые месторождения, по Т. Н. Ивановой (1963), являются частями единого рудного тела, разъединенного в современном эрозионном срезе вследствие характера его головной части и интрузий более молодых пород.

К настоящему времени выявлено (Иванова, 1963; Минаков и др., 1967) разновременное образование разновидностей ийолит-урититов по отношению ко времени формирования апатито-нефелиновых пород.

Автором еще в 1948 г. (Галахов, 1961) установлено более позднее в сравнении с апатито-нефелиновыми породами образование порфирировидных трахитоидных малиньитов.

Апатито-нефелиновые породы месторождений делятся на бедные и богатые апатитом разновидности, слагающие соответственно бедную (нижнюю) и богатую (верхнюю) зоны месторождений. Наблюдения над взаимоотношениями апатито-нефелиновых пород и подстилающих их ийолит-урититов на Кукисумчоррском месторождении создали у автора настоящей работы впечатление постепенного перехода между ними, заключающегося в переслаивании пород, постепенном обогащении апатитом подстилающих пород по мере приближения к рудному телу, присутствии сингенетических, по нашему мнению, линзочек мелкозернистого ийолита как в апатито-нефелиновых породах, так и в подстилающих их ийолит-урититах в зоне, прилегающей к апатито-нефелиновым породам. Это, конечно, не исключает существования более четких и даже интрузивных контактов между ними в других местах.

Не единичны случаи, когда одни и те же породы в разных участках массива имеют неодинаковые возрастные соотношения. Это обусловлено длительностью и неодновременностью кристаллизации различных по составу частей интрузии в условиях повторного оживления движений. Отмечалось (Галахов, 1965), что такие взаимоотношения имеются и между ийолит-урититами и апатито-нефелиновыми породами, возникшими из своеобразного фосфатового расплава, отдифференцировавшегося и на

известной стадии отделившегося от силикатного расплава ийолит-уртитов вследствие неодновременного затвердевания этих порций расплава. Последнее обусловлено их разными составами, вязкостью и температурой кристаллизации. Вследствие этого апатито-нефелиновые породы в зависимости от существовавших условий могли кристаллизоваться на месте, образуя постепенные переходы с ийолит-уртитовыми породами, или выжиматься, с перемещением порций расплава внутри формировавшегося интрузивного тела и внедрением в уже затвердевшие породы с образованием интрузивных соотношений.

Т. Н. Иванова (1963) считает месторождения многофазными образованиями. К первой субфазе относятся апатито-нефелиновые породы бедной зоны, ко второй — богатые апатито-нефелиновые породы и к третьей — брекчия. По ее данным, контакт апатито-нефелиновых пород с подстилающими ийолит-уртитами нерезкий, зона экзоконтакта характеризуется наличием в приконтактных уртитах значительного количества апатита (до 20%).

Апатито-нефелиновые породы юго-западного рудного поля с подстилающими ийолит-уртитовыми породами, по М. М. Калинкину (1969), имеют взаимопереход через многократное переслаивание в зоне мощностью до 150 м.

Более сложным является верхний контакт апатито-нефелиновых пород с покрывающими их в современном эрозионном срезе рисchorритами, в котором располагаются разнообразные породы, обогащенные призматическим сферонитом. Установлено (Минаков и др., 1967), что на более глубоких горизонтах апатито-нефелиновые породы в висячем боку контактируют с ийолит-уртитовыми породами так называемой дорудной субфазы. По нашему мнению, эти породы являются верхним из лежащих под рисchorритами обогащенных темноцветными минералами слоев (толщ) раздифференцированного интрузива. По М. М. Калинкину (1969), верхняя единица расслоенных пород ийолит-уртитового ряда вниз постепенно сменяется апатито-сфероновыми и апатито-нефелиновыми породами. Зона взаимоперехода между ними имеет мощность 30—50 и более метров. Ийолиты переходной зоны приобретают такситовое сложение благодаря присутствию в них линзочек мелкозернистого ийолита, окаймленных тонкими пироксен-титаномагнетитовыми прослойками. «Такситовые ийолиты постепенно сменяются книзу апатито-сфероновыми породами и апатито-нефелиновыми рудами, обладающими сетчатыми и линзовидно-полосчатыми текстурами. Апатито-сфероновые породы слагают пластообразную залежь, при максимальной мощности ее 30—50 м, расслоенную на 2—3-членные элементарные пачки, верхние зоны в которых сложены уртитами, а нижние — пятнистыми и сетчатыми апатито-сфероновыми породами. Мощность слоев в пачках 1—3 м, взаимоотношения их имеют двойственный характер: между ними наблюдаются и постепенные переходы и ответвления лейкократовых слоев массивных уртитов в прослои пятнистых и сетчатых апатито-сфероновых пород».

Таким образом, структурно-геологические данные свидетельствуют как об интрузивных взаимоотношениях между рисchorритами, ийолит-уртитами и апатито-нефелиновыми породами, так и о постепенных переходах между ними, говорящих о сингенетичности этих пород, составляющих единую расслоенную интрузию рисchorритов — ийолит-уртитов — апатито-нефелиновых пород.

Петрографическая характеристика пород интрузии

Рисchorриты кольцевого тела представляют собой серые, светло-серые и серовато-зеленые крупнозернистые, обычно лейкократовые, массивные нефелиновые сиениты с пойкилитовой структурой. Их количественно-

минеральный состав представлен на диаграмме (рис. 7, вкладка) состава нефелиновых пород, предложенной в 1934 г. Б. М. Куплетским и Т. М. Окновой. Порода в основном сложена крупными таблицами полевого шпата пойкилитового строения, в обычно небольших промежутках между которыми располагается масса с гипидиоморфнозернистой структурой, состоящая из нефелина и цветных минералов, а местами (Юкспор, Расвумчорр) — из значительного числа изометричных образований нефелин-полевошпатового микропегматита, по форме и размерам напоминающих кристаллы нефелина. По преобладанию в составе породы одного из цветных минералов рисчорриты подразделяются на постепенно сменяющие друг друга эгириновые, эгириновые с эгирин-авгитом, лампрофиллит-эгириновые, эгирин-астрофиллитовые, эгириновые с лепидомеланом разновидности. Таким образом, главными породообразующими минералами рисчорритов являются калинатровый (в основном калиевый) полевой шпат, нефелин, эгирин. Не везде и в переменных количествах присутствуют эгирин-авгит, лампрофиллит, астрофиллит. Изредка встречаются арфедсонит, энгматит и лепидомелан. В качестве аксессорных наблюдались эвдиалит, сfen, пектолит, рудный минерал, апатит и реже — минерал из группы ринколита.

Рисчорриты неполнокольцевого тела представляют собой серовато-желтые, желтовато-бурые и серовато-розовые лейкократовые массивные и гнейсовидно-трахитоидные пойкилитовые нефелиновые сиениты. Массивные рисчорриты почти сплошь состоят из крупных, произвольно сросшихся пойкилитических кристаллов полевого шпата. Там, где последние неплотно прилегают друг к другу, в промежутках между ними располагается сравнительно мелковзернистая масса, главным образом зерен нефелина и незначительного количества цветных минералов. Более широкое развитие она приобретает в гнейсовидно-трахитоидных рисчорритах.

Рисчорриты неполнокольцевого тела состоят главным образом из калинатрового (калиевого) полевого шпата, нефелина, лепидомелана и эгирина (рис. 7, вкладка). Значительно реже присутствуют пектолит, астрофиллит, лампрофиллит, арфедсонит, эгирин-авгит. Аксессорными являются сfen, ринколит, апатит, эвдиалит, юкспорит, рудный минерал, лопарит. Вторичные минералы представлены содалитом, канкринитом, натролитом. Среди рисчорритов различаются слюдяные, слюдяно-эгириновые, реже астрофиллит-слюдяно-эгириновые, эгириновые и эгирин-амфиболовые. Из-за неоднородной порфировидной структуры рисчорритов при определении их минерального состава нельзя было ограничиваться подсчетами под микроскопом, и они производились также в пришлифованных образцах и в плоскостях обнажений.

Приведем один из полученных составов, который, по нашему мнению, характеризует средний состав гнейсовидно-трахитоидных рисчорритов (в вес. %): полевой шпат (67.0), нефелин (25.5), эгирин (3.5), лепидомелан (3.4), сfen (0.4), пектолит и юкспорит (0.2). Эти цифры близки к полученным на пришлифованных образцах (Галахов, 1959). Соотношение полевого шпата и нефелина в нем приближается к эвтектическому.

В приконтактных рисчорритах снижается содержание полевого шпата, несколько увеличивается содержание нефелина и значительно — темноцветных минералов.

Ювиты из рисчорритов неполнокольцевого тела района гор Юкспор, Расвумчорр, Эвеслогчорр представляют собой крупнозернистые зелено-вато-серые порфировидные породы, состоящие из кристаллов нефелина, в промежутках между которыми располагаются полевой шпат, темноцветные минералы и сfen. Выделения темноцветных минералов неправильны, размещены неравномерно и лишены какой-либо ориентировки. Только в одном случае вблизи границы с трахитоидными рисчорритами они приобретают заметную ориентировку, параллельную трахитоидности последних. По количественно-минеральному составу ювиты зани-

мают промежуточное положение между нефелиновыми сиенитами и уртитами. Главными породообразующими минералами их являются: нефелин, полевой шпат, эгирин, щелочной амфибол. Реже встречаются эгирин-авгит и лампрофиллит. Почти всегда в небольших количествах присутствуют сфен, эвдиалит и редко — пектолит и лепидомелан.

Ийолит-уртитовые породы имеют гипидиоморфнозернистую, местами пойкилитовую структуру и характеризуются сильно меняющимся количественным минеральным составом, благодаря чему среди них существуют многочисленные разновидности с взаимными переходами от лейкократовых уртитов до более меланократовых ийолитов, малиньитов и даже мельтейгитов и якупирангитов (Дорфман, 1940). Петрографическая характеристика этих пород имеется в большом числе работ и, в частности, в последних наиболее полных монографиях (Иванова, 1963; Иванова и др., 1970; Дудкин и др., 1964).

Апатито-нефелиновые породы подразделяются на бедные и богатые (существенно апатитовые) апатитом породы, в среднем содержащие 22—30% P_2O_5 .

Апатито-нефелиновые месторождения Хибинского массива охарактеризованы в многочисленной фондовой и опубликованной литературе, в том числе в содержащих новейший материал монографиях Т. Н. Ивановой (1963), О. Б. Дудкина, Л. В. Козыревой, Н. Г. Померанцевой (1964).

Существенно апатитовые породы представлены пятнистыми и пятнисто-полосчатыми разновидностями. Пятнистые образованы белой, местами с зеленоватым оттенком массой мелко- и среднезернистого апатита, среди которой выделяются скопления от нескольких миллиметров до 5—6 см в поперечнике нефелина, эгирина, сфена, полевого шпата, титаномагнетита. Пятна этих минералов располагаются или беспорядочно, или, концентрируясь в полосы, образуют пятнисто-полосчатые апатито-нефелиновые породы. Т. Н. Иванова отмечает, что в случае беспорядочного распределения пятен состав их более разнообразен, чем в пятнисто-полосчатых разновидностях, пятна в которых сложены главным образом нефелином. Это, по нашему мнению, является следствием более полно прошедшей дифференциации. Местами наблюдается чередование уртитовых и апатитовых прослоев. Когда эти полоски короткие, порода приобретает линзовидно-полосчатую текстуру. Среди слоев в апатито-нефелиновых породах Т. Н. Иванова выделяет апатитовые, апатитсодержащие, сфенсодержащие и апатит-сфенсодержащие уртиты. Уртиты в прослойках аналогичны уртитам, подстилающим апатито-нефелиновые породы.

Апатито-нефелиновые породы представлены рядом разновидностей. Наиболее распространенными из них являются линзовидно-полосчатые. Они, по Т. Н. Ивановой, слагают 77% объема зоны бедных руд и состоят из апатито-нефелиновой части и мелкозернистого ийолита, разное количественное соотношение которых приводит к образованию двух разновидностей. Одна из них состоит главным образом из линз мелкозернистого ийолита размером не более 3×10 см, между которыми располагаются тонкие прожилочки мелкозернистого апатита (до 1 см) и пропластки светло-зеленого уртита (до 2 см). Другая разновидность характеризуется большим содержанием апатита. Линзы мелкозернистого ийолита в ней тонкие и сильно вытянутые. Эта разновидность образует слои в более бедных апатитом породах. Местами между слоями линзовидно-полосчатых пород (15—16 см) располагаются прослои (2—15 см) существенно апатитовых пятнистых и пятнисто-полосчатых пород. Слои типичных линзовидно-полосчатых апатито-нефелиновых пород (до 5 м) переслаиваются со слоями уртита с апатитом (10—25 см).

Сетчатые апатито-нефелиновые породы, по Т. Н. Ивановой, составляют 7% объема бедной апатитом зоны и представлены слоями (мощностью до 20 м), состоящими из темно-серых мелкозернистых ийолитов с тончайшими апатитовыми и уртитовыми прожилками, между которыми

ийолитовые участки образуют линзочки от нескольких миллиметров до 3 см, а также тонкополосчатых пород, сложенных полосками мелкозернистого ийолита размером до 1×15 см и уртитовыми пропластками.

Крупноблоковые апатито-нефелиновые породы, образуя слои, составляют, по Т. Н. Ивановой, около 10.7% объема бедной зоны. Среди них по составу и текстурным особенностям различаются: а) линзовидно-полосчатые породы с крупными идиоморфными кристаллами нефелина, в которых между линзочками ийолита и апатитовыми прожилками располагаются прослойки уртита, б) породы, состоящие из перемежающихся сравнительно тонких слоев пегматитоподобных пород уртитового или ийолитового состава с прослойками тонкополосчатых пород апатитового и уртитового состава. Мощность первых меняется от 8 до 50 см, а тонко-полосчатых пород — от 10 до 60 см.

Мелкоблоковые апатито-нефелиновые породы состоят из идиоморфных (до 1 см в поперечнике) кристаллов нефелина, погруженных в мелкозернистую массу из апатита, нефелина, небольшого количества эгирина-авгита и сфена. Эти породы образуют линзообразные тела ($10-20 \times 100$ м), залегающие, по Т. Н. Ивановой, чаще несогласно с общей полосчатостью вмещающих пород.

Ийолиты и уртиты с апатитом содержат 10—20% апатита и располагаются в контакте апатито-нефелиновых тел с подстилающими ийолитами и уртитами среди линзовидно-полосчатых и мелкоблоковых, обедненных апатитом, апатито-нефелиновых пород. Ийолит и уртит с апатитом в зоне нижнего контакта переходят к обычным уртиту и ийолиту.

Апатитовая брекчия характерна для богатой зоны месторождения, и лишь местами ее ветви встречаются в бедной зоне. Она представляет собой различно ориентированные обломки апатито-нефелиновых пород, скементированные апатитсодержащими полевошпатовыми уртитом и ийолитом. При увеличении содержания апатита в цементе брекчии он напоминает апатито-нефелиновые породы разной текстуры (Галахов, 1948).

Характеристика перечисленных пород и их взаимоотношения свидетельствуют о генетической близости и сингенетичности рисчорритов, ийолит-уртитов и апатито-нефелиновых пород, слагающих единую интрузию. По количественному минеральному составу ийолиты на диаграмме (рис. 7) располагаются на линии нефелин—темноцветные минералы в интервале содержания их от 30 до 70%. На краях этой линии у вершины нефелина располагаются точки состава уртитов, а у вершины темноцветных минералов — мельтейгиты, а также апатито-нефелиновые породы, так как присоединяющийся к этой группе минералов апатит, акцессорный в других породах, становится породообразующим. Смещаясь немного от этой линии в сторону полевошпатового угла диаграммы, располагаются полевошпатовые уртиты и полевошпатовые ийолиты, которые при еще большем содержании полевого шпата сменяются малиньитами и ювитами, достигающими поля минерального состава рисчорритов. Диаграмма (рис. 7) свидетельствует о наличии двух взаимосвязанных тенденций дифференциации магматического расплава: нефелин—полевой шпат (с образованием пород, все более обедненных полевым шпатом) и нефелин—темноцветные минералы (пироксены, лепидомелан, сфен, апатит), которая получает наибольшее развитие при бесполевошпатовых составах.

К-На полевой шпат — главный породообразующий минерал. В разных частях кольцевого тела рисчорритов крупные таблицы полевого шпата представлены то анортоклазом, то нерешетчатым микроклином (Галахов, 1959).

Крупные (до 50 см²) таблицы полевого шпата массивных рисчорритов неполнокольцевого тела принадлежат анортоклазу, а трахитоидных — микроклину, обычно нерешетчатому. Анортоклаз местами имеет очень тонкие ветвящиеся перититовые вrostки альбита. Количество последних

увеличивается вблизи контакта с фойяитами, в удалении же от него вrostки очень мелки, а местами не были обнаружены даже при самых больших увеличениях. Иногда в полевом шпате рисчорритов неполнокольцевого и кольцевого тела встречаются редкие включения сдвойниковых, нередко катаклазированных призмочек альбита.

Полевой шпат обладает характерной для рисчорритов пойкилитовой структурой, а в рисчорритах южной части кольцевого тела наряду с нефелином присутствуют включения нефелино-полевошпатовых микропегматитовых срастаний.

В мелкозернистой гнейсовидной массе рисчоррита полевой шпат представлен свежими, прозрачными, сравнительно мелкими, то более или менее идиоморфными, то неправильными кристалликами анортоклаза, вытянутыми преимущественно в одном направлении. Как будет показано (табл. 28, ан. 6) состав его характеризуется повышенным содержанием Na_2O (до 1.35%). Анортоклаз мелкозернистой массы рисчоррита нередко образует с нефелином тонкие срастания.

В ийолит-уртитах, по Т. Н. Ивановой (1963), полевой шпат представлен анортоклазом и микроклином. Содержание его в разновидностях пород меняется от 3—4 до 10—14%, в мелкозернистых ийолитах он не встречен, а в апатито-нефелиновых породах составляет 0—2.5% (очень редко).

Нефелин — другой главный породообразующий минерал рисчорритов, ийолит-уртитов и апатито-нефелиновых пород. В рисчорритах он, помимо более или менее идиоморфных пойкилитовых вростков в полевом шпата, является основной составной частью мелкозернистой массы, в которой образует мелкие идиоморфные и более крупные преимущественно ксеноморфные кристаллы с включениями мелких иголочек и зернышек эгирина. Нефелин в мелкозернистой массе гнейсовидно-трахитоидного рисчоррита образует более или менее изометричные, преимущественно неправильные, вытянутые в одном направлении свежие зерна. Среди них встречаются и более крупные кристаллы, переполненные мелкими иголочками и зернышками эгирина, аналогичные пойкилитовым включениям в полевом шпате. По химическому составу (табл. 26, ан. 8 и 6; Галахов, 1959) в нефелине из мелкозернистой массы рисчоррита калифилитовой молекулы содержится меньше (22.95%), чем в нефелине пойкилитовых вростков из крупных таблиц полевого шпата этого рисчоррита (36.79%).

Эгирин ($c : \text{Np} = 1—6$, иногда $7—9^\circ$) в рисчорритах присутствует почти всегда. Содержание его в одних случаях невелико, в других он является главным, а иногда и единственным цветным минералом. Эгирин присутствует и в мелкозернистой массе породы, и вместе с пойкилитовыми вростками нефелина в полевом шпате. Эгирин образует как неправильные, так и сравнительно идиоморфные призматические кристаллы, а также многочисленные мелкие иголочки в полевом шпате и нефелине. Т. Н. Ивановой (1963) эгирин отмечается для ийолит-уртитовых пород третьей и четвертой субфаз и для апатито-нефелиновых пород.

Эгирин-авгит ($c : \text{Np} =$ до 38°) в рисчорритах кольцевого тела образует неправильные выделения между другими минералами. Он обычно зональный, пятнистый и нередко тесно срастается с арфведсонитом и эгирином. Центральные части зональных образований характеризуются $c : \text{Np} = 38^\circ$, а периферические — 17° и местами 3° . В рисчорритах неполнокольцевого тела неправильные выделения эгирин-авгита встречаются изредка у контакта с неравнозернистыми нефелиновыми сиенитами. В ийолитах, ийолит-уртитах, ювитах эгирин-авгит ($c : \text{Np} = 15—30^\circ$) наряду со сравнительно мелкими образует крупные кристаллы, пойкилитически включающие нефелин (Иванова, 1963). Нередки зональные кристаллы. Эгирин-авгит присутствует и в апатито-нефелиновых породах.

Лепидомелан в рисчорритах неполнокольцевого тела присутствует в переменных количествах, нередко в роли главного темно-цветного минерала. В рисчорритах кольцевого тела он встречается главным образом близ контакта с неравнозернистыми нефелиновыми сиенитами. Лепидомелан образует чешуйки и неправильные таблички, чаще — их скопления, обычно ассоциирующиеся с эгирином, сfenом и рудным минералом. Он встречается в ийолит-уртитах и породах апатито-нефелиновых месторождений (Дудкин и др., 1964). Наряду с первичным лепидомеланом в ряде случаев является постмагматическим минералом, возникшим путем замещения темноцветных минералов.

Лампрофиллит является акцессорным минералом. Первичный лампрофиллит образует пластиинки и таблички в ассоциации с амфиболом и эгирином. Он встречается и как минерал более поздней модификации в виде каемок вокруг зерен сфена, иногда он вместе с эгирином окружает зерна рудного минерала.

Арфведсонит в рисчорритах кольцевого тела образует неправильные выделения, в рисчорритах неполнокольцевого тела встречается преимущественно в контакте с фойяитами, обычно он находится в ассоциации с цветными минералами, срастаясь с эгирином и лепидомеланом. В пределах апатитовых месторождений амфиболы представлены арфведсонитом, щелочным магнезиальным гастингситом и рибекитом, содержание которых в ийолит-уртитах и обогащенных апатитом породах не более 2—3% (Дудкин и др., 1964). Арфведсонит и щелочной магнезиальный амфибол являются, по-видимому, продуктами изменения пироксенов.

Энигматит присутствует в рисчорритах кольцевого тела, образуя неправильные выделения в ассоциации с эгирином, лампрофиллитом, рудным минералом и сfenом. Гораздо реже он отмечается в других породах.

Пектолит встречается в ассоциации с эгирином в рисчорритах, располагаясь обычно в соседстве с нефелино-полевошпатовыми микротегматитовыми образованиями. В небольших количествах он встречается (Иванова, 1963) в ийолит-уртитовых породах. В качестве постериорного минерала он известен в апатито-нефелиновых породах.

Сfen содержитя во всех породах постоянно, преимущественно в ассоциации с цветными минералами. В ийолит-уртитовых и апатито-нефелиновых породах он образует характерные для них морфологические разновидности: таблитчатый, призматический, ячменный, конвертообразный, ксеноморфный, пойкилитический, местами игольчатый и очень редко волокнистый (Иванова, 1963). Иногда в породах присутствует вторичный сfen в виде радиально-лучистых каемок или ксеноморфных агрегатов вокруг титаномагнетита.

Апатит акцессорный в рисчорритах образует мелкие более или менее идиоморфные и неправильные зерна между минералами и включениями в полевом шпата, нефелине, амфибOLE, сfenе, лепидомелане, эгирине и рудном минерале. Апатит становится второстепенным в некоторых разновидностях ийолит-уртитовых пород и главным породообразующим минералом — в апатито-нефелиновых породах, образуя идиоморфные кристаллики, призмочки, иголочки, а в последних — сахаровидные и зернистые массы. Апатит апатитовых месторождений обладает линейным параллелизмом (Иванова, 1963). Известно (Дудкин и др., 1964), что правильные короткостолбчатые, столбчатые до игольчатых формы характерны как для акцессорного апатита рисчорритов и ийолит-уртитов, так и для существенно апатитового агрегата апатито-нефелиновой породы, цемента апатитовой брекчии.

Эвдиалит в рисчорритах кольцевого тела присутствует повсеместно, образуя изометрические, неправильные и округлые зерна. Он в рисчорритах неполнокольцевого тела появляется преимущественно в зонах контакта с вмещающими породами. Акцессорный эвдиалит присутствует и в ийолит-уртитовых и апатито-нефелиновых породах.

Титаномагнетит в рисчорритах образует неправильные выделения в ассоциации с цветными минералами и включения в них. Он существует в ийолит-уртитах и апатито-нефелиновых породах. По О. Б. Дудкину (Дудкин и др., 1964) форма и размер выделений титаномагнетита полностью определяются типом породы. Так, мелкие правильные октаэдрические зерна типичны для линз мелкозернистого ийолита и уртита апатито-нефелиновых пород.

Ринколит — редкий акцессорный минерал, образующий мелкие призмочки, окруженные в лепидомелане и астрофиллите плеохроичными двориками. По О. Б. Дудкину, ринколит — типичный акцессорный минерал существенно апатитовой породы. Содержание его редко превышает доли процента.

Встречается ловчорит в рисчорритах неполнокольцевого тела — юкспорит, лопарит, а для апатито-нефелиновых месторождений О. Б. Дудкиным отмечен кнопит.

Крайне редко в апатитовых телах и вмещающих породах встречается флюорит (Дудкин и др., 1964).

Последовательность кристаллизации минералов в рисчорритах может быть дана лишь в самом общем виде. В рисчорритах кольцевого тела первыми выделялся апатит, затем — нефелин, далее — сфен и цветные минералы: эгирин-авгит, эгирин, энigmatит, арфведсонит (?), лампрофиллит. Кристаллизация породы в основном заканчивалась выделением полевого шпата. В рисчорритах неполнокольцевого тела кристаллизация протекала более сложно, о чем свидетельствуют два этапа выделения одних и тех же минералов и образование массивной и гнейсовидно-трахитоидной текстурных разновидностей. Первым в них выделялся также апатит, затем — нефелин с повышенным содержанием калиофилитовой молекулы и многочисленными включениями иголочек эгирина. Вслед за нефелином выделились: сфен, эгирин, лепидомелан, рудный минерал. На завершающем этапе формирования массивного рисчоррита кристаллизовался К-На полевой шпат (анортоклаз), включавший ранее выделившиеся минералы. Формирование гнейсовидно-трахитоидных рисчорритов было более сложным (двухэтапным). Первый этап кристаллизации, как и в массивных рисчорритах, характеризовался выделением крупных кристаллов калиевого полевого шпата (микроклина), захватывавшего ранее выделившиеся нефелин первой генерации и цветные минералы. Кристаллизовались эти крупные кристаллы полевого шпата (первая генерация), по-видимому, в благоприятных условиях для их роста и в спокойной обстановке. Если бы этот процесс мог продолжаться до полной кристаллизации породы, то образовался бы массивный рисчоррит, подобный слагающему северо-западную ветвь неполнокольцевого тела. Однако кристаллизация была прервана движением неполностью закристаллизовавшегося расплава в связи с его выжиманием из более глубоких горизонтов совместно с инъекцией свежего магматического расплава. Изменившиеся физико-химические условия привели ко второму этапу кристаллизации, в который возникла мелкозернистая масса преимущественно полевого шпата и нефелина, обладающая гнейсовидно-трахитоидной текстурой, свидетельствующей о кристаллизации ее при движении. Кристаллизовавшиеся одновременно полевой шпат и нефелин представлены мелкими зернами, свободными от иголочек эгирина. Полевой шпат и нефелин мелкозернистой массы отличаются от пойкилитических образований первой генерации не только морфологическими особенностями (размер, форма, включения), но и химическим составом. Он характеризуется повышенным содержанием Na_2O и принадлежит аортоклазу. Нефелин богаче Na_2O , а содержание в нем калиофилитовой молекулы снижается до 22.95%, т. е. почти на 14% по сравнению с ранним нефелином. Кроме того, в нем значительно меньше Fe_2O_3 и появляется, как показали расчеты, небольшой (1.45%) избыток SiO_2 . Послед-

ними, по-видимому, возникли нефелин-полевошпатовые микропегматитовые срастания, заполнившие промежутки между минералами мелкозернистой массы.

В трахитоидных ийолитах первым кристаллизовался нефелин, затем эгирин-авгит и сфен и последним — полевой шпат, а в богатых апатитовых породах: нефелин—нефелин+апатит—эгирин+сфен+титаномагнетит (Иванова, 1963). В то же время М. М. Калинкин (1969) отмечает, что пироксен ийолитов и мельтейгитов более идиоморфен по отношению к нефелину.

Многие минералы рисчорритов, ийолит-уртитов и апатито-нефелиновых пород изменены наложенными постмагматическими процессами. Так, нефелин подвержен канкринитизации, содалитизации, натролитизации и местами несет признаки альбитизации. По эгирину и эгирин-авгиту развиваются щелочной амфибол и лепидомелан. По эгирину и энгматиту местами развивается астрофиллит, а по сфену — лампрофиллит. В свою очередь сфен развивается вокруг выделений титаномагнетита и по трещинам в них.

Как особый случай развития одних минералов вокруг других являются корониты: рудный минерал → эгирин с лампрофиллитом; лепидомелан → мелкие призмочки эгирина с пластиночками и иголочками астрофиллита. Последние из них почти всегда сопровождаются канкринитом.

Выводы

Рисчорриты, ийолит-уртитовые и апатито-нефелиновые породы имеют сходные черты состава и структуры. Для них характерна пойкилитовая структура, а для рисчорритов и ийолит-уртитов — присутствие нефелин-полевошпатовых микропегматитовых срастаний. Полевой шпат пород преимущественно калиевый, а нефелин имеет повышенное содержание калиофильтовой молекулы. Породы характеризуются почти полным отсутствием альбита и процессов альбитизации. На диаграмме количественно-минерального состава (рис. 7) породы слагают единый ряд от лейкократовых рисчорритов через ювиты и малиньиты к уртитам, ийолитам, мельтейгитам и апатито-нефелиновым породам. Имеются сведения о постепенных переходах с переслаиванием между рисчорритами и ийолит-уртитами, между ийолит-уртитами и апатито-нефелиновыми породами.

Таким образом, структурно-геологические и петрографические наблюдения, а также (как будет показано ниже) химизм пород и породообразующих минералов свидетельствуют о том, что рисчорриты, ийолит-уртитовые и апатито-нефелиновые породы являются сингенетичными частями расслоенной интрузии с проявляющимися интрузивными взаимоотношениями между ними, вследствие разновременной кристаллизации сингенетичных порций магматического расплава разного состава в условиях неоднократно проявлявшихся движений. О разных условиях кристаллизации пород интрузии свидетельствуют, с одной стороны, массивная, с другой — порфировидная, гнейсовидно-трахитоидная и полосчатая текстуры.

Рассмотренная в этом разделе интрузия имеет общие черты строения с предыдущими, и прежде всего с интрузией трахитоидных хибинитов. Они обе расслоены с образованием лейко-, мезо- и меланократовых членов. Причем пироксен ийолитов и мельтейгитов более идиоморфен по отношению к нефелину, подобно тому как это было отмечено для меланократовых пород расслоенной интрузии трахитоидных хибинитов. Для обеих интрузий устанавливается непараллельность в положении слоев и плоскости интрузивного контакта с более ранними породами.

Сопоставление диаграмм количественного минерального состава (рис. 5 и 7) свидетельствует, что в обоих случаях дифференциация приводит к разделению на породы, обогащенные полевым шпатом и обогащен-

ные нефелином и цветными минералами (пироксены, сфен, апатит, рудный), но в нашем случае (рис. 7) это происходит при близком соотношении полевошпато-нефелиновой и цветной частей, а в случае интрузии трахитоидных хибинитов (рис. 5) — при близком соотношении полевошпатовой и нефелиновой частей.

Интрузии неравнозернистых нефелиновых сиенитов и фойяитов

Центральная часть Хибинского массива сложена более поздними неравнозернистыми нефелиновыми сиенитами и фойяитами.

Геологическая характеристика интрузий

Интрузия неравнозернистых нефелиновых сиенитов

К центру массива, за рисчорритами и ийолит-уртитами, располагается подковообразная зона неравнозернистых нефелиновых сиенитов. Они известны под названием среднезернистых эгириновых нефелиновых сиенитов, введенным Б. М. Куплетским (1932) для пород центрального плато Кукисвумчорра. Позднее Н. А. Елисеев (Елисеев и др., 1939) это название распространил на породы всей дугообразной полосы, хотя справедливо указывал и на его неточность. Непостоянство облика этих пород, местами похожих то на хибиниты, то на фойяиты, позволило П. И. Прохофьеву объединить их вместе с хибинитами, а И. П. Тихоненкову — назвать их хибинитоподобными и фойяитоподобными нефелиновыми сиенитами. Название «неравнозернистые нефелиновые сиениты» наиболее близко к употреблявшемуся и в то же время объединяет известные разновидности этих пород. Название «лявочоррит», употребляемое для этих пород геологами Хибиногорской ГРП, никак не характеризует эти породы и засоряет петрографическую терминологию.

Тело неравнозернистых нефелиновых сиенитов не представляет сплошной дугообразной зоны (см. рис. 2). В северной и западной частях они имеют значительную мощность (3.0—3.5 км) и залегают между ийолит-уртитами и рисчорритами, с одной стороны, и фойяитами — с другой, и лишь на Кукисвумчорре они полностью находятся среди рисчорритов. В южной части эти нефелиновые сиениты расположены среди рисчорритов в виде двух разрозненных тел.

Внешний контур интрузии неравнозернистых нефелиновых сиенитов приближается к несколько сплюснутой окружности, длинная ось которой равна 27.5 км и ориентирована на СВ75°, а короткая не превышает 26 км.

Н. А. Елисеев (Елисеев и др., 1939, стр. 49) считает неравнозернистые нефелиновые сиениты «или древнее, или, в крайнем случае, одновременными с фойяитами...», а тело, сложенное ими по характеру залегания, принимает за близкое к «интрузивным коническим слоям» (там же, стр. 56). Неравнозернистые нефелиновые сиениты, по Т. Н. Ивановой (1963), являются краевой фацией фойяитов, а Б. М. Куплетский (1937) считал их более поздними, чем хибиниты и фойяиты. Несколько забегая вперед, отметим, что, по данным автора, неравнозернистые нефелиновые сиениты сформировались раньше, чем фойяиты.

По структурным признакам и минеральному составу среди неравнозернистых нефелиновых сиенитов выделено несколько обычно постепенно сменяющих друг друга разновидностей, оконтуренных в виде то довольно выдержаных зон, прослеживающихся на значительные расстояния, то сравнительно быстро выклинивающихся линзовидных тел (см. рис. 2).

Крупнозернистые энгматит-амфиболовые нефелиновые сиениты характерны для северной части дугообразной полосы, где они как вкрест простирания к северу, так и по простиранию к юго-западу по мере приближения к более ранним рисчорритам и ийолит-уртитам сменяются средне-

зернистыми эгириновыми нефелиновыми сиенитами, а на Кукисвумчорре располагаются в осевой части полосы среднезернистых эгириновых нефелиновых сиенитов. В целом крупнозернистые энгматит-амфиболовые нефелиновые сиениты пользуются широким распространением около интрузии фойяитов или залегают среди среднезернистых эгириновых нефелиновых сиенитов.

Среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты залегают среди рисчорритов, частично между рисчорритами и ийолит-урититами или тяготеют к контакту с ийолит-урититами. Для них характерно наличие пегматитовых выделений, которые обычно присутствуют в виде своеобразных слепых неправильных обособлений разных размеров. Форма выделений, одинаковый с вмещающими нефелиновыми сиенитами минеральный состав, нередко отсутствие четких контактов свидетельствуют о сингенетичности их с вмещающими породами.

Присутствие в осевой части крупнозернистых энгматит-амфиболовых нефелиновых сиенитов северной ветви интрузии полосы среднезернистых амфибол-эгириновых нефелиновых сиенитов протяженностью около 19 км, а в среднезернистых эгириновых нефелиновых сиенитах — быстро выклинивающегося линзовидного тела мелкозернистых эгирин-амфиболовых нефелиновых сиенитов свидетельствует о расслоенности интрузива неравнозернистых нефелиновых сиенитов.

В лежачем боку северо-западной части тела неравнозернистых нефелиновых сиенитов в зоне контакта с ийолит-урититами и рисчорритами располагаются своеобразные крупнозернистые эгириновые с амфиболом и амфибол-эгириновые нефелиновые сиениты. Аналогичные нефелиновые сиениты встречены и в южных телах среднезернистых нефелиновых сиенитов.

Неравнозернистые нефелиновые сиениты, как правило, массивные и только местами в них наблюдаются редкие полосчатые зоны (до 2 м) и крутопадающая тонкая полосчатость, образованная упорядоченным расположением нефелина и темноцветных минералов.

Взаимоотношения интрузии с вмещающими породами. Отсутствие четких границ между разновидностями пород и почти полное отсутствие в них элементов прототектоники затрудняют не только расчленение этой интрузии, но и установление возрастных соотношений с окружающими породами.

Взаимоотношение с рисчорритами часто не дает ясной картины об относительном возрасте пород. Тем не менее о сравнительно позднем возрасте неравнозернистых нефелиновых сиенитов свидетельствуют уменьшение крупности их зерна к контакту с рисчорритами, присутствие апофиз их в рисчорритах и наличие в неравнозернистых нефелиновых сиенитах ксенолитов рисчорритов. На Кукисвумчорре довольно четкий контакт между этими породами погружается к центру массива под углом 65°. Неравнозернистые нефелиновые сиениты за 8—10 и более метров до контакта с рисчорритами становятся мелкозернистее. В рисчорритах близ контакта залегает параллельная ему крутопадающая жила нефелинового сиенита мощностью 2,2 м. В долине р. Вуоннемиок неравнозернистый нефелиновый сиенит образует в рисчорритах апофизу, отходящую от контакта под углом 15°. На Лявочорре в неравнозернистых нефелиновых сиенитах встречен крупный (40×50 м) ксенолит рисчорритов. В обрыве центрального плато Кукисвумчорр в неравнозернистом нефелиновом сиените присутствуют ксенолиты, состоящие из рисчоррита и сменяющей их породы ийолит-урититового состава. Неравнозернистые нефелиновые сиениты моложе рисчорритов также на том основании, что сингенетические ийолит-урититы, местами кристаллизовавшиеся несколько позднее рисчорритов, возникли раньше неравнозернистых нефелиновых сиенитов.

Взаимоотношения неравномернозернистых нефелиновых сиенитов с ийолит-уртитами наблюдались на Валепахке, где ийолит в разных направлениях пересекается жилками среднезернистого эгиринового нефелинового сиенита. На Кукисумчорре падающие под углом 15—20° расслоенные ийолит-малиниты срезаются круто падающим контактом с неравнозернистыми нефелиновыми сиенитами. Падающие под углом 40° ийолиты южного притока р. Лявойок пересекаются круто падающей (под углом 80°) жилой неравномернозернистого нефелинового сиенита видимой мощностью 45 м.

Приведенные взаимоотношения свидетельствуют о том, что неравнозернистые нефелиновые сиениты внедрились позднее рисchorритов, ийолит-уртитов. Это признается многими исследователями.

Жильная фация интрузии. В северной и северо-западной частях неравнозернистых нефелиновых сиенитов встречен ряд согласных и секущих жил мелкозернистых (местами неравномернозернистых и полосчатых) амфибол-эгириновых, амфибол-эгириновых с астрофиллитом и канкринитом, амфибол-эгирин-энгматитовых нефелиновых сиенитов мощностью от 1 до 50 м, падающих обычно круто то к центру массива, то от него. Контакты жил четкие, прямолинейные и неровные, местами затушеваны пегматитом. Трахитоидность жильных пород в приконтактной зоне и местами заметная полосчатость располагаются параллельно контактам.

Интрузия] фойяитов

Центральная часть Хибинского массива сложена фойяитами, тело которых имеет в поперечнике 25.5×19 км (см. рис. 2). Они, как и хибиниты, имеют массивную и трахитоидную текстуры и отличаются от них более светлой окраской, наличием щелочного амфибала в роли главного цветного минерала, частым присутствием лепидомелана и характерным золотистым сфероном. Н. А. Елисеев (Елисеев и др., 1939) различает гранитоидные и трахитоидные фойяиты, а среди гранитоидных — амфиболовые и пироксеновые разновидности. И. П. Тихоненков (1963) в северной части тела фойяитов выделил своеобразные сфероновые, ильменит-астрофиллитовые, лепидомелановые разновидности.

Автором настоящей работы установлено, что по минеральному составу и текстуре интрузия фойяитов имеет большую, чем было известно раньше, неоднородность и сложена сингенетическими разновидностями, образующими то выдержаные зоны, то сравнительно быстро выклинивающиеся линзовидные тела. Особенно частая смена разновидностей наблюдается в краевой зоне фойяитов. Преобладающая часть фойяитов обладает трахитоидностью, ориентированной в плане согласно с общей структурой массива и погружающейся круто в центральной части, на севере и юго-востоке интрузии, более полого — на западе и еще полнее — на юге.

Фойяиты. Среди фойяитов наибольшей распространностью пользуются крупнозернистые амфиболовые с лепидомеланом фойяиты трахитоидного и массивного сложения. Они образуют зону, прослеживающуюся по всему интрузиву (см. рис. 2), с падением трахитоидности к его центру. Местами положение трахитоидности меняется на коротких расстояниях, вероятно, вследствие смятия породы в пластическом состоянии, на что указывают изогнутые и разломанные лейсты полевого шпата.

Породы в этой зоне не всюду однородны. Среди них различаются разновидности крупнозернистые тонколейстовые, обогащенные содалитом, неравномернозернистые, среднезернистые отчетливо трахитоидные, содержащие согласно трахитоидности участки с разной крупностью зерна. Породы образуют полосы от 3.3 до 12 м, падающие к центру массива согласно с общей структурой тела фойяитов. Граница между массивными и трахитоидными разновидностями фойяитов в обнажении заметна отчетливо.

Примерно в осевой части крупнозернистых амфиболовых фойяитов с лепидомеланом располагаются сингенетичные с ними среднезернистые четкотрахитоидные амфиболовые фойяиты. Они образуют не кольцевую, как показано на карте Е. Н. Володина (Елисеев и др., 1939), а серповидную зону, обращенную вогнутой стороной к северо-востоку. Максимальной мощности (около 3.5 км) она достигает в юго-западной части интрузии и выклинивается в восточной. В ряде мест трахитоидность испытывает изгибы на коротких расстояниях. Трахитоидность этих фойяитов прекрасно выражена по падению и несколько хуже — по простиранию.

Породы здесь местами более крупнозернисты, менее трахитоидны и по внешнему облику приближаются к предыдущей разновидности фойяитов. Наблюдалось, как среднезернистые четкотрахитоидные фойяиты сменялись крупнозернистыми слаботрахитоидными, почти массивными фойяитами. Граница между ними параллельна трахитоидности и падает к центру массива. Мощность слоев таких пород 1.5—2.5 и более метров. Возникновение четкой трахитоидной структуры фойяитов обусловлено, по-видимому, движением, проявившимся в определенной зоне еще полностью не затвердевших пород.

Местами в четкотрахитоидных фойяитах видны разные по цвету (серые и более светлые) слои, граница между которыми располагается согласно с трахитоидностью и на Рисчорре падает полого к центру интрузии.

Фойяитовый интрузив по южной периферической части прерывисто окаймляется крупнозернистыми амфиболовыми фойяитами с эгирином. Их трахитоидность по простиранию выражена хуже, чем по падению, местами образует мелкую складчатость. Таблички полевого шпата изогнуты, раздроблены. Породы не всюду однородны, светлые крупнозернистые фойяиты сменяются серыми крупнозернистыми фойяитами. Среди фойяитов встречаются четкие полосы (слои) неравномернозернистых амфиболовых с эгирином и сравнительно мелкозернистых нередко трахитоидных эгирин-амфиболовых фойяитов, мощностью 2—9 м, располагающихся согласно трахитоидности пород и общей структуре интрузива.

Крупнозернистые амфиболовые фойяиты с лепидомеланом сменяются к центру массива сравнительно узкой в западной и более широкой в восточной части кольцевой зоны крупнозернистых амфиболэгириновых фойяитов (см. рис. 2). Эти породы не монотонны и на северо-востоке через зону переслаивания сменяются согласно располагающейся полосой трахитоидных порфировидных слюдяно-амфиболовых нефелиновых сиенитов мощностью 10 м. Здесь же в крупнозернистых фойяитах присутствуют согласные с трахитоидностью и общей структурой интрузии фойяитов полосы более мелкозернистых слюдяных нефелиновых сиенитов, сравнительно мелкозернистых трахитоидных эгирин-слюдяных и амфиболовых нефелиновых сиенитов мощностью от 5—10 см до 6 м.

В южной части фойяитового интрузива располагаются крупнозернистые лепидимелан-пироксеновые фойяиты с амфиболом в виде зоны мощностью до 2 км, местами содержащей неравномерно- и среднезернистые фойяиты с трахитоидностью, падающей к центру интрузии.

В южной краевой части фойяитовой интрузии располагается зона среднезернистых эгирин-амфиболовых фойяитов. Они на Эвеслогчорре вмещают согласно залегающие неравномернозернистые полосчатые рогово-обманковые нефелиновые сиениты мощностью более 100 м. На Партомчорре эти фойяиты сменяются более крупнозернистым фойяитом с лейсто-вым полевым шпатом и очень невыдержанной трахитоидностью. В одном из обнажений трахитоидные фойяиты образуют своего рода сухую брекчию, состоящую из спаянных мелких (около 10 см в поперечнике) участков породы с автономной ориентированной трахитоидности. На Юкспоре среднезернистые эгирин-амфиболовые фойяиты довольно тонко расслоены.

В периферической зоне интрузии фойяитов располагаются два линзо-видных тела среднезернистых амфиболовых фойяитов (см. рис. 2). Метастами заметная линейность кристаллов полевого шпата в западном теле ориентирована по падению трахитоидности, погружающейся к центру массива под углом 20—65°.

Одной из характерных разновидностей периферической в современном эрозионном срезе части интрузии фойяитов являются крупнозернистые хибинитоподобные эгирин-амфиболовые фойяиты. Название «хибинитоподобный фойяит» введено В. И. Владавцем (1935) для одной из разновидностей пород Юкспора.

В северо-западной части периферической зоны интрузии фойяитов присутствуют крупнозернистые эгирин-амфиболовые фойяиты.

Рассмотренные выше разновидности являются сингенетичными породами единой интрузии фойяитов.

Несколько иное положение в интрузии занимают пироксеновые фойяиты, образовавшие, по-видимому, в заключительную субфазу ее формирования округлое тело 5.5—6.0×6.5 км в попечнике. Контакт между ними и вмещающими их крупнозернистыми амфибол-эгириновыми фойяитами на горе Шобнюн резкий. Здесь же в пироксеновые фойяиты включено два треугольных ксенолита крупнозернистых амфибол-эгириновых фойяитов, один из которых имеет стороны в 0.5, 0.65 и 0.8 км.

Структурно-геологическая карта и разрезы свидетельствуют о том, что интрузия фойяитов расслоена на крупные слои, падающие к центральной части ее. Каждый из таких сингенетических слоев в свою очередь характеризуется отмеченной выше неоднородностью, а в ряде случаев еще более тонко расслоен. Так, в среднезернистых эгирин-амфиболовых фойяитах слой (60 см), обогащенный нефелином и темноцветными минералами, в свою очередь состоит из мелких слойков с разным количественным минеральным составом, а в светлых среднезернистых фойяитах слой серого нефелинового сиенита обладает более мелкой ритмической слоистостью.

Трахитоидность и слоистость пород взаимно параллельны. Полосчатость, кроме того, образована также чередованием слоев с разной крупностью зерна. Параллельная слойкам четкая ориентировка расположющихся в них табличек полевого шпата, вероятно, является следствием истечения кристаллизующихся масс разного состава. Последовательность кристаллизации минералов свидетельствует о том, что такое положение полевого шпата в слойках обусловлено предкристаллизационной ориентировкой обособлений группировок полевошпатового состава (см. стр. 101).

Апофиза сравнительно крупнозернистого слоя, отходящая в соседний, более мелкозернистый, обедненный полевым шпатом слой, свидетельствует о неодновременной кристаллизации слоев разного состава, одни из которых на механическое воздействие реагировали образованием трещин, другие находились в состоянии, позволяющем проникать в эти трещины и образовывать жилки. Таким образом, одновозрастные сингенетичные породы могут иметь соотношения, свидетельствующие в одних местах об одновременном их формировании, в других — о разновременной кристаллизации и интрузивных соотношениях между ними. Это явление объясняет наблюдающиеся противоречивые возрастные взаимоотношения между некоторыми породами Хибинского массива.

Нефелиновые сиениты краевой зоны интрузии фойяитов. В зоне южного контакта фойяитов с рисчорритами от Коашкара на востоке до центральной части Кукисвумчорра на западе располагаются мелкозернистые слюдяно-эгирин-рогоовообманковые нефелиновые сиениты (Елисеев и др., 1939), образующие круто падающее тело мощностью до 1 км и отдельные небольшие тела, согласные в плане с общей структурой интрузии. По Н. А. Елисееву, это жильная фация фойяитов, тогда как Б. М. Куплетский (1937) связывает их с рисчорритами. С. И. Зак описывает их как

катаkläзированные и перекристаллизованные гнейсовидные нефелиновые сиениты. Нами среди этих пород выделяются три разновидности, характеристика которых приводится ниже.

Мелкозернистые гнейсовидные слюдяно-эгириин-роговообманковые нефелиновые сиениты максимальной мощности (около 500 м) достигают на Юкспоре и Апатитовой горе. Гнейсовидность их падает к центру массива под крутыми углами ($75-80$, местами 90°), но случаются и отклонения. Так, в северной части Лопарского перевала гнейсовидность падает к центру массива (СВ 20°) под углом $60-90^\circ$, а южнее выполаживается, приобретает волнообразные изгибы при общем падении в прежнем направлении под углом около 10° . На юге перевала гнейсовидность этих пород наклонена под углом $40-50^\circ$. В южном и северном боках полосы этих пород присутствуют обтекаемые гнейсовидностью мелкозернистых нефелиновых сиенитов ксенолиты ороговикованных глинистых сланцев, являющиеся, по-видимому, остатками кровли Хибинского массива, а включающие их мелкозернистые нефелиновые сиениты — приконтактными или возникшими на ранних этапах формирования интрузива породами. Трахитоидность фойяитов по обе стороны от тела этих пород падает к центру массива (СЗ— $310-335^\circ$) под углом $16-18^\circ$.

Порфировидные перекристаллизованные слюдяные и роговообманково-эгириин-слюдяные нефелиновые сиениты распространены главным образом на Эвслогчорре, достигая здесь мощности свыше 500 м. Это серые и темно-серые породы, состоящие из темной мелкозернистой массы и порфировых, иногда зональных кристаллов светло-серого полевого шпата. Заметная трахитоидность их падает к центру массива под углом $60-80^\circ$. Небольшие тела пород, похожие на перекристаллизованные порфировидные нефелиновые сиениты, встречены немного южнее в виде ксенолитов в пойкилитовых нефелиновых сиенитах.

Среднезернистые роговообманково-эгирииновые катакläзированные нефелиновые сиениты располагаются к югу от порфировидных перекристаллизованных нефелиновых сиенитов в виде полосы мощностью 450 м. Они передко похожи на среднезернистые эгирииновые нефелиновые сиениты. В породе часты прямолинейные или плавно изогнутые милонитизированные гнейсовидные зонки с вертикальным линейным параллелизмом темно-цветных минералов. Мощность милонитов от нескольких сантиметров до метра, залегание преимущественно согласное с трахитоидностью нефелиновых сиенитов. Встречаются крутопадающие гнейсовидные зонки, простирающиеся к гнейсовидности пород под углом около 45° в ту и другую стороны, а местами почти под прямым углом. Химические анализы (см. табл. 34, ан. 188, 189) свидетельствуют о полной идентичности составов нормального и милонитизированного нефелиновых сиенитов.

В приконтактной зоне северной части фойяитовой интрузии присутствуют среднезернистые эгириин-амфиболовые нефелиновые сиениты. Они четко трахитоидны, прослеживаются вкрест простириания около 250 м и содержат в себе ксенолиты мелкозернистых амфибол-эгирииновых нефелиновых сиенитов. Трахитоидность породы падает то более или менее круто, то располагается почти горизонтально, то образует складочки. Граница этой породы с крупнозернистым хибинитоподобным эгириин-амфиболовым фойяитом четкая, но без признаков интрузивного контакта. Падает она к центру массива под углом 75° . Трахитоидность пород у границы параллельна ей, что особенно четко выражено со стороны среднезернистого нефелинового сиенита. Среднезернистый эгириин-амфиболовый нефелиновый сиенит, вероятно, является приконтактной фацией фойяитов, о чем свидетельствуют его внешнее сходство, аналогичный минеральный состав, уменьшение крупности зерна и наличие в нем многочисленных ксенолитов мелкозернистых нефелиновых сиенитов, отсутствующих в других породах. В северной части эти среднезернистые нефелиновые сиениты

постепенно сменяются крупнозернистым эгирин-амфиболовым фойяитом.

Обращает на себя внимание присутствие не только в зоне контакта, но и в центральной части массива в среднезернистых четко трахитоидных амфиболовых фойяитах ксенолитов роговиковых пород местами с мелкой сульфидной вкрапленностью, а также мелкозернистых гнейсовидных нефелиновых сиенитов, аналогичных породам краевой зоны фойяитового интрузива, местами содержащих ксенолиты роговиков.

Взаимоотношение интрузии фойяитов с вмещающими породами. Фойяиты в северной и северо-западной частях контактируют с неравнозернистыми нефелиновыми сиенитами, в западной и южной — с рисчорритами и породами краевой зоны, на юго-востоке — с ийолит-уртитовыми породами и трахитоидными хибинитами.

Установление контакта между фойяитами и неравнозернистыми нефелиновыми сиенитами представляет определенные трудности из-за отсутствия макроскопически резкого различия между породами. Немногочисленные данные свидетельствуют о несколько раннем возникновении неравнозернистых нефелиновых сиенитов. Так, контакт между фойяитами и среднезернистыми эгириновыми нефелиновыми сиенитами на Умбозерском перевале, падая к центру массива под углом 30° , пересекает слабо выраженную трахитоидность среднезернистого эгиринового нефелинового сиенита, который к тому же пересекается ветвящейся жилой фойяита. В другом обнажении контакт, подчеркиваясь пегматитом, падает под углом около 25° на ЮЗ 240° , т. е. в обратную сторону (от центра массива). На Кукисумчорре неравнозернистые нефелиновые сиениты пересекаются жилами крупнозернистых фойяитов от 1 до 15—20 см. Местами (гора Северный Суолуй) контакт между фойяитами и неравнозернистыми нефелиновыми сиенитами подчеркивается жилкой (5—10 см) мелкозернистого нефелинового сиенита. В амфиболовых фойяитах с лепидомеланом (верховье р. Мальвайтайок) в зоне контакта с неравнозернистыми нефелиновыми сиенитами обнаружен ксенолит крупнозернистых амфиболовых нефелиновых сиенитов (0.7×1.0 м в поперечнике).

На более позднее возникновение фойяитов указывает также наличие около северного контакта с неравнозернистыми нефелиновыми сиенитами краевых разновидностей фойяитов, аналогичных располагающимся в контакте с заведомо более ранними рисчорритами.

Фойяиты по отношению к рисчорритам считались то более молодыми (Куплетский до 1932; Воробьева, 1932; Елисеев и др., 1939), то более древними (Куплетский, 1937). Автор (Галахов, 1959) ранее склонялся к признанию более позднего образования рисчорритов, отмечая в то же время наличие фактов, противоречащих этому. Дополнительные исследования подтвердили более позднее в сравнении с рисчорритами образование фойяитов (Галахов, 1968б).

Фойяиты на горе Рисчорр имеют с рисчорритами резкий неровный контакт, около которого в зоне 20—30 см становятся более мелкозернистыми. Трахитоидность фойяитов в вертикальных стенках обнажений в некотором удалении от контакта располагается под углом к нему, тогда как в непосредственном контакте, в очень узкой зоне, измеряемой первыми сантиметрами, повторяет даже мелкие неровности его. Местами этот контакт подчеркивается скоплением темноцветных минералов. От фойяитов в рисчорриты отходят апофизы — пологопадающие и крутые жилы и жилки. В рисчорритах в зоне контакта с фойяитами располагаются крутоопадающие жилы как неравномернозернистых (местами полосчатых) нефелиновых сиенитов мощностью до 10 м, так и типичных фойяитов мощностью до 40 м в нижней части стенки ущелья и резко уменьшающейся в верху ее (рис. 8). Эти тела фойяитов имеют обычно неровные, по-разному падающие контакты: восточные — под углом 25 — 30° к центру массива, западные — более неровные, крутые, с отклонениями в падении в ту и

другую стороны. Такая конфигурация жильных тел фойяитов, вероятно, обусловлена внедрением их в по-разному ориентированные и по-разному открывающиеся трещины в рисчорритах при неодинаковом смещении по ним блоков рисчорритов, как это показано на рис. 9. При смещении их по крутым трещинам раскрывались пологопадающие трещины и внедрившиеся в них фойяиты образовывали на определенном участке тела, имеющие один крутой, другой пологий контакты (рис. 9, б). При перемещении по пологим трещинам раскрывались и заполнялись магматическим

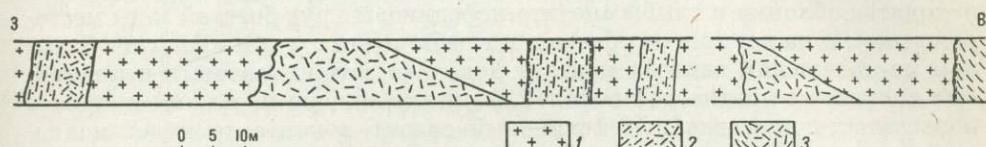


Рис. 8. Схема взаимоотношения пород в ущелье Рисчорр.

1 — массивный рисчоррит неполнокольцевого тела; 2 — среднезернистый, неравномернозернистый, местами полосчатый нефелиновый сиенит; 3 — среднезернистый фойяит.

расплавом крутопадающие трещины, что приводило к возникновению крутопадающих тел (рис. 9, б).

На Эвесплогорре фойяиты также имеют резкий контакт с рисчорритами, около которого они также более мелкозернисты и имеют четкую, параллельную контакту трахитоидность. Нередко в фойяитах присутствуют ксенолиты рисчорритов (см. рис. 2). Мелкие ксенолиты их обнаружены в фойяитах в зоне контакта с рисчорритами на Рисчорре. Фойяиты около ксенолита рисчорритов на Каскасньюоначорре в зоне мощностью 10—20 см становятся более мелкозернистыми, местами с неспокойной трахитоид-

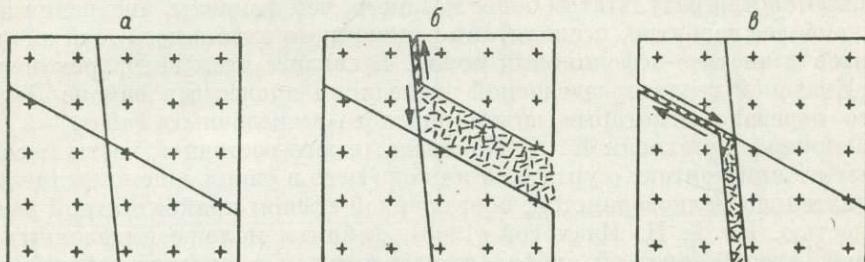


Рис. 9. Схема (в вертикальном срезе) образования круто- и пологопадающих интрузивных тел, подобных изображенным на рис. 8.

а — пересекающиеся трещины в рисчорритах; б — образование пологих интрузий; в — образование крутых интрузий. Условные обозначения те же, что и на рис. 7.

ностью. Причем образующие ее листы полевого шпата изогнуты и нередко раздроблены. Среднезернистые четко трахитоидные фойяиты около ксенолита рисчоррита на горе Лявочорр обладают мелкой складчатостью. Здесь же в фойяиты заключен прямоугольный ксенолит рисчорритов, контакт с которым подчеркнут скоплением темноцветных минералов (Галахов, 1972). Этот ксенолит рассекается тоненькой (около 1.5 см) жилочкой фойяита. Крупный (80 × 100 м) ксенолит рисчорритов встречен в фойяитах несколько севернее. В северо-восточной части Хибин фойяиты в контакте с крупным ксенолитом рисчоррита обладают гнейсовидностью, которая в 3-сантиметровой зоне контакта повторяет его неровности. От фойяита в рисчорриты под острым углом отходит тоненькая жилка. О позднем возникновении гнейсовидного фойяита свидетельствует также встреченный в них ксенолит рисчоррита (40 × 30 см в сечении) (Галахов, 1972).

Данные о взаимоотношении фойяитов с ийолит-урититами и апатито-нефелиновыми породами скучны. Ийолит-урититы в поле развития фойяи-

тов автором встречены в виде обломков и крупных глыб по нескольку кубических метров. Один из участков скоплений таких обломков расположен на восточном склоне Кукисумчорра, к северо-востоку от его центрального плато на расстоянии 7–8 км от ближайших выходов ийолитов Кукисумчорра и Куэльпора. Глыбы присутствуют на протяжении километра. Здесь же в фойяитах встречен ксенолит рисчоррита. Другой участок распространения обломков и глыб ийолитов и апатито-нефелиновых пород расположен в 4 км к северу от Кукисумчоррского апатито-нефелинового месторождения (Галахов, 1972). Причем на западе участка находятся обломки и глыбы апатито-нефелиновых руд богатой зоны месторождения, а на востоке — обломки и глыбы бедных руд и ийолитов. В одном из обнажений замечен контакт довольно меланократовых нефелиновых сиенитов с апатитовой породой. Контакт неровный, резкий и срезает полосчатость последней. Нефелиновый сиенит в контакте имеет мелко-зернистую меланократовую зону мощностью 1–2 см. Вероятно, апатитовая порода возникла раньше нефелинового сиенита (фойяита?). В глыбе наблюдался неровный, четкий контакт фойяита, по-видимому, с ксенолитом ийолита, отличающегося от распространенных здесь обломков ийолита большей зернистостью и заметным количеством желтого сфена.

Можно думать, что присутствие здесь обломков и глыб ийолитов и апатито-нефелиновых пород обязано ледниковой деятельности. Правда, ею трудно объяснить локализацию обломков этих пород на ограниченном участке. Некоторые трудности для такого предположения представляют рельеф местности и хрупкость апатито-нефелиновых пород. Несколько странным кажется и отсутствие здесь обломков сферовых пород верхней контактной зоны рудного тела и пород кровли — рисчорритов. Можно также предполагать, что обломки и глыбы этих пород находятся *in situ* и являются или результатом более позднего, чем фойяиты, внедрения или, что наиболее вероятно, ксенолитами взломанного глубинного тела ийолит-урититов и апатито-нефелиновых пород. В связи с этим автор рекомендовал Кольской геологоразведочной экспедиции провести в районе Лопарского перевала некоторый объем поисково-разведочных работ.

Фойяиты, по словам Е. А. Каменева, в юго-восточной части массива имеют резкий контакт с уртилитами и около него в узкой зоне представлены сравнительно мелкозернистой, обогащенной сферон приконтактной разновидностью. По Т. Н. Ивановой (1963), фойяиты моложе выделенных ею первой, второй, третьей субфаз ийолит-урититов и апатито-нефелиновых пород. В то же время трахитоидные полевошпатовые ийолиты четвертой и ювиты пятой субфаз она гипотетически относит к породам более молодым, чем фойяиты.

Более позднее в сравнении с трахитоидными хибинитами образование фойяитов доказывалось Н. А. Елисеевым косвенно, через взаимоотношения с рисчорритами. Нами на Коашкаре наблюдался непосредственный неровный интрузивный контакт фойяитов с трахитоидными хибинитами, свидетельствующий о более позднем в сравнении с трахитоидными хибинитами образовании фойяитов (Галахов, 1961). Здесь трахитоидность хибинита пересекается плоскостью контакта, в то время как трахитоидность фойяита располагается согласно с ней, повторяя ее неровности. Здесь же в фойяитах присутствует ксенолит мезократового крупнозернистого хибинита (0.9×2.0 м в сечении), а крупнозернистые трахитоидные хибиниты пересекаются жилой трахитоидного фойяита мощностью около 30 см.

По Б. М. Куплетскому (1937), контакты фойяитов с хибинитами интрузивные. По данным Л. С. Бородина, контакты между этими породами свидетельствуют о более молодом возрасте фойяита. Т. Н. Иванова (1963), С. И. Зак, Е. А. Каменев (1964) и др. считают фойяиты более молодыми породами, чем трахитоидные хибиниты.

Таблица 14
Характеристика жил нефелиновых сиенитов, залегающих в фойяитах

Жильные нефелиновые сиениты	Зернистость пород	Мощность	Залегание (падение)	Характеристика контактов	Вмещающие фойяиты
Амфиболовые	Мелко-, иногда средне- и неравномернозернистые	От 3—10 см до 3,5—12 м	Обычно крутое (70—80° до 90°) к центру и периферии массива	Резкие прямолинейные волнистые и очень неровные, трахитоидность и гнейсовидность пород параллельны контактам. В жилах встречаются ксенолиты фойяитов	Породы периферической части интрузий и их разновидности до среднезернистых четко трахитоидных амфиболовых и крупнозернистых амфиболовых фойяитов с лепидомеланом
Эгириин-амфиболовые	Среднезернистые	От 10 см до 20 м	Падение 55—35° до 18° к периферии массива	Резкие, местами неровные, как секущие трахитоидность фойяитов, так и согласные с ней	Среднезернистые четко трахитоидные амфиболовые и крупнозернистые амфиболовые фойяиты с лепидомеланом
Амфибол-эгирииновые, нередко с энгматитом	Средне-, местами неравномернозернистые	От нескольких сантиметров до 12 м	Крутое (то к периферии, то к центру массива) до вертикального	Четкие, местами криволинейные. Породы около контакта обогащены темноцветными минералами и имеют параллельную ему гнейсовидность	Крупнозернистые хибинитоподобные эгириин-амфиболовые и крупнозернистые амфиболовые фойяиты с лепидомеланом
Эгирииновые	Мелкозернистые	30—35 см, изредка 6—15 м	Пологое от 0 до 15° к периферии массива	В ряде жил нижний контакт четкий прямолинейный, верхний с апофизами, отходящими под острым углом по восстанию жилы. Жилы пересекают трахитоидность фойяитов, а трахитоидность жильной породы располагается параллельно контактам	Крупнозернистые амфиболовые с эгириином, среднезернистые четко трахитоидные амфиболовые, крупнозернистые амфиболовые с лепидомеланом
Слюдяно-амфиболовые	То же	Одна из жил 8 м	Падение 65—80° к центральной части массива. В плане согласны со структурой интрузии	Контакты четкие, местами неровные. Трахитоидность жильных пород повторяет неровности контактов. В жилах встречаются ксенолиты фойяитов	Крупнозернистые амфиболовые с эгирииновыми фойяитами
Слюдяные	« »	От 15—95 см до 25 м	Падают под углом 50—55° и круче как к центру, так и к периферии массива	Контакты четкие, местами волнистые, трахитоидность жил располагается параллельно контактам и огибает ксенолиты фойяитов	Крупнозернистые лепидомелан-широксеновые с амфиболовыми и широксеновыми фойяитами

Взаимоотношения с порфировидными перекристаллизованными слюдяными и роговообманково-эгириин-слюдяными нефелиновыми сиенитами, наблюдавшиеся на Эвеслогчорре, свидетельствуют в пользу более позднего формирования фойяитов. Здесь среднезернистые трахитоидные фойяиты имеют четкий контакт с отмеченными породами и в 1,3 м от него сменяются неоднородными фойяитами, состоящими из среднезернистых лейко-кратовых и более мелкозернистых мезократовых полос. Они у контакта, в зоне около 30 см, приобретают четкую, параллельную ему трахитоидность, падающую к центру массива под углом около 60° . Порфировидный нефелиновый сиенит с приближением к контакту видимых изменений не испытывает, а его трахитоидность ориентирована под углом к контакту и согласной ему становится лишь у самого контакта.

Таким образом, геологические взаимоотношения пород свидетельствуют, что интрузии неравнозернистых нефелиновых сиенитов и фойяитов являются более поздними в сравнении с интрузией рисчорритов—ийолит-уртилов—апатито-нефелиновых пород, а фойяиты образовались несколько позднее неравнозернистых нефелиновых сиенитов. Причем пироксеновые фойяиты возникли в заключительную субфазу формирования фойяитовой интрузии.

С. И. Зак вслед за Ули-женем выделил неравнозернистые нефелиновые сиениты в самостоятельную, более раннюю, чем фойяиты, интрузию на том основании, что между этими породами помимо постепенных переходов, обусловленных процессами альбитизации, наблюдаются и резкие контакты, фойяиты около которых становятся мелкозернистыми и четко трахитоидными; неравнозернистые нефелиновые сиениты обладают крупнозернистым сложением и массивной текстурой, не характерными для пород краевой фации. Краевая фация фойяитов около ксенолитов кровли на Лопарском перевале не похожа на неравнозернистые нефелиновые сиениты. По С. И. Заку, интрузия неравнозернистых нефелиновых сиенитов является кольцевой, контакты которой, судя по положению трахитоидности фойяитов, падают к центру массива под углом $65-75^{\circ}$, так же как и контакт с рисчорритами (угол $65-90^{\circ}$) и ийолит-уртитами (угол $65-70^{\circ}$).

Жильная фация фойяитов. Фойяиты в ряде мест рассечены жилами нефелиновых сиенитов: эгириновых, амфибол-эгириновых, эгириин-амфиболовых, амфиболовых, слюдяно-амфиболовых и слюдяных, охарактеризованных в табл. 14.

Привлекает внимание отмеченная таблицей последовательность в размещении жил разновидностей нефелиновых сиенитов от периферии к центральной части массива. Причем сферы их распределения обычно накладываются друг на друга.

Петрографическая характеристика пород интрузий

Различия текстуры и минерального состава неравнозернистых нефелиновых сиенитов и фойяитов позволили выделить среди них ряд разновидностей (табл. 15). Их качественный минеральный состав иллюстрируется табл. 16—23 и сведен на диаграмму (рис. 10, вкладка).

К-На полевой шпат является главным породообразующим минералом. Он присутствует в виде таблиц, в разной степени пертитизированных, замутненных и местами альбитизированных с краев, а в крупнозернистом эгириновом с амфиболом нефелиновом сиените в виде неправильных выделений между кристаллами нефелина, местами включающих их. В крупнозернистых энгматит-амфиболовых нефелиновых сиенитах и крупнозернистых амфиболовых фойяитах с эгирином он имеет микроклиновую решетку. Для среднезернистых четко трахитоидных амфиболовых и пироксеновых фойяитов характерен жилковатый пертит. Причем полевой шпат пироксеновых фойяитов выделяется слабой степенью пер-

Таблица 15

Петрографическая характеристика неравнозернистых нефелиновых сиенитов и фойяитов

Разновидности

Макроскопический облик и минеральный состав пород

Неравнозернистые нефелиновые сиениты

Крупнозернистые энгматит-амфиболовые	Массивные светло-серые крупнозернистые, местами среднезернистые породы, состоящие из K-Na полевого шпата, нефелина, энгматита, щелочного амфибола (см. табл. 16)
Среднезернистые эгириновые	Массивные серого цвета средне-, местами сравнительно мелко- и неравномернозернистые породы, состоящие из K-Na полевого шпата, нефелина, эгирина, в небольших количествах присутствуют рудный минерал, эвдиалит и коричневый сфеен
Среднезернистые амфибол-эгириновые	Массивные зеленовато-серые породы, состоящие из K-Na полевого шпата (часто неоднородно окрашенного), нефелина, эгирина, щелочного амфибола, небольшого количества желтого и желтовато-коричневого сфеена, местами — эвдиалита, астрофиллита и рудного минерала (см. табл. 17)
Мелкозернистые амфибол-эгириновые	Массивная зеленовато-серая порода, состоящая из K-Na полевого шпата, нефелина, эгирина и щелочного амфибола
Крупнозернистые эгириновые с амфиболом	Массивная крупнозернистая порода, состоящая из K-Na полевого шпата, эгирина, щелочного амфибола, энгматита, сфеена, местами эвдиалита
Крупнозернистые амфибол-эгириновые	Массивные с пойкилитовой структурой породы, состоящие из K-Na полевого шпата, нефелина, эгирина, щелочного амфибола, лампрофиллита, эвдиалита и рудного минерала
Фойяиты	
Крупнозернистые амфиболовые с лепидомеланом	Крупнозернистые трахитоидные или массивные, иногда неравномернозернистые, светло-серого или серовато-белого цвета породы, состоящие из полевого шпата, местами деформированного, нефелина, щелочного амфибола и эгирина с примесью листочеков лепидомелана. Аксессорные — эвколит, желтовато-коричневый сфеен и очень редко лампрофиллит (см. табл. 18).
Среднезернистые четко трахитоидные амфиболовые	Серовато-белые и светло-серые породы с четко выраженной трахитоидной структурой породы, состоящие из K-Na полевого шпата, нефелина, щелочного амфибола, содалита; аксессорных сфеена, астрофиллита, рудного минерала (см. табл. 19).
Крупнозернистые амфиболовые с эгирином	Серовато-белые массивные и трахитоидные породы, состоящие из K-Na полевого шпата, нефелина, щелочного амфибола, эгирина, небольшого количества содалита, коричневато- и зеленовато-желтого сфеена, эвдиалита, астрофиллита (см. табл. 20).
Крупнозернистые амфибол-эгириновые	Серые до темно-серых массивные и трахитоидные нефелиновые сиениты, в составе которых главные породообразующие K-Na полевой шпат, нефелин, эгирин, щелочного амфибол и аксессорные содалит, сфеен, лампрофиллит (см. табл. 21).
Крупнозернистые лепидомелан-пироксеновые с амфиболом	Светло-серые массивные и трахитоидные нефелиновые сиениты, состоящие из K-Na полевого шпата, нефелина, эгирина, эгирин-авгита, лепидомелана; в небольших количествах содержат содалит, сфеен, эвдиалит (см. табл. 22).
Среднезернистые эгирин-амфиболовые	Желтовато-серые трахитоидные и массивные породы, состоящие из K-Na полевого шпата — 64.5% (63.1—65.3%), нефелина — 22.6% (20.9—23.7%), щелочного амфибола, эгирина и лепидомелана — 11.5% (10.0—12.6%), сфеена, апатита — 0.4% (0.3—0.5%), вторичных кинкинита, содалита, натролита — 1.0% (0.5—1.6%)

Таблица 15 (продолжение)

Разновидности	Макроскопический облик и минеральный состав пород
Среднезернистые амфиболовые	Светло-серые массивные, реже трахитоидные нефелиновые сиениты, состоящие из K-Na полевого шпата, нефелина, щелочного амфибала
Крупнозернистые хибинитоподобные эгирино-амфиболовые	Похожие на хибиниты, обычно трахитоидные породы с характерным тонкопризматическим, часто радиально-лучистым эгирином на плоскостях спайности и гранях таблиц полевого шпата. Местами трахитоидность особенно четкая. Состоит из K-Na полевого шпата (56.9—57.5%), нефелина (29.0—27.0%), щелочного амфибала и эгирина (12.6—14.3%), эвдиалита (0.6—0.4%), сфена (0.1%), местами зернышек ринколита, лопарита и содалита (0.8—0.9%)
Крупнозернистые эгирино-амфиболовые	Серые массивные и трахитоидные породы, состоящие из K-Na полевого шпата, нефелина, щелочного амфибала и эгирина. Аксессорные минералы: астрофиллит, сфин, эвдиалит, рудный минерал, лампрофиллит, ринколит, содалит, натролит
Пироксеновые	Крупнозернистые до мелкозернистых серые и розовато-серые пойкилитовые массивные, реже трахитоидные нефелиновые сиениты, состоящие из K-Na полевого шпата, нефелина, пироксена, желтовато-бурого сфена. В незначительных количествах присутствуют лепидомелан, рудный минерал, апатит, циркон (?), изредка астрофиллит, рамзант. Содержатся в породе содалит, канкрицит, натролит (см. табл. 23)

Таблица 16
Количественный минеральный состав энгматит-амфиболовых нефелиновых сиенитов (в об. %)

Номер образца	Полевой шпат	Нефелин	Энгматит, щелочной амфибол	Содалит	Аксессорные минералы
36	50.73	35.07	12.99	0.35	0.86
37	51.16	38.62	8.58	1.38	0.26
38	57.34	32.43	8.07	1.79	0.37
39	52.88	33.49	12.81	0.30	0.52
40	44.21	43.40	11.28	0.43	0.68
41	62.99	28.49	7.38	1.14	—
42	59.54	28.98	10.08	1.05	0.35
Среднее	54.1	34.4	10.2	0.9	0.4

Таблица 17
Количественный минеральный состав среднезернистых амфибол-эгириновых нефелиновых сиенитов (в об. %)

Номер образца	Полевой шпат	Нефелин	Эгирин, щелочной амфибол	Содалит	Аксессорные минералы
43	52.58	32.03	13.78	1.41	0.20
44-1	61.91	27.00	9.96	1.01	0.42
349п-1	59.3	32.2	7.4	0.9	0.2
349п-2	57.4	32.8	8.5	1.1	0.2
349п-3	51.9	33.9	13.7	0.3	0.2
45	47.33	41.07	11.02	0.58	—
46	45.22	44.13	10.28	0.20	0.17
47	50.19	38.56	11.14	0.11	—
48	49.07	39.66	10.60	0.47	0.20
Среднее	52.8	35.7	10.7	0.7	0.4

Таблица 18
Количественный минеральный состав крупнозернистых амфиболовых
фойяитов с лепидомеланом (в об.%)

Номер образца	Полевой шпат	Нефелин	Щелочной амфибол, эгирин, лепидомелан	Содалит	Второстепенные и акцессорные минералы (сфен, эвдиаллит, астрофиллит)
24	59.00	28.06	12.84	—	0.13
22	55.57	25.84	17.56	1.06	—
21	53.44	33.96	10.86	—	1.74
20	59.40	33.39	5.56	0.25	1.40
19	62.13	27.43	9.04	0.69	0.71
18	64.99	24.57	9.00	0.87	0.57
17	54.94	32.85	11.80	0.08	0.33
16	52.73	33.35	12.42	0.08	1.42
15	60.40	24.67	14.67	0.26	—
13	57.89	27.04	13.61	0.83	0.63
12	58.44	30.39	10.65	0.35	0.17
308	55.90	31.10	9.40	1.80	1.80
52	59.48	29.42	9.51	—	1.59
70	58.20	29.49	9.97	1.99	0.35
72	57.87	32.08	7.09	1.79	1.17
73	59.90	25.52	11.37	2.66	0.55
74	62.04	25.67	9.73	2.30	0.26
75	54.96	29.72	12.09	1.86	1.37
76	51.48	34.44	13.39	0.23	0.46
77	56.97	33.20	9.13	0.70	—
79	59.62	31.58	7.31	0.65	0.84
80	64.75	24.24	9.58	0.48	0.95
Среднее	58.2	29.5	10.7	0.9	0.7

Таблица 19
Количественный минеральный состав среднезернистых четко трахитоидных
амфиболовых фойяитов (в об.%)

Номер образца	Полевой шпат	Нефелин	Щелочной амфибол	Содалит	Второстепенные и акцессорные минералы (сфен, астрофиллит, рудный)
104	63.43	21.40	7.93	6.36	0.88
105	53.39	36.19	8.96	1.24	0.22
106	61.06	25.92	12.16	0.58	0.28
106-3	63.04	22.96	5.60	8.20	0.20
107-1	57.70	31.50	8.30	1.00	1.50
108	61.88	30.71	6.63	0.69	0.09
109	59.59	32.02	7.91	0.19	0.29
110	59.50	29.00	9.90	0.70	0.90
111	57.47	29.39	12.29	0.85	—
112	46.58	36.43	15.17	0.75	1.07
1124	59.53	33.44	6.83	—	0.50
113	57.09	30.55	9.42	1.83	1.11
114	57.80	31.84	9.10	0.06	1.20
115	65.35	23.46	7.98	3.42	0.09
116	54.87	39.82	5.11	—	0.20
117	56.40	29.63	10.58	1.73	1.66
118	56.00	30.70	13.00	0.30	—
119	56.14	29.40	12.36	1.27	0.83
390п-1	58.0	26.2	14.4	0.8	0.6
390п-2	43.1	44.1	10.0	2.1	0.7
390п-3	55.5	30.7	12.8	0.2	0.8
Среднее	62.1	26.0	9.8	1.5	0.6

Таблица 20

Количественный минеральный состав крупнозернистых амфиболовых фойяитов с эгирином (в об.%)

Номер образца	Полевой шпат	Нефелин	Щелочной амфибол, эгирин	Содалит	Второстепенные и акцессорные минералы (сфен, эвдиалит, астрофиллит)
26-1	51.56	27.70	16.36	1.10	3.28
27	46.28	38.08	14.80	0.62	0.22
28	56.44	26.93	16.06	0.23	0.34
29	53.71	33.05	12.82	0.26	0.16
31	47.74	33.30	17.42	0.77	0.77
32	54.56	27.97	14.25	2.88	0.34
33	48.42	32.21	18.04	0.76	0.57
82	39.18	48.89	11.68	0.25	—
83	49.85	32.33	16.50	0.22	1.10
125	52.77	32.64	13.59	—	1.00
126	61.89	29.28	7.02	0.09	1.72
128	57.48	30.65	10.79	0.90	0.18
129	60.57	29.44	9.48	0.35	0.16
130	55.93	31.23	12.61	0.03	0.20
132	55.28	30.89	13.71	—	0.12
Среднее	52.78	32.31	13.67	0.56	0.67

Таблица 21

Количественный минеральный состав крупнозернистых амфибол-эгириновых фойяитов (в об.%)

Номер образца	Полевой шпат	Нефелин	Эгирин, щелочная амфибол	Содалит	Акцессорные минералы (сфен, лампрофиллит)
93	57.35	33.36	0.51	8.61	0.17
94	59.75	30.89	0.03	9.03	0.30
95	56.60	34.15	0.10	8.80	0.35
96	46.81	39.22	0.27	12.93	0.77
97	53.97	39.29	0.39	5.59	0.76
98	46.48	45.44	1.04	7.04	—
364п-1	56.6	35.5	0.6	7.0	0.3
364п-2	48.3	37.8	0.8	12.2	0.9
364п-3	52.1	37.0	1.7	8.8	0.4
Среднее	53.0	37.0	0.6	9.0	0.4

тилизации и образует неправильные выделения с пойкилитовыми вростками нефелина. В этих разновидностях фойяитов полевой шпат имеет следы деформации, которые наиболее интенсивно проявлены в среднезернистых четко трахитоидных амфиболовых фойяитах. Полевой шпат включает иголочки, призмочки и зернышки эгирина, местами в эгирин-амфиболовых нефелиновых сиенитах и, как правило, в фойяитах — изометричные, в разной степени корродированные зернышки нефелина. В неравнозернистых нефелиновых сиенитах полевой шпат включает призмочки сдвойникованного альбита. Примечательно, что для южной полосы крупнозернистых амфибол-эгириновых нефелиновых сиенитов характерны включения призмочек сдвойникованного альбита, а для северного бока ее — главным образом нефелина, т. е. натрового минерала, но в одном случае насыщенного SiO_2 минерала — альбита, а в другом — недосыщенного SiO_2 минерала — нефелина.

Таблица 22

Количественный минеральный состав крупнозернистых лепидомелан-пироксеновых фойяитов с амфиболом (в об.%)

Номер образца	Полевой шпат	Нефелин	Эгириин, эгириин-авгит (лепидомелан)	Содалит	Второстепенные и акцессорные минералы (сфен, эвдиалит)
60	60.03	21.75	16.57	1.65	—
61	56.69	27.19	13.66	1.21	1.25
62	59.94	26.40	11.79	0.45	1.42
63	61.00	28.81	8.35	1.14	0.70
64	58.11	29.21	9.52	0.83	2.33
65	62.99	27.64	8.31	0.18	0.88
67	59.25	29.70	9.29	—	1.76
68	60.04	26.90	10.80	0.89	1.37
69	62.70	27.95	6.23	2.85	0.27
Среднее	60.1	27.3	10.5	1.0	1.1

Таблица 23

Количественный минеральный состав пироксеновых фойяитов (в об.%)

Номер образца	Калинатроп- ый полевой шпат	Нефелин	Эгириин-авгит, эгириин	Содалит	Акцессорные минералы (сфен, рудный минерал)
1	57.37	37.62	8.49	0.16	0.36
II-3	62.00	31.00	6.80	0.40	0.10
3	62.82	29.35	6.40	1.28	0.15
9	51.33	37.13	11.06	0.15	0.33
10	56.61	36.44	6.80	—	0.45
Среднее	57.2	34.3	7.9	0.4	0.2

В полевом шпата фойяитов иногда включены кристаллики апатита и очень редко — сфена. О направленном изменении состава полевого шпата в интрузии фойяитов свидетельствует возрастание показателей преломления минерала от периферии к центральной части интрузии:

	Ng	Nm	Np
Крупнозернистые эгириин-амфиболовые . . .	1.524	1.521	1.517
Среднезернистые четко трахитоидные амфиболовые	1.525	1.523	1.518
Крупнозернистые амфибол-эгириновые . . .	1.528	1.527	1.522
Пироксеновые	1.539	1.538	1.533

Альбит присутствует в породах в виде нескольких генераций: мелких, иногда катализированных сдвойниками призмочек, включенных в К-На полевой шпат, вrostков перитита распада, более позднего альбита в перититах замещения и в виде каемок (местами шахматной структуры) вокруг К-На полевого шпата.

Нефелин, являясь главным породообразующим минералом, образует кристаллы разных размеров, более или менее идиоморфных, реже неправильных (в среднезернистых амфибол-эгириновых нефелиновых сиенитах).

Включения в нефелине обычно представлены иголочками и призмочками эгирина, от значительного содержания которых кристаллы нефелина

в шлифах иногда (в среднезернистых эгириновых нефелиновых сиенитах) становятся серыми. Иголочки эгирина в нефелине распределены то беспорядочно, местами образуя скопления в центральной части кристаллов, то правильными шестиугольными зонами. Иногда (в нефелине пироксеновых фойяитов) иголочки эгирина отсутствуют, зато местами имеются включения мелких округлых зернышек эгирина и (как и в среднезернистых амфибол-эгириновых нефелиновых сиенитах) цепочки пузырькообразных включений. Местами (в крупнозернистых энгматит-амфиболовых нефелиновых сиенитах) крупные кристаллы нефелина имеют волнистое уединение, а в пироксеновых фойяитах он слабо двуосный.

Крупные кристаллы нефелина с включениями мелких призмочек эгирина и идиоморфных кристалликов полевого шпата характерны для крупнозернистых хибинитоподобных эгирин-амфиболовых фойяитов, имеются они и в крупнозернистых эгирин-амфиболовых фойяитах и в сравнительно небольших количествах — в крупнозернистых амфиболовых фойяитах с эгирином. Многие разновидности фойяитов содержат крупные, местами трециноватые кристаллы нефелина, включающие, кроме зернышек и призмочек эгирина, мелкие выделения цеолита и, по-видимому, содалита, местами точечные включения непрозрачного минерала. Часть нефелина, таким образом, сильно испещрена включениями и местами трециновата. Присутствие такого нефелина наряду с более мелкими сравнительно чистыми и более идиоморфными его кристаллами свидетельствует о наличии двух генераций нефелина.

Эгириин обычно является главным темноцветным минералом неравнозернистых нефелиновых сиенитов и играет меньшую роль в фойяитах, присутствуя главным образом в разновидностях периферической части интрузии. Он образует более или менее крупные призматические и неправильные выделения между другими минералами, а также мелкопризматические, местами спутанно волокнистые агрегаты, развивающиеся по ранее существовавшим выделениям эгирина вплоть до образования по ним полных псевдоморфоз. Скопления мелких призмочек эгирина наблюдаются вокруг энгматита на границе с полевым шпатом. Призмочки эгирина участвуют в строении коронитов вокруг лампрофиллита. Эгириин местами слагает периферические части зональных выделений пироксена, центральные части которых представлены эгирин-авгитом. В фойяитах, как правило в ассоциации и срастании с эгирином, располагается амфибол, иногда с лепидомеланом.

На границах между кристаллами нефелина наблюдаются призмочки эгирина более крупные, чем включения его в нефелине. Причем краевые части этих кристаллов нефелина свободны от мелких включений эгирина. Это явление, вероятно, является следствием собирательной перекристаллизации мелких иголочек эгирина.

Эгириин-авгит присутствует в большинстве разновидностей неравнозернистых нефелиновых сиенитов, в крупнозернистых лепидомелан-пироксеновых фойяитах с амфиболовым, а в пироксеновых фойяитах является главным темноцветным минералом. Он образует более или менее идиоморфные призматические и неправильные выделения, слагает центральные части зональных образований.

Щелочная амфибол в неравнозернистых нефелиновых сиенитах присутствует в качестве второстепенного минерала, играя роль главного темноцветного минерала только в их крупнозернистой энгматит-амфиболовой разновидности. Зато главным темноцветным минералом арфведсонит является почти во всех фойяитах, кроме крупнозернистых лепидомелан-пироксеновых с амфиболовым и пироксеновыми фойяитами, в которых он — второстепенный минерал. Щелочной амфибол образует неправильные выделения и их скопления, самостоятельные или чаще в ассоциации с замещаемым им пироксеном. Крупные выделения амфиболова зональные. Центральная часть их представлена гастингситом, а перифе-

рическая — арфведсонитом. Арфведсонит содержит массу мелких включений апатита, флюорита, сфена, мелких прозрачных зернышек анизотропного и изотропного минералов, реже рудного минерала и чешуек лепидомелана. Щелочной амфибол из среднезернистых четко трахитоидных амфиболовых фойяитов имеет: $\text{Ng}=1.703$, $\text{Nm}=1.695$, $\text{Nr}=1.690$, $\text{Ng}-\text{Nr}=-0.013$, $c : \text{Nr}=17^\circ$; плеохроизм по Nr — темно-зеленый, по Ng — светло-коричневый; химический состав его (табл. 24) свидетельствует о принадлежности арфведсониту, на это же указывает и рентгенограмма его, снятая в лаборатории Геологического института Кольского филиала АН СССР.

Энigmatит в неравнозернистых нефелиновых сиенитах является второстепенным темноцветным минералом, лишь в крупнозернистых энigmatит-амфиболовых нефелиновых сиенитах это второй по содержанию темноцветный минерал. Он образует обычно неправильные выделения, участвует в образовании коронитов, слагая в них центральные части, вокруг которых располагается агрегат призмочек эгирина то со сференом, то с лампрофиллитом, местами вокруг размещается ассоциация эгирина, астрофиллита и лепидомелана. На границе энigmatита с K-Na полевым шпатом располагаются скопления мелких призмочек эгирина.

Сфен в породах присутствует в качестве акцессорного минерала. Он образует более или менее крупные идиоморфные кристаллы и неправильные выделения, а также мелкозернистые, тонкозернистые и волокнистые агрегаты. Мелкозернистые агрегаты возникли вследствие катаракла монолитных кристаллов и последующей перекристаллизации их. Смена отмеченных морфологических разновидностей происходит от периферии к центральной части интрузии. Местами тонкие призмочки и волокна сфена имеют веерообразное и спиралевидное расположение. Сфен обычно присутствует в ассоциации с призмочками эгирина и лампрофиллита, в которых, располагаясь вокруг рудного минерала, в свою очередь окружается лампрофиллитом. В сфене встречаются включения зерен рудного минерала и апатита. В свою очередь мелкие идиоморфные кристаллики сфена в виде включений были замечены в K-Na полевом шпата.

Лампрофиллит в неравнозернистых нефелиновых сиенитах образует призмочки, листочки, пластиночки, их скопления и неправильные выделения между другими минералами. Располагается он в ассоциации со сфеном и эгирином. Местами замечено, что лампрофиллит развивается по сферену и участвует в строении коронитов. В фойяитах лампрофиллит замечен только в крупнозернистой эгирин-амфиболовой разновидности в ассоциации со сфеном.

Астрофиллит встречается местами в неравнозернистых нефелиновых сиенитах и чаще присутствует в некоторых разновидностях фойяитов в виде мелких иголочек, призмочек, скоплений пластиночек и табличек их в ассоциации с эгирином и щелочным амфиболом.

Таблица 24

Химический состав арфведсонита из фойяитов (в вес. %)

Компоненты	1	2
SiO_2	43.82	47.58
TiO_2	5.29	2.24
Al_2O_3	4.39	3.06
Fe_2O_3	8.48	10.23
FeO	15.81	18.12
MnO	1.93	1.39
MgO	7.03	4.36
CaO	3.86	3.52
Na_2O	6.33	6.38
K_2O	1.30	1.23
H_2O^-	0.38	1.67
H_2O^+	0.47	—
F	1.28	Не опр.
Сумма	100.37	99.78
$-\text{O}=\text{F}_2, \text{Cl}_2$	0.52	—
Сумма . .	99.85	—

Примечание. 1 — арфведсонит из фойяита горы Рисчорр, аналитик Е. А. Кульчицкая (Геологический институт Кольского ФАН СССР), 2 — арфведсонит из фойяита горы Каскасныюаначорр (Куплетский, 1932).

Э в д и а л и т в породах образует как неправильные выделения между другими минералами, так и изометричные кристаллы. Эвдиалит не встречен в породах центральной части фойяитового тела.

Р у д н ы й м и н е р а л образует неправильные зерна, местами (в неравнозернистых нефелиновых сиенитах) до 1 см в поперечнике, часто с каемками сфена. Нередко он является центральной частью коронитов, вокруг которой располагается сфен, затем лампрофиллит и эгирин. В фойяитах он более редок, иногда образует включения в щелочном амфиболе и эгирине.

А п а т и т акцессорный присутствует во всех породах, но в ассоциации с разными минералами: в виде мелких зернышек и выделений с темно-цветными минералами, неправильных зерен с тонкозернистым сфеном и в виде включений в альбитизированной краевой части таблиц полевого шпата, мелких включений в краевой части нефелина, в рудном минерале, щелочном амфиболе, эгирин-авгите.

В большинстве пород присутствуют призмочки и выделения минерала из группы ринколита—лопарита. В породах, не содержащих этот минерал, встречены в ассоциации с амфиболовом и в виде включений в нем изометричные и квадратные зернышки лопарита. Изредка встречается флюорит в ассоциации с цветными минералами и в виде включений — в арфведсоните. В пироксеновом фойяите в ассоциации с флюоритом встречен кальцит.

К а н к р и н и т является вторичным минералом, но в ряде случаев идиоморфизм его выделений свидетельствует о первичном происхождении.

В некоторых разновидностях фойяитов присутствует первичный одиалит в промежутках между нефелином и полевым шпатом, нередко в виде кристаллов, ориентированных параллельно трахитоидности пород.

Последовательность выделения минералов в породах, в значительной степени затушеванная наложенными процессами, устанавливается с трудом и поэтому намечена приближенно. В неравнозернистых нефелиновых сиенитах и фойяитах она в общем одна и та же.

Первым из расплава выделялся апатит (в пироксеновых фойяитах — сфен), а из главных породообразующих — нефелин, одновременно с которым образовались захватываемые им иголочки эгирина-І. Далее кристаллизовались призмочки сдвойникованного альбита, представленные сейчас включениями в K-Na полевом шпата. Кристаллизация альбита началась еще до конца выделения нефелина, так как в нем отмечались включения альбита. Следующим кристаллизовался K-Na полевой шпат (также с включением иголочек эгирина-І).

После нефелина и полевого шпата кристаллизовались цветные минералы, обычно располагающиеся в тесной ассоциации. Из них наиболее ранним, вероятно, был сфен, которому в фойяитах, по-видимому, предшествовала кристаллизация первичного содалита и канкринита. За сфером кристаллизовались пироксены (эгирин-авгит, затем эгирин). В ассоциации с пироксеном в неравнозернистых нефелиновых сиенитах выделился рудный минерал (титаномагнетит).

Далее образовались щелочные амфиболовы (гастингсит, затем арфведсонит). В ассоциации с темноцветными минералами и сфеном выделялся ринколит, флюорит, иногда (в фойяитах) лопарит. Следующим по времени выделения минералом является энigmatит. Одним из последних образовался эвдиалит.

Первичные минералы неравнозернистых нефелиновых сиенитов и фойяитов под воздействием более поздних процессов подверглись изменениям и превращениям. Так, нефелин изменяется в канкринит, содалит, натролит. Содалит и канкринит в свою очередь подвергаются натролитизации. Кроме того, нефелин местами затронут процессом альбитизации. K-Na полевой шпат превращается в перитит распада, а затем подвергается наложенной альбитизации. Альбитизация полевого шпата и нефелина сопровождается

собирательной перекристаллизацией включенных в них иголочек эгирина с образованием более крупных призматических кристаллов. Эгирин замещается арфведсонитом, которым местами замещаются центральные (эгирин-авгитовые) части зонального пироксена. Нередко монолитные выделения эгирина перекристаллизованы с образованием псевдоморфоз, сложенных скоплениями мелких призмочек и волокнистых агрегатов эгирина. По щелочному амфиболу, реже рудному минералу и эгирину развивается лепидомелан. Развитие лепидомелана по щелочному амфиболу особенно широко проявлено в фойяитах. Сфен замещается лампрофиллитом, местами превращается в лейкоксен. Нередко монолитные выделения сфена подвергались катаклазу и последующей перекристаллизации с образованием мелко- и тонкозернистых агрегатов. Эвдиалит изменяется в катаплеит и, по-видимому, в циркон.

Как особый случай развития одних минералов вокруг других являются корониты. В неравнозернистых нефелиновых сиенитах: 1) рудный минерал → эгирин; рудный минерал → лепидомелан → эгирин; рудный минерал → сфен, лампрофиллит; рудный минерал → сфен → лампрофиллит, эгирин; 2) энгматит → эгирин, лампрофиллит; энгматит → эгирин, лепидомелан; энгматит → астрофиллит → эгирин; энгматит → лампрофиллит → эгирин; 3) сфен → лампрофиллит → эгирин. Вокруг этих же минералов возникли корониты и в фойяитах: 1) рудный минерал → сфен; рудный минерал → сфен → лампрофиллит; рудный минерал → лепидомелан; 2) энгматит → эгирин; 3) сфен → эгирин; сфен → лампрофиллит → эгирин.

В ы в о д ы

Петрографическое изучение неравнозернистых нефелиновых сиенитов и фойяитов позволяет дополнить геологические данные некоторыми выводами.

Наличие в фойяитах серповидной зоны пород с очень четко выраженной трахитоидностью, образованной ориентированной кристаллами К-На полевого шпата и нефелина, указывает на движение (истечение) в этой зоне кристаллизующегося расплава в процессе формирования тела фойяитов.

Присутствие в неравнозернистых нефелиновых сиенитах и разновидностях фойяитов периферической части интрузии наряду с монолитными идиоморфными и неправильными кристаллами пироксена и сфена, а также мелко- и тонкозернистых агрегатов их, составляющих части или полные псевдоморфозы этих кристаллов, свидетельствуют о приуроченности наложенных процессов к зоне контакта неравнозернистых нефелиновых сиенитов и фойяитов после их формирования.

Слабо выраженная пойкилитовая структура главной массы неравнозернистых нефелиновых сиенитов и фойяитов, образованная включениями в К-На полевом шпате мелких кристаллов нефелина, свидетельствует об однотипности условий кристаллизации этих пород. Причем условия (вероятно, состав расплава) были таковы, что вызвали на ранних этапах кристаллизации выделение натрийсодержащих минералов: фельдшпатоида (нефелина) и полевого шпата (альбита), ранние генерации которых отмечаются при петрографических исследованиях. Породы обеих интрузий к тому же характеризуются в общем одной и той же последовательностью кристаллизации минералов, однотипными коронитами.

С другой стороны, на их различия указывают характерные признаки некоторых породообразующих минералов, и в частности, одного из главных минералов — нефелина, заключающиеся в характере его выделения и содержащихся в них включений.

Таким образом, характерные черты состава и структуры неравнозернистых нефелиновых сиенитов и фойяитов свидетельствуют как об общности признаков, характеризующих их как генетически близкие образования, так и о различиях, обусловленных, по-видимому, некоторыми особенностями.

ностями состава, разновременностью возникновения, а следовательно, и связанными с этим несколько изменившимися условиями формирования интрузий.

Молодые жильные породы

Хибинский массив пересекается неравномерно распространенными, обычно вертикальными дайками молодых жильных пород. По Б. М. Куплетскому (1928, 1937), наиболее вероятной является следующая последовательность образования жильных пород: 1) тингуиты и щелочные трахиты, 2) нефелиниты, 3) щелочные базальты, 4) тералиты и шонкиниты, 5) мончикиты, пикрит-порфиры, 6) рудные пироксениты. По его представлениям, эти породы являются результатом кристаллизационной дифференциации щелочной магмы, приведшей к накоплению в глубине основных элементов, которые, прорвавшись по трещинам в ранее возникших породах, образовали молодые лампрофировые жилы.

По представлению С. И. Зака, дайковый комплекс является производным регионального магматизма.

Автор настоящей работы, вслед за Б. М. Куплетским и Н. А. Елисеевым, отмеченные жильные породы относит к молодым жильным образованиям Хибинского интрузива и в то же время считает, что часть их может быть связана с региональным магматизмом.

Дайки молодых жильных пород распределены в Хибинском массиве неравномерно и приурочены к тектоническим нарушениям и первичным трещинам отдельности. С. И. Зак, кроме того, отмечает дайки, приуроченные к контактным поверхностям интрузий.

Жилы обычно прямолинейны, а иногда образуют сложные ступенчатые тела. От жил в ряде мест отходят апофизы, местами в них включены ксенолиты вмещающих нефелиновых сиенитов. Протяженность жил меняется от десятков до сотен метров при мощности от нескольких сантиметров до нескольких метров. Контакты жил с вмещающими нефелиновыми сиенитами обычно ровные, резкие, в их эндоконтактах наблюдаются очень узкие, измеряющиеся миллиметрами, мелкозернистые зоны закалки.

Тингуиты являются наиболее распространенными среди жильных пород и представляют собой светло-зеленые породы с плотным, почти афанитовым сложением и нередко с вкрапленниками табличек аортоклаза, кристалликов нефелина, реже призмочек пироксена. Основная масса породы сложена спутанным войлоком эгирина. Тингуиты присутствуют почти во всех интрузиях и приурочены к радиальным трещинам Хибинского массива.

Щелочные трахиты встречаются реже, дайки их автором наблюдались в фойяитах. Они характеризуются серым цветом и порфировидным сложением, обвязанным вкрапленниками табличек полевого шпата и призмочек эгирина, бурого амфибала, редких кристалликов титанистого авгита в плотной тонкозернистой основной массе породы. Последняя под микроскопом обнаруживает трахитовую структуру, образованную флюидальным расположением микролитов полевого шпата среди бесцветного стекла, переполненного тонкими иголочками пироксена и амфибала.

Щелочные базальты и нефелиниты выделены в Хибинах Б. М. Куплетским (1928). Щелочные базальты подразделяются на анальцимовые и нозеановые разновидности. Нозеановый базальт представляет плотную зеленую породу с вкрапленниками листочков биотита, тонких иголочек диопсида, белых точечных образований нозеана. Основная масса породы стекловатая со спутанным войлоком тонких иголочек пироксена, в которой видны зернышки нефелина и полевого шпата. Анальцимовый базальт представляет собой плотную темную породу с редкими вкрапленниками титанистого авгита и баркевикита. Нефелинит, по Б. М. Куплетскому, отличается от нозеанового базальта отсутствием вкрапленников нозеана. Вкрапленники представлены титанистым авгитом, биотитом, местами не-

фелином. Мелкозернистая основная масса содержит много неправильных табличек альбита, мелких призмочек титан-авгита и единичные зернышки апатита.

Тералиты автором встречены лишь в трахитоидных хибинитах района Петрелиуса и на перевале Чоргор, где наблюдались породы, переходные к шонкинитам. Как правило, дайки этих пород крутопадающие и простираются на северо-запад. Мощность их меняется от 25 см до 4.7 м. Тералиты представляют собой темно-серые и темно-зеленые мелко- и среднезернистые породы, местами с вкрапленниками авгита, окруженными пластиночками биотита. Б. М. Куплетский отмечает для хибинских тералитов непостоянство содержания плагиоклаза и ортоклаза, темноцветных минералов. Количество нефелина меняется от 2—3 до 10—20%. Титанистый авгит обычно образует порфировидные вкрапленники, отороченные каймой бурого амфибола, эгирин-авгита и биотита. По Б. М. Куплетскому, только немногие образцы по минеральному составу отвечают тералитам, обычно же имеют неустойчивый состав, образуя все переходы от тералита к шонкиниту. Породы, содержащие содалит, по минеральному составу и химизму отвечают шонкинитам, в то время как в типичных тералитах содалит почти совершенно отсутствует. Для тералита характерен плагиоклаз, для шонкинита — ортоклаз, для переходных разновидностей — и тот и другой.

Мончикиты — плотные темные породы с вкрапленниками призмочек амфибола и титанистого авгита, чешуек черной слюды, иногда оливина и псевдоморфоз канкринита по нефелину. Основная масса породы мелко-кристаллическая, переполненная пироксеновыми призмочками, или стекловатая, переполненная мелкими рудными зернами с призмочками красновато-бурого амфибола.

Пикрит-порфирит по структуре близко напоминает аналогичную породу, описанную Рамзаем из жилы в Ловозерских тундрах.

Рудный пироксенит встречен на северных склонах Лявочорра в виде тонкого, мощностью в 3 см, прослоя между щелочными сиенитом и слюдяно-пироксеновым гнейсом (Куплетский, 1928). С. И. Зак отмечает в Хибинах пироксениты, состоящие (до 80%) из титан-авгита и второсте-

Таблица 25
Химический состав цемента брекчии (в вес.%)

Основная масса цемента брекчии (обр. 2009-1а)				Тельца, содержащиеся в основной массе брекчии (обр. 2009-1)			
Компоненты	%	Компоненты	%	Компоненты	%	Компоненты	%
SiO ₂	33.05	TR ₂ O ₃	0.06	SiO ₂	30.79	TR ₂ O ₃	Не обн.
TiO ₂	1.94	P ₂ O ₅	0.60	TiO ₂	2.20	P ₂ O ₅	0.34
Al ₂ O ₃	10.86	H ₂ O ⁻	0.30	Al ₂ O ₃	8.25	H ₂ O ⁻	0.18
Fe ₂ O ₃	3.72	H ₂ O ⁺	3.22	Fe ₂ O ₃	3.43	H ₂ O ⁺	2.21
FeO	4.48	CO ₂	15.04	FeO	5.91	CO ₂	15.01
MnO	0.22	F	0.11	MnO	0.21	F	0.12
MgO	7.68	S	0.00	MgO	12.44	S	0.02
CaO	9.88	Cl	Следы	CaO	12.37	Cl	Следы
SrO	0.14			SrO	0.13		
Na ₂ O	4.61			Na ₂ O	3.15		
K ₂ O	3.67	Сумма	99.63	K ₂ O	2.95	Сумма	99.78
ZrO ₂	0.05	—O=F ₂ , Cl	0.04	ZrO ₂	0.05	—O=F ₂ , Cl	0.05
		Сумма	99.59			Сумма	99.73

Примечание. Аналитик Е. А. Кульчицкая (Геологический институт Кольского ФАН СССР).

пенных ильменита, сфена, перовскита. Из вторичных минералов присутствуют биотит (иногда 25—30%), изредка буроватый субщелочной амфибол и мелкие зернышки кальцита. С. И. Зак условно относит к дайкам оливинит, встреченный в скважине 186. Им же отмечается наличие диабазов щелочного состава (эссексит-диабазов).

Дайки ультраосновного и основного состава (пироксениты, пикрит-порфириты, оливиниты) автором в Хибинах не встречались. Эти породы здесь наблюдались в виде ксенолитов, и потому в сравнении с породами Хибинского массива относятся к более древним (см. раздел «Ультраосновные и щелочные породы каледонского комплекса»).

Геологами Хибиногорской партии (Минаков и др., 1967) в северо-восточной части Хибинского массива обнаружены две трубы взрыва, прорывающие ийолит-уртиты и нефелиновые сиениты. Одна из них в поперечнике имеет около 50 м, другая — 80×200 м. Заполнены они порфировидной породой, состоящей почти целиком из цветных минералов: биотита, амфибала, пироксена, оливина, серпентина, рудного минерала и некоторого количества кальцита. В валовых пробах отмечены: хромит, хромдиопсид, перовскит, кнопит, гранат. На отдельных участках порода содержит большое число угловатых обломков вмещающих пород и имеет брекчие-видное строение. По химизму пород трубы относятся к промежуточной разновидности между ультраосновными породами и мончикитами.

К северо-востоку от Рестинньюона, примерно в 1.5 км в меридиональной щели, автором наблюдались как свежие, так и сильно измененные порфировидные породы брекчии-видного облика (эруптивная брекчия) с обломками нефелиновых сиенитов и ийолит-уртитов. Примерно в километре к западу от перевала между горами Суолуайв и Намуайв встречены глыбы сильно измененной обожренной брекчии. На северо-западном склоне Намуайв в кругом борту небольшой щели, судя по кругому западному контакту с ийолитами, эруптивная брекчия слагает крутопадающее тело. Она состоит из обломков ийолитов, уртитов, рисчорритов, крупнозернистых нефелиновых сиенитов, пород из комплекса щелочных ультраосновных пород, сцепментированных карбонатизированной порфировидной породой, представленной светло-серой мелкозернистой массой, переполненной хорошо видными на светлом фоне округлыми изометричными и несколько вытянутыми образованиями (тельцами) зеленовато-серого цвета размером от 1 мм до 1—1.5, реже 4 см, содержащими мелкие белые и бурые включения, нередко кристаллы, по-видимому, оливина. В разрезе одно из них обнаруживает концентрически-зональное строение. В ряде случаев в образования включаются обломки уртита и полевого шпата. Количество соотношение светло-серой цементирующей массы и содержащихся в ней телец зеленовато-серого цвета непостоянно. Химический состав цемента брекчии приведен в табл. 25.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МАССИВА

Породы Хибинского массива обычно крупно- и грубозернистые, местами неравнозернистые, нередко характеризуются неоднородным распределением некоторых минералов. Поэтому исследования их химического состава автором проводились на специально отобранных пробах (весом до 100 кг и более). Было подготовлено, а химической лабораторией Геологического института Кольского филиала АН СССР проанализировано 69 проб, довольно полно характеризующих интрузии щелочных пород массива: хибинитов (12 ан.), трахитоидных хибинитов (19 ан.), рисчорритов (14 ан.), фойяитов (12 ан.), неравнозернистых нефелиновых сиенитов (6 ан.), нефелиновых сиенитов первой фазы (3 ан.), мелкозернистых и среднезернистых нефелиновых сиенитов краевой зоны интрузии фойяитов (3 ан.). По возможности исчерпывающие собраны анализы, содержащиеся в опубликованных и рукописных работах. Известную трудность при этом представляло установление принадлежности ранее проанализированных пород к определенной интрузии, так как терминология их, применявшаяся в различные этапы исследований, не вполне совпадает.

Всего, таким образом, в нашем распоряжении оказалось более 200 анализов пород массива (Галахов, 1972). Химические анализы пород пересчитаны по А. Н. Заварицкому (Галахов, 1972) и по полученным числовым характеристикам построены петрохимические диаграммы.

В данном разделе вначале охарактеризован состав главнейших породообразующих минералов хибинских пород, а затем дана петрохимическая характеристика отдельных интрузий и произведено их сравнение. Характеристика интрузий начинается с химизма слагающих их пород, иллюстрирующегося таблицами оригинальных анализов, затем приводится характеристика петрохимических параметров, которая дополняется рассмотрением поведения редких и летучих элементов, составляющих специфику хибинских пород. В заключение раздела приводится средний состав Хибинского массива и его сравнительная характеристика. Дополнительные данные по химизму пород и интрузий можно найти в геохимическом разделе работы.

ГЛАВНЫЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ МАССИВА

Главными породообразующими минералами щелочных пород массива являются калинатровый полевой шпат и нефелин, из которых эти породы состоят на 80—90 %.Петрологические исследования массива вызвали дополнительное изучение состава этих минералов. Они были извлечены из специально взятых проб главных разновидностей нефелиновых сиенитов, лишенных вторичных изменений. Особенно внимательно производи-

лась отборка полевого шпата, так чтобы он по возможности не содержал включений трудноотделимых минералов и не имел бы грубопертитового строения, часто обязанного вторичным процессам замещения.

Нефелин

При формировании пород нефелин из расплава кристаллизовался обычно первым. Поэтому особенности его химизма должны отражать состав магматического расплава в различные интрузивные фазы. При проведении исследований проанализировано 12 породообразующих нефелинов (табл. 26). Для них вычислены составы элементарной ячейки (э. я.), исходя из наличия в ней 32 атомов кислорода, аналогично тому как это сделал F. A. Bannister (1933). На основании данных табл. 26 с дополнительным привлечением и пересчетом имеющихся в опубликованной и фондовом литературу* анализов хибинского нефелина (выполненных в этой же лаборатории по единой, за редким исключением, методике) дается сводная диаграмма (рис. 11, вкладка) составов элементарной ячейки. Нанесенные на нее 37 составов нефелина из хибинских пород, соединенных для наглядности линиями, заняли вполне определенные места. Они расположились в виде частично перекрывающих друг друга групп. Теоретический состав нефелина разместился в нижней части диаграммы в поле состава нефелина из рисchorритов. В верхнюю часть диаграммы, в удалении от точки теоретического состава (в сторону увеличения кремния), попадают нефелины сначала фойяитов, затем хибинитов и самых ранних нефелиновых сиенитов первой интрузивной фазы. Нефелины ийолит-уртитовых и апатито-нефелиновых пород разместились между отмеченными разновидностями нефелиновых сиенитов, тяготея к рисchorритам и частично перекрывая их, главным образом уртитами и апатито-нефелиновыми породами. Несколько отдалены от последних в сторону фойяитов точки состава нефелинов ийолитов, ийолитовых линзочек из апатито-нефелиновых пород и цемента апатитовой брекции.

Рассмотренная диаграмма, показывая различия в составе нефелинов в общем виде, не отражает в них роли отдельных элементов, за исключением кремния. Поэтому, пользуясь системой прямоугольных координат, составлена диаграмма, по оси абсцисс которой отложено число атомов Si, а по оси ординат — число атомов других элементов, входящих в э. я. нефелина (рис. 12, вкладка). Анализ этой диаграммы и данных табл. 26 позволяет признать, что:

1) число атомов Si в нефелине колеблется в довольно узких пределах и, как правило, всегда больше числа атомов (ч. а.) Al;

2) по мере увеличения содержания в э. я. Si наблюдается тенденция к снижению числа атомов Al. Более отчетливой такая зависимость становится, когда принимается во внимание содержание Fe^{+3} , по-видимому, компенсирующее недостаток алюминия;

3) число атомов K уменьшается с увеличением содержания Si, т. е. K ведет себя аналогично Al. Уместно отметить, что Т. Н. Иванова (1963) указывала на существование в нефелине прямолинейной зависимости между содержанием свободной, по ее выражению, SiO_2 и суммой молекулярных количеств одно- и двухвалентных катионов;

4) расположение точек числа атомов Na в э. я. не указывает на закономерное изменение в зависимости от Si.

Вернемся к алюминию. Известно (Соболев, 1949), что он в ряде силикатов играет особую роль, близкую к роли кремния. На замещение алюминия кремнием в нефелине без изменения структуры и заметного изме-

* Анализы заимствованы из работ Э. М. Бонштедт, М. Д. Дорфмана, О. Б. Дудкина, А. М. Кононенко, С. С. Курбатова, А. Ф. Михайловой, Б. Н. Мелентьева и здесь не приводятся.

Таблица 26

Состав пордообразующего нефелина из нефелиновых сиенитов массива

Компоненты	1				2				3				4				5			
	Вес. %	Молекулярные количества	Число атомов катионов в з. я.	Число атомов в группировках	Вес. %	Молекулярные количества	Число атомов катионов в з. я.	Число атомов в группировках	Вес. %	Молекулярные количества	Число атомов катионов в з. я.	Число атомов в группировках	Вес. %	Молекулярные количества	Число атомов катионов в з. я.	Число атомов в группировках	Вес. %	Молекулярные количества	Число атомов катионов в з. я.	Число атомов в группировках
SiO ₂	44.78	746	8.67		44.50	741	8.65		44.17	735	8.58		44.03	733	8.55		44.17	735	8.59	
TiO ₂	0.02				0.02	—	—		0.03	—	—		0.05	—	—		0.05	—	—	
Al ₂ O ₃	31.61	310	7.21		31.48	309	7.21		32.18	316	7.37		31.19	306	7.14		30.78	302	7.06	
Fe ₂ O ₃	1.25	008	0.17		1.47	009	0.21		0.98	006	0.14		2.66	017	0.39		1.85	012	0.27	
FeO	Не опр.	—	—		0.22	—	—													
CaO	0.14	003	(-003)		0.11	002	(-002)		0.14	003	0.03		0.57	010	(-010)		0.12	002	(-002)	
MgO	Не опр.	—	—		Не опр.	—	—		Следы	—	—		0.03	001	—		0.09	003	0.03	
SrO	"	—	—		"	—	—		Не опр.	—	—		7.11	0.09	001	(-001)	Не опр.	—	—	
BaO	"	—	—		"	—	—		Следы	—	—		0.00	—	—		0.04	—	—	
Na ₂ O	15.95	257	5.98		15.81	255	5.95		15.42	248	5.79		15.82	255	5.95		16.47	266	6.21	
K ₂ O	4.68	050	1.16		4.87	052	1.20		5.27	056	1.29		4.88	052	1.21		5.37	057	1.32	
P ₂ O ₅	0.17	001	(-004)		0.19	001	(-004)						0.49	004			0.06	001	(-001)	
H ₂ O ⁻	0.50	—	—		0.45	—	—		0.57	—	—		Не опр.	—	—		0.27	—	—	
H ₂ O ⁺	1.04	—	—		1.43	—	—		1.56	—	—		»	—	—		0.71	—	—	
Сумма	100.14	—	23.19		100.33	—	23.20		100.32	—	23.20		99.81	—	23.24		100.18	—	23.48	

Таблица 26 (продолжение)

Компо-ненты	Вес. %	6				7				8				9			
		Молекуляр-ные коли-чества	Число ато-мов катионов в э. я.	Число ато-мов в группировках	Вес. %	Молекуляр-ные коли-чества	Число ато-мов катионов в э. я.	Число ато-мов в группировках	Вес. %	Молекуляр-ные коли-чества	Число ато-мов катионов в э. я.	Число ато-мов в группировках	Вес. %	Молекуляр-ные коли-чества	Число ато-мов катионов в э. я.	Число ато-мов в группировках	
SiO ₂	39.46	657	7.95		41.42	689	8.09		41.98	699	8.19		44.84	747	8.61		
TiO ₂	Не опр.	—	—		16.01	Не опр.	—	—	16.02	0.00	—	—	Следы	—	—	16.12	
Al ₂ O ₃	31.82	312	7.55		33.81	331	7.77		33.24	325	7.63		32.50	319	7.35		
Fe ₂ O ₃	3.32	021	0.51		1.20	007	0.16		1.21	007	0.16		1.11	007	0.16	7.51	
FeO	0.26				0.29				Не опр.				Не опр.	—	—		
CaO	0.10	002	0.02		0.37	006	0.07		0.48	008	0.09		0.42	007	(—007)		
MgO	Не опр.	—	—		Не опр.	—	—		0.00	—	—	—	0.19	005	0.06		
SrO	»	—	—		8.05	»	—	—	7.75	Не опр.	—	—	7.81	Не опр.	—		
BaO	»	—	—		»	—	—	—	»	»	—	—	»	»	—	6.97	
Na ₂ O	12.97	209	5.07		15.16	245	5.57		15.77	254	5.95		15.07	243	5.61		
K ₂ O	11.55	122	2.96		7.75	082	1.93		7.68	7.13	075	1.77	7.72	5.34	056	1.30	
P ₂ O ₅	Не опр.	—	—		Не опр.	—	—	—	0.00	—	—	—	0.60	004	(—004)		
H ₂ O ⁻	Не опр.	—	—		»	»	—	—	Не опр.	—	—	—	Не опр.	—	—		
H ₂ O ⁺	Не опр.	—	—		—	»	»	—	»	»	—	—	»	—	—		
Сумма	99.58	—	24.06	—	100.00	—	23.77	—	99.81	—	23.79	—	100.07	—	23.09	—	

Таблица 26 (продолжение)

Компоненты	Вес. %	10				11				12				13			
		Молекулярные количества	Число атомов катионов в э. и.	Число атомов в группировках	Вес. %	Молекулярные количества	Число атомов катионов в э. и.	Число атомов в группировках	Вес. %	Молекулярные количества	Число атомов катионов в э. и.	Число атомов в группировках	Вес. %	Молекулярные количества	Число атомов катионов в э. и.	Число атомов в группировках	
SiO ₂	45.17	752	8.66	15.97	43.88	731	8.43	16.11	43.96	732	8.46	16.10	43.58	726	8.51	16.00	
TiO ₂	Следы	—	—														
Al ₂ O ₃	31.60	310	7.14	7.31	33.22	326	7.50	7.68	33.13	324	7.49	7.64	31.95	314	7.35	7.49	
Fe ₂ O ₃	1.28	008	0.17		1.29	008	0.18		1.07	007	0.15		0.99	006	0.14		
FeO	Не опр.	—	—	7.31	Не опр.	—	—	0.12	Не опр.	—	—	7.48	0.21	—	—	7.48	
CaO	0.78	014	0.09		0.62	011	0.09		0.39	007	0.05	0.09	0.33	006	0.02		
MgO	0.13	003	0.03	7.31	0.12	(—003)	0.03	0.12	0.13	003	0.04		Не опр.	—	—	7.36	
SrO	Не опр.	—	—		Не опр.	—	—		7.09	Не опр.	—	7.10	» »	—	—		
BaO	» »	—	—	7.19	» »	—	—	6.97	» »	—	—		» »	—	—	7.36	
Na ₂ O	16.24	262	6.03		15.29	247	5.70	6.97	15.30	247	5.71	7.10	16.22	261	6.12		
K ₂ O	4.73	050	1.16		5.24	055	1.27		5.66	060	1.39		5.42	057	1.34	7.36	
P ₂ O ₅	0.12	002	(—002)	—	0.22	001	—	0.20	0.01	—	—	0.25	0015	(—0015)	—	7.36	
H ₂ O ⁻	Не опр.	—			Не опр.	—	—	—	Не опр.	—	—		0.16	—	—	7.36	
H ₂ O ⁺	» »	—	—		» »	—			» »	—	—		0.81	—			
Сумма	100.04	—	23.28		99.88	—	23.20		99.84	—	23.29		99.92	—	23.48		

Приимечание. 1—13 — породообразующий нефелин: 1 — из мелковернистого нефелинового сиенита первой интрузивной фазы (обр. 1414), Иидичумчорр, 2 — из крупновернистого хибинита (обр. 1399), Юмъчорр, 3 — из грубовернистого хибинита (обр. 1412), Иидичумчорр, 4 — из трахитоидного порфировидного хибинита (обр. 1332), Кигчепахк, 5 — из неправильномернозернистого нефелинового сиенита жильной фации хибинита (обр. 1248), Кигчепахк, 6 — первой генерации из рискоррита неполнокольцевого тела (обр. 3373-Г), Эвеслогчорр, 7 — из рискоррита кольцевого тела, Расвумчорр, 8 — второй генерации из рискоррита неполнокольцевого тела (обр. 3373-Г), Эвеслогчорр, 9 — из средневернистого амфибол-эгиринового нефелинового сиенита (обр. 349), Лявочорр, 10 — нефелин из средневернистого четко трахитоидного амфиболового тела (обр. 342-б), Эвеслогчорр, 11 — нефелин из крупновернистого амфиболового фойнита с лепидомеланом (обр. 308), Лявочорр, 12 — нефелины из крупновернистого амфибол-эгиринового фойнита (обр. 364), Партомчорр, 13 — нефелин из пироксенового фойнита (обр. 2), Партомчорр. Анализы нефелина выполнены в химико-аналитической лаборатории Геологического института Кольского ФАН СССР Е. А. Кульчицкой (ан. 1—4, 6, 7, 9—13), Н. А. Елиной (ан. 5) и А. М. Бондаревой (ан. 8). В скобках указаны молекулярные количества, отнесенные за счет минералов примесей.

нения размера э. я. указывает F. A. Bannister (1933). Широкий изоморфизм алюминия и кремния отмечается для алюмосиликатов пород Ловозерского щелочного массива (Власов и др., 1959).

В хибинских нефелинах с уменьшением числа атомов кремния возрастает число атомов алюминия при постоянстве их суммы, приближающейся к 16 (табл. 26). Таким образом, в кристаллической решетке происходит замена элементов разной валентности при постоянстве их суммы, т. е. проявляется гетеровалентный изоморфизм. Нарушение баланса валентностей восстанавливается, вероятно, вхождением в кристаллическую решетку нефелина калия. Выше отмечалось, что изменение числа атомов кремния отражается на числе атомов алюминия и калия. Следовательно, Al^{+3} и Si^{+4} могут замещать друг друга по схеме: $\text{Si}^{+4} \rightleftharpoons \text{Al}^{+3} + \text{K}^{+1}$, но полной компенсации не достигается (табл. 26). При гетеровалентном изоморфизме (с изменением числа единиц в решетке), по В. С. Соболеву (1949), могут быть следующие случаи строения решетки: 1) часть мест при изоморфной замене остается не занятой, 2) происходит внедрение добавочных катионов или добавочных анионов.

В хибинских нефелинах суммарное число атомов катионов в э. я. уменьшается по мере увеличения числа атомов кремния (рис. 12). Таким образом, изоморфизм в решетке нефелина приводит к изменению числа атомов катионов. Изменение числа атомов катионов в э. я. нефелина и величины их радиусов ($\text{Al}^{+3} - 0.57$; $\text{K}^{+1} - 1.33$; $\text{Si}^{+4} - 0.39$) позволяет предполагать, что с увеличением числа атомов кремния в кристаллической решетке нефелина, по-видимому, появляются незанятые места. Возвращаясь в связи с этим к химическому составу нефелина, автор обратил внимание на H_2O^+ , так как водород мог играть известную роль в заполнении свободного места в кристаллической решетке нефелина (в виде катиона, оксония или аниона OH^-). Оказалось возможным для пересчета H_2O на число атомов водорода использовать лишь 28 анализов нефелина из 50 анализов, выполненных за время изучения Хибин. Вычисленные значения числа атомов водорода в нефелине увеличиваются по мере убывания в э. я. числа атомов алюминия и калия. Примечательно, что число атомов водорода в основном соответствует убыли числа атомов катионов при изоморфизме.

Если допустить, что состав нефелинов менялся от интрузии к интрузии более или менее закономерно (рис. 11, 12) в процессе формирования Хибинского массива, то они должны отражать изменение химизма порций магматического расплава, из которого они кристаллизовались. В этой связи интересно было сопоставить составы э. я. нефелинов из главных разновидностей пород с содержанием соответствующих окислов в самой породе (табл. 27). В свое время А. М. Кононенко (1938) показал, что состав нефелина находится в полной зависимости от химизма магмы. Действительно, при сопоставлении содержания Si в э. я. нефелина и SiO_2 в материнских породах (табл. 27) замечено, что изменение содержания Si в кристаллической решетке нефелина в общем находится в прямой (но не пропорциональной) зависимости от изменения содержания SiO_2 в породе.

Число атомов Al в э. я. нефелина мелкозернистого нефелинового сиенита первой фазы аналогично содержанию его в э. я. нефелина крупнозернистого хибинита (табл. 27). Затем оно возрастает в грубозернистых хибинитах и несколько снижается в нефелине трахитоидного порфировидного хибинита. Здесь число атомов алюминия в нефелине при уменьшении содержания кремния не возрастает, а уменьшается. Если же в данном случае учесть сравнительно высокое содержание в нефелине трахитоидного хибинита Fe^{+3} , то отмеченное несоответствие устраняется и мы снова видим прежнюю зависимость содержания Si и $\text{Al} + \text{Fe}^{+3}$. В нефелине жильной фации хибинита самое низкое значение имеет число атомов алюминия, а наиболее высокое свойственно нефелинам рисчорритов.

Таблица 27

Содержание главнейших компонентов в породообразующих нефелинах
и материнских породах

Номер образца	Порода (в скобках — номер точки на рис. 12)	Число атомов в э. я. нефелина				Содержание в породе (в вес. %)			
		Si	Al	Na	K	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O
1414	Мелкозернистый нефелиновый сиенит первой фазы (1)	8.67	7.21	5.98	1.16	54.47	21.00	8.10	7.23
1399	Крупнозернистый хибинит (2)	8.65	7.21	5.95	1.20	53.96	21.31	9.56	6.22
1412	Грубозернистый хибинит (3)	8.58	7.38	5.79	1.30	52.17	23.33	11.35	6.53
1248	Неравномернозернистый нефелиновый сиенит (жильная фация хибинита) (5)	8.59	7.06	6.21	1.32	54.04	21.55	9.71	5.90
1332	Трахитоидный порфировидный хибинит (4)	8.55	7.14	5.95	1.21	54.86	22.58	8.96	7.15
3492-б	Рисчоррит неполнокольцевого тела (нефелин I генерации) (6)	7.95	7.55	5.07	2.96	53.41	21.12	3.92	14.12
3373-1	Рисчоррит неполнокольцевого тела (нефелин II генерации) (8)	8.19	7.63	5.98	1.77	53.47	22.98	6.80	9.89
349	Среднезернистый амфибол-эгириновый нефелиновый сиенит (9)	8.61	7.35	5.61	1.30	54.10	22.71	9.06	5.77
308	Крупнозернистый амфиболовый фойяит с лепидомелапом (II)	8.34	7.50	5.70	1.27	55.16	23.60	8.28	5.49
390	Среднезернистый четко трахитоидный амфиболовый фойяит (10)	8.66	7.14	6.03	1.16	55.60	22.63	8.52	5.68
364	Крупнозернистый амфибол-эгириновый фойяит (12)	8.46	7.49	5.71	1.39	50.89	24.49	9.55	5.81
2	Пироксеновый фойяит (13)	8.51	7.35	6.12	1.34	53.87	22.57	7.90	6.93

Примечание. Для обр. 3373-1 выполнен анализ только мелкозернистой массы рисчоррита, составной частью которой является нефелин второй генерации.

В последних наблюдается некоторое несоответствие в содержании Al и Si в нефелине первой генерации, восстановливающееся при учете высокого содержания Fe⁺³, вероятно, изоморфно замещающего алюминий. По содержанию Al в нефелине к рисчорритам примыкает главная масса ийолит-уритовых и апатито-нефелиновых пород. В нефелинах фойяитов в сравнении с нефелинами рисчорритов число атомов Al в э. я. уменьшается и подвержено ритмичному изменению. В э. я. нефелинов каждой пары пород происходит падение содержания Al в направлении к центру тела фойяитов.

Данные табл. 27 свидетельствуют о том, что изменение содержания Al в нефелине в основном определяется изменением содержания его в породе. Правда, эти изменения происходят не в пропорциональных количествах. Изменение ч. а. Al в э. я. нефелина находится в обратно пропорциональной зависимости от ч. а. Si. Случающиеся отступления от такой зависимости восстанавливаются при учете Fe⁺³, которое в данных случаях восполняет недостаток Al.

Натрий в составе нефелина для основной массы пород является главным щелочным металлом. Число его атомов в э. я. нефелина уменьшается в ранних породах от мелкозернистого нефелинового сиенита первой фазы к крупнозернистым, затем грубозернистым хибинитам, но нарастает

в нефелине жильной фации хибинитов. Содержание Na в нефелине трахитоидного порфировидного хибинита такое же, как в нефелине крупнозернистого хибинита.

Самое низкое значение Na отмечено для нефелина ранней генерации рисчорритов, а для поздней генерации оно равнозначно содержанию Na в нефелине хибинитов. Нефелины фойяитов по числу атомов Na в э. я. заняли особое положение. Элемент ритмичности вновь проявился, и число атомов Na увеличивается при последовательной смене разновидностей фойяитов от периферии к центру. Причем в нефелинах обеих пар наблюдается почти полное повторение содержания атомов Na. Нефелин неравнозернистых нефелиновых сиенитов в сравнении с фойяитами и хибинитами характеризуется более низким содержанием Na, но больше всего он тяготеет к фойяитам.

Анализ диаграммы (рис. 12) показывает, что содержания натрия в нефелинах различных интрузий нефелиновых сиенитов, в общем перекрывая друг друга, меняются в пределах каждой из них в определенном направлении. Так, с уменьшением содержания Si падает содержание Na в ранние интрузивные фазы (мелкозернистые нефелиновые сиениты и хибиниты) от более ранних к более поздним породам, а на более поздних этапах формирования массива в фойяитах и рисчорритах, наоборот, — от более поздних к более ранним.

Сопоставлением содержания натрия в нефелине и материнских нефелиновых сиенитах устанавливается (табл. 27), что в большинстве случаев общее увеличение (уменьшение) содержания Na в расплаве не повлекло за собой увеличения (уменьшения) содержания его в нефелине.

Поэтому причина изменения содержания Na в нефелине кроется, вероятно, не в содержании Na в материнской породе (расплаве), а в его меняющемся в разных условиях химическом потенциале и поведении других элементов.

Содержание Na в нефелинах ийолит-уртитов меняется в широких пределах (рис. 12) и почти полностью перекрывает нефелины нефелиновых сиенитов. Причем нефелины ийолит-уртитов обычно более натрийсодержащие, чем нефелины нефелиновых сиенитов. Меньший интервал в содержании Na имеют нефелины крупноблоковой апатито-нефелиновой породы и еще меньший — нефелины апатито-нефелиновых пород. Нефелины цемента брекчии апатито-нефелиновых пород совпадают со сравнительно бедными натрием нефелинами ийолит-уртитов.

Наиболее заметные различия хибинские нефелины имеют по содержанию в э. я. K (рис. 12), хотя в пределах отдельных интрузий они в основном не так уж значительны, за исключением очень богатого калием нефелина первой генерации из рисчоррита неполнокольцевого тела. Число атомов K в э. я. нефелина пород начальных фаз интрузии в целом несколько возрастает от более ранних к более поздним. Исключением являются рисчорриты (рис. 12 и табл. 27). В фойяитах K в э. я. нефелина меняется ритмично от периферии к центру. В каждой паре анализов ч. а. K выше в нефелине фойяитов более периферийных зон (табл. 27, обр. 308 и 364) при общем увеличении к центру интрузии.

Число атомов K в э. я. нефелина среднезернистого амфибол-эгиринового сиенита занимает промежуточное положение между нефелинами фойяитов.

По содержанию K нефелины ийолит-уртитов и апатито-нефелиновых пород (рис. 12) занимают промежуточное положение между фойяитами и рисчорритами. При этом некоторые нефелины с пониженным значением K из пород ийолит-уртитовой серии приближаются к нефелинам фойяитов и хибинитов, а с повышенным — попадают в область составов нефелинов апатито-нефелиновых пород и тяготеют к нефелину рисчорритов.

Несколько иная картина, в общем обратная содержанию K в э. я.

нефелина, наблюдается в материнских породах, в которых содержание K_2O падает от мелкозернистого нефелинового сиенита первой фазы к крупнозернистому хибиниту и к его жильной фации, затем повышается в грубо-зернистом хибините и еще выше становится в трахитоидном порфировидном хибините. Содержание K_2O значительно возрастает в рисчорритах, сопровождаясь повышением содержания К в нефелине. Понижение содержания K_2O в мелкозернистой массе рисчоррита сопровождается уменьшением ч. а. К в э. я. нефелина второй генерации.

В фойяитах содержание K_2O в общем увеличивается к центру их интрузии, обусловливая тем самым нарастание К в нефелине центральных частей при ритмичном изменении его содержания. При анализе данных табл. 27 снова напрашивается вывод, что ч. а. К в кристаллической решетке нефелина и его изменение в разновидностях пород обычно нельзя связывать и выводить из общего содержания K_2O в породах.

Нефелин — один из главных породообразующих минералов обычно выделяется первым и естественно больше, чем какой-либо другой минерал, должен отразить особенности химизма кристаллизовавшихся расплавов, о которых в настоящее время приближенно можно судить по составу пород. Сопоставление составов нефелинов и химизма материнских пород показало (табл. 27), что не всегда имеется прямая пропорциональная зависимость между содержанием какого-либо химического элемента в минерале и породе. Нередко при увеличении содержания элемента в породе содержание его в минерале уменьшается, и наоборот. Причину вхождения определенного ч. а. того или иного химического элемента в кристаллическую решетку нефелина часто нужно искать, по-видимому, не в содержании этого элемента в расплаве, а в поведении других элементов, исходя из их кристаллохимической роли в решетке нефелина. Необходимо иметь в виду гетеровалентный компенсационный изоморфизм. Встает вопрос, чем же был вызван такой изоморфизм для минерала, кристаллизующегося из расплава первым, когда для постройки кристаллической решетки его были все необходимые элементы. Здесь, по-видимому, отразилась не только специфика состава щелочного расплава, но и форма нахождения в нем химических элементов. Решению этого вопроса помогают теоретические положения Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1940) и в В. В. Щербины (1953). По представлению В. В. Щербины, химические элементы в магматическом расплаве находятся в виде комплексных анионов и катионов. В нашем случае это будут, в частности, такие анионы, как $[AlSi_4O_8]^{-1}$, $[AlSi_3O_8]^{-1}$, $[Si_2O_6]^{-1}$, образующие с катионами K^{+1} , Na^{+1} главные породообразующие минералы (нефелин, щелочные полевые шпаты, пироксены). Изучение нефелина свидетельствует о том, что в расплаве наряду с комплексным анионом $[AlSi_4O_8]^{-1}$, вероятно, имелся комплексный анион несколько иного состава, в котором Si преобладал над Al и который в конечном итоге обусловил состав изучавшихся нефелинов. В общем к моменту кристаллизации нефелина химические элементы, по-видимому, уже были связаны в определенные группировки, соответствующие составу будущих породообразующих минералов, как это предполагал Ф. Ю. Левинсон-Лессинг.

Калинатровые полевые шпаты

Хибинские породообразующие K-Na полевые шпаты выделялись из магматического расплава позднее нефелина. По химическим анализам* полевые шпаты (табл. 28) представляют смеси $KAlSi_3O_8$ (45.71—99.60%) и $NaAlSi_3O_8$ (0.00—50.53%), в ряде случаев с некоторой примесью $CaAl_2Si_2O_8$.

* Химическое исследование полевого шпата производилось тем же методом, что и нефелина, и отбирали его из тех же проб. Анализу подвергались полевые шпаты только с тонко- и криптопертитовым строением, являющимся, по мнению автора, отраже-

Т а б л и ч
Составы породообразующих

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	65.19	63.46	62.86	63.70	63.90	64.58	65.80	64.98
TiO_2	0.05	0.00	0.12	0.00	0.05	0.00	Следы	Следы
Al_2O_3	18.39	19.30	18.94	18.88	18.46	18.58	19.46	19.44
Fe_2O_3	0.75	1.04	1.40	1.00	0.59	0.72	0.48	0.31
FeO	—	0.00	0.00	0.00	0.33	—	0.14	0.25
MnO	Следы	0.08	0.08	0.08	Следы	—	—	Следы
MgO	0.08	0.28	0.14	0.18	0.14	0.00	Следы	Следы
CaO	Следы	0.22	0.24	0.24	0.32	0.09	0.72	0.36
BaO	0.40	0.26	0.17	0.14	—	—	0.07	0.00
SrO	Следы	—	—	—	—	—	—	—
K_2O	9.94	13.32	15.17	14.81	15.25	14.56	7.07	9.20
Na_2O	4.44	1.66	0.57	1.06	0.49	1.35	5.66	5.02
H_2O^-	0.10	0.00	0.00	0.00	0.15	—	—	0.00
H_2O^+	—	0.00	0.00	0.00	—	—	0.54	0.36
П. п. п.	0.60	0.00	0.00	0.00	0.44	—	—	—
Сумма	99.94	99.62	99.69	100.53	100.12	99.88	99.94	99.82
Количество ионов в пересчете на 8(О):								
Si	2.990	2.943	2.939	2.951	2.978	3.000	2.970	2.963
Al	1.008	1.089	1.084	1.066	1.043	1.030	1.050	1.056
Ca	—	—	—	—	—	0.006	0.030	0.006
Ba	0.008	0.006	0.003	0.003	—	—	0.003	—
K	0.591	0.812	0.979	0.904	0.927	0.887	0.412	0.545
Na	0.381	0.121	—	0.063	0.023	0.102	0.484	0.439
Si + Al	3.998	4.032	4.023	4.017	4.021	4.030	4.020	4.019
K + Na + Ca + Ba	0.980	0.939	0.982	0.970	0.950	0.985	0.929	0.990
Or	61.37	86.97	99.60	93.43	97.71	89.62	45.71	56.51
Ab	37.45	12.20	—	6.17	9.29	9.80	50.53	42.91
An	—	—	—	—	—	0.58	3.35	0.58
Ce	1.18	0.83	0.40	0.40	—	—	0.41	—
Aeg	2.07	4.03	5.02	3.81	3.59	1.85	1.89	1.92
Уд. вес	2.627	2.58	2.53	2.57	—	—	2.589	2.572
Ng	1.528	1.527	1.525	1.524	1.524	—	1.525	1.525
Nm	1.526	1.525	1.523	1.522	1.522	—	1.523	1.522
Np	1.521	1.521	1.519	1.519	1.519	—	1.518	1.518
Ng-Np	0.007	0.006	0.006	0.005	0.005	—	0.007	0.007

Примечание. Анализы 1–8 — полевые шпаты, изученные автором: 1 — из трахитоидного (обр. 3716-А, 3529-А, Галахов, 1959), 4–6 — из рисоритов неполнокольцевого тела (обр. 3228-2, (обр. 390), Рисорр и 8 — из пироксенового фойнита (обр. 2), аналитик Е. А. Кульчицкая; I—XI ского), II — из нефелинового порфира — жильная фация хибинита (Махлаев, 1947), IV, V — из рисорговообманкового нефелинового сиенита (Махлаев, 1947), VII, VIII — из ийолит-уритов (по мате никовой и О. Б. Дудкина), XI — из фойнита (Махлаев, 1947).

(до 3.35%) и $\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (0.40—1.18%). При пересчете анализов на эти минералы в избытке остаются SiO_2 и Al_2O_3 , что вообще является обычным при пересчетах щелочных полевых шпатов. При расчете на кристаллохимическую формулу полевого шпата по кислороду содержание элементов в группе (K, Na, Ca, Ba) в наших анализах меняется от 0.990 до 0.950, а в двух случаях — до 0.939 и 0.929. Обнаруживающийся недостаток, по-видимому, может быть объяснен тем, что некоторое количество элементов, исключенных за счет пироксена, все же входит в состав полевого

нием первичного состава. При пересчете химических анализов на составы вводилась поправка на примесь эгирина, от иголочек которого, по-видимому, мы не избавились даже при самой тщательной отборке.

К-На полевых шпатов

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
64.02	64.04	65.11	64.10	62.92	63.67	63.74	62.96	63.06	64.53	65.46
Нет	0.29	—	0.07	0.08	—	0.11	0.12	0.05	0.12	—
20.33	19.16	18.95	18.34	19.02	18.56	18.59	18.50	18.59	18.51	19.08
0.17	0.63	0.62	0.60	0.46	0.48	0.81	0.84	0.72	0.59	0.40
0.02	0.14	0.11	0.14	0.14	0.07	0.07	0.12	0.04	0.21	0.05
Нет	—	—	Следы	Следы	—	Следы	—	Следы	Следы	—
Нет	0.28	0.12	0.07	0.04	0.22	0.14	0.27	0.11	0.06	0.09
0.27	0.72	0.39	0.20	0.92	0.34	0.46	0.46	0.80	0.22	0.38
0.26	—	—	0.16	0.54	—	0.60	—	0.72	0.13	—
0.10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
8.74	8.14	9.06	14.87	15.03	15.02	15.15	14.62	15.16	14.49	8.38
5.64	6.13	5.54	0.62	0.71	1.40	0.83	1.64	0.59	0.92	6.04
—	0.18	0.13	0.11	—	0.08	—	0.16	—	0.18	0.15
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0.76	0.32	0.20	0.42	0.46	0.22	0.30	0.30	0.46	0.41	0.26
100.31	99.83	100.23	99.70	100.32	100.06	100.80	100.05	100.27	100.36	100.29
2.920	2.940	2.968	2.993	2.943	2.963	2.959	2.951	2.950	2.990	2.969
1.094	1.075	1.036	1.027	1.064	1.041	1.045	1.053	1.045	1.032	1.036
0.014	—	0.008	—	0.037	—	0.009	0.003	0.032	—	0.011
0.005	—	—	0.003	0.009	—	0.011	—	0.014	0.003	—
0.506	0.492	0.543	0.907	0.909	0.909	0.924	0.902	0.918	0.878	0.493
0.495	0.543	0.476	0.034	0.046	0.114	0.052	0.122	0.034	0.063	0.521
4.014	4.015	4.004	4.020	4.007	4.004	4.004	4.004	3.955	4.022	4.005
1.020	1.035	1.027	0.944	1.001	1.023	0.996	1.027	0.998	0.944	1.025
53.46	51.78	56.26	96.15	91.89	92.85	93.43	92.16	91.68	93.31	51.15
46.54	48.22	43.16	3.44	4.36	7.15	4.92	7.84	3.24	6.28	48.23
—	—	0.58	—	3.75	—	0.87	—	3.15	—	0.58
—	—	—	0.41	—	—	0.78	—	1.93	0.41	—
0.47	3.88	2.75	2.88	2.19	2.72	3.49	3.97	2.51	2.99	2.09
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

хибинита (обр. 1332), Китчепахк, аналитик В. В. Астафьева, 2, 3 — из рискорритов кольцевого тела 3492-В, 3378-1, Галахов, 1959), 7 — из среднезернистого четвертичного амфиболового фойяита полевых шпатов, изученные другими исследователями: I — из хибинита по материалам Б. М. Купплеритов кольцевого тела (по материалам Л. Л. Солововниковой и О. В. Дудкина), VI — из эгиринировианитов Л. Л. Солововниковой, IX, X — из апатито-нефелиновых пород (по материалам Солововника).

шпата. Недостаток в группе одно- и двухвалентных катионов в хибинском полевом шпата отмечался и О. Б. Дудкиным (Дудкин и др., 1964), который объясняет наблюдавшееся несоответствие с теоретической формулой изоморфным вхождением в состав полевого шпата некоторого количества M_9^{+2} и Fe^{2+} . Заметим, что М. Д. Дорфман (1962) при расчете Хибинского адуляра выводил железистую молекулу $KFeSi_3O_6$, в которой Al замещался окисным железом.

Среди одно- и двухвалентных катионов в породообразующих полевых шпатах Хибин главная роль принадлежит K и Na. Количественное соотношение их неодинаково, и по этому признаку полевые шпаты Хибин (табл. 28) объединяются в две четко выраженные группы: калинатровые

и существенно калиевые полевые шпаты (Галахов, 1962б, 1968б; Козырева, 1967). К-Na полевые шпаты характерны для хибинитов, трахитоидных хибинитов и фойяитов, а существенно калиевые — для рисчорритов, ийолит-уртитов и апатито-нефелиновых пород (рис. 13). Вариационные линии K и Na являются почти полным зеркальным отражением друг друга.

Количество кремния в кристаллохимических формулах, вычисленных по нашим анализам (менее 3.000), несколько ниже теоретического содержания его в формуле $(K, Na)AlSi_3O_8$. Количество алюминия в кристаллохимических формулах полевых шпатов (табл. 28) всегда выше теоретического значения его и меняется от 1.008 до 1.094. При пересчетах на услов-

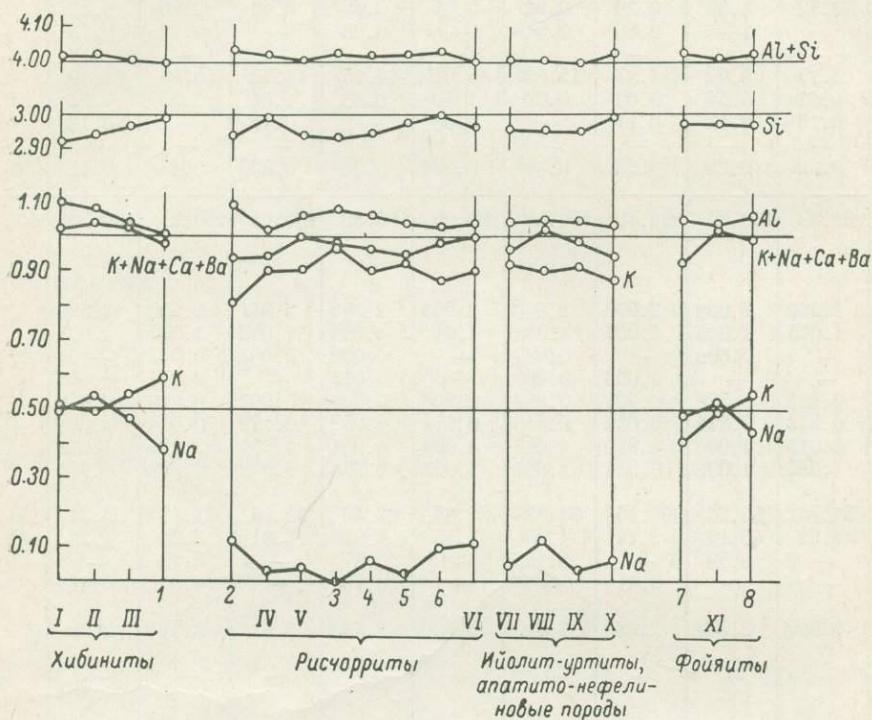


Рис. 13. Изменение состава калинатровых полевых шпатов в зависимости от их принадлежности к разным интрузиям и относительного пространственного положения внутри интрузий.

I—XI и 1—8 — номера анализов пород в табл. 28, расположенные в последовательности пространственного положения в массиве (от периферии к центру).

ные миналы Al_2O_3 , как и SiO_2 , постоянно находятся в избытке. Для оценки роли в конечном результате пересчетов исключения некоторых окислов за счет эгирина проведены расчеты, при которых в одном случае возможная примесь эгирина принималась не превышающей 2%, а в другом — вообще не учитывалась. В первом случае содержание Al в кристаллохимических формулах несколько уменьшается, даже в сумме с Fe^{+3} , а во втором — сумма трехвалентных катионов меняется чаще в сторону увеличения.

Доля окислов, отнесенная за счет возможных включений эгирина, в общем невелика и, как мы убедились при различных вариантах пересчета, оказывает очень небольшое влияние на общую характеристику химического состава полевых шпатов. Более заметное влияние оказывается на качественную сторону его, так как при пересчете без частичного

или полного учета возможных включений эгирина в составе полевого шпата* появляются железо и магний, содержащие миналы.

Сумма кремния и алюминия в кристаллохимических формулах обычно несколько выше теоретической (от 3.995 до 4.032). При уменьшении количества кремния (от 3.000 до 2.920) содержание алюминия увеличивается от значения, близкого к теоретическому, до 1.094. Содержание кремния в полевом шпате пород различных интрузий несколько отличается, причем пределы колебаний в значительной мере перекрывают друг друга. Наиболее изменчивыми по содержанию кремния являются полевые шпаты хибинитов и трахитоидных хибинитов. При этом содержание кремния в них увеличивается от хибинитов к более поздним трахитоидным хибинитам. Такая же зависимость от относительного возраста пород в общем проявляется и в рисчорритах (табл. 28). Содержание кремния в кристаллохимической формуле полевого шпата рисчорритов неуклонно повышается от более ранних разновидностей этих пород к более поздним, а в них — от полевых шпатов ранней генерации к полевым шпатам поздней генерации. Полевые шпаты ийолит-урититов (ан. VII, VIII в табл. 28 и на рис. 13) и апатито-нефелиновых пород (там же, ан. IX, X) по кремнию (2.950—2.990) попадают в пределы содержаний его в полевых шпатах рисчорритов. Довольно узким интервалом колебаний кремния (2.963—2.970) характеризуются полевые шпаты фойяитов. В среднезернистом четко трахитоидном амфиболовом фойяите (ан. 7) его больше, чем в пироксеновых фойяитах (ан. 8), следовательно, здесь проявляется иная тенденция, чем для интрузий хибинитов, трахитоидных хибинитов и рисчорритов.

Можно допустить, что поведение кремния в полевых шпатах является следствием содержания его в магматическом расплаве, из которого уже выкристаллизовался нефелин. Вычислить приблизительное содержание SiO_2 в таком расплаве можно условно и только на основании анализов тех пород, для которых были установлены химические составы полевых шпатов и нефелинов и их количественное содержание в породах. Сопоставление содержания кремния в кристаллохимической формуле полевого шпата и содержания SiO_2 в породах (трахитоидных хибинитах и фойяитах) и расплавах после кристаллизации нефелина произведено в табл. 29. Данные табл. 29 показывают, что в каждой из пород изменение содержания SiO_2 в расплаве породы (в том числе и после кристаллизации нефелина) вызывает в таком же направлении изменение содержания кремния и в полевом шпате. Четкой же зависимости между содержанием кремния в полевом шпате и SiO_2 в породе (расплаве) не устанавливается (табл. 29), отметим лишь, что в рисчорритах намечаются две ветви. В одной из них (кольцевое тело) содержание кремния в расплаве и выкристаллизовавшемся из него полевом шпате (ан. 2 и 3) понижено, что отмечается и для ийолит-урититов. В другой ветви (рисчорриты неполнокольцевого тела) породы и полевые шпаты характеризуются более высоким содержанием кремния, близким к содержанию его в фойяитах.

Не остается постоянным в кристаллохимических формулах полевых шпатов и количество алюминия, которое в общем зависит от изменения содержания в них кремния. Интервалы изменения содержания алюминия в полевых шпатах различных пород в известной степени перекрывают друг друга (табл. 28). Оно более высокое (1.094—1.075) в полевых шпатах ранних хибинитов и их жильной фации и снижается (1.036—1.008) в полевом шпате трахитоидных хибинитов. Полевые шпаты рисчорритов кольцевого тела имеют в общем несколько больше Al в сравнении с более поздними рисчорритами неполнокольцевого тела. В свою очередь в гнейсово-видно-трахитоидных рисчорритах неполнокольцевого тела полевой шпат

* Качественный состав элементов-примесей в полевых шпатах, кроме постоянно присутствующего Fe^{3+} , в разных интрузивах различны: в трахитоидном хибините — M_9 , в рисчорритах — M_9 и Ca , а в фойяитах — Ca и Fe^{+2} .

Таблица 29
Содержание главных пордообразующих элементов в полевом шпате и материнских породах (в вес.%)

Порода	Номер анализа по табл. 28	В породе				В породе без нефелина				В полевом шпате			
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	Si	Al	K	Na
Нефелиновый порфир (жильная фа- ния хибинита)	II	53.26	21.78	6.09	10.02	—	—	—	—	2.940	1.075	0.492	0.543
Трахитоидный хибинит	III	52.73	21.82	6.31	11.02	58.98*	14.87	5.96	8.90	2.968	1.036	0.543	0.476
Трахитоидный хибинит (порфировид- ный)	1	54.86	22.58	7.15	8.96	61.65	16.14	10.27	3.90	2.990	1.008	0.591	0.381
Эгириновый рисчоррит кольцевого тела	2	51.46	23.02	7.80	8.35	—	—	—	—	2.943	1.089	0.812	0.421
Эгириновый с астрофиллитом рисчор- рите кольцевого тела	3	51.25	23.20	9.84	7.74	—	—	—	—	2.939	1.084	0.979	—
Слюдяно-эгириновый рисчоррите неполно- кольцевого тела (полевой шпат I генерации)	5	53.41	21.12	14.12	3.92	—	—	—	—	2.978	1.043	0.927	0.023
Мелкозернистая масса астрофиллит- эгиринового рисчоррите неполно- кольцевого тела (полевой шпат II ге- нерации)	6	53.17	22.98	9.89	6.80	—	—	—	—	3.000	1.030	0.877	0.102
Эгирин-роговообманковый нефелино- вый сиенит (рисчоррите неполноколь- цевого тела)	VI	53.32	18.97	9.63	6.70	—	—	—	—	2.963	1.041	0.909	0.114
Полевошпатовый ийолит	VIII	45.00	—	2.951	20.88	—	1.053	8.25	—	0.902	8.72	—	0.122
Среднезернистый четко трахитоидный амфиболовый фойяйт	7	55.60	62.32	2.970	22.63	16.12	1.050	5.68	6.29	0.412	8.52	4.79	0.484
Нетипичная разновидность мелано- кратового фойяита	XI	55.02	—	2.969	21.64	—	1.036	6.20	—	0.493	10.25	—	0.521
Пироксеновый фойяйт	8	53.87	57.89	2.963	22.57	17.82	1.056	6.93	7.57	0.545	7.90	3.86	0.439

* Состав нефелина трахитоидного хибинита горы Вудъярчорр для расчета взят из работы А. М. Кононенко (1938).

ранней генерации характеризуется более высоким содержанием алюминия в сравнении с поздней генерацией. В фойяитах содержание Al в полевых шпатах увеличивается к центру интрузии.

В интрузиях (за исключением фойяитов) устанавливается, что с увеличением алюминия в породе он в меньшем количестве входит в состав полевого шпата (табл. 29).

Изменение содержания одного из щелочных металлов (калия, натрия) в полевых шпатах хибинитов (ан. I, II, III и 1) влечет обратно пропорциональное изменение содержания другого (рис. 13). Увеличение содержания калия в общем происходит при сопряженном росте содержания кремния и падении — алюминия. Количество калия в полевом шпате интрузии в общем увеличивается от ранних к более поздним породам. Содержание же натрия в этом направлении, наоборот, уменьшается. Наиболее высокие цифры содержания калия характеризуют полевые шпата рисchorритов, в которых натрия мало, а иногда он и вовсе отсутствует (табл. 28). В хибинитах и трахитоидных хибинитах линия содержания натрия в общем является зеркальным отражением линии содержания калия, свидетельствуя об их обратной количественной зависимости (рис. 13).

Направление изменения содержания калия и натрия в полевых шпатах и содержащих их рисchorритах кольцевого и неполнокольцевого тел совпадает лишь в самом общем виде.

Аналогичную роль K и Na играют в составе полевых шпатов ийолит-уритов и апатито-нефелиновых пород, в которых преобладает калий, еще раз подчеркивая генетическое родство этих пород и рисchorритов.

Кристаллизация нефелина не вызвала изменения направленности содержания калия и натрия в оставшемся расплаве и позднее выкристаллизовавшемся из него K-Na полевом шпате (табл. 29). Это свидетельствует о возможной зависимости содержания щелочей не только в нефелине, но и в полевом шпате, от содержания их в первичном магматическом расплаве. Изучение первичного состава полевых шпатов фойяитов сильно осложнено процессами наложенной альбитизации. Немногочисленные данные свидетельствуют о том, что полевые шпата этих пород по содержанию в кристаллохимических формулах K и Na приближаются к хибинитовым.

Одновременно с химическими анализами полевых шпатов определялись их удельные веса и показатели преломления (табл. 28). Между химизмом полевых шпатов и удельным весом выявляется некоторая зависимость. K-Na полевые шпата в сравнении с существенно калиевыми характеризуются меньшими значениями удельного веса. Увеличение удельного веса существенно калиевых и K-Na полевых шпатов происходит при незначительном изменении содержания K, Na, Al и Si и в обоих случаях сопровождается относительным повышением содержания Ba (табл. 28).

От химического состава полевых шпатов в известной мере зависят их оптические свойства (Галахов, 1968б). Полевые шпата из пород интрузий хибинитов, рисchorритов и фойяитов четко различаются по двупреломлению. Так, K-Na полевые шпата трахитоидного хибинита и фойяитов имеют самое большое двупреломление (0.007). В существенно калиевых полевых шпатах рисchorритов оно снижается до 0.006 (кольцевое тело) и 0.005 (неполнокольцевое тело). Кривые показателей преломления и особенно двупреломления в общем отражают конфигурацию линии натрия, по отношению к которой кривая калия является зеркальным отражением. Таким образом, существенно калиевые полевые шпата, содержащие небольшое количество натрия, характеризуются в общем сравнительно небольшими показателями преломления и двупреломления. K-Na же полевые шпата, в которых количество Na приближается к K, имеют более высокое двупреломление и нередко более высокие показатели преломления.

■ Приуроченность К-На полевых шпатов к хибинитам, трахитоидным хибинитам и фойяитам, а существенно калиевых — к рисчорритам, ийолит-уртитам и апатито-нефелиновым породам отражает особенности химизма и условий кристаллизации этих двух групп пород.

Химическое исследование породообразующих нефелина и полевого шпата хибинских щелочных пород вместе с данными структурного анализа интрузий позволили выделить (Галахов, 1968а, в) в истории формирования многофазного Хибинского массива три этапа интрузивной деятельности, каждый из которых объединяет несколько интрузивных фаз. Первый этап охватывает ранние интрузии: щелочные и нефелиновые сиениты I интрузивной фазы, интрузии хибинитов и трахитоидных хибинитов. Второй этап включает в себя интрузию рисчорритов—ийолит-уртитов—апатито-нефелиновых пород. Третий этап содержит интрузии неравнозернистых нефелиновых сиенитов и фойяитов.

В хибинских породах нефелин кристаллизовался раньше, чем полевые шпаты. Тем не менее ранняя кристаллизация нефелина не оказала заметного влияния на состав полевых шпатов. Оба минерала, состоящие в основном из одних и тех же элементов (Si, Al, Na, K), в каждой из интрузий имеют отклонения от своего теоретического состава. Сопоставление составов породообразующих нефелина и позднее выкристаллизовавшегося полевого шпата приводит к мысли, что основная часть катионов в предкристаллизационный период, по-видимому, была уже распределена среди комплексных анионов, образовав группировки, отвечающие составам будущих минералов. В расплаве к моменту кристаллизации нефелина наряду с группировками нефелинового состава, вероятно, уже имелись, возникшие раньше нефелиновых, группировки, соответствующие полевому шпату. Иначе трудно представить, чем же вызвано выделение из расплава первым фельдшпатоидом (недосыщенного кремнеземом) — нефелина, если бы определенное количество кремния, необходимое для образования насыщенного им позднее кристаллизовавшегося минерала — полевого шпата — уже не было связано в группировке этого состава. К аналогичному выводу пришел В. Г. Махлаев (1947), считающий, что существующие в расплаве анионы AlSi_3O_8 , AlSiO_4 , FeSi_2O_6 определяют как виды минералов, так и их относительные количества в породе, независимо от порядка кристаллизации минералов.

Главными одновалентными катионами полевого шпата и нефелина являются K и Na. Если фельдшпатоид (нефелин) — минерал существенно натриевый, то полевой шпат — натриево-калиевый и существенно калиевый. Возможно, основная масса калия раньше других катионов приняла участие в образовании алюмосиликатных группировок. Способность K к более сильным связям с кремнекислотой в сравнении с натрием и щелочноземельными металлами отмечалась Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1949а, 1950). Это согласуется и с высказываниями В. С. Соболева (1949) об определенной последовательности в образовании алюмосиликатов различных катионов, начиная с наиболее сильного основания K_2O , за которым следует Na_2O . Обращает на себя внимание поведение Fe^{+3} , которое в нефелине, присутствуя постоянно (1–3%), восполняет недостаток Al, изоморфно замещая его. Нефелин, кристаллизующийся обычно первым, не имел бы недостатка в Al, если бы распределение химических элементов было подчинено порядку выделения минералов, а не предшествовало бы ему в предкристаллизационный период жизни оставающего расплава.

Не затрагивая сложных процессов остывания и кристаллизации магматических расплавов, отметим, что, возможно, в начале в расплаве образовались комплексные анионы, а при присоединении к ним катионов — и молекулярные группировки, соответствующие главным породообразующим минералам. Возникновение подобных группировок, вероятно, происходило длительное время и в известной последовательности. Такие

потенциальные минералы (полевой шпат, нефелин, пироксен и др.), вероятно, неодинаково реагировали на изменяющиеся физико-химические условия при поднятии расплава в верхние части земной коры. В итоге это могло привести к разной степени разделения и пространственного обособления различных группировок или их смесей, т. е. к магматической дифференциации расплава. При этом могли возникать как почти «моно-минеральные» участки и слои, так и смеси в определенных количественных соотношениях. Автор, таким образом, склоняется к представлениям Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1949а, 1949б, 1949в, 1950) о дифференциации магмы путем перемещения групп или комплексов окислов (жидких минералов), соответствующих будущим минералам твердой фазы и образующим в предкристаллизационный период неоднородность (расслоение) магматического расплава. В этом отношении интересны экспериментальные данные Б. М. Мархасева и И. Д. Седлецкого (1963) при исследовании систем типа $\text{MgO}-\text{SiO}_2$, образующих в определенном интервале концентраций две несмешивающиеся жидкости, одна из которых состоит из почти чистой двуокиси кремния, а другая — из расплава силиката металла с предельно высоким для данных условий содержанием SiO_2 . По их представлениям, это является следствием существования между атомами в расплавленных силикатах определенных координационных и размерных соотношений, близких к соотношениям в кристаллических силикатах.

Не отрицая важной роли в образовании текстурных особенностей пород (слоистости, трахитоидности и т. п.) процессов кристаллизации, автор не исключает влияния на формирование ее магматической дифференциации в предкристаллизационный период, когда зарождается ориентированное расположение обособившихся группировок в жидком состоянии — при движении расплава и под действием гравитации. В период превращения в кристаллическое состояние уже занявших в пространстве определенное место различных группировок происходила кристаллизационная дифференциация вещества, наложившаяся на магматическую. Придавая изложенным положениям важное петрологическое значение, автор признает и их дискуссионность.

ПОРОДЫ ИНТРУЗИВНЫХ ФАЗ

Породы первой интрузивной фазы, интрузии хибинитов и трахитоидных хибинитов

Интрузии хибинитов и трахитоидных хибинитов — одни из главнейших интрузий, слагающих Хибинский массив. Естественно, что их химическому составу автор уделил большее внимание. Из 69 проанализированных проб немного менее половины принадлежит этим породам. Меньшее внимание удалено породам первой интрузивной фазы. Поскольку последние представлены разрозненными остатками интрузий, петрохимическая характеристика их на иллюстрируемых диаграммах, по-видимому, может быть не полной и отличаться от действительной.

Данные химических анализов (табл. 30) свидетельствуют, что хибиниты и трахитоидные хибиниты по своему химизму очень близки, несколько различаясь повышенным содержанием Fe_2O_3 в трахитоидных хибинитах, что находится в прямой зависимости от минерального состава пород этих интрузий. Главное же различие усматривается в составе пород четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов (табл. 30, ан. 49—53), которые характеризуются падением содержания SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O и возрастанием TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , частично P_2O_5 и SrO .

Положение фигуративных точек состава пород первой интрузивной фазы, интрузий хибинитов и трахитоидных хибинитов (рис. 14, вкладка) свидетельствует о принадлежности пород к рядам нормальных и пересы-

Таблица 30

Химический состав пород первой интрузивной фазы, интрузий хибинитов и трахитоидных хибинитов (в вес. %)

Номер анализа	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O-	H ₂ O+	CO ₂	SO ₃	Cl	F	Сумма	-O=F ₂ , Cl ₂	Сумма
---------------	-------------	------------------	------------------	--------------------------------	--------------------------------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-------------------	------------------	-------------------------------	-------------------	-------------------	-----------------	-----------------	----	---	-------	-------------------------------------	-------

Нефелиновые сиениты первой интрузивной фазы

7	1414	54.47	1.01	21.00	2.49	2.03	0.17	0.57	1.89	0.06	1.13	8.10	7.23	0.08	0.20	0.44	Не обн.	0.04	0.04	0.02	99.99	0.03	99.96
8	1726	55.28	1.22	20.29	3.07	0.94	0.16	0.81	1.26	0.08	0.02	10.02	5.89	0.13	0.07	0.41	0.00	0.00	0.09	0.10	99.84	0.08	99.76
9	1933—1964	55.75	0.83	20.29	2.88	1.44	0.18	0.58	1.25	0.10	0.07	9.13	6.64	0.12	0.08	0.55	0.05	0.00	0.037	0.05	100.067	0.04	100.03

Интрузия хибинитов

16	1413	49.69	1.48	22.49	3.66	1.42	0.20	0.94	1.86	0.12	0.09	10.95	4.68	0.14	0.20	1.82	—	0.00	0.06	0.02	99.82	0.02	99.80
17	1934—1957	54.89	0.43	22.20	1.35	1.61	0.13	0.48	1.27	0.09	0.094	10.55	5.88	0.19	0.12	0.49	0.05	0.00	0.01	0.13	99.964	0.06	99.91
18	1115	54.44	0.73	23.03	2.81	0.83	0.14	0.28	1.49	0.25	—	9.03	5.85	0.05	0.65	0.12	0.18	0.04	0.00	0.11	100.03	0.04	99.99
19	1243	53.90	1.20	23.23	1.72	0.96	0.13	0.25	1.51	0.26	—	9.87	5.79	0.22	0.12	0.77	0.00	0.00	0.04	0.03	100.00	0.02	99.98
20	1412	52.17	0.67	23.33	2.30	1.03	0.14	0.33	1.10	0.28	0.13	11.35	6.53	0.13	0.23	0.72	Не обн.	0.03	0.05	0.06	100.58	0.05	100.53
21	1958—1984	56.11	0.35	21.45	1.54	1.22	0.15	0.62	1.46	0.17	0.076	10.35	6.24	0.19	0.03	0.55	0.05	0.00	0.01	0.15	100.246	0.07	100.18
22	1985—2004	55.37	0.95	20.09	1.66	1.73	0.20	0.56	1.35	0.30	0.06	10.10	5.88	0.15	0.36	0.76	0.03	0.13	0.03	0.64	100.35	0.25	100.09
23	1399	53.96	0.82	21.31	2.33	1.43	0.23	0.51	1.40	0.19	0.08	9.56	6.22	0.15	0.19	0.73	Не обн.	0.03	0.08	0.08	99.90	0.07	99.83
25	1297	56.03	1.06	19.90	3.05	1.61	0.34	0.76	0.57	0.02	0.05	8.28	5.60	0.12	0.37	1.18	Не обн.	0.03	0.05	0.29	99.71	0.12	99.54

Породы жильной фации интрузии хибинитов

30	1242	54.54	0.91	20.55	2.75	1.93	0.22	0.45	1.98	0.23	0.24	9.36	6.08	0.21	0.11	0.50	0.00	0.00	0.07	0.05	100.18	0.05	100.13
31	1248	54.04	1.36	21.55	1.98	1.94	0.21	0.24	1.84	0.34	—	9.71	5.90	0.19	0.15	0.40	0.00	0.00	0.10	0.04	99.99	0.06	99.93
32	1337-3 _к	53.75	0.90	23.37	1.81	1.38	Не опр.	0.57	1.37	0.09	—	10.35	5.29	0.12	0.35	0.62	—	—	0.02	0.02	100.01	0.02	99.99
33	1337-3 _м	54.96	0.85	23.23	1.53	1.04	Не опр.	0.45	1.26	0.07	—	9.69	5.76	0.09	0.38	0.60	—	—	0.01	0.09	100.01	0.04	99.97

Интрузия трахитоидных хибинитов

38	1332	54.86	0.78	22.58	2.06	1.06	0.09	0.38	1.31	0.16	0.07	8.96	7.15	0.18	0.21	0.43	Не обн.	0.04	0.11	0.10	100.53	0.06	100.47
39	1887—1906	54.27	0.28	21.70	2.16	1.35	0.15	0.50	1.28	0.13	0.08	10.30	6.55	0.19	0.10	0.01	0.07	0.00	0.04	0.00	100.16	0.02	100.14
40	1140	53.45	1.01	20.77	3.94	2.09	0.28	0.40	1.24	0.14	0.04	9.23	5.43	0.14	0.19	1.01	0.15	0.02	0.01	0.05	99.59	0.02	99.57
41	1487	52.65	0.97	19.30	5.06	1.35	0.33	0.47	1.48	0.10	0.06	10.13	6.41	0.13	0.31	1.01	Не обн.	0.04	0.04	Гл.	99.84	0.02	99.82

Таблица 30 (продолжение)

Номер анализа	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O-	H ₂ O+	CO ₂	SO ₃	Cl	F	Сумма	-O = F ₂ , Cl ₂	Сумма
42	1270	53.98	1.00	19.73	2.30	2.08	0.24	0.66	1.15	0.08	0.09	10.10	5.95	0.13	0.33	0.89	0.16	0.17	0.06	0.62	99.72	0.27	99.45
43	1907—1915	53.98	0.29	21.69	2.53	1.04	0.17	0.35	1.46	0.15	0.08	10.70	6.43	0.15	0.10	0.57	0.00	0.00	0.02	0.11	99.82	0.05	99.77
44	1916—1930	53.54	0.41	21.57	2.78	1.75	0.20	0.52	1.47	0.08	0.10	10.60	6.30	0.15	0.12	0.81	0.03	0.00	0.03	0.08	99.94	0.05	99.89
45	1306	53.45	1.14	18.81	4.60	2.00	0.32	0.58	2.15	0.17	0.22	9.74	5.86	0.19	0.22	0.58	Не обн.	0.08	0.07	0.06	100.32	0.04	100.28
46	116	54.20	0.89	20.02	4.64	1.35	0.21	0.44	1.93	0.18	0.13	8.94	5.67	0.06	0.12	0.83	0.19	0.06	0.01	0.23	100.10	0.09	100.01
47	1425	52.42	1.11	19.39	4.30	1.87	0.33	0.64	2.28	0.09	0.12	9.98	6.40	0.17	0.28	0.99	Не обн.	0.04	0.05	Сл.	100.46	0.02	100.44
48	1772	53.00	1.12	19.73	3.10	2.46	0.40	0.15	2.29	0.137	0.09	9.43	5.58	0.20	0.20	1.31	0.00	0.05	0.00	0.13	99.977	0.05	99.927
49	1773	47.48	3.64	14.39	5.90	6.46	0.71	1.72	6.53	0.14	0.18	7.20	3.52	0.10	0.22	1.57	0.00	0.03	0.00	0.10	99.89	0.04	99.85
50	1774	45.21	4.32	6.39	7.93	9.65	1.22	3.55	12.53	0.02	0.16	5.95	1.32	0.12	0.20	0.70	0.00	0.05	0.018	0.30	99.638	0.13	99.51
51	1775	44.93	5.30	7.33	7.21	8.84	1.14	3.54	12.68	0.03	0.16	5.73	1.62	0.18	0.18	0.67	0.00	0.08	0.014	0.21	99.844	0.09	99.75
52	1981-16	41.61	13.47	9.63	6.07	3.14	0.43	1.21	12.47	0.01	0.23	5.17	3.14	1.86	0.16	0.69	0.10	0.04	0.01	0.41	99.85	0.17	99.68
53	1959	25.45	14.79	2.37	18.11	20.99	1.56	1.77	8.68	0.01	0.20	3.10	0.31	1.09	0.17	0.44	0.04	0.00	0.015	0.38	99.475	0.16	99.47

Породы жильной фации интрузии трахитоидных хибинитов

54	1271	52.55	0.94	21.06	3.23	1.56	0.21	0.67	1.04	0.21	0.06	11.10	5.84	0.15	0.33	0.85	0.14	0.05	0.11	0.09	100.19	0.05	100.14
55	1272	53.85	1.34	15.50	5.46	2.80	0.43	1.09	1.12	0.14	0.14	9.80	5.95	0.17	0.46	0.86	0.10	0.65	0.33	0.00	100.19	0.07	100.12

Примечание. Анализы 7—9 — мелкозернистые нефелиновые сиениты с гор: Иидичвумчорр (7), Лявоочорр (8), Иидичвумчорр, Юмъечорр, Тахтарвумчорр (9); 16 — среднезернистый хибинит с горы Иидичвумчорр; 17—20 — грубозернистые хибиниты с гор: Тахтарвумчорр (17), Ловчорр (18), Китчепахк (19), Иидичвумчорр (20); 21—23 — крупнозернистые хибиниты с гор: Тахтарвумчорр (21), Хийны (22), Юмъечорр (23); 25 — приконтактный мелкозернистый хибинит (Ловчорр); 30, 31 — неравнозернистые нефелиновые сиениты (Китчепахк); 32, 33 — порфировицовые нефелиновые сиениты (Китчепахк); 38 — трахитоидный порфировидный хибинит (Китчепахк); 39—41 — трахитоидные крупнозернистые хибиниты с гор: Тахтарвумчорр (39), Коашкар (40), Иидичвумчорр (41); 42—48 — трахитоидные среднезернистые хибиниты с гор: Китчепахк (42, 45), Тахтарвумчорр (43, 44), Иидичвумчорр (47, 48); 49 — трахитоидный мезократовый хибинит (Иидичвумчорр); 50, 51 — ийолиты из четко расслоенных хибинитов (Китчепахк); 52 — среднезернистый трахитоидный сфееновый нефелиновый сиенит из четко расслоенной части трахитоидных хибинитов (Юмъечорр); 54 — среднезернистый нефелиновых хибинитов (Тахтарвумчорр); 55 — сфеенититаномагнетитовая порода из четко расслоенной части трахитоидных хибинитов (Юмъечорр); 56 — среднезернистый нефелиновый сиенит (Китчепахк). Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Геологического института Кольского ФАН СССР В. В. Астафьевой (ан. 7, 19, 20, 23, 30, 31, 41, 47), В. Г. Загнайченко (ан. 17, 18, 21, 25, 38—40, 43—46), А. М. Бондаревой (ан. 48—51), Е. И. Успенской (ан. 22, 42, 54, 55), Н. А. Елиной (ан. 32, 33), К. М. Бабкиной (ан. 16, 52), А. В. Мокрецовой (ан. 9), Л. Ф. Пискуновой (ан. 8), В. А. Ингурин (ан. 53).

Таблица 31

Содержание второстепенных и акцессорных элементов в породах первой интрузивной фазы, интрузий хибинитов
и трахитоидных хибинитов (в вес. %)

Номер анализа по табл. 30	Номер пробы	ZrO ₂	TR ₂ O ₃	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	BeO	GaO	CuO	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅
Н е ф е л и н о в ы е с и е н и т ы п е р в о й и н т р у з и в н о й ф а з ы															
7	1414	0.04	0.02	0.016	0.002	0.0040	0.024	0.0025	0.00036	—	0.009	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.012
8	1726	0.03	0.04	0.026	0.003	0.001	0.0017	0.00006	0.0019	—	0.012	—	—	0.001	0.004
9	1933—1964	0.065	0.015	0.012	0.0016	0.004	0.0017	Следы	—	—	0.001	—	—	0.006	0.008
И н т р у з и я х и б и н и т о в															
16	1413	0.25	0.07	0.034	0.005	0.0062	0.017	0.00	0.00222	—	0.022	0.0008	Следы	0.0015	0.005
17	1934—1957	0.05	—	0.013	0.002	0.0046	0.022	0.00	0.0019	—	0.001	0.005	0.003	0.00	0.00
18	1115	0.00	—	0.015	0.0016	—	—	—	0.0017	0.0026	0.001	—	—	—	0.0036
18a	1115—1	0.068	0.05	0.038	—	0.000	0.011	0.000	—	—	—	—	—	—	0.0036
19	1243	0.05	—	0.018	0.002	—	—	—	0.0014	0.0021	0.001	0.0025	—	—	0.0036
20	1412	0.04	0.04	0.017	0.002	0.0032	0.015	Следы	0.0014	—	0.0095	0.0009	0.0001	0.0015	0.0036
21	1958—1984	0.05	—	0.014	0.002	0.0054	0.021	0.00	0.0017	—	0.001	0.0051	0.0025	0.00	0.00
22	1985—2004	0.10	—	0.020	0.003	0.0052	0.017	0.000	0.0031	0.0086	0.001	0.0025	—	0.0012	0.017
23	1399	0.45	0.06	0.029	0.003	0.0056	0.019	0.0034	0.00072	—	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.009
23—a	1023	0.066	0.10	0.032		0.004	0.043	0.000	—	—	—	—	—	—	—
25	1297	0.26	0.12	0.075	0.008	0.01	0.027	Нет	0.0031		0.0050	0.001	0.0001	0.0015	0.0036
П о р о д ы ж и л и й н о й ф а ц и и и н т р у з и и х и б и н и т о в															
30	1242	0.12	0.08	0.023	0.0025	0.0059	0.017	Нет	0.0022	0.0025	0.0011	Следы	0.00007	0.0015	0.0089
31	1248	0.08	0.11	0.026	0.0027	—	—	—	0.0019	—	0.0007	—	—	0.0029	0.0089
32	1337—3к	0.12	—	—	—	—	—	—	—	—	0.001	—	—	0.001	0.0054
33	1337—3м	0.09	—	—	—	—	—	—	—	—	0.001	—	—	0.001	0.0071

И н т р у з и я т р а х и т о и д н ы х х и б и н и т о в

38	1332	0.04	0.009	0.011	0.002	0.0016	0.017	Нет	0.0014	—	0.0163	0.0028	0.0003	0.0015	0.005
39	1887—1906	0.07	—	0.011	0.0013	0.0032	0.021	0.000	0.0019	—	0.0013	0.0051	0.0025	0.00	0.00
40	1140	0.08	0.06	0.016	0.001	0.0052	0.024	0.000	0.0022	0.0037	0.001	0.0012	Следы	0.0015	0.005
41	1487	0.30	0.14	0.043	0.005	0.01	0.021	0.025	0.0028	—	0.0010	0.0011	0.0001	0.0015	0.005
42	1270	0.06	0.06	0.022	0.0023	0.0052	0.018	0.000	0.0033	0.0098	0.0012	0.0026	—	0.001	0.02
43	1907—1915	0.05	—	0.013	0.002	0.0064	0.022	0.000	0.0028	—	0.0013	0.005	0.0025	0.00	0.00
44	1916—1930	0.08	—	0.018	0.002	0.006	0.021	0.000	0.0028	—	0.0013	0.0051	0.0025	0.00	0.00
45	1306	0.17	0.09	0.047	0.005	0.0072	0.016	Нет	0.0028	—	0.0004	0.0009	Следы	0.0015	0.007
46	1116	0.00	0.09	0.026	0.0028	0.0054	0.014	Нет	0.0022	0.0031	0.0106	0.0006	0.00006	0.0015	0.002
46a	1445	0.062	0.13	0.055	—	0.005	0.013	0.000	—	—	—	—	—	—	—
47	1425	0.17	0.07	0.043	0.0045	0.0094	0.024	Следы	0.00070	—	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.01
48	1772	0.072	0.07	0.024	0.001	0.005	(0.0058)	(0.014)	(0.000)	—	0.031	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.13
49	1773	0.14	0.07	0.053	0.0015	0.006	Сл.	0.015	—	—	0.0075	Не обн.	Не обн.	0.00	0.10
50	1774	0.24	0.12	0.075	0.002	0.009	0.0090	0.017	—	—	0.019	Не обн.	Не обн.	0.00	0.14
51	1775	0.24	0.31	0.080	0.002	0.007	0.010	0.016	—	—	0.0238	Не обн.	Не обн.	0.00	0.06
52	1981—16	0.30	0.94	0.25	0.026	—	—	—	0.0025	0.0015	0.0013	0.0026	—	0.00	0.00
53	1959	0.15	0.45	0.142	0.014	0.0089	0.00	Сл.	0.0014	0.0006	0.0013	0.0064	0.0051	0.0058	0.03

П о р о д ы ж и л ь н о й ф а ц и и и н т р у з и и т р а х и т о и д н ы х х и б и н и т о в

54	1271	0.009	0.04	0.019	0.0018	0.0048	0.021	0.000	0.0022	0.0074	0.0013	—	—	0.00035	0.00
55	1272	0.09	0.13	0.033	0.003	0.013	0.022	0.000	0.0069	0.0086	0.0013	—	—	0.0016	0.014

Таблица 32
Состав редких земель в породах массива (в отн. %)

Номер анализа по табл. 30	Номер пробы	La_2O_3	CeO_2	Pr_2O_3	Nd_2O_3	Sm_2O_3	Eu_2O_3	Gd_2O_3	Tb_2O_3	Y_2O_3	Dy_2O_3	Ho_2O_3	Er_2O_3	Tu_2O_3	Yb_2O_3	Lu_2O_3
Н е ф е л и н о в ы е с и е н и н т ы п е р в о й и н т р у з и в н о й ф а з ы																
7	1414	19,93	40,70	1,48	16,71	5,09	5,27	1,60	8,57	0,60	—	—	—	—	—	
8	1726	22,9	39,6	5,7	18,3	2,5	1,9	6,4	2,8	—	—	—	—	—	—	
9	1933—1964	26,4	30,2	5,5	23,0	10,2	1,2	2,2	1,2	—	—	—	—	—	—	
И н т р у з и я х и б и н и т о в																
16	1413	16,8	37,4	10,9	20,0	3,0	3,2	5,4	1,6	0,3	0,9	—	0,6	—	—	
18a	1115-1	19,5	43,5	5,6	18,0	3,8	3,0	5,3	1,0	—	0,2	—	—	—	—	
20	1412	17,3	34,9	7,5	18,7	3,0	4,0	5,9	4,2	0,7	1,9	—	1,9	—	—	
23	1399	19,30	40,86	5,63	15,83	4,03	3,58	0,68	8,39	0,68	—	1,02	—	—	—	
23a	1023	20,3	40,0	5,6	21,2	2,7	—	2,6	5,8	1,2	0,1	0,2	—	0,2	—	
25	1297	24,8	33,9	10,0	14,8	3,1	3,2	5,0	2,7	0,4	0,7	—	1,7	—	—	
30	1242	17,2	44,3	7,3	20,2	2,3	2,4	4,8	0,7	0,2	0,3	—	0,3	—	—	
31	1248	18,0	41,6	5,1	18,4	3,5	4,3	4,9	1,3	0,1	0,8	—	1,9	—	—	
И н т р у з и я т р а х и т о п и д н ы х х и б и н и т о в																
38	1332	21,3	33,8	7,7	18,7	4,0	3,6	4,3	14,3	0,4	1,2	—	0,8	—	—	
40	1140	26,3	43,4	5,0	14,9	2,0	2,1	—	6,3	—	—	—	—	—	—	
41	1487	21,0	39,5	5,3	15,1	4,7	3,6	7,1	1,8	0,3	1,0	—	0,6	—	—	
42	1270	23,0	44,9	4,1	15,4	2,4	1,4	5,7	1,3	—	0,8	—	1,0	—	—	
45	1306	20,0	42,9	6,9	17,2	2,5	2,0	4,6	1,6	0,5	0,9	—	0,9	—	—	
46	1116	19,8	43,7	5,4	20,4	2,1	3,1	5,5	—	—	—	—	—	—	—	
46a	1445	24,6	45,9	4,1	14,5	2,5	—	2,8	5,4	0,5	—	0,1	—	—	—	
47	1425	21,31	41,52	3,04	18,97	3,63	2,42	5,38	1,90	0,30	1,13	—	—	—	—	
48	1772	19,4	43,0	4,6	19,3	2,8	2,7	5,7	0,9	0,3	0,8	—	0,6	—	—	
49	1773	21,8	40,4	7,0	19,5	2,7	2,5	3,7	0,9	0,4	0,6	—	0,7	—	—	
50	1774	16,5	41,3	7,1	23,4	2,9	2,7	3,9	1,0	0,3	0,5	0,2	0,3	—	—	
51	1775	14,2	41,0	5,9	24,4	3,6	3,4	4,4	0,9	0,5	0,8	—	0,9	—	—	
52	1981—16	15,2	39,4	8,1	22,5	3,7	2,7	4,7	1,1	0,7	1,0	—	0,8	—	—	
53	1959	15,6	43,1	4,8	20,6	3,5	3,0	3,2	3,0	0,7	1,1	—	1,5	—	—	
54	1271	27,6	36,7	4,2	14,5	2,3	2,5	5,8	1,8	0,5	1,8	0,9	1,3	—	—	
55	1272	25,8	44,5	4,2	13,2	1,9	1,7	5,2	0,6	0,3	1,1	0,2	1,2	0,2	—	
Р и с ч о р р и т ы																
56	3449	32,5	37,6	4,6	14,9	1,7	1,6	5,0	0,9	0,2	0,4	0,2	0,7	—	—	
57	3446	28,0	34,1	4,8	16,3	3,0	3,5	6,8	1,6	0,4	1,2	—	0,4	—	—	
58	3386-A	23,6	34,1	9,2	15,5	2,6	2,6	6,6	0,2	1,8	1,9	—	1,7	—	—	
59	3529-A	23,1	43,0	5,0	13,4	3,4	3,3	6,1	2,7	—	—	—	—	—	—	
62	3716-A	17,6	46,1	3,9	20,2	4,1	3,0	5,2	—	—	—	—	—	—	—	
69	1750	25,0	41,6	5,2	18,7	1,4	0,7	3,5	1,4	0,4	1,1	—	1,2	—	—	
И н т р у з и я н е р а в н о з е р н и с т ы х н е ф е л и н о в ы х с и е н и н т о в																
142	1702	26,0	43,1	4,3	12,7	1,9	1,9	6,6	0,2	1,3	0,5	1,3	—	—	—	
145	1729	21,8	43,2	4,4	12,0	2,4	4,4	4,9	1,2	0,5	3,3	1,8	—	—	—	
146	1728	25,8	42,8	5,0	13,6	3,8	2,2	3,4	1,2	0,2	1,2	0,1	0,6	—	—	
148	875	20,37	50,96	5,53	13,11	1,65	1,72	5,36	0,71	0,23	0,73	0,23	0,39	—	—	
150	349	22,9	41,4	7,5	12,3	0,4	1,0	0,4	8,3	1,4	1,1	1,8	—	1,5	—	
И н т р у з и я ф о й я и н т о в																
154	364	28,70	41—51	4,51	13,87	2,57	1,86	3,66	1,37	0,42	0,91	—	0,61	—	—	
156	390	27,5	33,9	8,0	15,7	3,1	3,2	8,5	—	—	—	—	—	—	—	
158	784	24,5	43,8	6,2	13,4	2,2	2,2	7,6	—	—	—	—	—	—	—	
160	1213	24,9	40,4	6,3	17,5	2,6	2,0	2,9	0,8	0,5	1,3	—	0,8	—	—	
161	1701	33,3	36,7	6,4	13,1	2,7	1,2	3,3	1,3	0,4	0,8	—	0,8	—	—	
166	1727	28,7	34,4	6,9	16,5	2,6	2,2	3,7	1,4	0,8	1,7	—	1,0	—	—	

Таблица 32 (продолжение)

Номер анализа по табл. 30	Номер пробы	La_2O_3	CeO_2	Pr_2O_3	Nd_2O_3	Sm_2O_3	Eu_2O_3	Gd_2O_3	Tb_2O_3	Y_2O_3	Dy_2O_3	Ho_2O_3	Er_2O_3	Tm_2O_3	Yb_2O_3	Lu_2O_3
167	827	26.5	49.7	4.3	12.1	0.8	0.6		3.6	0.8	0.2	1.7	—	1.0	—	
167a		26.8	50.2	2.8	13.1	2.1	1.7		3.0	0.3	—	0.1	—	—	—	
168	1700	35.2	38.8	6.2	15.5	0.9	0.6		1.8	0.9	—	—	—	—	—	

Примечание. Анализы 18а, 23а и 46а приведены по материалам О. А. Воробьевой.

щенных щелочами. Причем породы от ранних щелочных и нефелиновых сиенитов первой интрузивной фазы к более поздним интрузиям хибинитов и трахитоидных хибинитов все более уклоняются от нормального состава к пересыщенным щелочами (недосыщенным алюминием). В интрузии трахитоидных хибинитов некоторые породы становятся сильно пересыщенные щелочами. Положение векторов в верхней части диаграммы свидетельствует о бедности пород фемической составляющей. И только породы четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов, обогащенные темноцветными, рудным и сфером (рис. 14, вкладка), характеризуются резко возросшим значением характеристики *b*. В прямой зависимости от щелочности пород находится содержание полевошпатовой извести. При пересыщении пород щелочами исключается возможность образования аортитовой составляющей и весь алюминий идет на образование алюмосиликатов (щелочных полевых шпатов и фельдшпатоидов). Избыточное количество щелочей, главным образом натрия, входит в состав эгирина и щелочных амфиболов. Об этом свидетельствует проявление тенденции к сближению правых и левых фигуративных точек с увеличением характеристики *b*. Однаковый наклон левых векторов указывает на одинаковое соотношение калия и натрия в породах интрузий. Исключение составляют умпекиты, характеризующиеся относительно меньшей ролью калия. Длина правых векторов свидетельствует в общем об одном порядке величин характеристики *f'*. Некоторое уменьшение их длины с увеличением характеристики *b* указывает на увеличение содержания железа в зависимости от роста содержания фемической составляющей. По наклону правых векторов породы в общем близки друг к другу и характеризуются преобладанием более кальциевых разновидностей, хотя в каждой из интрузий есть породы немного обогащенные магнием. В общем же намечается некоторое выполаживание правых векторов от ранних к более поздним интрузиям.

В изменении содержания летучих, редких и рассеянных элементов наблюдается некоторая направленность. От ранних к более поздним интрузиям намечается как общее возрастание содержания P_2O_5 в породах, так и увеличение интервала колебания содержания ее, а именно в породах первой интрузивной фазы содержание P_2O_5 меняется в пределах 0.08—0.13%, в интрузии хибинитов — 0.05—0.22, в интрузии трахитоидных хибинитов — 0.10—1.86% (табл. 30). Подобное отмечается и для содержания H_2O^+ , которое меняется соответственно 0.41—0.55, 0.12—1.49 (1.82%), 0.43—1.57% и H_2O^- — 0.07—0.20, 0.06—0.36 и 0.10—0.46%. В общем это же намечается и для содержаний CO_2 , SO_3 , Cl , F .

От древней к более молодым интрузиям увеличивается содержание ZrO_2 (0.03—0.06, 0.04—0.15, 0.04—0.30%), TR_2O_3 (0.02—0.04; 0.04—0.12, 0.05—0.94%), Nb_2O_5 (0.012—0.026, 0.013—0.038 (0.075), 0.011—0.080 (0.25%), Li_2O (0.001—0.004, 0.000—0.006 (0.01), 0.002—0.01%) и намечается увеличение содержания Cs_2O , BeO , CuO , NiO , V_2O_5 (табл. 31). Следует отметить обогащение ниобием (до 0.25%) и tantalом (до 0.026%).

некоторых слоев пород четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов.

В составе редкоземельных элементов пород (табл. 32) преобладают легкие лантаноиды, основная масса которых представлена La_2O_3 , CeO_2 , Nd_2O_3 и сравнительно меньшая — Pr_2O_3 и Sm_2O_3 . В иттриевой группе основная масса приходится на $\text{Tb}_2\text{O}_3 + \text{Y}_2\text{O}_3$, $\text{Eu}_2\text{O}_3 + \text{Gd}_2\text{O}_3$, Dy_2O_3 меньше приходится на долю Ho_2O_3 , Er_2O_3 и Yb_2O_3 и почти повсеместно отсутствуют Tu_2O_3 и Lu_2O_3 .

Повышенным содержанием TR_2O_3 особенно выделяются меланократовые породы четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов (табл. 32, ан. 50—53).

Интрузия рисчорритов—ийолит-уртитов— апатито-нефелиновых пород

Как уже отмечалось выше, рисчорриты, ийолит-уртиты и апатито-нефелиновые породы автором считаются сингенетическими частями единой дифференцированной интрузии. Эти дифференциаты характеризуются резко различным составом и относятся к нефелиновым сиенитам, ультращелочным и своеобразным фосфатовым породам. Данные табл. 33 с привлеченными (Галахов, 1972) материалами других авторов свидетельствуют о следующих чертах их химического состава. От рисчорритов к ийолит-уртитам и апатито-нефелиновым породам уменьшается содержание SiO_2 от 53.41—48.69% через 47.36—25.62% (52.68 в полевошпатовых разновидностях) до 32.72—5.76% и K_2O от 14.12—6.41 через 1.96—9.05 до 2.89—0.75%, что главным образом обусловлено уменьшением в указанном направлении содержания полевого шпата. В этом же направлении увеличивается содержание CaO от 0.95—2.18 через 1.13—11.54 (19.74) до 12.38—44.02%, SrO от 0.01—0.16 через 0.08—1.85 до 0.02—4.43%, P_2O_5 от 0.01—0.45 через 5.61 (14.30) до 6.64—34.73, F от 0.01—0.29 через 0.01—1.15 до 0.29—2.58, TiO_2 от 0.65—1.89 до 0.55—9.56 и 0.22—5.35 (10.34—19.90%), отражая обогащение пород апатитом и сフェном вплоть до образования апатито-нефелиновых и сферовых разновидностей.

В ийолит-уртитах и апатито-нефелиновых породах изменяется также содержание и интервал крайних значений содержания Al_2O_3 соответственно: 11.34—29.99 и 4.85—21.26 против 20.46—24.57% в рисчорритах, Na_2O — 5.93—15.21 и 1.39—9.18 против 3.92—10.94% в рисчорритах, Fe_2O_3 — 1.94—7.66 и 0.37—5.14 против 2.03—5.05% в рисчорритах, FeO — 0.45—7.76 и 0.43—4.01 против 1.27—2.14% в рисчорритах. Изменения содержания этих элементов характеризуют поведение главным образом нефелина и темноцветных минералов.

Касаясь поведения второстепенных и акцессорных элементов (табл. 32, 33), следует отметить, что содержание ZrO_2 наивысшего значения (0.25%) достигает в ийолит-уртитах. Содержание TR_2O_3 повышается в апатито-нефелиновых (0.06—0.94%) и сферовых (0.42—0.78%) породах в сравнении с довольно низким содержанием их (0.02—0.08%) в рисчорритах. Подобная картина наблюдается и с распределением Nb_2O_5 . Содержание V_2O_5 обычно не превышает 0.04—0.07%. В составе редких земель в рисчорритах (табл. 32) преобладают легкие лантаноиды. Наибольшее значение среди них имеют CeO_2 , La_2O_3 , Nd_2O_3 и в меньшем количестве присутствуют Pr_2O_3 и Sm_2O_3 . В иттриевой группе TR_2O_3 не содержится Lu_2O_3 , лишь в одной пробе обнаружен Tu_2O_3 . Еще меньшим разнообразием состава редких земель цериевой группы характеризуются некоторые эгириновые рисчорриты кольцевого тела, в которых, кроме того, отсутствуют Yb_2O_3 , Er_2O_3 , Ho_2O_3 , Dy_2O_3 .

О накоплении летучих от рисчорритов к ийолит-уртитам и апатито-нефелиновым породам, помимо уже отмеченного, свидетельствует направленное увеличение содержания H_2O^+ от 0.17—1.32 к 0.21—1.67 до 0.29—1.82%.

Таблица 33
Химический состав рисчорритов (в вес. %)

Номер анализа на диаграмме (рис. 15)	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O-	H ₂ O ⁺	CO ₂	SO ₃	Cl	F	Сумма	$\frac{Fe_2O_3}{Cl}$	Сумма		
Кольцевое тело																									
56	3449	50.76	1.62	20.61	2.52	1.98	0.16	0.72	2.18	—	0.16	5.01	12.89	0.10	0.09	0.61	—	—	—	0.29	99.70	0.12	99.58		
57	3446	49.63	1.08	22.14	3.10	1.73	0.09	0.64	1.98	—	0.09	7.17	10.92	0.44	0.12	0.28	—	—	—	0.23	99.64	0.10	99.54		
58	3386-А	49.98	1.00	23.77	3.22	1.71	0.14	0.84	1.88	0.14	0.09	7.38	9.85	0.01	0.16	—	0.28	—	—	0.24	100.69	0.10	100.59		
59	3529-А	51.25	1.03	23.20	2.10	1.32	0.12	0.34	1.93	—	0.06	7.74	9.84	0.39	0.01	0.42	—	—	—	0.23	100.01	0.10	99.91		
60	1755	51.62	1.21	22.22	2.90	1.45	0.20	0.49	0.75	0.18	0.014	8.35	9.53	0.14	0.20	0.77	0.00	0.12	0.00	0.01	100.154	—	100.15		
61	3163-Г	50.58	1.20	24.01	2.14	1.28	0.48	0.92	1.82	—	—	9.34	7.60	—	0.20	0.59	—	—	—	—	—	100.16	—	100.16	
62	3716-А	51.46	1.26	23.02	2.78	2.14	0.19	0.83	1.52	0.15	0.07	8.35	7.80	—	0.22	0.17	0.45	—	—	0.19	100.60	0.08	100.52		
Неполнокольцевое тело																									
69	1750	49.55	1.41	23.85	2.25	1.96	0.06	0.62	1.30	0.00	0.018	10.13	8.03	0.23	0.14	0.62	0.08	0.00	0.06	0.25	100.558	0.12	100.44		
70	3492	53.41	0.65	21.12	2.04	1.45	0.09	0.78	0.95	—	—	3.92	14.12	—	0.15	1.32	0.21	—	—	0.14	100.35	0.06	100.29		
71	3373-1	53.17	0.84	22.98	2.03	1.60	0.09	0.32	1.70	—	—	6.80	9.89	0.45	0.18	0.24	—	—	—	—	—	100.29	—	100.29	
72	3329	51.50	1.00	20.71	5.05	1.28	0.26	0.60	2.03	—	—	9.03	7.91	0.01	0.18	0.30	—	—	—	—	—	99.86	—	99.86	
73	3496-6	52.59	1.35	20.46	3.79	2.25	0.21	0.97	1.52	—	—	6.50	10.18	—	0.13	0.30	—	—	—	0.15	100.40	0.06	100.34		
74	3500	48.62	1.04	19.53	6.47	3.00	0.32	1.93	2.28	—	—	9.55	6.20	0.07	0.10	0.50	—	—	—	—	—	99.61	—	99.61	
82	3201	48.69	1.89	24.57	2.38	1.63	0.14	0.91	1.79	—	—	10.94	6.41	0.14	0.21	0.74	—	—	—	—	—	100.44	—	100.44	

Примечание. Анализы: 56 — массивный эгириин-астрофиллитовый рисчоррит (Южспор); 57—59 — массивные эгирииновые рисчорриты с гор. Южспор (57), Ко-ашва (58), Эвеслогчорр (59); 60 — массивный лампрофиллит-эгирииновый рисчоррит (Поячумчорр); 61 — массивный эгириин-авгит—эгирииновый рисчоррит (Ляшвочорр); 62 — массивный эгирииновый рисчоррит (Иидичумчорр); 69 — амфибол-лепидомелановый массивный рисчоррит (Кукисумчорр); 70 — гнейсовидно-трахитоидный слюдино- массивный эгирииновый рисчоррит (Эвеслогчорр); 71 — мелкозернистая гнейсовидная масса астрофиллит-эгириинового рисчоррита (Эвеслогчорр); 72 — гнейсовидно-трахитоидный эгирииновый рисчоррит (Эвеслогчорр); 73 — приконтактный слюдяно-эгирииновый рисчоррит (Эвеслогчорр); 74 — приконтактный эгириин-амфиболовый рисчоррит (Эвеслогчорр); 82 — массивный слюдяно-эгирииновый рисчоррит (Рестинион). Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Геологического института Кольского ФАН СССР А. М. Бондаревой (ан. 58, 60, 62, 70—73), В. Г. Загинайченко (ан. 56, 57, 59), К. М. Бабкиной (ан. 69), Е. А. Кульчицкой (ан. 74), С. И. Смирновой (ан. 61), Н. Н. Колесниковым (ан. 82).

Резкое изменение в химическом составе толщ пород интрузии, значительный размах колебания содержания многих элементов в слоях этих толщ свидетельствует об интенсивных процессах дифференциации расплава.

На векторной диаграмме химических составов пород (рис. 15, а, вкладка) фигуративные точки рисчорритов кольцевого и неполнокольцевого тела, размещаясь в общем в одних и тех же полях, имеют и некоторые отличия. Положение левых точек состава рисчорритов кольцевого тела указывает как на пересыщенный щелочами (недосыщенный алюминием), так и на нормальный состав пород, в то время как рисчорриты неполнокольцевого тела — породы в основном пересыщенные щелочами. По наклону левых векторов рисчорриты кольцевого тела являются относительно более калиевыми. Расположение правых фигуративных точек свидетельствует в общем об одинаковом в рисчорритах содержании алюмосиликатов и пониженном значении характеристики *b* в большей массе рисчорритов неполнокольцевого тела в сравнении с рисчорритами кольцевого тела. Наклон правых векторов указывает на близкие в рисчорритах соотношения значений характеристик *c'* и *m'*, хотя каждое из тел характеризуется двумя группами векторов с определенными наклонами и длинами. Сравнительно короткие и кругонаклонные векторы указывают на относительное богатство пород магнием и железом, более длинные и положенаклоненные — на относительное богатство пород кальцием и бедность железом. По мере удаления последних в сторону увеличения содержания щелочных алюмосиликатов породы становятся несколько более кальциевыми и менее железистыми.

На векторной диаграмме химического состава ийолит-уритотов, малиньитов, ювитов, луявритов (рис. 15, б) фигуративные точки в сравнении с рисчорритами в общем занимают иные поля. При рассмотрении диаграммы этой разнообразной группы пород становится очевидным, что от уритотов к ийолитам состав в целом меняется от нормального к пересыщенным щелочами, от богатых щелочными алюмосиликатами к сравнительно бедным ими, от часто содержащих полевошпатовую известку почти не содержащим ее, от бедных к сравнительно богатым фемической составляющей. Полевошпатовые разновидности этих пород и луявриты по составу обычно сдвигаются от относительно бесполевошпатовых разновидностей при одном и том же значении *b* в сторону уменьшения содержания алюмосиликатов. По данным Ф. В. Минакова, Е. А. Каменева, М. М. Калинкина (1967), на петрохимической диаграмме ийолит-уритотов, составленной по имеющимся у них химанализам, векторы располагаются тремя параллельными рядами: мельтейгит—ийолит-уритовый, полевошпатовый ийолит-уритовый и существенно полевошпатовый малиньит—луяврит—ювитовый.

Векторная диаграмма химического состава своеобразных апатито-нефелиновых пород не приводится, так как для пересчета их метод А. Н. Заварицкого мало применим как не учитывающий фосфор, являющийся здесь породообразующим.

Интрузии неравнозернистых нефелиновых сиенитов и фойяитов

Неравнозернистые нефелиновые сиениты и фойяиты, слагающие центральную часть Хибинского массива, характеризуются близким химическим составом (табл. 34). Содержание главных породообразующих окислов SiO_2 и Al_2O_3 в них в общем близко, но в фойяитах оно имеет больший интервал колебания (соответственно 50.89—56.82; 18.50—24.49 %), чем в неравнозернистых нефелиновых сиенитах (соответственно 53.53—55.83; 19.38—22.71 %). Как правило, содержание этих окислов в обеих интрузиях находится в обратной количественной зависимости. Сопоставление изменения содержания Al_2O_3 и его главного носителя

Таблица 34
Химический состав неравнозернистых нефелиновых сиенитов и фойяитов (в вес. %)

Номер анализа на рис. 16	Номер пробы	Химический состав неравнозернистых нефелиновых сиенитов и фойяитов (в вес. %)																		$-O = F_2, Cl_2$	Сумма		
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	SO ₃	Cl	F			
Интрузия неравнозернистых нефелиновых сиенитов																							
142	1702	55.83	1.15	21.05	1.90	1.76	0.08	0.71	1.29	0.00	0.054	10.13	5.65	0.21	0.18	0.62	0.08	0.00	0.06	0.19	100.744	0.11	100.63
145	1729	53.53	1.13	21.56	1.89	1.86	0.17	1.16	1.39	0.10	0.07	10.24	5.93	0.19	0.11	0.69	0.03	0.04	0.07	0.09	100.25	0.07	100.18
146	1728	55.27	1.12	20.36	2.22	1.84	0.18	0.64	1.24	0.05	0.06	9.93	6.47	0.16	0.06	0.55	0.054	0.03	0.07	0.06	100.364	0.06	100.30
147	871	55.67	0.91	19.38	5.07	1.63	0.14	0.65	1.44	0.02	—	8.36	5.02	0.10	0.41	0.55	0.06	0.13	0.09	0.06	99.69	0.07	99.62
148	875	54.50	0.96	22.54	1.74	2.03	0.15	0.63	1.16	0.12	0.08	10.17	5.38	0.00	0.10	0.40	0.00	0.00	0.01	0.08	100.05	0.03	100.02
150	349	54.10	1.00	22.71	2.00	1.86	0.14	0.47	1.33	0.23	0.07	9.06	5.47	0.57	0.27	0.12	0.00	0.45	0.09	0.04	100.28	0.06	100.22
Интрузия Фойяитов																							
152	2	53.87	0.53	22.57	2.26	1.60	0.10	0.43	1.67	0.12	0.12	7.90	6.93	0.06	0.61	1.34	0.11	0.00	0.05	0.14	100.29	0.08	100.21
154	364	50.89	0.88	24.49	2.03	1.29	0.14	0.56	1.93	0.37	0.06	9.55	5.81	1.30	0.26	0.33	0.12	0.17	0.15	0.05	100.38	0.09	100.29
156	390	55.60	0.87	22.63	1.81	1.68	0.16	0.68	1.02	0.42	0.02	8.52	5.68	0.11	0.19	0.18	0.08	0.18	0.11	0.05	99.94	0.07	99.87
157	308	55.16	0.83	23.60	1.32	1.87	0.10	0.53	1.06	0.30	—	8.28	5.94	0.11	0.14	0.22	0.05	0.21	0.07	0.08	99.87	0.06	99.81
158	784	56.56	0.33	20.49	4.37	0.77	0.09	0.32	0.78	0.04	0.007	9.44	6.12	сл.	0.17	0.38	—	0.14	0.05	0.03	100.087	0.03	100.06
160	1213	55.30	0.87	20.39	2.81	2.23	0.20	1.06	1.12	0.06	0.03	9.47	5.35	0.02	0.12	0.51	0.21	0.04	0.02	0.10	99.91	0.05	99.86
161	1701	56.09	0.93	20.37	2.59	1.75	0.11	0.73	1.27	0.00	0.054	10.18	5.37	0.31	0.06	0.54	0.00	0.00	0.00	0.06	100.48	0.05	100.43
162	851	56.82	0.84	18.50	3.91	1.30	0.15	0.86	1.70	0.16	—	8.30	5.59	0.26	0.25	0.45	—	0.43	0.05	0.06	100.13	0.04	100.09
165	331	54.63	0.79	22.62	2.73	1.41	0.18	0.82	1.05	0.33	—	8.85	5.44	0.36	0.22	0.23	0.14	0.19	0.09	0.04	100.12	0.06	100.06
166	1722	56.27	0.86	20.29	2.39	1.42	0.20	1.02	0.95	0.08	0.01	10.11	5.75	0.18	0.07	0.36	Не обн.	Не обн.	0.10	0.07	100.13	0.07	100.06
167	827	55.36	0.47	19.97	4.23	1.37	0.14	0.82	1.12	0.10	0.01	9.58	5.48	0.23	0.36	0.66	—	0.07	0.07	0.07	100.11	0.05	100.06
168	1700	57.25	0.86	20.49	1.84	1.54	0.08	0.73	0.95	0.00	0.014	9.81	5.61	0.28	0.04	0.40	0.00	0.00	0.05	0.15	100.094	0.08	100.01
Мелкозернистые и среднезернистые нефелиновые сиениты краевой зоны																							
178a	1629-2	54.30	1.46	20.76	0.90	4.65	0.22	0.72	1.69	0.23	0.09	7.53	6.22	0.17	0.10	0.64	0.07	0.08	0.00	0.11	99.94	0.04	99.90
188	3504	52.55	1.05	20.24	4.94	1.75	0.24	0.92	1.94	—	—	8.40	8.48	0.00	0.19	0.33	—	—	0.09	100.22	0.04	100.18	
189	3504-4	52.26	1.16	20.02	4.49	2.39	0.26	0.96	1.73	—	—	7.67	8.84	0.00	0.03	0.26	—	—	—	0.14	100.21	0.06	100.15

П р и м е ч а н и е. Анализы 142—150 — нефелиновые сиениты: 142 — крупнозернистые эгириновые (Рисчорр), 145 — среднезернистые эгириновые (Рисчорр), 146 — мелкозернистые эгириновые (Рисчорр), 147 — среднезернистые эгириновые (Апатитовая гора), 148 — крупнозернистые эгирины-амфиболовые (Апатитовая гора), 150 — среднезернистые амфибол-эгириновые (Лявочорр); 152—168 — фойяиты: 152 — пироксеновые (Партомпдорр), 154 — крупнозернистые амфибол-эгириновые (Партомпдорр), 156 — зернистые амфибол-эгириновые (Лявочорр), 157 — крупнозернистые амфиболовые с лепидомеланом (Лявочорр), 158 — среднезернистые четко трахито-среднезернистые четко трахитоидные амфиболовые (Рисчорр), 159 — крупнозернистые амфиболовые с лепидомеланом (Лявочорр), 161 — крупнозернистые амфиболовые (Рисчорр), 162 — среднезернистые идиодикие амфиболовые (Апатитовая гора), 165 — крупнозернистые хибинитоподобные эгирины-амфиболовые (Лявочорр), 166 — среднезернистые эгирины-амфиболовые (Лявочорр), 167 — крупнозернистые хибинитоподобные эгирины-амфиболовые (Юкспадорр), 168 — среднезернистые роговообманковые (Эвеслогчорр), 188 — мелкозернистые гнейсовые (милонитизированные) эгирины-роговообманковые (Эвеслогчорр). Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Геологического института Кольского ФАН СССР К. М. Бабкиной (ан. 142, 161, 168), А. В. Мокреновой (ан. 145, 146), Е. И. Успенской (ан. 147, 152), А. М. Бондаревой (ан. 148), В. Г. Загинайченко (ан. 150, 154, 156, 157, 160, 165, 188, 189), Н. А. Елиной (ан. 158, 162, 167), Л. Ф. Пискуновой (ан. 166), Е. А. Кульчицкой (ан. 178a).

в породе — нефелина обнаруживает их прямую зависимость. Менее отчетливая зависимость устанавливается между содержаниями SiO_2 и главного его носителя — полевого шпата. Вероятно она затушевывается изменением содержания нефелина.

Близко в породах и содержание Fe_2O_3 , находящееся в обратной зависимости от содержания Al_2O_3 . В неравнозернистых нефелиновых сиенитах содержание Fe_2O_3 находится в соответствии с содержанием темно-цветных минералов, тогда как в фойяитах этого не отмечается. Такое соотношение содержания Fe_2O_3 и Al_2O_3 в фойяитах в известной степени, по-видимому, обусловлено изоморфизмом алюминия и трехвалентного железа в пордообразующих алюмосиликатах.

Породы характеризуются близким содержанием Na_2O и K_2O , которое равно соответственно в неравнозернистых нефелиновых сиенитах 8.36—10.24 и 5.02—6.47% и в фойяитах — 7.90—10.18 и 5.35—6.93%. Причем изменение содержания K_2O от породы к породе в известной степени отражается изменением содержания полевого шпата.

В породах обеих интрузий близко содержание FeO , MnO , MgO , CaO , SrO , BaO , TiO_2 , P_2O_5 , ZrO_2 , TR_2O_3 , Nb_2O_5 , Ta_2O_5 , CO_2 , SO_3 , Cl , F , H_2O^+ и др. (табл. 32 и 34). Следует заметить снижение содержания TiO_2 в более поздних фойяитах (0.33—0.93%) в сравнении с неравнозернистыми нефелиновыми сиенитами (0.91—1.15), а также значительный интервал колебания в содержании P_2O_5 (в фойяитах — следы—1.30 в сравнении с 0.00—0.57% в неравнозернистых нефелиновых сиенитах), свидетельствующий об обогащении им некоторых разновидностей пород, вероятно, обусловлен процессами дифференциации.

В составе редких земель, как и в породах предыдущих интрузий, преобладают легкие лантаноиды, среди которых главная масса представлена CeO_2 , La_2O_3 , Nd_2O_3 и в меньшем количестве содержатся Pr_2O_3 и Sm_2O_3 . В иттриевой группе редких земель преобладают $\text{Tb}_2\text{O}_3 + \text{Y}_2\text{O}_3$, $\text{Eu}_2\text{O}_3 + \text{Gd}_2\text{O}_3$ и Er_2O_3 , другие присутствуют в меньших количествах, Lu_2O_3 вовсе отсутствует.

Интрузия неравнозернистых нефелиновых сиенитов отличается от фойяитов постоянным присутствием Tu_2O_3 в количествах 0.5—1.8 отн. %. По составу редких земель имеются различия и между разновидностями пород фойяитовой интрузии. Среди них среднезернистый четко трахитоидный амфиболовый фойяит выделяется отсутствием, кроме упомянутых Lu_2O_3 , Tu_2O_3 еще и Dy_2O_3 , Ho_2O_3 , Er_2O_3 , Yb_2O_3 , присутствующих в других разновидностях фойяитов. Отсутствием ряда редких земель иттриевой группы отличается порфировидный альбитизированный фойяит.

По размещению левых фигуративных точек на диаграмме (рис. 16) фойяиты и неравнозернистые нефелиновые сиениты относятся к породам нормальным, чаще к пересыщенным щелочами, среди которых встречаются и разновидности сильно пересыщенные щелочами. От неравнозернистых нефелиновых сиенитов фойяиты отличаются большим значением аортитовой составляющей. Наклон левых векторов свидетельствует об отсутствии заметной разницы в соотношении К и Na в породах обеих интрузий.

Более существенным является различие в наклоне векторов правой части диаграммы. Здесь основная масса векторов фойяитов отличается от векторов неравнозернистых нефелиновых сиенитов несколько большей крутизной их, а для некоторых разновидностей фойяитов наклоном векторных стрелок влево. Такое положение векторов свидетельствует о том, что фойяиты в сравнении с неравнозернистыми нефелиновыми сиенитами более магнезиальны и в ряде случаев переходят в группу пересыщенных алюминием. Существование очень полого наклоненных правых векторов указывает на наличие пород, богатых кальцием.

Химический состав разрозненных выходов разнородных пород, объединенных названием мелкозернистые и среднезернистые нефелиновые си-

ниты краевой зоны интрузий фойяитов, отражен в табл. 34 и на векторной диаграмме (рис. 16, б). Положение и ориентировка правых векторов ее свидетельствует об относительной бедности пород щелочными алюмосиликатами, о наличии среди пород разновидностей то пересыщенных ими, то нормального состава, среди которых присутствуют породы относительно богатые или кальцием, или магнием. Положение и наклон левых векторов свидетельствуют о том, что породы с большим содержанием полевошпатовой извести имеют относительно более натриевый полевой шпат, а с меньшим содержанием ее полевой шпат более калиевый. Ориентировка векторов указывает на сходство с фойяитами, а положение их (особенно правых векторов) свидетельствует о близости рассматриваемых пород к умпекитам и нефелиновым сиенитам первой интрузивной фазы.

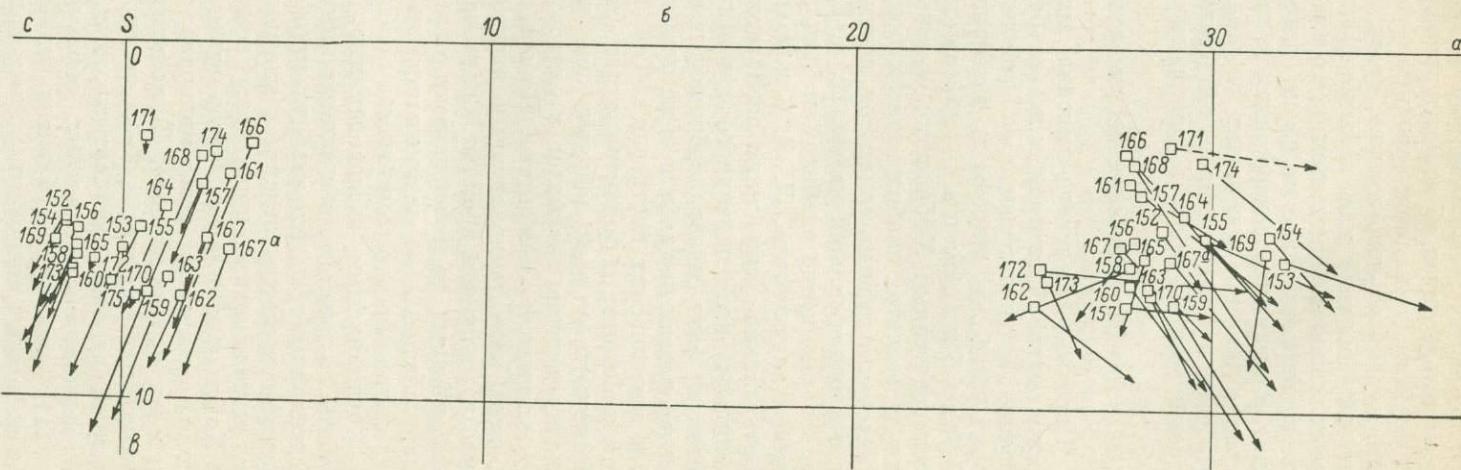
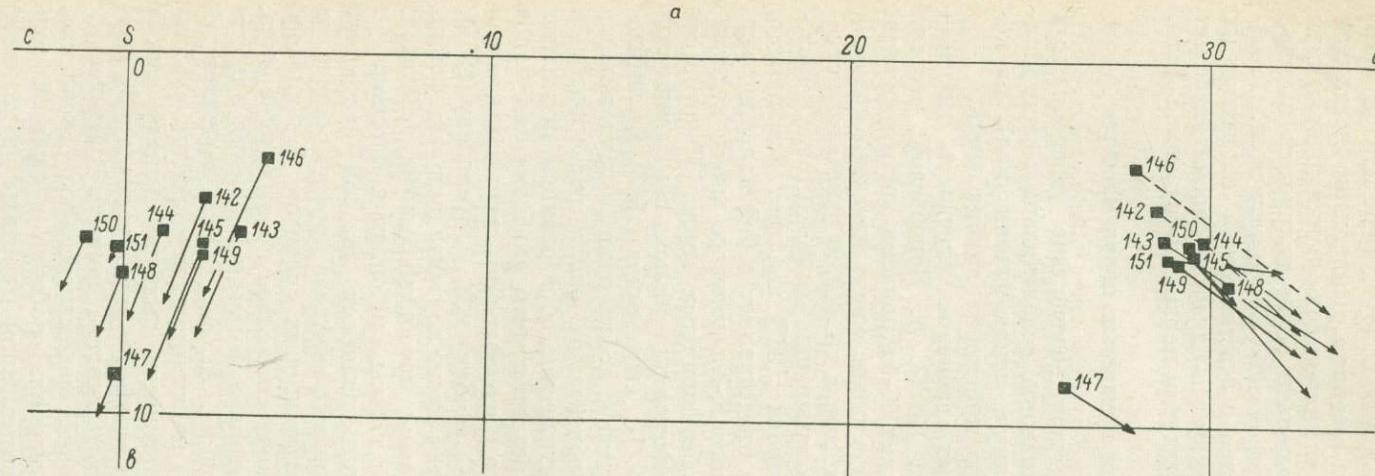
Автометаморфические изменения щелочных пород массива

Породы Хибинского массива испытали воздействие разнообразных постмагматических процессов, (альбитизация, содалитизация, канкринизация, натролитизация, амфиболизация, лепидомеланизация), из которых наиболее широко и интенсивно проявлена альбитизация.

Альбитизация нефелиновых сиенитов изучалась многими исследователями Хибинского массива. По О. А. Воробьевой, местами сильно развитая альбитизация хибинских К-На полевых шпатов связана с автометаморфным привносом натрия в конце магматического процесса из последних порций магмы. Н. А. Елисеев и др. (1939) отмечали интенсивное замещение альбитом таблиц полевых шпатов фойяитов с образованием антипертита. Л. Л. Соловникова (1937) полагает, что процесс пертитизации микроклина пегматитов представляет собой явление замещения альбитом первичного однородного К-На полевого шпата в пегматитовую фазу минералообразования без привноса извне. Некоторыми исследователями альбитизация привлекается для объяснения выдвинутых ими генетических построений. Так, И. П. Тихоненков (1963) альбитизацию хибинитов и фойяитов и существующее по его данным двухсторонне симметричное расположение зон альбитизации около рискоритов и ийолит-урититов связывает с метасоматическим образованием последних по хибинитам и фойяитам. По его представлениям альбитизация пород обязана низкотемпературным растворам, содержащим значительное количество натрия и кремния. Согласно С. И. Заку и Е. А. Каменеву (1964), альбитизация, наиболее широко развитая в зоне контакта интрузии фойяитов, связана не с автометаморфическими преобразованиями фойяитов, а с натровым метасоматозом в особый период становления массива.

Специальными исследованиями, выполненными автором настоящей работы, с привлечением данных химических анализов пород и минералов устанавливается, что альбитизация нефелиновых сиенитов Хибинского массива является следствием как первичного состава пород и минералов, так и наложенных процессов. Рассматривая формы проявления альбита в Хибинских породах, автор вслед за О. А. Воробьевой выделяет несколько генераций этого минерала: 1) пойкилитические вrostки альбита в К-На полевом шпате; 2) полисинтетически сдвойникованный альбит пертитовых вростков в К-На полевом шпате (пертиты распада); 3) шахматный альбит (антипертиты и грубопятнистые пертиты замещения); 4) мелкозернистый альбит, образующий мономинеральные скопления.

При площадном развитии альбитизации, особенно в краевой зоне фойяитового интрузива, обычна пертитизация (пертиты замещения) К-На полевых шпатов, причем альбит часто образует вокруг них каемки, которые, сливаясь с пертитовыми вростками, создают впечатление одновременных образований. При глубоко зашедшем процессе пертиты превращаются в антипертиты, почти нацело состоящие из шахматного альбита. Альбитовая составляющая в хибинских К-На полевых шпатах,



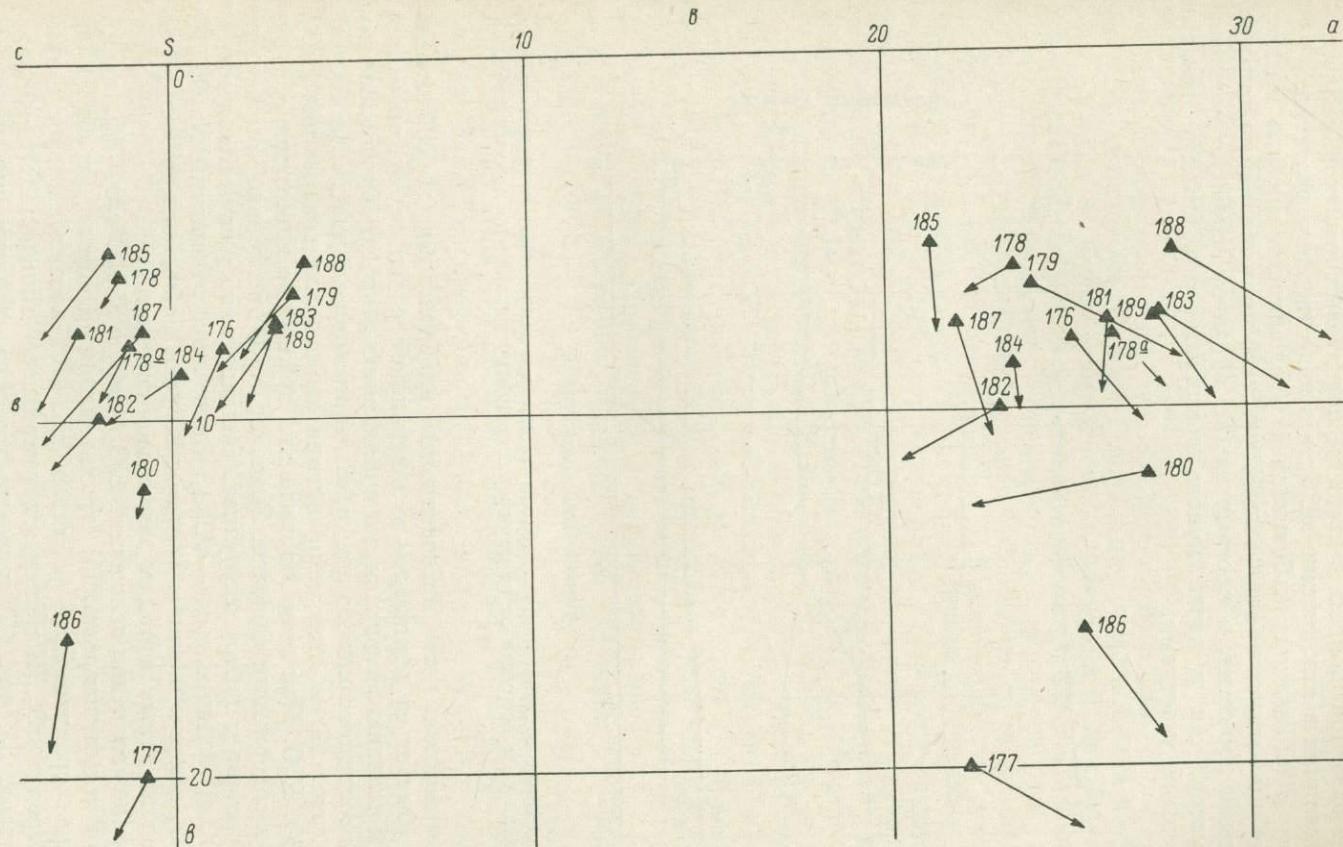


Рис. 16. Химический состав неравнозернистых нефелиновых сиенитов (*a*), фойяитов (*б*), мелкозернистых и среднезернистых нефелиновых сиенитов краевой зоны интрузии фойяитов (*в*).

и в частности в микроклин-перитах, содержится не только в виде перитовых вростков, но и в твердом растворе. Так, в полевом шпата пироксенового фойяита, при почти полном отсутствии перитовых вростков, обнаружено 5.02% Na_2O , что при пересчете дало 42.91% альбита. Вычисленное по химическим анализам содержание альбита в полевом шпате, достигающее 32% при наличии в нем 20% перитовых вростков, свидетельствует о наличии в микроклине альбита в виде твердого раствора.

Наряду с площадной альбитизацией в Хибинском массиве имеются локальные альбитизированные зоны и участки, представленные как порфировидными породами, в которых альбит образует основную мелкозернистую массу, так и почти мономинеральными альбитовыми жилами и альбитовыми участками.

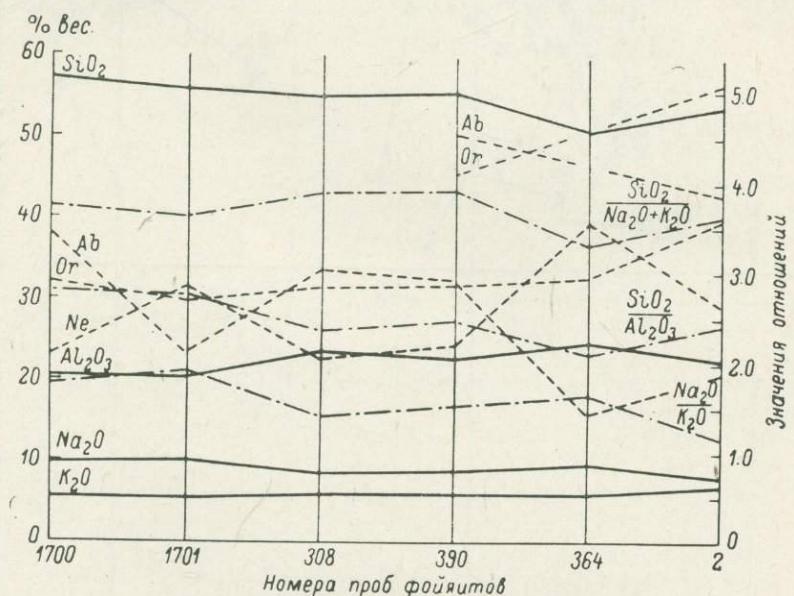


Рис. 17. Изменение состава разновидностей фойяитов в зависимости от пространственного положения их в интрузии от ее периферии к центру массива по данным табл. 35.

Устанавливается, что интенсивность альбитизации в фойяитовой интрузии убывает от периферии к центральной части ее. Это относится не только к явлению замещения, но и к явлению распада, обусловленному первичным составом полевого шпата. На вариационной диаграмме состава фойяитов (рис. 17) в этом направлении изменяется содержание SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O . При этом сравнительно небольшие изменения обнаруживаются в содержании щелочей. Значение Na_2O несколько снижается, а K_2O возрастает к центру интрузива. Одновременно уменьшается содержание SiO_2 и увеличивается — Al_2O_3 . Значение соотношений $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ и $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ в направлении к центру интрузии фойяитов при некоторой неустойчивости также в общем несколько снижается.

Повышенное значение отношений $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ в порфировидном альбитизированном трахитоидном фойяите (проба 1700) в сравнении с трахитоидным фойяитом (пр. 1701) свидетельствует о привнесе в породу SiO_2 . Изменение нормативного минерального состава фойяитов (табл. 35, рис. 17) свидетельствует об альбитизации не только К-На полевого шпата, но и нефелина. Так, при общем уменьшении содержания нормативного калиевого полевого шпата от центра к периферии интрузива фойяитов изменение содержания нормативного альбита приводит к обратному по знаку изменению содержания нефелина. Замещение нефелина альбитом подтверждается петрографическим изучением фойя-

тов. Наблюдения показывают, что в фойяитах от периферии интрузии к ее центральной части затухают процессы образования мелкозернистой массы альбита, возникновения пертитов замещения и распада, замещения альбитом нефелина. Так, в крупнозернистых, местами довольно интенсивно альбитизированных амфиболовых фойяитах с лепидомеланом калинатровый полевой шпат обычно сильно пертитизирован. Помимо пертитовых вростков альбит развивается по периферии кристаллов полевого шпата и с периферии замещает зерна нефелина и особенно интенсивно в фойяитах, содержащих альбит в виде мелкозернистой массы. Кроме того, в полевом шпата присутствуют угловатые с прямолинейными и очень извилистыми очертаниями мелкие неполностью замещенные альбитом включения нефелина. Нефелин с альбитизированным полевым шпатом имеет очень неровные границы. Ближе к центру фойяитовой интрузии для среднезернистых четко трахитоидных амфиболовых фойяитов характерен жилковатый пертит с тонкой каемкой альбита. В более крупнозернистой разновидности этих фойяитов полевой шпат пертитизирован сильнее и содержит сильно замещенные альбитом включения нефелина, местами вплоть до образования псевдоморфоз. В крупнозернистых лепидомелан-пироксеновых фойяитах с амфиболом, залегающих еще ближе к центральной части интрузии, мелкозернистый альбит присутствует редко. К-На полевой шпат представляет собой пертитизированные и альбитизированные с краев таблицы и содержит в себе альбитом изъеденные с периферии включения нефелина, которые встречаются также и в крупнозернистых амфибол-эгириновых фойяитах. К-На полевой шпат пироксеновых фойяитов центральной части интрузии пертитизирован очень слабо. Перититовые вростки мелки и распределены неравномерно. Пертит обычно жилковатый. Местами пертитизация вовсе не обнаружена. В периферической части тела пироксеновых фойяитов пертитовые вростки несколько крупнее. Вокруг таблиц полевого шпата местами наблюдаются очень тонкие каемочки альбита, сливающиеся с пертитовыми вростками. В полевом шпата пироксеновых фойяитов характерны мелкие идиоморфные, не застронутые альбитизацией включения нефелина.

Химические анализы К-На полевого шпата со структурой пертита распада указывают на то, что в центральной части фойяитовой интрузии полевой шпат беднее альбитовой составляющей, чем в фойяите, расположенному ближе к периферии интрузии (табл. 35, пр. 2 и 390 и рис. 16). Это является следствием первичной неоднородности состава магматического расплава, из которого возникли фойяиты.

Таким образом, приведенный фактический материал с определенностью свидетельствует об ослаблении альбитизации пород от периферии к центру интрузии фойяитов.

При альбитизации нефелина и К-На полевого шпата неравнозернистых нефелиновых сиенитов и фойяитов происходит собирательная перекристаллизация включений тонких иголочек эгирина в более крупные призматические кристаллы. Альбитизация полевого шпата фойяитов приводит к резорбции включений апатита. Щелочной амфибол и лепидомелан в фойяитах имеют с альбитизированным полевым шпатом изрезанные границы. Местами щелочной амфибол около К-На полевого шпата замещается альбитом (обычно шахматным) так, что тонкая каемка амфиболя почти полностью отделяется от амфиболового выделения.

В альбитизированном (порфировидном) фойяите мелкозернистая масса альбита располагается в промежутках между кристаллами нефелина, остатками неальбитизированного К-На полевого шпата и другими минералами. Эти породы, перемежаясь с трахитоидными фойяитами и вмещающая в себе их небольшие тела, вытянутые по трахитоидности, слагают в районе Партомчорра полосу длиной около 6.5 км и мощностью до 0.5 км.

Содержание альбита в крупнозернистых эгирин-амфиболовых нефелиновых сиенитах с приближением к фойяитам в общем увеличивается:

Таблица 35

Главные породообразующие окислы в (вес. %) и нормативные салические минералы в породах массива

Порода, интрузия	Но- мер проб	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	$\frac{SiO_2}{Na_2O+K_2O}$	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	Нормативные		
									Or	Ab	Ne
Фойяит:											
порфировидный альбитизированный	1700	57,25	20,49	9,81	5,61	1,75	3,71	2,79	31,8	37,9	23,2
крупнозернистый амфиболовый с эгирином	1701	56,09	20,37	10,18	5,37	1,90	3,61	2,75	29,8	23,3	31,5
крупнозернистый амфиболовый с лепидомеланом	308	55,16	23,60	8,28	5,94	1,39	3,88	2,34	31,6	33,7	22,9
среднезернистый четко трахитоидный амфиболовый	390	55,60	22,63	8,52	5,68	1,50	3,92	2,46	31,9	32,7	24,5
крупнозернистый амфибол-эгириновый	364	50,89	24,49	9,55	5,81	1,64	3,31	2,08	32,8	15,8	39,5
пироксеновый	2	53,87	22,57	7,90	6,93	1,14	3,63	2,39	39,8	20,8	28,9
Трахитоидный хибинит:											
порфировидный	1332	54,86	22,58	8,96	7,15	1,25	3,40	2,43	40,0	19,0	34,7
среднезернистый	1270	53,98	19,73	10,10	5,95	1,70	3,36	2,74	34,0	15,0	33,0
среднезернистый	1306	53,45	18,81	9,74	5,86	1,66	3,43	2,74	33,5	8,7	34,0
крупнозернистый	1887—1906	54,27	21,70	10,30	6,55	1,57	3,22	2,50	36,7	9,5	39,9
среднезернистый	1907—1915	53,98	21,69	10,70	6,43	1,66	3,15	2,49	36,0	8,0	41,0
среднезернистый	1916—1930	53,54	21,57	10,60	6,30	1,68	3,17	2,48	35,5	7,7	41,3
Интрузия:											
хибинитов	—	54,52	21,48	9,80	5,86	1,67	3,48	2,51	33,3	19,5	35,3
трахитоидных хибинитов	—	53,27	20,15	9,67	5,90	1,64	3,42	2,64	33,8	10,5	37,0
неравнозернистых нефелиновых сиенитов	—	54,85	21,40	9,76	5,69	1,72	3,55	2,56	32,3	21,5	34,6
фойяитов	—	54,14	22,49	9,35	5,81	1,61	3,51	2,41	31,3	27,2	31,9

усиливается перититизация K-Na полевого шпата, по его периферии появляются каемочки альбита, местами альбит присутствует в виде мелкозернистой массы. В среднезернистых эгириновых нефелиновых сиенитах перититизация и альбитизация K-Na полевого шпата усиливается в западной ветви. Меньшее содержание альбита свойственно крупнозернистым эгириновым с амфиболом нефелиновым сиенитам и крупнозернистым амфибол-эгириновым нефелиновым сиенитам.

Почти полным отсутствием альбитизации характеризуются рисчориты, ийолит-уриты и апатито-нефелиновые породы. Лишь местами замечены тонкие перититы распада, а иногда альбит с периферии корродирует пойкилитовые вrostки нефелина.

Для изучения альбитизации трахитоидных хибинитов выполнены химические анализы трех крупных проб их с горы Китчепахк (табл. 35): трахитоидного хибинита лежачего бока (пр. 1306), средней части интрузии (пр. 1270), порфировидного трахитоидного хибинита висячего бока (пр. 1332). Одновременно были установлены составы этих же разновидностей трахитоидных хибинитов западной части интрузии химическим анализом трех групповых проб, расположенных по всей видимой мощности ее от лежачего бока к висячему: (пробы 1916—1930, 1907—1915 и 1887—1906). Результаты анализов и пересчетов свидетельствуют о том, что от среднезернистых к порфировидным трахитоидным хибинитам возрастает содержание SiO₂, Al₂O₃, K₂O и несколько снижается Na₂O. Значение Na₂O/K₂O сначала увеличивается, а затем в порфировидных хибинитах резко уменьшается. Примерно также ведет себя значение SiO₂/Al₂O₃, а SiO₂/Na₂O+K₂O сначала немного понижается, а затем в порфировидном трахитоидном хибините несколько повышается, так и не достигая первоначального значения. Содержание нормативного альбита в порфировидном трахитоидном хибините увеличивается при увеличении же содержания (правда, меньшем) нормативного ортоклаза.

и еще меньшем — нефелина. Это, по-видимому, происходит за счет уменьшения содержания темноцветных минералов.

Таким образом, альбитизация нефелина и К-На полевого шпата в трахитоидных хибинитах, вероятно, не играет той роли, которая устанавливается для фойяитов, хотя форма проявления имеет много общего. По-видимому, на характер изменения состава пород от лежачего к висячему боку интрузии главный отпечаток наложил первичный состав магматического расплава, из которого возникли эти породы. Об этом в известной мере свидетельствует направленное изменение количественного минерального состава по разрезу и состава полевого шпата в порфировидном трахитоидном хибините.

Поведение состава последовательно расположенных (от лежачего к висячему боку) групповых проб через западную часть интрузии трахитоидных хибинитов свидетельствует о подобных, но более плавных изменениях с тем лишь различием, что содержание Al_2O_3 и величина отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ почти не изменяется, а содержание нормативного нефелина несколько снижается также при относительно меньшем возрастании нормативных ортоклаза и альбита.

Альбитизация среднезернистых трахитоидных хибинитов проявилась также в пертитизации калинатрового полевого шпата. Таблицы его по краям нередко окружены каемочками альбита. В альбитизированных таблицах полевого шпата присутствуют сравнительно крупные призмочки эгирина, а местами — мелкие неправильные включения нефелина. При замещении нефелина альбитом мелкие включения эгирина, находившиеся в нефелине, перекристаллизовываются в более крупные призматические выделения. В таблицах К-На полевого шпата включены по разному ориентированные сдвойниковые призмочки альбита, в большинстве случаев, по-видимому, являющиеся первичными магматическими образованиями, подобными встреченным в щелочных породах соседнего Ловозерского массива (Елисеев, Федоров, 1953). К-На полевой шпат крупнозернистых трахитоидных хибинитов в сравнении с полевым шпатом нижегалагающих среднезернистых трахитоидных хибинитов нередко менее альбитизирован.

Порфировидные трахитоидные хибиниты состоят из крупных кристаллов нефелина, в промежутках между которыми располагается светлая мелкозернистая масса полевого шпата, зерна которого окружены тонкими альбитовыми каемочками. Показатели преломления и двупреломление мелких зерен полевого шпата (обр. 1332): $\text{Ng}=1.5282$, $\text{Nm}=1.526$, $\text{Nr}=1.5216$, $\text{Ng}-\text{Nr}=0.0066$, его химический (см. табл. 28) и молекулярный составы (табл. 35) свидетельствуют о принадлежности его не альбиту (Елисеев и др., 1939), а К-На полевому шпату. Альбитизация в этих породах начинается с образования тонких каемочек альбита вокруг зерен гранулированного К-На полевого шпата на Китчепахке и до значительного развития шахматного альбита в восточной части дугообразной полосы трахитоидных хибинитов.

Сопоставлением степени альбитизации интрузий нефелиновых сиенитов, возникших до и после формирования рисчорритов и ийолит-урититов, обнаруживается, что содержание щелочей меняется незначительно, в то время как содержание Al_2O_3 понижается от хибинитов к трахитоидным хибинитам и от фойяитов к неравнозернистым нефелиновым сиенитам, а содержание SiO_2 понижается от хибинитов к трахитоидным хибинитам и от неравнозернистых нефелиновых сиенитов к фойяитам. Подобно SiO_2 ведут себя вариационные линии значения отношений $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ и $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ и возрастает значение отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ от хибинитов к трахитоидным хибинитам и от фойяитов к неравнозернистым нефелиновым сиенитам. Содержание нормативного альбита уменьшается от хибинитов к трахитоидным хибинитам и от фойяитов к неравнозернистым нефелиновым сиенитам при в общем более высоком содержании альбита

в фойяитах и неравнозернистых нефелиновых сиенитах. Содержание нормативных нефелина и ортоклаза в этих направлениях несколько возрастает, оставаясь более высоким в хибинитах и трахитоидных хибинитах.

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что наиболее альбитизированными породами Хибин являются фойяиты. Причем из последних более интенсивно альбитизированы фойяиты периферической части интрузии, располагающиеся у контакта с окружающими их неравнозернистыми нефелиновыми сиенитами, рисchorритами и трахитоидными хибинитами. Альбитизация затухает к центральной части ее интрузии. Область контакта явилась, по-видимому, ослабленной зоной для проникновения постмагматических альбитизирующих растворов, несущих в себе Na_2O и SiO_2 . Слабее альбитизация проявлена в неравнозернистых нефелиновых сиенитах и трахитоидных хибинитах, обрамляющих рисchorриты и ийолит-уриты почти на всем их протяжении. Исключением из этого являются порфировидные альбитизированные трахитоидные хибиниты зоны выклинивания интрузии трахитоидных хибинитов в восточной части массива.

Таким образом, зона интенсивной альбитизации пород пространственно не совпадает с положением интрузии рисchorритов и ийолит-уритов, что фиксируются и на геологической карте Хибинского массива, составленной СЗГУ (Зак, Каменев, 1964). Такое положение альбитизированных пород противоречит представлениям И. П. Тихоненкова (1963) о двухстороннем симметричном расположении зон альбитизации относительно рисchorритов и ийолит-уритов и о связи альбитизации хибинитов и фойяитов с метасоматическим, по его мнению, образованием рисchorритов и ийолит-уритов по хибинитам и фойяитам. Распределение участков с разной интенсивностью альбитизации в Хибинском массиве не подтверждает также предположения С. И. Зака и Е. А. Каменева (1964) о натровом метасоматозе всего массива в особый период его становления, а скорее всего указывает на альбитизацию каждой интрузии в постмагматический период его существования.

Содалитизация. Содалит среди фойяитов и неравнозернистых нефелиновых сиенитов пользуется широким распространением, образуя выделения размером от 0.1 мм до 0.1 см, реже до 0.5—1.0 см. Содержание его иногда достигает 5%. Содалит образует неправильные выделения, развивающиеся по нефелину, при этом без изменения включает в себя содержащиеся в нем мелкие иголочки эгирина. Местами в фойяитах содалитом замещается и полевой шпат.

В хибинитах и трахитоидных хибинитах, рисchorритах, ийолит-уритах и апатито-нефелиновых породах содалит также ксеноморфный. Замещая нефелин с краев и по трещинкам, содалит местами образует по нему псевдоморфозы.

Канкринитизация. Канкринит развивается по нефелину с периферии и по трещинкам в нем. Замещая нефелин, он местами включает в себя в разной степени изъеденные кристаллы его. В фойяитах канкринит развивается главным образом по кристаллам чистого нефелина и гораздо реже по нефелину, испещренному включениями. Иногда в пироксеновых фойяитах канкринит наряду с замещением нефелина развивается как будто и по полевому шпату. В рисchorритах неполнокольцевого тела процесс канкринитизации усиливается по мере удаления от контакта с фойяитами. Канкринитизация неоднородно проявилась также в хибинитах и трахитоидных хибинитах.

Натролитизация. Натролит развивается по нефелину, он образует тоненькие прожилочки в нефелине, полевом шпата, канкрините и содалите, тоненькие каемочки на границе нефелина с полевым шпатом. Натролит наблюдался в подавляющем большинстве разновидностей фойяитов, в то время как в неравнозернистых нефелиновых сиенитах он встречается довольно редко. В рисchorритах натролит местами образует

полные псевдоморфозы по нефелину. В массивных рисчорритах неполно-кольцевого тела натролитизация нефелина у контакта с фойяитами значительно сильнее, чем в удалении от него, где она почти полностью затухает. В гнейсовидно-трапитоидных рисчорритах натролит присутствует редко. В ийолит-уритатах и апатито-нефелиновых породах натролитом замещается нефелин и содалит. В хибинитах при замещении натролитом нефелина, находившиеся в нем включения призмочек эгирина, не меняя размеров и формы, темнеют, местами превращаются в темное землистое вещество. В трапитоидных хибинитах натролит развивается и по канкриниту.

Кроме того, в породах замечена амфиболизация — замещение щелочным амфиболов эгирина, местами центральных эгирин-авгитовых частей пироксена, а также лепидомеланизация — развитие лепидомелана в фойяитах по арфведсониту, местами по эгирину, эгирин-авгиту и рудному минералу. Рудный минерал с периферии и по трещинкам замещается сфеном. Сфен местами замещается лампрофиллитом. В рисчорритах по эгирину, а также вокруг выделений энгматита местами развивается астрофиллит.

Почти во всех разновидностях неравнозернистых нефелиновых сиенитов и в ряде разновидностей фойяитов наблюдается перекристаллизация кристаллов пироксена и сфена в мелко- и тонкозернистые, местами тонковолокнистые агрегаты этих минералов с образованием псевдоморфоз по ранее существовавшим монолитным выделениям этих минералов.

При широко проявленных и разнообразных процессах изменения пород массива наибольшей степенью интенсивности выделяется лишь альбитизация, которой рядом исследователей уделяется значительное внимание в связи с предполагаемыми ими процессами происхождения отдельных типов хибинских пород. Так, И. П. Тихоненковым (1963) альбитизация хибинитов и фойяитов связывается с метасоматическим, по его мнению, образованием рисчорритов и ийолит-урититов по хибинитам и фойяитам. Результаты проведенных исследований не позволяют разделить такое представление.

Автор неставил себе целью специальное изучение постмагматических процессов и ограничился лишь общими, необходимыми для данного исследования, сведениями о них.

Молодые жильные породы

На векторной диаграмме химического состава молодых жильных пород (рис. 18) фигуративные точки занимают обширное поле и свидетельствуют о том, что большинство из них относится к породам нормального состава и лишь небольшая часть — к пересыщенным щелочами. Сравнение положения и ориентировки векторов Хибинских пород и аналогичных по названию специально помещенных на диаграмму пород, отмеченных А. Н. Заварицким (1960), свидетельствует как о близости их состава, так и о некоторых различиях.

Жильные породы на диаграмме сверху вниз располагаются в порядке, очень близком к возрастной последовательности по Б. М. Куплетскому. Таким образом, молодые жильные породы меняли свой состав от пересыщенных щелочами, богатых щелочными алюмосиликатами и бедных фемической составляющей к породам нормального состава, богатым фемической составляющей и бедным алюмосиликатами. Положение и ориентировка правых векторов указывают на постепенное изменение количественного соотношения между щелочными алюмосиликатами и фемическими силикатами, но не плавное, а ступенчатое, намечающее разделение всей ветви пород на ряд отрезков, характеризующихся одной и той же тенденцией в изменении состава пород, но на разных уровнях. Такое изменение состава жильных пород от ранних к более поздним происходит группами

в следующей последовательности: тингуайты, щелочные трахиты и щелочные базальты; шонкиниты, нефелинит и тералиты; мончикиты и оливиновый якупирангит. Это свидетельствует об определенной направленности процессов в магматическом очаге в процессе формирования молодых жильных пород.

Сравнительная характеристика интрузий и средний химический состав массива

Данные среднего (средневзвешенного) состава магматических пород Хибинского массива (табл. 3б) свидетельствуют как о близости состава их, так и о некоторых различиях. Так, основная масса пород массива близка по содержанию главнейших поронообразующих окислов SiO_2 и Al_2O_3 . Содержание SiO_2 в них меняется в пределах 53.27—54.85%, хотя имеются породы и с более низким содержанием SiO_2 (рисорриты — 51.98%, ийолит-уриты — 43.92%, апатито-нефелиновые породы — 21.60%), реже с более высоким (умпекиты — 64.91%). Содержание Al_2O_3 в основной массе пород меняется в пределах 19.60—22.94%, меньшим содержанием его характеризуются апатито-нефелиновые породы (12.10%) благодаря низкому содержанию в них алюмосиликатов и умпекиты (17.43%) вследствие повышенного содержания полевых шпатов. Изменениям подвержено и содержание щелочей. Так, Na_2O в породах присутствует в количестве от 7.82 до 9.80%, причем содержание 9.35—9.80% характерно для основной массы пород и лишь в рисорритах и нефелиновых сиенитах первой фазы оно снижается до 7.94—7.82%. Наиболее высокое содержание Na_2O характерно для ийолит-уритов (10.42%), а наиболее низкое — для апатито-нефелиновых пород (4.83%). Содержание K_2O меняется в основном в пределах 5.69—5.91%. Более высокое содержание имеют рисорриты (9.19%), а более низкое — апатито-нефелиновые породы (2.32%) и умпекиты (3.64%). Содержание Fe_2O_3 и FeO в основной массе пород более или менее постоянно и находится в пределах соответственно 2.34—3.48 и 1.43—2.16%, свидетельствуя о лейкоократовости хибинских пород, в то время как в ийолит-уритах содержание их повышается до 4.00 и 3.04%. Содержание CaO , TiO_2 , P_2O_5 отражает специфику состава некоторых хибинских пород. Оно возрастает в ийолит-уритах (соответственно 4.88, 2.31 и 0.62%), апатито-нефелиновых (28.04, 2.10 и 19.05%) и сферовых (22.9, 15.2 и 8.8%) породах, отражая высокое содержание в них апатита и сфена.

В соответствии с классификацией А. Н. Заварицкого (1960) хибинские породы относятся преимущественно к богатым и пересыщенным щелочами недосыщенным SiO_2 породам (рис. 19, вкладка). В общем намечается, что в них по мере перехода от пересыщенных к богатым и умеренно богатым щелочами, и постепенного перехода из области с c'' в область с c , довольно быстро растет недосыщенность их кремнеземом.

Породы первой интрузивной фазы, интрузий хибинитов и трахитоидных хибинитов на диаграмме занимают поле пород ненасыщенных SiO_2 , богатых и пересыщенных щелочами. При этом, если ранние умпекиты слабо пересыщены и ненасыщены SiO_2 , то мелко- и среднезернистые нефелиновые сиениты этой же — первой интрузивной фазы располагаются в классе пород, ненасыщенных SiO_2 . В интервале от слабо до средней степени ненасыщенности SiO_2 располагаются хибиниты, приконтактная разновидность которых очень близка к умпекитам. Интервал насыщенности кремнием пород интрузии трахитоидных хибинитов перекрывает хибиниты с тем лишь различием, что трахитоидные хибиниты занимают более сжатый диапазон (в области пород слабоненасыщенных), совпадающий со средней частью диапазона хибинитов. В то же время обособленно, в классе слабо насыщенных и (слабо) ненасыщенных SiO_2 , но пересыщенных щелочами, располагаются породы четко расслоенной части интрузии

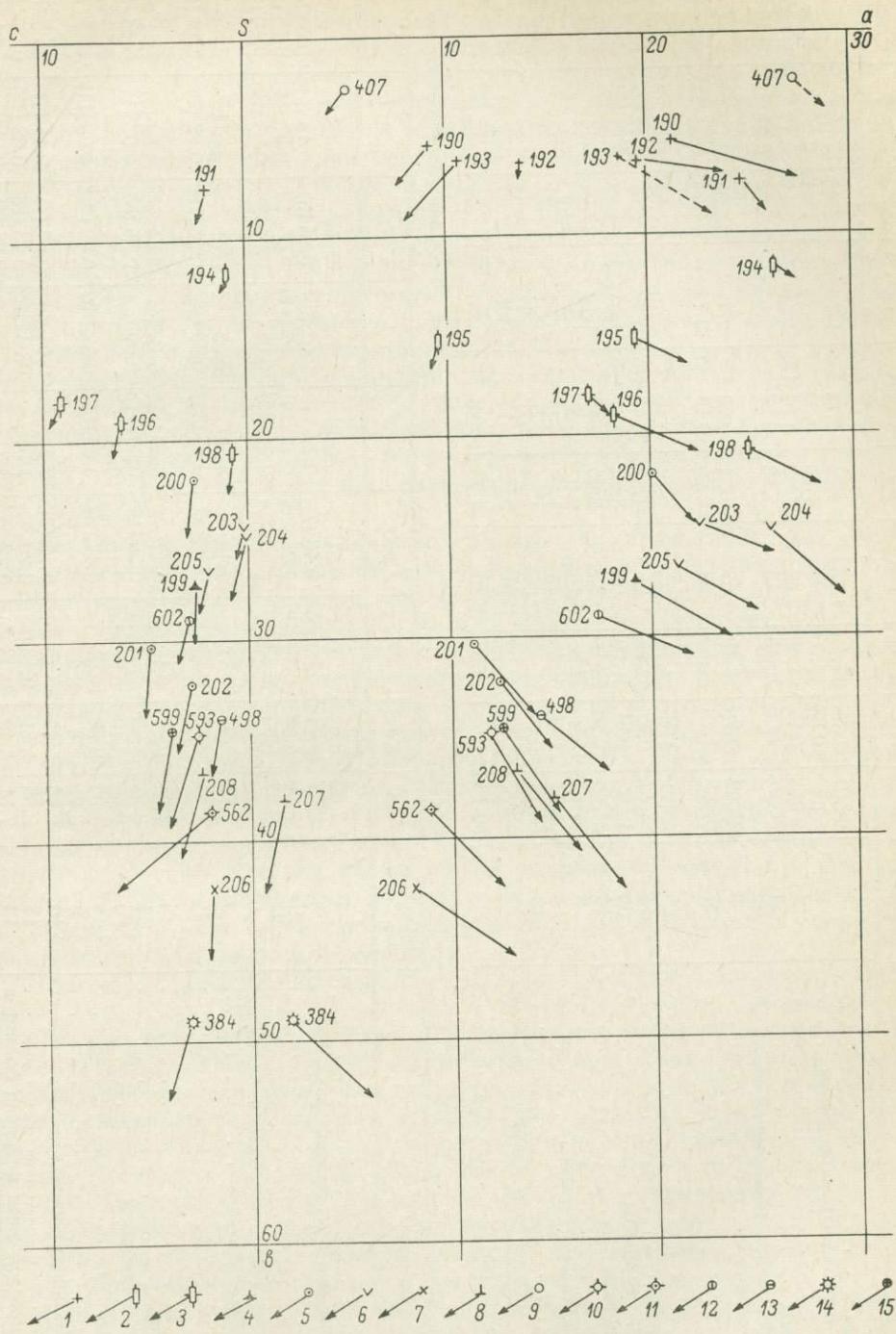


Рис. 18. Химический состав молодых жильных пород.

1—8 — жильные породы массива; 1 — тингуанты (190—193), 2 — щелочные трахиты (194—195), 3 — щелочные базальты (196—198), 4 — шонкиниты (203—205), 5 — нефелиниты (199), 6 — тераплиты (200—202), 7 — мончилиты (207, 208), 8 — оливиновые якупираангиты (206); 9 — тингуанты (407); 10 — щелочной базальт (593); 11 — шонкиниты (562); 12 — нефелинит (602); 13 — тераплит (498); 14 — якупираангит (384); 15 — мончилит (599). 9—15 — состав пород по А. Н. Заварницкому (1960).

Таблица 36
Средний (средневзвешенный) состав магматических пород массива (в вес. %)

Порода	Количество анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO
Умпекиты	4	64.91	0.55	17.43	4.75	1.34	0.12	0.59	1.44	—	—
Нефелиновые сиениты первой интрузивной фазы	9	54.41	0.88	19.60	4.29	1.96	0.30	0.78	1.61	0.05 (4)	0.06 (4)
Хибиниты	21	54.52	0.92	21.48	2.42	1.43	0.25 (18)	0.59	1.32	0.17	0.08 (10)
Трахитоидные хибиниты	21	53.27	1.06	20.15	3.48	1.92	0.27	0.62	2.00	0.13 (19)	0.12 (19)
Меланократовые породы четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов	3	43.92	7.70	7.78	7.07	7.24	0.93	2.77	12.56	0.02	0.18
Рисчорриты	27	51.08	1.18	21.85	2.93	2.09	0.18	0.79	1.74	0.21 (12)	0.07 (13)
Рисчорриты: кольцевого тела	13	50.91	1.25	24.74	2.94 (12)	2.16	0.19	0.79	1.87	0.22 (6)	0.08 (9)
неполнокольцевого тела	14	51.67	0.91	22.22	2.90	1.83	0.12 (13)	0.78	1.26	0.16 (6)	0.04 (4)
Ийолит-уриты, ювиты, малиниты	30	43.92	2.31	21.90	4.00	3.04	0.19 (28)	1.64 (29)	4.88	0.32 (8)	0.58 (7)
Апатито-нефелиновые породы	14	21.60	2.10	12.10	3.39	2.05	0.15	1.10	28.04	0.11 (12)	1.75 (11)
Сfenовые породы	8	27.6	15.2	7.8	5.1	2.8	0.2	1.1	22.9	0.4	—
Неравнозернистые нефелиновые сиениты	10	54.85	1.09	21.40	2.48	1.77	0.12	0.67	1.31	0.40	0.04 (6)
Фойяиты	18	54.14	0.77	22.49	2.34	1.44	0.15	0.64	1.43	0.22	0.03 (9)
Нефелиновые сиениты краевой зоны интрузии фойяитов	12	53.72	1.20	20.00	2.44	3.02	0.27	1.08	2.00	0.30 (7)	—
Средний состав массива	—	53.15	1.03	21.52	2.79	1.74	0.20	0.70	1.78	0.18	0.40

Таблица 36 (продолжение)

Порода	Количество анализов	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O-	H ₂ O+	CO ₂	SO ₃	Cl	F
Умпекиты	4	7.82	3.64	—	0.51	0.51	—	—	—	—
Нефелиновые сиениты первой интрузивной фазы	9	8.47	5.91	0.32 (5)	0.18 (7)	0.27	0.02 (3)	0.03 (3)	0.13 (5)	0.03 (5)
Хибиниты	21	9.80	5.86	0.15 (16)	0.25 (20)	0.78 (20)	0.03 (12)	0.05 (13)	0.03 (15)	0.16 (15)
Трахитоидные хибиниты	21	9.67	5.90	0.16 (18)	0.20 (20)	0.91 (20)	0.05 (18)	0.04 (18)	0.04 (19)	0.10 (18)
Меланократовые породы четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов	3	5.62	2.03	0.72	0.18	0.69	0.03	0.05	0.014	0.30
Рисчорриты	27	7.94	9.19	0.21 (16)	0.18 (23)	0.65 (23)	0.18 (9)	0.28 (10)	0.02 (7)	0.28 (13)
Рисчорриты: кольцевого тела	13	7.64	9.43	0.19 (9)	0.17	0.66 (12)	0.20 (4)	0.34 (5)	0.02 (3)	0.31 (8)
неполнокольцевого тела	14	8.99	8.32	0.30 (7)	0.20 (10)	0.60 (11)	0.09 (5)	0.05 (5)	0.03 (4)	0.16 (5)
Ийолит-уриты, ювиты, малиниты	30	10.42	5.19	0.62 (23)	0.10	0.74	—	0.47 (4)	—	0.18 (12)
Апатито-нефелиновые породы	14	4.83	2.32	19.05	0.17 (10)	0.89 (11)	0.62 (8)	0.09 (11)	0.09 (11)	1.23
Сfenовые породы	8	3.7	1.6	8.8	—	—	—	—	—	1.1
Неравнозернистые нефелиновые сиениты	10	9.76	5.69	0.15 (6)	0.45 (9)	0.50	0.04 (6)	0.07 (7)	0.11 (7)	0.09 (6)
Фойяиты	18	9.35	5.81	0.13 (13)	0.20	0.53	0.08 (10)	0.13 (13)	0.08 (13)	0.07 (13)
Нефелиновые сиениты краевой зоны интрузии фойяитов	12	7.21	6.49	0.08 (5)	0.22	0.71	—	0.98 (7)	0.01 (1)	0.21 (3)
Средний состав массива	—	9.44	6.45	0.21	0.20	0.70	0.06	0.13	0.05	0.42

Примечание. Цифра в скобках — число анализов, по которым определено среднее.

трапецидных хибинитов, обогащенные темноцветными, сフェном и титаномагнетитом.

Рисчорриты на диаграмме занимают поле пород ненасыщенных SiO_2 , богатых и пересыщенных щелочами. В общем они более недосыщены SiO_2 , чем породы интрузий хибинитов и трапецидных хибинитов. Рисчорриты неполнокольцевого тела более не насыщены SiO_2 , чем рисчорриты кольцевого тела. Ийолиты и уртиты, за исключением некоторых полевошпатовых разновидностей, образуют два вертикально вытянутых, соприкасающихся друг с другом контура. Они располагаются в поле пород ненасыщенных SiO_2 , из которых самыми ненасыщенными SiO_2 является большая часть ийолитов и особенно уртиты. Наиболее насыщенные SiO_2 ийолиты частично перекрывают контур рисчорритов. Ийолит-уртитовые породы принадлежат к богатым и пересыщенным щелочами, причем к первым относится главная масса уртитов, а ко вторым — подавляющее число анализов ийолитов. Апатито-нефелиновые породы по насыщенности располагаются в самом низу диаграммы, перекрывая нижние части контуров ийолитов и уртитов. На положение точек апатито-нефелиновых пород в этой части диаграммы, по-видимому, оказало влияние исключение из пересчета P_2O_5 . По содержанию щелочей эти породы по мере увеличения насыщенности их кремнекислотой переходят от умеренно богатых к более богатым и пересыщенным щелочами.

Неравнозернистые нефелиновые сиениты образуют более или менее изометричный контур, полностью укладывающийся в поле трапецидных хибинитов. Фойяиты образуют вытянутую вдоль вертикальной оси зону в поле пород ненасыщенных SiO_2 , богатых и пересыщенных щелочами, перекрывающую средней частью контур неравнозернистых нефелиновых сиенитов. Она частично перекрывает поле хибинитов, отличаясь от них несколько большими интервалами в содержании щелочей и смещением в сторону меньшей насыщенности пород кремнием, почти достигая границы с породами, слабо ненасыщенными SiO_2 . Зоной фойяитов на диаграмме как бы пересекается сверху вниз поле трапецидных хибинитов. Нефелиновые сиениты краевой зоны интрузии фойяитов, по содержанию кремния в значительной мере перекрывающие нефелиновые сиениты других интрузий, и в том числе первой интрузивной фазы, в общем являются более насыщенными породами, часть из которых приближается к умпекитам. По содержанию же щелочей они относятся к породам, богатым и пересыщенным щелочами.

Молодые жильные породы на диаграмме (рис. 19, вкладка) занимают широкое поле, (Q от -18.7 до -53). Если рассматривать положение фигуративных точек в последовательности их на диаграмме (рис. 18), то диаграмма на рис. 19 свидетельствует о том, что по насыщенности щелочами жильные породы располагаются группами в отмеченной последовательности. При этом, в каждой из групп, по-видимому, от ранних к более молодым породам намечается некоторое уменьшение щелочности. Параллельно с этим подвержена изменениям и насыщенность кремнекислотой. Но если в группе ранних пород (tinguaиты, щелочные трапеции, щелочные базальты) она уменьшается вместе с уменьшением щелочности, то в более поздних, начиная с шонкинитов, насыщенность пород кремнекислотой растет с уменьшением их щелочности.

Породы разновременных интрузий нефелиновых сиенитов в целом имеют очень близкие петрохимические характеристики (рис. 14—18). Компактное и очень густое расположение роя векторов делает невозможным построение сводной векторной диаграммы для всех пород массива. Поэтому на сравнительной диаграмме вместо массы сливающихся векторов нанесены занятые ими поля для пород каждой разновозрастной интрузии (рис. 20, вкладка). При этом жирные линии контуров полей проведены через figurативные точки, а тонкие через концы векторов. Каждая пара таких линий сверху и снизу замкнуты

крайними векторами. Полученные таким образом поля особенно густо перекрывают друг друга в верхней части диаграммы, свидетельствуя о лейкократовости пород. Исключение составляют породы четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов, обогащенные темноцветными минералами, сфером, титаномагнетитом и ийолитом, контур которых располагается ниже контуров других пород. Сверху вниз через большую часть диаграммы спускается контур молодых жильных пород, ниже на продолжении которого после некоторого перерыва размещается контур каледонских (?) щелочно-ультраосновных пород.

В поведении петрохимических характеристик средних составов интрузий Хибинского массива (рис. 21) от ранних к более поздним устанавливается следующее:

1. Изменение степени десиликации пород — дефицита кремнекислоты (характеристика Q меняется от -25.4 до -54.1 при среднем для массива -34.5), что сопровождается параллельным изменением характеристики z (относительного числа атомов кремния и титана). Десиликация пород увеличивается от нефелиновых сиенитов первой фазы, через хибиниты, трахитоидные хибиниты к рисчорритам и ийолит-урититам, затем резко уменьшается в неравнозернистых нефелиновых сиенитах и несколько возрастает в фойяитах.

2. Изменение роли фемической составляющей пород, судя по характеристике b , отражающей относительное число металлических атомов, входящих в состав простых силикатов. Между характеристиками Q и b существует обратная количественная зависимость: с увеличением дефицита кремния в породах при одновременном уменьшении характеристики z возрастает значение фемической составляющей.

3. Небольшое изменение содержания щелочей, связанных в щелочных, полевых шпатах и нефелине, о чем свидетельствуют некоторые различия характеристики a .

4. Небольшое изменение роли щелочей в составе темноцветных минералов (характеристика c), проявляющейся в почти прямой зависимости от величины характеристики a , отражающей роль щелочей в алюмосиликатах. Исключением является центральная часть массива, сложенная фойяитами, в которых вместе с c появляется характеристика s , свидетельствующая об отсутствии в среднем составе фойяитов феррисиликата натрия. Отношение K_2O/Na_2O , в среднем для массива равное 0.65 , резко возрастает в рисчорритах (для неполнокольцевого тела 0.93 , а для кольцевого — 1.23). Наиболее низким значением этого отношения (0.50) характеризуются ийолит-урититы.

5. Изменение коэффициента агпантности ($K_{\text{агп}} = K_2O + Na_2O/Al_2O_3$) по интрузиям от 1.11 до 0.86 , равного в среднем для массива 1.03 . Значение его в общем очень слабо уменьшается от ранних к более поздним интрузиям — к фойяитам, которые несколько отклоняются в сторону пород миаскитового типа. Самое же низкое значение $K_{\text{агп}}$ (0.86) определено для апатито-нефелиновых пород. В общем щелочные породы Хибин по $K_{\text{агп}}$ группируются около 1.0 с отклонениями в интервале от 0.5 до 2.2 (рис. 22, вкладка) и не зависят от содержания щелочей в породах, хотя максимальное число точек с $K_{\text{агп}}$, тяготеющим к 1.0 (0.8 — 1.2), приходится на породы с содержанием щелочей ($Na_2O + K_2O$) около 16% (12 — 18%).

$K_{\text{агп}}$ умптекитов в большинстве случаев меньше 1.0 , а нефелиновых сиенитов I фазы и интрузии хибинитов частью меньше, частью больше 1.0 . Зато значение $K_{\text{агп}}$ пород интрузии трахитоидных хибинитов превышает 1.0 . Следует заметить, что обогащенные темноцветными, сфером, титаномагнетитом породы четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов отличаются наиболее высоким $K_{\text{агп}}$ (1.23 — 2.21). Причем увеличение значения его происходит при уменьшении содержания щелочей и еще большего — алюминия. Обращает на себя внимание отсутствие для этих пород с высоким значением коэффициента агпантности принятого агпант-

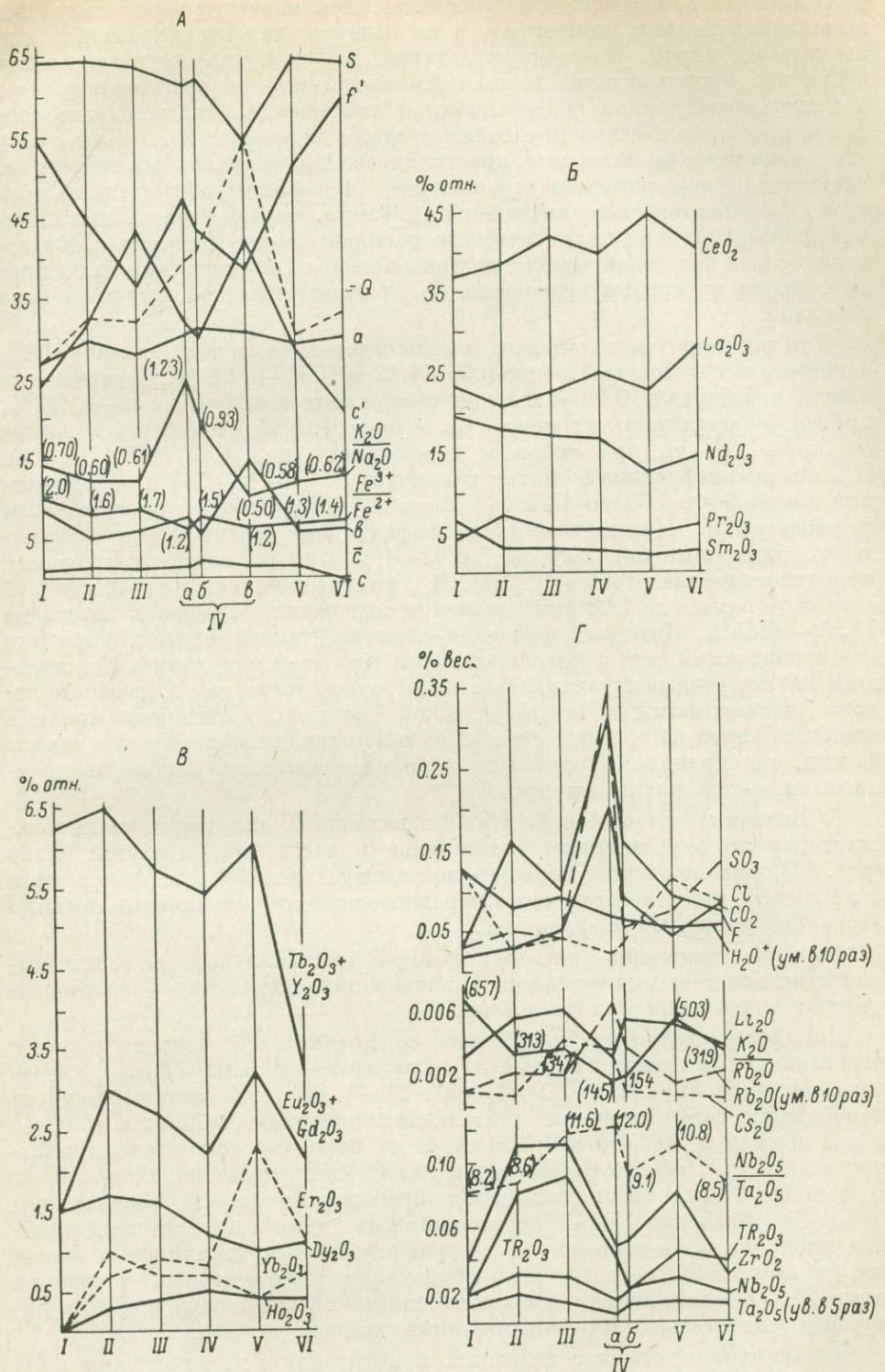


Рис. 21. Химический состав интрузий массива: нефелиновых сиенитов первой фазы (I), хибинитов (II), трахитоидных хибинитов (III), рисчорритов—ийолит-уртилов (IV) (а — рисчорритов кольцевого, б — неполнокольцевого тела, в — ийолит-уртилов), неравнозернистых нефелиновых сиенитов (V), фойлитов (VI).

A — петрохимические характеристики, B — состав редкоземельных элементов цериевой, В — иттриевой груши, Г — содержание второстепенных элементов, элементов-примесей и летучих. Цифры в скобках — значения отношений содержания некоторых элементов.

ного порядка кристаллизации минералов. Темноцветные минералы в них выделялись раньше бесцветных, а не позднее, как это характерно для агпайтовых пород. По-видимому, такой $K_{\text{агп}}$ для данных пород имеет вторичное происхождение и является следствием не состава расплава, а кристаллизационной гравитационной дифференциации магматического расплава с относительно невысоким средним значением $K_{\text{агп}}$. В этом случае темноцветные минералы кристаллизовались раньше салических и, погружаясь под влиянием гравитации, образовали обогащенный ими слой с уже повышенным значением $K_{\text{агп}}$. Таким образом, кристаллизационная дифференциация магматического расплава могла привести к образованию слоев как агпайтовых, так и миаскитовых, в сумме дополняющими друг друга до среднего значения $K_{\text{агп}}$ раздифференцированного объема расплава.

Для рисчорритов кольцевого и неполнокольцевого тела значения $K_{\text{агп}}$ в интервалах — соответственно 0.90—1.22 и 0.95—1.20; $K_{\text{агп}}$ уртитов меняется в интервале 0.93—1.17 при содержании щелочей 14.41—21.17%, причем большая часть их имеет $K_{\text{агп}}$ меньше 1.0; $K_{\text{агп}}$ ийолитов меняется от 0.89—1.37, но при меньшем содержании щелочей (8.73—18.8%). $K_{\text{агп}}$ апатито-нефелиновых пород варьирует от 0.54 до 1.23 при содержании щелочей от 2.33 до 13.03%, относясь к породам, главным образом плюмозитовым. Неравнозернистые нефелиновые сиениты преимущественно агпайтовые породы с $K_{\text{агп}}$ 0.93—1.14 при изменении содержания щелочей в пределах 13.38—16.17%. $K_{\text{агп}}$ фойяитов меняется от 0.85 до 1.11 и в одном случае до 1.28 при изменении содержания щелочей в интервале 12.88—16.45%. Интрузия фойяитов сложена, таким образом, породами как агпайтовыми, так и плюмозитовыми. При этом породами с $K_{\text{агп}}$ меньшим 1.0 сложена центральная часть интрузии, тогда как агпайтовые породы располагаются в периферической части ее. Положение молодых жильных пород на графике (рис. 22, вкладка) свидетельствует, что ранние из них, как правило, агпайтовые, а более поздние, за редким исключением, являются плюмозитовыми.

6. Величина отношения $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+2}$ в различных интрузиях, свидетельствующая об окислительном потенциале в расплавах, меняется слабо (рис. 21), уменьшаясь от пород первой интрузивной фазы к рисчорритам и ийолит-уртитам, а затем через неравнозернистые нефелиновые сиениты несколько возрастаая в фойяитах.

Обращает внимание (рис. 21) наличие максимального значения характеристики c и минимального значения характеристики f' в ийолит-уртитах и трахитоидных хибинитах.

Привлекает внимание повышенное содержание в хибинских породах редкоземельных элементов (табл. 37). Среднее содержание TR_2O_3 в интрузиях меняется от 0.02 до 0.09% (рис. 21, Г). Из нефелиновых сиенитов наибольшим содержанием их выделяются интрузии хибинитов (0.08%) и трахитоидных хибинитов (0.09%), а из пород иного состава ийолит-уртиты (0.13%), апатито-нефелиновые (0.53%) и сfenовые породы (0.54%). В составе TR_2O_3 хибинских пород преобладают легкие лантаноиды (табл. 38). Значение $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ повышается от хибинитов через трахитоидные хибиниты к рисчорритам и от неравнозернистых нефелиновых сиенитов к фойяитам, которые характеризуются максимальным значением его в 10.6. Об изменении содержания цериевых и иттриевых земель в интрузиях свидетельствуют вариационные кривые на рис. 21Б, В.

Вариационная линия содержания в интрузиях ZrO_2 имеет (рис. 21) два максимума, свидетельствующих о повышенном содержании его в хибинитах, трахитоидных хибинитах (0.11%) и неравнозернистых нефелиновых сиенитах (0.08%). Самым низким содержанием ZrO_2 (0.03%) характеризуются фойяиты, а самым высоким — ийолит-уртиты (0.12%) и сfenовые породы (0.15%).

Таблица 37

Среднее (средневзвешенное) содержание второстепенных и акцессорных элементов в породах массива (в вес. %)

Порода	Количество анализов	ZrO ₂	TR ₂ O ₃	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	BeO	GaO	CuO	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	$\frac{Nb_2O_5}{Ta_2O_5}$	$\frac{K_2O}{Rb_2O}$
Нефелиновые сиениты первой фазы	9	0.04	0.02	0.018	0.0022	0.003	0.009	0.0008	0.0011	—	0.010	Не обн.	0.002	0.008	8.2	657	
Хибиниты	13	0.11	0.08	0.031	0.0036	0.0054	0.0187	0.0005	0.0021	0.0072	0.029	0.0022	0.009	0.0007	0.006	8.6	313
Трахитоидные хибиниты	19	0.11	0.09	0.029	0.0025	0.0059	0.017	0.0039	0.0023	0.0050	0.054	0.021	0.008	0.0007	0.021	11.6	347
Рисчорриты	10	0.05	0.03	0.014	0.0013	0.0033	0.062	0.0028	0.0001	—	0.0061	0.0003	0.0002	0.001	0.04	10.8	148
Рисчорриты:																	
кольцевого тела	7	0.05	0.04	0.012	0.0010	0.0028	0.065	0.0033	—	—	0.0053	0.0004	0.0001	0.00	0.05	12.0	145
неполнокольцевого тела	3	0.05	0.02	0.020	0.0022	0.0052	0.034	0.0007	0.0005	—	0.0091	0.0004	0.0005	0.004	0.02	9.1	154
Ийолит-уртиты	12	0.12	0.13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.07	—	—
Апатито-нефелиновые породы	11	0.07	0.53	0.048	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	—	—
Сфеновые породы	5	0.15	0.54	0.10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.08	—	—
Неравнозернистые нефелиновые сиениты	8	0.08	0.04	0.027	0.0025	0.0049	0.0113	0.0004	0.0016	0.0014	0.007	0.0025	0.0001	—	0.0044	10.8	503
Фойяиты	13	0.03	0.04	0.017	0.0020	0.0035	0.0182	0.0004	0.0010	0.0026	0.0075	0.0047	0.0003	0.0007	0.0058	8.5	319
Средневзвешенное содержание в нефелиновых сиенитах массива	72	0.07	0.06	0.024	0.0025	0.0046	0.0224	0.0014	0.0015	0.0038	0.0054	0.0028	0.0004	0.0007	0.0135	9.6	275
Средневзвешенное содержание в массиве	100	0.07	0.06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.0169	—	—

Таблица 38

Состав редких земель * в породах массива (в отн. %)

Порода	Количество анализов	La ₂ O ₃	CeO ₂	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Eu ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Tb ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Ho ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Tu ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	Lu ₂ O ₃	$\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$
Нефелиновые сиениты первой фазы	3	23.08	36.80	4.23	19.34	6.30	1.5	—	6.25	1.5	—	—	—	—	—	—	9.7
Хибиниты	8	20.6	38.3	7.3	17.6	3.0	3.0	—	6.4	1.7	0.3	0.7	—	1.0	—	—	6.6
Трахитоидные хибиниты	15	22.2	41.9	5.3	16.9	2.9	2.7	—	5.7	1.6	0.4	0.9	—	0.7	—	—	7.4
Рисчорриты	6	25.0	39.6	5.4	16.6	2.6	—	2.2	—	5.4	1.2	0.5	0.8	—	0.7	—	8.3
Неравнозернистые нефелиновые сиениты	7	22.5	44.5	4.8	12.4	2.1	—	3.2	—	6.0	1.0	0.4	2.3	1.1	0.4	—	6.0
Фойяиты	7	28.0	39.9	5.9	14.5	2.6	—	2.1	—	3.2	1.1	0.4	1.1	—	0.7	—	10.6
Средневзвешенное содержание в нефелиновых сиенитах массива	46	24.1	40.4	5.9	14.8	2.7	—	2.6	—	5.0	1.4	0.4	1.0	0.1	0.8	—	7.8

* Точность определения TR₂O₃ в породах составляет около 10 (до 15) отн. %. Точность разделения редкоземельных элементов составляет 10—30 отн. % при содержаниях элементов меньше одного процента от суммы TR₂O₃ в породе. Точность определения ZrO₂ составляет 5—10 отн. %, Nb₂O₅ и Ta₂O₅ — 10 отн. %, Li₂O, Rb₂O, Cs₂O — 10—12 отн. %.

Наиболее обогащенными Nb_2O_5 и Ta_2O_5 являются хибиниты (соответственно 0.031 и 0.0036 %), трахитоидные хибиниты (0.029 и 0.0025 %) и неравнозернистые нефелиновые сиениты (0.027 и 0.0025 %), о чем свидетельствуют два максимума на вариационных кривых. Соотношение Nb_2O_5/Ta_2O_5 также остается постоянным и характеризуется двумя максимумами (для трахитоидных хибинитов, рисчорритов и неравнозернистых нефелиновых сиенитов).

Максимальное содержание Li_2O приходится на хибиниты (0.0054 %) и трахитоидные хибиниты (0.0059 %), Rb_2O — на рисчорриты (0.062 %) и Cs_2O — на трахитоидные хибиниты (0.0039 %) и рисчорриты (0.0028 %). Калиево-рубидиевое отношение, наиболее высокое для нефелиновых сиенитов первой фазы (657), снижается для интрузий хибинитов (313) и трахитоидных хибинитов (374) и еще более резко понижается для рисчорритов (148), причем для кольцевого тела — 145, а для неполнокольцевого — 154. Это отношение несколько возрастает в неравнозернистых нефелиновых сиенитах (503) и снова снижается в фойяитах (319).

Повышенным содержанием BeO среди интрузий Хибинского массива характеризуются интрузии хибинитов (0.0021 %) и трахитоидных хибинитов (0.0023 %). Так же в этих породах ведет себя GaO (соответственно 0.0072 и 0.0050 %).

Определенным образом ведут себя летучие. Содержание фтора * меняется от пород первой фазы (0.03 %) к хибинитам (0.16 %) и трахитоидным хибинитам (0.10 %), достигая 0.28 % в рисчорритах, 0.18 % в ийолит-уритатах и 1.23 % в апатито-нефелиновых породах. Далее оно снижается до 0.09 % в неравнозернистых нефелиновых сиенитах и до 0.07 % в фойяитах. По иному ведет себя хлор, содержание которого от нефелиновых сиенитов первой фазы (0.13 %) в общем уменьшается через хибиниты (0.03 %) и трахитоидные хибиниты (0.04 %) к рисчорритам (0.02 %) и затем возрастает в неравнозернистых нефелиновых сиенитах (0.11 %) и фойяитах (0.08 %). CO_2 и SO_3 в повышенных количествах подобно фтору присутствуют в рисчорритах особенно кольцевого тела. Наиболее высоким содержанием CO_2 характеризуются апатито-нефелиновые породы (0.62 %), а SO_3 (0.47 %) — ийолит-уриты.

Содержание воды (H_2O^+) в общем снижается от ранних к поздним интрузивным фазам: от нефелиновых сиенитов первой фазы (1.27 %) через хибиниты (0.78 %), трахитоидные хибиниты (0.91 %) и рисчорриты (0.65 %) к неравнозернистым нефелиновым сиенитам (0.50 %) и фойяитам (0.53 %). Повышенным содержанием воды (H_2O^+) характеризуются ийолит-уриты (0.74 %) и апатито-нефелиновые породы (0.89 %).

Сравнительная химическая и петрохимическая характеристика свидетельствует о родстве и в общем близком среднем составе разновременных интрузий Хибинского субвулкана, хотя состав и петрохимические особенности внутри каждой из них претерпевают значительные изменения.

Особенной близостью состава и характера изменения петрохимических особенностей характеризуются интрузии, объединенные нами в три генетические группы: группа хибинитов и трахитоидных хибинитов, группа рисчорритов, ийолит-уритов и апатито-нефелиновых пород, относящихся автором к производным одной интрузии, и группа неравнозернистых нефелиновых сиенитов и фойяитов.

Первые данные по среднему составу Хибинского массива принадлежат Б. М. Куплетскому (1937), который вычислил его, воспользовавшись средним (арифметическим) составом разновидностей пород и площадным их распространением на основе существовавшей в то время геологической

* Точность определения F и Cl составляет 10—20 отн. %.

карты массива. Позднее Л. С. Бородиным опубликован средний химический состав Хибинского массива, полученный анализом средней пробы, составленной образцами, отобранными из главных петрографических зон массива. При этом учитывалось их площадное распространение по геологической карте Хибинских тундр, составленной Е. Н. Володиным в 1936 г. При вычислении среднего химического состава Хибинского массива автором (Галахов, 1966а) были определены средние химические составы отдельных интрузий, для чего по возможности полно использованы анализы, имеющиеся в опубликованной и фондовой литературе. Кроме того, специально отобраны и проанализированы многочисленные крупные (весом 100 кг и более) средние пробы разновидностей пород, слагающих эти интрузии. Составы интрузий определялись не как среднее арифметическое, а как среднее взвешенное на площадь распространения разновидностей пород, выделенных на составленной автором структурно-геологической карте Хибинского массива масштаба 1 : 50 000. Средний состав массива определялся с использованием средних составов интрузий и площадного их распространения на карте. Принято следующее площадное распространение хибинских пород (в %): нефелиновые и щелочные сиениты первой интрузивной фазы — 0,4, хибиниты — 21,1, трахитоидные хибиниты — 22,8, рисчорриты кольцевого тела — 8,2, неполнокольцевого тела — 2,3, ийолит-уртитовые породы — 5,6, апатито-нефелиновые породы — 0,1, неравнозернистые нефелиновые сиениты — 7,9, нефелиновые сиениты краевой зоны фойяитов — 0,6, фойяиты — 31,0. Молодые жильные породы, играющие в строении массива незначительную роль, в расчет не принимались.

Говоря о составах отдельных интрузий и всего массива в целом, следует указать на приблизительность наших знаний об их средних химических составах. Дело не только в том, что имеющиеся анализы могут не дать полного представления о среднем составе интрузий, но и в том, что мы пока мало знаем о породах этих интрузий на глубинах ниже уровня современного эрозионного среза. Естественно, что представления о среднем составе интрузий и массива в целом со временем могут меняться по мере познания необнаженных сейчас глубин расслоенных интрузивных тел.

Уточненный автором средний химический состав Хибинского массива (табл. 39) в сравнении со средним составом, вычисленным Б. М. Куплетским, характеризуется несколько меньшим содержанием SiO_2 , FeO и большим — Fe_2O_3 , K_2O , P_2O_5 . Впервые вычислены содержания CO_2 , SO_3 , Cl , F , H_2O^\pm . В общем же химический состав (главные петрогенные элементы), вычисленный Б. М. Куплетским и определенный нами, близки.

Для получения более полного среднего химического состава Хибинского массива с выявлением содержания большего числа химических компонентов в 1965—1966 гг. Кольским филиалом АН СССР и Ленинградским государственным университетом при участии других организаций были предприняты под руководством А. А. Кухаренко и с участием автора настоящей работы отбор представительных проб по интрузиям Хибинского массива и составление из них пробы «Хибины-генеральная». В специальной статье (Кухаренко и др., 1969) приведен средний состав массива и весовые кларки его по 65 химическим элементам. Сопоставление по главным компонентам среднего состава массива (табл. 39), вычисленного по отдельным пробам разновидностей пород (Галахов, 1966в), с анализом пробы «Хибины-генеральная» свидетельствуют о почти полном их совпадении.

При сравнении состава Хибинского и рядом расположенного Ловозерского массивов обнаруживается, что они сходны по близким содержаниям SiO_2 , TiO_2 , P_2O_5 , F , SO_3 . Отличается Хибинский массив меньшим содержанием ZrO_2 , $(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_5$, TR_2O_3 , MnO , Na_2O , Cl , и особенно Fe_2O_3 ,

Таблица 39

Средний химический состав Хибинского массива (в вес. %)

Компоненты	Хибинский массив				Ловозерский массив (Герасимовский, Кузнецков, 1966)	Нефелиновые сиениты с эгирин-авгитом и биотитом (Nockolds, 1954)	Нефелиновый сиенит — средний тип (Дели, 1936)
	Галахов, 1966в	Кухаренко и др., 1968	Бородин, 1957	Куплетский, 1937			
SiO ₂	53.45	53.22	54.09	54.01	53.62	54.45	54.63
TiO ₂	1.03	1.05	0.87	1.20	1.12	0.82	0.86
ZrO ₂	0.08	0.087 *	—	—	0.48*	—	—
(Nb, Ta) ₂ O ₅	0.03	0.0235	—	—	0.11	—	—
TR ₂ O ₃	0.07	0.056	—	—	0.24	—	—
Al ₂ O ₃	21.52	21.26	22.14	21.50	17.39	21.49	19.89
Fe ₂ O ₃	2.79	2.59	2.20	2.60	4.93	3.09	3.37
FeO	1.74	1.58	1.76	1.80	1.01	1.65	2.20
MnO	0.20	0.18	0.15	0.17	0.34	0.12	0.35
MgO	0.70	0.65	0.73	0.77	0.98	0.54	0.87
CaO	1.78	1.80	1.49	1.80	} 1.22	2.38	2.51
SrO	0.10	0.126	—	—			
BaO	0.18	0.139	0.14	0.12	—	—	—
Na ₂ O	9.44	9.81	9.07	9.50	10.97	8.06	8.26
K ₂ O	6.15	6.52	6.30	5.30	5.86	6.36	5.46
P ₂ O ₅	0.21	0.286	—	0.09	0.20	0.26	0.25
H ₂ O ⁻	0.20	0.152	—	—	0.14	—	1.35
H ₂ O ⁺	0.70	0.645	—	—	0.64	—	—
П. п. п.	—	—	0.68	1.14	0.99	—	—
CO ₂	0.06	0.14	—	—	0.27	0.14	—
SO ₃	0.13	0.0225	—	—	0.102	—	—
Cl	0.05	0.036	—	—	0.16	—	—
F	0.12	0.0423	—	—	0.14	—	—
Сумма	100.43	99.7853	99.66	100.00	100.27	100.00	100.00

* (Zn, Hf)₂O

и большим содержанием Al₂O₃. Резко различаются массивы меньшим (1.02) средним значением K_{arg}, который для Ловозерского массива равен 1.4. Кроме того, Хибинский массив характеризуется меньшим значением Fe³⁺/Fe²⁺, равным — 1.4 против 4.4 для Ловозерского массива (Герасимовский и др., 1966).

Средний состав Хибинского массива в общем очень близок к среднему составу нефелиновых сиенитов (Дели, 1936; Nockolds, 1954), отличаясь от них несколько пониженным содержанием SiO₂, CaO и повышенным — TiO₂ и Na₂O. Несколько выше для Хибинского массива и K_{arg}, значение которого для упомянутых типов нефелиновых сиенитов равно 0.94 и 0.93. Среднее содержание P₂O₅ в составе Хибинского массива (0.21%) почти такое же, как и в Ловозерском (0.20%), несколько ниже, чем в среднем составе нефелиновых сиенитов по Ноккольду и Дели (соответственно 0.26 и 0.25%). Это свидетельствует о том, что грандиозные скопления апатита (апатитовые месторождения) в Хибинах могли образоваться из большого объема щелочной магмы без специального привноса P₂O₅ извне и изначальной обогащенности щелочной магмы фосфором. Это согласуется с предположением Б. М. Куплетского (1937) об образовании апатитовых месторождений Хибин путем дифференциации щелочной магмы.

Средний химический состав Хибинского щелочного массива, основанный на большом материале, может быть, вероятно, эталоном для нефелиновых сиенитов апатитового типа, сформировавшихся в условиях платформенного режима.

К ГЕОХИМИИ ХИБИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

В химическом составе пород Хибинского массива наряду с главными существенное значение приобретают второстепенные, редкие и акцессорные элементы. При многолетних исследованиях массива автором накоплен по химизму пород большой фактический материал. В данном же разделе использованы лишь средние значения химического состава интрузий нефелиновых сиенитов (табл. 40). По своей значимости в составе пород химические элементы объединены в пять групп (рис. 23):

1) главные пордообразующие элементы — основные составные части пордообразующих минералов;

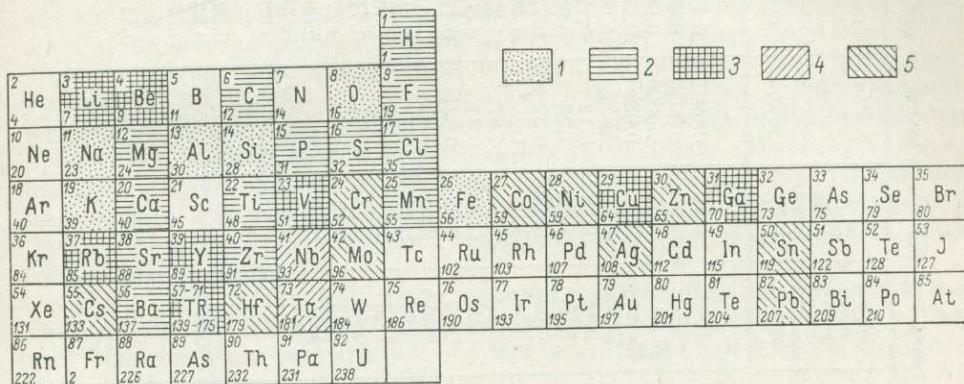


Рис. 23. Химические элементы нефелиновых сиенитов массива.

1 — главные пордообразующие элементы; 2 — второстепенные элементы; 3—5 — элементы-примеси: 3 — постоянные, 4 — частые, 5 — редкие.

2) второстепенные пордообразующие элементы — второстепенные составные части главных пордообразующих минералов и главные некоторых второстепенных и акцессорных минералов. Исключением являются фосфор, кальций и титан, которые в апатито-нефелиновых и сиеновых породах из второстепенных элементов переходят в главные, входя (в данном случае) в пордообразующие апатит и сиен;

3) элементы-примеси постоянные — рассеянные элементы, не образующие самостоятельных минералов, но входящие в состав их в виде примесей, изоморфно замещающих те или иные элементы;

4) элементы-примеси частые (обнаружены больше чем в половине образцов);

5) элементы-примеси редкие (обнаружены меньше чем в половине образцов).

Главные пордообразующие элементы

Кремний в основной массе нефелиновых сиенитов содержится от 24.89 до 25.62 %. Среднее содержание его для массива (24.83 %) приближается к меньшему значению в этом интервале вследствие снижения содержания Si в генетически единой ассоциации рисчорритов, ийолитуритов и апатито-нефелиновых пород. Такое содержание кремния в магматических расплавах при избытке щелочей и обусловило образование в хибинских породах наряду с полевым шпатом фельдшпатоида — нефелина, при кристаллизации которых была удалена из расплава главная масса кремния.

Алюминий — другой главный элемент, входящий в состав почти всех минералов пород массива. Основными же его носителями являются главные пордообразующие минералы — нефелин и полевые шпаты, количество которых в основном и определяет содержание алюминия

Таблица 40
Среднее содержание химических элементов в разновидностях пород и в массиве в целом (в вес. %)

Элементы	Нефелиновые сиениты первой фазы	Хибиниты	Трахито-иодные хибиниты	Рищориты	Ийолит-урититы, ювиты, луявлриты	Апатито-нефелиновые породы	Неравнозернистые нефелиновые сиениты	Фойяиты	Нефелиновые сиениты краевой зоны фойяитов	Хибинский массив (Кухаренко и др., 1968)	Ловозерский массив		Кларк для изверженных пород (Ranckama, Sahama, 1949)	
											(Власов и др., 1959)	(Герасимовский и др., 1966)		
H	0.05	0.12	0.12	0.09	0.09	0.42	0.08	0.08	0.10	0.40	0.09	0.14	—	0.13
Li	0.0014	0.0025	0.0027	0.0015	—	—	0.0023	0.0016	—	—	0.0020	0.02	0.0055	0.0065
Be	0.0004	0.0008	0.00004	—	—	—	0.0006	0.0004	—	—	0.0006	0.0014	0.00087	0.0006
C	0.01	0.01	0.01	0.05	Не опр.	0.47	0.01	0.05	Не опр.	0.02	0.038	0.06	—	0.03
O	44.99	43.36	45.36	44.62	43.72	42.11	45.97	45.85	45.53	45.52	45.37	44.98	—	46.42
F	0.03	0.16	0.10	0.28	0.40	0.67	0.09	0.07	0.11	0.12	0.12	0.17	0.14	0.06
Na	6.28	7.27	7.17	5.89	7.73	3.58	7.24	6.94	5.35	7.00	7.28	6.95	8.118	2.83
Mg	0.47	0.36	0.37	0.48	0.99	0.66	0.40	0.39	0.65	0.42	0.39	0.72	0.588	2.09
Al	10.37	11.36	10.66	11.56	11.59	6.40	11.32	11.90	10.58	11.39	11.25	9.48	9.216	8.13
Si	25.42	25.47	24.89	23.86	20.52	10.09	25.62	25.29	25.40	24.83	24.87	24.57	25.04	27.72
Ph	0.14	0.06	0.07	0.09	0.27	8.32	0.06	0.06	0.03	0.09	0.12	0.09	0.088	0.12
S	0.01	0.01	0.01	0.11	0.19	0.04	0.03	0.05	0.39	0.05	0.021	0.17	0.102	0.052
Cl	0.43	0.03	0.04	0.02	Не опр.	0.06	0.41	0.08	0.01	0.05	0.036	0.20	0.16	0.0314
K	4.90	4.86	4.90	7.63	4.31	1.93	4.72	4.82	5.39	5.40	5.41	4.11	4.864	2.59
Ca	1.15	0.94	1.43	1.24	3.49	20.04	0.94	1.02	1.43	1.27	1.29	1.46	0.87	3.63
Ti	0.53	0.55	0.64	0.71	1.38	1.26	0.65	0.46	0.72	0.62	0.63	0.71	0.67	0.44
Mn	0.23	0.19	0.21	0.14	0.15	0.12	0.09	0.12	0.22	0.15	0.14	0.27	0.263	0.10
Fe	4.52	2.80	3.92	4.07	5.17	3.97	3.11	2.76	4.07	3.30	3.03	5.09	4.236	5.00
Cu	0.0080	0.0023	0.0043	0.0049	—	—	0.0056	0.0060	—	—	0.0009	0.0016	0.0011	0.007
Ga	—	0.0058	0.0041	—	—	—	0.0011	0.0021	—	—	0.0033	0.0074	0.0080	0.0015
Rb	0.0082	0.0171	0.155	0.0567	—	—	0.0103	0.0166	—	—	0.022	—	0.0230	—
Sr	0.05	0.07	0.40	0.06	0.49	1.48	0.03	0.02	—	0.08	0.41	0.09	0.061	0.03
Zr	0.03	0.08	0.08	0.04	0.09	0.06	0.06	0.02	0.05	0.05	0.064	0.55	0.348	0.022
Nb	0.0121	0.0209	0.0195	0.0094	—	0.0323	0.0182	0.0114	—	—	0.015	0.09	0.0696	0.0024
Ce	0.0008	0.0005	0.0037	0.0026	—	—	0.0004	0.0001	—	—	0.00035	—	0.000162	—
Ba	0.06	0.15	0.42	0.19	0.29	0.40	0.09	0.20	0.27	0.16	0.12	0.11	0.069	0.025
Ta	0.0018	0.0024	0.0020	0.0010	—	—	0.0020	0.0016	—	—	0.0014	—	0.0060	—

Приложение. Элементы расположены по таблице Менделеева (см. рис. 23).

в щелочных породах. В полевошпатовых разновидностях последних оно значительно выше, причем его количество колеблется от 10.37% в нефелиновых сиенитах первой интрузивной фазы до 11.90% в более поздних главных комплексах нефелиновых сиенитов.

Натрий в виде главного элемента входит во многие минералы, возникшие как при кристаллизации расплава, так и при постмагматическом преобразовании пород. Меньшее содержание его (табл. 40) характерно для наиболее калиевых пород — рисчорритов (5.89%) и апатито-нефелиновых пород (3.58) при среднем содержании для массива, равном 7.00%.

Калий в породах в основной массе связан с K-Na полевым шпатом, нефелином, лепидомеланом и астрофиллитом. От общего близкого содержания калия в интрузиях Хибин, меняющегося в пределах 4.72—4.90%, выделяется генетически единая ассоциация рисчорритов (7.63%), ийолит-урититов (4.31%) и апатито-нефелиновых пород (1.93%). Резкое различие в содержании калия в разновидностях этой ассоциации пород обусловлено процессами магматической дифференциации расплава. Высокое содержание калия в рисчорритах обусловлено перечисленными калийсодержащими минералами, причем полевой шпат и нефелин рисчорритов в отличие от других пород характеризуются наиболее высоким содержанием калия (см. табл. 26, 28).

Железо в тех или иных количествах содержится во всех темноцветных минералах пород. Основная же масса его сосредоточена в главных темноцветных минералах — эгирине и щелочном амфиболе. Содержание железа меняется от 2.76% в фойяитах до 5.17% в ийолит-урититах при среднем содержании его 3.30% в массиве.

Кислород в интрузиях Хибин по содержанию является более постоянным в сравнении с другими элементами, даже при сопоставлении нефелиновых сиенитов (45.97—43.36%) и резко отличающихся от них по составу ийолит-урититов (43.72%) и апатито-нефелиновых пород (42.11%). Соотношение окисного и закисного железа свидетельствует о разной степени окисления его. И хотя средние соотношения в разновременных интрузиях Хибин неодинаковы, различия между ними в общем не велики и для главных интрузий характеризуются цифрами 1.40—1.81. Гораздо большие различия наблюдаются между разновидностями пород внутри интрузий, что свидетельствует о дифференциации этих элементов. Например, в серии проб 1425, 1772—1775 от среднезернистых трахитоидных хибинитов, через мезократовые трахитоидные хибиниты к обогащенным темноцветными минералами породам типа ийолитов четко расслоенной части интрузии (табл. 30) отношение между окисным и закисным железом уменьшается от 2.08 до 0.7. Имеются различия и в средних значениях этого отношения в породах генетически единой ассоциации рисчорритов — ийолит-урититов — апатито-нефелиновых пород. Обращает на себя внимание большая величина значений $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ в более поздних интрузиях хибинитовой и фойяитовой групп, указывающая на возрастание окислительного потенциала в расплавах более поздних интрузий.

Второстепенные породообразующие элементы

Кальций содержится в нефелиновых сиенитах от 0.94 до 1.43%. От них заметно отличаются обогащенные пироксенами породы — ийолит-урититы (3.49%) и резко — апатито-нефелиновые породы (20.04%), главным минералом которых является апатит. Высоким содержанием кальция характеризуются сферовидные породы ийолит-урититов и четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов. Избыточный ион кальция в охлаждающемся расплаве, обогащенном фосфором, фтором и другими летучими является, по А. Е. Ферсману, как правило, осадителем фосфора в виде апатита.

Титан является важной составной частью сфена, лампрофиллита, астрофиллита и некоторых других минералов. Отсутствие в магматическом расплаве большого избытка щелочей над алюминием ($K_{\text{арн}}$ массива — 1.03) привело к кристаллизации из него минералов титана, не содержащих щелочей (сфена, ильменита, титаномагнетита). Титаносиликаты (мурманит, рамзант, лампрофиллит, ринколит и др.), содержащие в себе натрий, в хибинских породах присутствуют в незначительном количестве. От нефелиновых сиенитов Хибин, содержащих титан в пределах 0.46—0.71%, отличаются содержащие сфер породы — ийолит-уртиты (1.38%), апатито-нефелиновые (1.26%) и сферовые (9.12%) породы.

Магний в интрузиях Хибинского массива содержится в количестве 0.36—0.99%. Главная масса его концентрируется в темноцветных минералах: арфедсоните, эгирине, энгматите, лепидомелане, содержащихся главным образом в ийолит-уртитовых породах и породах четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов.

Барий характерен для К-На полевого шпата (до 0.41% BaO) и вовсе не обнаружен в нефелине. Барий содержится в лампрофиллите, юкспорите, лепидомелане, эвдиалите, астрофиллите. Остается не совсем ясной причина повышенного содержания бария (0.29%) в ийолит-уртитах.

Марганец в породах массива содержится в пределах 0.09—0.23% при среднем содержании в массиве 0.15%, присутствуя в составе астрофиллита, лепидомелана, лампрофиллита, энгматита, эвдиалита, щелочного амфибала, эгирина.

Фосфор является главной составной частью апатита. Несмотря на в общем низкое содержание его в главной массе пород, в некоторых оно значительно повышается. Так, на фоне главных интрузивов нефелиновых сиенитов, имеющих 0.06—0.07% фосфора, содержание его возрастает до 0.09% в рисчорритах, 0.27% в ийолит-уртитах и до 8.32% в апатито-нефелиновых породах. Обращает внимание сходство в содержании P_2O_5 в ийолит-уртитах (0.62%) и похожих на них породах из четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов (0.72%, см. табл. 30).

Цирконий, несмотря на низкое (0.02%—0.09%) содержание в хибинских породах, образует самостоятельный минерал — эвдиалит, неравномерному распределению которого, по-видимому, главным образом и обязано различное содержание циркония в породах. В то же время не содержащие эвдиалит хибиниты имеют такое же содержание циркония, находящегося в других минералах, например в титановых. Повышенное содержание циркония замечено в обогащенных сфером и темноцветными минералами породах четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов.

Строонций — характерный элемент Хибинского массива. На фоне низкого содержания его в хибинитах (0.07%), рисчорритах (0.06%), неравнозернистых нефелиновых сиенитах (0.03%) и фойяитах (0.025%) отмечается повышенное содержание его в трахитоидных хибинитах (0.10%) ийолит-уртитах (0.49%) и апатито-нефелиновых породах (1.48%).

Основная масса стронция связана с лампрофиллитом, апатитом, ринколитом.

Водород в щелочных породах массива в среднем составляет 0.08—0.12%, входя в состав ряда минералов в виде воды или гидроксила. Содержание воды в разновидностях пород иллюстрируется в табл. 30, 33, 34.

Сера в небольшом количестве (0.01%) присутствует в нефелиновых сиенитах первой фазы, интрузиях хибинитов и трахитоидных хибинитов. Содержание ее возрастает в неравнозернистых нефелиновых сиенитах (0.03%), фойяитах (0.05%), апатито-нефелиновых породах (0.04%), в рисчорритах (0.11%) и ийолит-уртитах (0.19%). Наиболее высокое содержание серы (0.39%) в нефелиновых сиенитах краевой зоны фойяи-

тов, по-видимому, обусловлено приконтактным характером пород, включающих ксенолиты роговиков с сульфидами.

Сера входит в состав акцессорных молибденита, галенита, пирротина, халькопирита. Основное же количество ее связано в содалите и канкрините.

Фтор в Хибинских породах ассоциирует то с кальцием, входя в состав апатита, флюорита, сфена, то с натрием, образуя виллиомит. Кроме того он известен в других второстепенных и акцессорных минералах.

Наивысшим содержанием фтора характеризуются рисчорриты (0.28%), апатито-нефелиновые породы (0.67%) и обогащенные темноцветными минералами породы четко расслоенной части трахитоидных хибинитов (0.30%).

Хлор входит главным образом в состав содалита, распределение которого, вероятно, и обусловило содержание хлора в породах. Таким образом, хлор в противоположность фтору (табл. 40) играет большую роль на поздних этапах формирования массива. Постоянное присутствие содалита в неравнозернистых нефелиновых сиенитах и фойяитах обусловило повышенное содержание хлора, соответственно 0.11 и 0.08%. В остальных интрузиях содержание его меняется от 0.02% до 0.06%.

Углерод встречается в небольшом числе минералов, из которых наиболее распространенным является канкринит. Кроме того, он входит в состав углеводородных газов и битумов (Петерсилье, 1964). Среди пород наибольшим содержанием углерода пользуются рисчорриты, фойяиты (0.05%) и особенно апатито-нефелиновые породы (0.17%), тогда как в других породах оно не превышает 0.01%.

Элементы-примеси постоянные

Литий в хибинских породах рассеян в массе нефелина и цлевого шпата (Дудкин, 1962). Среднее содержание лития для ряда интрузивов щелочных пород Хибин меняется от 0.0015 до 0.0027%.

Рубидий, как и литий, присутствует в нефелине и полевом шпате. Среднее содержание рубидия в главных интрузивах Хибин (табл. 37) меняется от 0.0103% в неравнозернистых нефелиновых сиенитах до 0.0567% в рисчорритах. Калиево-рубидиевое отношение в них изменяется с 313 в хибинитах и 347 в трахитоидных хибинитах до 148 в рисчорритах, 503 в неравнозернистых нефелиновых сиенитах и 319 в фойяитах.

Медь спектральным анализом обнаружена во многих минералах. Из них только в халькопирите — минерале довольно редком в щелочных породах массива медь является главным компонентом. В интрузивах Хибин содержание меди варьирует от 0.0023 в хибинитах до 0.0060% в фойяитах.

Бериллий рассеян более широко, чем литий и рубидий, и в виде примеси присутствует во многих минералах (нефелине, полевом шпате, сфене, эгирине, арфведсоните и др.). Это, по-видимому, обусловлено близостью его ионного радиуса к ионному радиусу кремния. Содержание бериллия в интрузивах Хибин колеблется от 0.0004% в трахитоидных хибинитах до 0.0008% в хибинитах.

Галлий в виде примеси рассеян главным образом в алюмосиликатах, вероятно, вследствие близости размеров ионного радиуса (галлия — 0.63 Å, алюминия — 0.57 Å). Наиболее высоким содержанием галлия характеризуются хибиниты (0.0058%) и трахитоидные хибиниты (0.0041%), ниже оно в неравнозернистых нефелиновых сиенитах (0.0011%) и фойяитах (0.0021%). Причем величина Ga/Al для хибинитов и трахитоидных хибинитов соответственно равна 0.0005 и 0.0004, а для неравнозернистых нефелиновых сиенитов и фойяитов — 0.0001 и 0.0002, что, по-видимому, свидетельствует о попарной генетической близости этих пород.

Ванадий обнаружен в ряде главным образом богатых железом минералов — эгирине, арфведсоните, энгматите, лепидомелане. Поэтому в общем лейкократовые породы имеют пониженное содержание ванадия: хибиниты — 0.0034%, неравнозернистые нефелиновые сиениты — 0.0025%, фойяиты — 0.0032%. Содержание ванадия возрастает в трахитоидных хибинитах (0.0118%), рисчорритах (0.0224%) и ийолит-уртиках (0.0392%), т. е. в породах с повышенным содержанием темноцветных. В четко расслоенной части трахитоидных хибинитов, содержание ванадия более высокое в меланократовых слоях.

Редкоземельные элементы и иттрий в породах Хибин присутствуют в виде изоморфной примеси в апатите, сфене, эвдиалите, ринколите, лампрофиллите и ряде других минералов. Среднее содержание редкоземельных элементов в нефелинсиенитовых интрузиях массива колеблется (табл. 40) от 0.02% в породах первой интрузивной фазы до 0.09% в трахитоидных хибинитах.

Элементы-примеси частые

Ниобий и тантал. Содержание ниобия в нефелиновых сиенитах Хибин колеблется от 0.0094 (в рисчорритах) до 0.0209% (в хибинитах). Оно более высокое в апатито-нефелиновых породах (0.0323%), а в обогащенных сфероном слоях четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов возрастает до 0.25% Nb_2O_5 (0.168 Nb).

Содержание тантала в нефелинсиенитовых интрузивах также подвержено изменениям, от 0.0010 (в рисчорритах) до 0.0024% (в хибинитах). Содержание тантала в некоторых слоях четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов повышается до 0.026%.

Нахождение ниобия и тантала в породах Хибинского массива тесно связано с титаном и цирконием. Большая близость размеров ионов ниobia, тантала и титана объясняет более высокую концентрацию ниобия и тантала в титановых минералах. Величина отношения $\text{Nb}_2\text{O}_5/\text{Ta}_2\text{O}_5$ в интрузиях хибинских пород меняется от 8.2 до 12.0; сходные средние значения отношения $\text{Ti}/\text{Nb} + \text{Ta}$ в соседних по возрасту интрузиях хибинитов (23.6) и трахитоидных хибинитов (29.8), неравнозернистых нефелиновых сиенитов (32.2) и фойяитов (35.4) свидетельствуют о том, что интрузии в каждой паре генетически близки друг к другу. Отличаются от них рисчорриты и апатито-нефелиновые породы.

Содержание Nb и Ta (табл. 41) в трахитоидных хибинитах вниз по разрезу при переходе их в четко расслоенные породы при общем возрастающем содержании титана увеличивается. Эта зависимость нарушается лишь в слое сфено-титаномагнетитовой породы, сильно обогащенной титаномагнетитом. Значения соотношения $\text{Nb}_2\text{O}_5/\text{Ta}_2\text{O}_5$ не имеют

Таблица 41

Содержание ниобия, тантала и титана в породах интрузии трахитоидных хибинитов (в вес. %)

Порода	Номер пробы	Nb_2O_5	Ta_2O_5	TiO_2	$\frac{\text{Nb}_2\text{O}_5}{\text{Ta}_2\text{O}_5}$	$\frac{\text{Ti}}{\text{Nb} + \text{Ta}}$
Трахитоидный хибинит	1772	0.024	0.001	1.12	24	39.4
Мезократовый трахитоидный хибинит . .	1773	0.053	0.0015	3.64	35.3	59.0
Слой ийолитового состава	1774	0.075	0.002	4.32	31.6	49.7
То же	1775	0.080	0.002	5.30	40.0	57.3
Слой, обогащенный сфероном	1981-16	0.25	0.026	13.47	9.6	42.6
Слой, обогащенный сфероном и титаномагнетитом	1959	0.142	0.014	14.79	10.1	82.8

четко выраженного направленного изменения и свидетельствуют о том, что соотношение Nb и Ta в разных частях одного и того же интрузива меняется.

Элементы-примеси редкие

Гафний спектрально обнаружен всего лишь в нескольких из 438 проанализированных проб. Известно, что он в виде примеси содержится в эвдиалите.

Серебро в пробе «Хибины-генеральная» составляет 0.00013%. Оно в виде примеси в халькоирите и полевом шпате присутствует от следов до 0.01—0.03% в четвертой части 427 образцов (главным образом нефелиновых сиенитов). Серебро почти не встречено в рисchorритах и ийолитах, а в хибинитах и трахитоидных хибинитах содержание его меняется от 0.0001 до 0.01—0.03%. Намечается тенденция уменьшения содержания его от хибинитов к трахитоидным хибинитам, а внутри этих интрузий — увеличение содержания вниз по разрезу. Меньшим содержанием серебра (0.0001), но большей частотой встречаемости отличаются неравнозернистые нефелиновые сиениты и фойяиты.

Олово в пробе «Хибины-генеральная» содержится в количестве 0.00066%. Полуколичественным спектральным анализом оно обнаружено в 160 из 444 проанализированных образцов, содержание в которых меняется от 0.0003 до 0.01—0.03%. В хибинитах олово обнаружено лишь в породах жильной фации. В трахитоидных хибинитах оно содержится в породах, лежащих выше четко расслоенной части их. Причем содержание его возрастает сверху вниз. Возрастает содержание олова от рисchorритов кольцевого тела через рисchorриты неполнокольцевого тела к ийолитам. В половине из 140 проанализированных образцов олово обнаружено в среднезернистых нефелиновых сиенитах и фойяитах. Причем содержание в них олова, как и в трахитоидных хибинитах, колеблется от 0.0003 до 0.001, что ниже чем в рисchorритах и ийолитах, характеризующихся содержанием олова от 0.001 до 0.003—0.04.

Свинец в пробе «Хибины-генеральная» составляет 0.00082%. В породах Хибин (главным образом нефелиновых сиенитах) полуколичественным спектральным анализом свинец обнаружен лишь в 170 из 434 образцов. В интрузии хибинитов наиболее высокой частотой встречаемости его характеризуются крупнозернистые хибиниты. Она еще больше увеличивается в интрузии трахитоидных хибинитов. В то же время очень редко свинец встречается в породах четко расслоенной части интрузии. В общем в интрузии трахитоидных хибинитов сверху вниз по разрезу уменьшается как частота встречаемости, так и содержание его. Частота встречаемости свинца возрастает от рисchorритов кольцевого тела к рисchorритам неполнокольцевого тела и ийолитам. Еще чаще он встречается в неравнозернистых нефелиновых сиенитах (в 50% образцов) и фойяитах (более 60% образцов).

Молибден в пробе «Хибины-генеральная» присутствует в количестве 0.00035%. Он обнаружен в четверти образцов, подвергнутых полукачественному спектральному анализу.

Молибден образует собственный аксессорный минерал — молибденит. Как и свинец, он чаще, чем в хибинитах, встречается в трахитоидных хибинитах. Причем его встречаемость также уменьшается вниз по разрезу до четко расслоенной части трахитоидных хибинитов, в которой обнаруживается исключительно редко. В противоположность поведению свинца частота встречаемости молибденита уменьшается от рисchorритов кольцевого тела через рисchorриты неполнокольцевого тела к ийолитам, в которых он не встречен вовсе. Частота встречаемости молибдена возрастает в неравнозернистых нефелиновых сиенитах и фойяитах.

Никель в пробе «Хибины-генеральная» составляет 0.0045%. Спектрально в породах (преимущественно нефелиновых сиенитах) он обнаружен почти в половине 432 образцов, подвергнутых анализу.

Среднее содержание никеля равно в хибинитах 0.0017%, в трахитоидных хибинитах — 0.0016%, в рисчорритах — 0.0002%. Он обнаружен в большинстве из 25 образцов ийолита в количествах от следов и 0.001 до 0.003—0.01%. Среднее содержание никеля в неравнозернистых нефелиновых сиенитах равно 0.002% с колебанием от 0.0003 до 0.003%. Самая низкая встречааемость никеля (в 1/4 образцов) замечена в фойяитах при среднем содержании его в 0.0037% с колебаниями от 0.0003 до 0.003%.

Цинк в пробе «Хибины-генеральная» содержится в количестве 0.006%. Для нефелиновых сиенитов Хибин он не характерен: из 420 образцов спектрально обнаружен лишь в 62.

Хром в пробе «Хибины-генеральная» составляет 0.001%. Из 450 образцов главным образом нефелиновых сиенитов Хибин он обнаружен лишь в одной четверти их. Среднее содержание хрома в хибинитах, трахитоидных хибинитах и фойяитах равно 0.0005%, а в рисчорритах — 0.0007%.

Кобальт в пробе «Хибины-генеральная» составляет 0.0012%. Из 428 образцов пород Хибин спектрально он обнаружен всего лишь в 47: в хибинитах в количестве 0.0007%, в трахитоидных хибинитах — 0.0006%, в рисчорритах — 0.0002%, в неравнозернистых нефелиновых сиенитах — 0.00008% и в фойяитах — 0.00002%.

Цезий в пробе «Хибины-генеральная» составляет 0.00035%. Среднее содержание его в хибинских породах колеблется от 0.0001 (в фойяитах) до 0.0037% (в трахитоидных хибинитах).

Выводы

Сравнение среднего содержания химических элементов, вычисленного как среднее взвешенное для Хибинского массива с учетом площадного распространения в нем разновидностей пород (Галахов, 1966б), с химанализом специально подготовленной пробы «Хибины-генеральная» (Кухаренко и др., 1968) свидетельствует об очень близком их совпадении. Точно совпало содержание F; на одну сотую отличаются содержания H, Ti, Mn; немного больше сотой — Cl, Zr; на две сотых — C, Ca; на три сотых — Mg, P, S, Sr; на четыре сотых — Si, Be; на одну—три десятых различаются содержания O, Al, Na, Fe, K. Такое очень близкое совпадение цифр говорит, во-первых, об их достоверности и, во-вторых, о возможности применения одного из способов для определения среднего состава массивов, подобных Хибинскому.

Сопоставление средних содержаний химических элементов в Хибинском и соседнем Ловозерском щелочных массивах (табл. 40) свидетельствует о большой близости, а следовательно, вероятно, родственности образовавших их магматических расплавов, и существовании единого для обоих массивов магматического очага. Очень близко содержание главных пордообразующих элементов Si и O, а Al в Хибинском массиве на два с лишним процента выше, чем в Ловозерском. Содержание Na в Хибинском массиве на 1.12% ниже, а K — на 0.24% выше, чем в Ловозерском массиве. Содержание Fe в Хибинском массиве на 0.94% ниже содержания его в Ловозерском массиве, чем объясняется более лейкократовый характер Хибинских пород. Соотношение между окисным (Fe_2O_3) и закисным (FeO) железом в Хибинском массиве ниже (1.60) по сравнению с Ловозерским — 3.94 (Власов и др., 1959).

Содержание второстепенных элементов также имеет свои особенности. Так, среднее содержание Ca в Хибинском массиве на 0.4% выше, чем в Ловозерском, и указывает на то, что для образования Хибинских апа-

титовых месторождений нет необходимости прибегать к ассилияции магмой богатых кальцием пород (известняков) и что месторождения можно получить дифференциацией расплава с невысоким содержанием Ca (в три раза ниже кларка его для изверженных пород). То же самое можно сказать и о фосфоре, среднее содержание которого в Хибинском массиве, несмотря на присутствие в нем уникальных апатитовых месторождений, такое же, как и в Ловозерском. Это свидетельствует о том, на что указывал Б. М. Куплетский (1937), что апатито-нефелиновые месторождения могли образоваться при дифференциации большого объема щелочной магмы, содержащей фосфор в количествах, не превышающих кларка его для изверженных пород.

Ниже, чем в Ловозерском массиве, в Хибинах содержание Ti (на 0.05%), F и Cl, но если в содержании F различие незначительно, то содержание Cl ниже более чем в три раза.

Содержание TR_2O_3 , Nb, Ta, присутствие которых составляет специфическую особенность этих массивов, также имеет свои отличия. Так, содержание TR_2O_3 в Хибинском массиве в 4 раза ниже, чем в Ловозерском (Герасимовский и др., 1966), но в обоих массивах в их составе преобладают легкие лантаноиды и очень близки значения отношения $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$, которое для нефелиновых сиенитов Хибин равно 7.8, а для Ловозерского массива — 7.9. Среднее содержание Nb и Ta для Хибинского массива значительно ниже, чем для Ловозерского (табл. 40). Тем не менее и в Хибинах известны слои пород, в которых содержание Nb_2O_5 и Ta_2O_5 достигает соответственно 0.25 и 0.026 %, свидетельствующие о том, что при дифференциации магматического расплава отдельные порции его могли значительно обогащаться этими элементами.

В сравнении с кларками для изверженных пород среднее содержание Si в Хибинском массиве почти на 3% ниже, а Al, наоборот, на 3 с лишним процента выше. Содержание Na более чем в два раза превышает кларк, а K — почти в два раза. Содержание Fe в Хибинском массиве ниже кларка изверженных пород на 1.70%, а Ca — почти в три раза. Породы Хибинского массива очень бедны и магнием: содержание его почти в 5 раз ниже кларка для изверженных пород. Несмотря на то что с Хибинским массивом связаны крупные апатитовые месторождения, среднее содержание фосфора в нем ниже кларка для изверженных пород.

Содержание F в Хибинском массиве в два раза, а Cl почти в 2 раза выше кларка для изверженных пород. Повышение содержания F и других минерализаторов, особенно в интрузии рисчорритов — ийолит-уритов — апатито-нефелиновых пород, играло исключительную роль в петрологических процессах, поскольку оно, по-видимому, понижало температуру кристаллизации расплава, уменьшало вязкость силикатного расплава, чем способствовало более полной магматической и кристаллизационной дифференциации его.

Рассмотренные черты геохимии интрузий Хибинского массива свидетельствуют о генетической связи их. В то же время геохимия их указывает на более близкое родство интрузий, объединенных в группы: хибиниты и трахитоидные хибиниты, неравнозернистые нефелиновые сиениты и фойяиты. На попарно генетическую близость их, кроме общих черт химизма, указывают отношения Ga/Al , K/Rb , $\text{Nb}_2\text{O}_5/\text{Ta}_2\text{O}_5$ и однотипное содержание серы. Среди этих интрузий генетически единая ассоциация рисчорритов — ийолит-уритов — апатито-нефелиновых пород резко выделяется повышенным содержанием калия, титана, фосфора, серы, фтора, пониженным значением калиево-рубидиевого отношения, поведением микроэлементов — почти полным отсутствием серебра и повышенным содержанием олова.

ПРОБЛЕМЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ МАССИВА

Вопросы генезиса Хибинского щелочного массива сложны и включают в себя ряд проблем, связанных как с образованием отдельных интрузий, так и с последовательностью развития магматических процессов, формированием естественных рядов горных пород, магматической, кристаллизационной дифференциацией и расслоением магматического расплава, эволюцией состава его салической и фемической составляющих, возникновением промышленных концентраций полезных минералов. Сложные проблемы представляют выявление механизма образования крупнейшего в мире массива щелочных пород центрального типа и, наконец, природы нефелин-сиенитовой магмы Хибинского щелочного массива. На основе результатов многолетних детальных полевых структурно-геологических исследований массива, по возможности глубокой лабораторной проработки геолого-петрографического материала и аналитических данных, изучения многочисленных специально отобранных крупных проб разновидностей пород, изучения химизма пород, и главнейших порообразующих минералов автор в данном разделе освещает перечисленные вопросы.

Важное место среди петрологических вопросов занимает изучение расслоенности интрузивных пород массива. Известно, что соседний Ловозерский массив обладает очень четкой расслоенностью, в то время как Хибинский массив, в его современном эрозионном срезе, как правило, имеет грубую расслоенность. Выделяемые в интрузивах слои, за исключением ийолит-уртитов и апатито-нефелиновых пород, имеют значительную мощность (сотни метров) и, как установлено автором, только с глубиной расслоенность становится четкой, а мощность слоев — меньшей (от нескольких метров до нескольких сантиметров и миллиметров). Сложностью контролируется размещение концентраций полезных минералов. Таким образом, изучение расслоенности интрузивных пород Хибинского массива представляло определенный интерес.

РАССЛОЕННОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД МАССИВА

Сведения о расслоенности Хибинского массива до наших исследований были весьма скучными и отрывочными. Так, В. Рамзай (Ramsay, Наскап, 1894) отмечал, что ийолиты характеризуются исключительно выраженной слоистой текстурой. Значительно позднее указывалось (Елисеев и др., 1939, стр. 20, 62), что массив «... является прекрасным примером первично-расслоенного стратифицированного plutона», в котором «первичная полосчатость или стратификация выражается или в чередовании полос различного состава, или в ориентированном расположении минералов (трапхиоидная или план-параллельная текстура). Среди них «ийолит-уртитовая пластовая интрузия представляет прекрасный пример

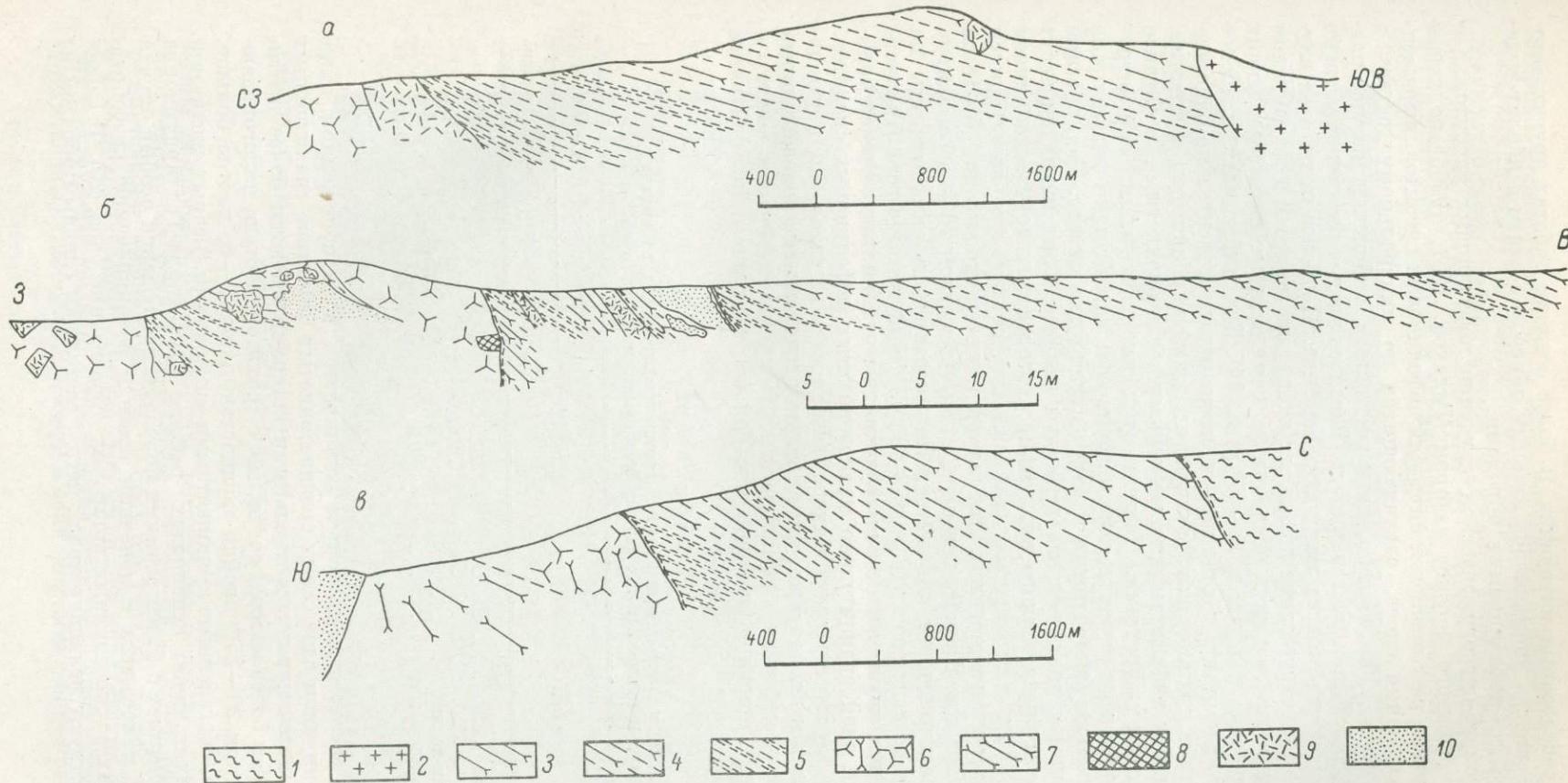


Рис. 24. Разрезы через интрузию трахитоидных хибинитов (*а* — Иидичвумчорр, *б* — Юмъечорр, *в* — Ловчорр).

1 — ийолит-уртиты; *2* — рисчорриты; *3* — светлый крупнозернистый трахитоидный хибинит; *4* — серый среднезернистый отчетливо трахитоидный хибинит; *5* — четко расслоенная часть трахитоидных хибинитов; *6* — грубозернистый хибинит; *7* — крупнозернистый хибинит; *8* — порфировидный нефелиновый сиенит; *9* — мелкозернистый нефелиновый сиенит первой фазы; *10* — осадочно-метаморфизованные породы свиты имандра—варзуга.

первично расслоенных интрузий». В более поздних работах других авторов расслоенность упоминалась главным образом в связи с ийолит-уритами и апатито-нефелиновыми породами.

При геолого-петрографическом изучении нефелиновых сиенитов Хибинского щелочного массива автором (Галахов, 1961, 1966б) получены новые данные о расслоенности интрузий нефелиновых сиенитов, выраженной в чередовании слоев, различающихся по минеральному составу и крупности зерна. Установлено, что слоистость в Хибинском массиве развита шире, чем было известно раньше. Расслоенность в различной степени проявляется почти во всех интрузиях массива. Наиболее полно она изучена автором в интрузии трахитоидных хибинитов, которая в современном эрозионном срезе состоит в основном из двух мощных слоев, падающих к центру массива под углом 25—45° (рис. 24). Верхний из них, наиболее удаленный от контакта с хибинитами, представлен относительно однородными светлыми крупнозернистыми трахитоидными хибинитами, а нижний, прилегающий к хибинитам, сложен серыми среднезернистыми, отчетливо трахитоидными хибинитами. Наличие этих выдержаных по всей интрузии слоев отражает ее расслоение в крупном плане. Однако эти крупные слои не являются однородными телами по всей их мощности. Так, светлые крупнозернистые трахитоидные хибиниты висячего бока интрузии несут на себе следы более тонкого расслоения, которое фиксируется наличием меланократовых линзовидных шлиров, по составу приближающихся к малинитам и мельтейгитам. Эти шлиры имеют мощность до 3.5—15 см и лежат в плоскости пологопадающей здесь (под углом 20—25°) к центру массива трахитоидности хибинитов. По простиранию они вытянуты на 20—28 см, а по падению от 18 до 35—50 см. Кроме того, на горе Вудъявр-чорр в светлых крупнозернистых трахитоидных хибинитах встречен пологопадающий слой сравнительно мелкозернистых нефелиновых сиенитов. Граница его очень нечеткая. Минеральный состав их (табл. 42) в сравнении с хибинитами характеризуется меньшим содержанием полевого шпата и большим — нефелина, темноцветных (эгирина и эгирин-авгита) и акцессорных минералов, которое еще больше меняется в нижней части слоя.

Таблица 42

Количественный минеральный состав трахитоидных хибинитов и залегающего в них слоя нефелиновых сиенитов (в об. %)

Минералы	Трахитоидный хибинит	Слой нефелиновых сиенитов	
		верхняя часть	нижняя часть
Полевой шпат	57.9	49.0	45.7
Нефелин	31.6	37.3	39.4
Эгирин, эгирин-авгит	10.2	12.5	14.1
Эвдиалит, лампрофиллит	0.3	0.6	0.8

Степень расслоения несколько усиливается в расположеннном ниже по разрезу крупном слое серых среднезернистых отчетливо трахитоидных хибинитов. Здесь наряду с отдельными шлирами имеются более протяженные (до 5 и более метров) согласные с трахитоидностью, пологопадающие (под углом 20—25°) слойки мощностью около 2—6, иногда больше, сантиметров, обогащенные темноцветными минералами. В серых среднезернистых трахитоидных хибинитах района Юмъечорра-Тахтарвумчорра в зоне их контакта с более ранними породами наблюдался особый случай расслоения, приведшего в конечном итоге к возникновению своеобразных сложных эллипсовидных шлировых образований (рис. 25). В строении их участвуют меланократовая часть, состоящая главным образом из

эгирина и эгирин-авгита, и лейкократовая, аналогичная вмещающему среднезернистому трахитоидному хибиниту. Форма этих образований, взаимоотношение лейкократовой и меланократовой составных частей, соотношение внутренней структуры их с трахитоидностью вмещающих пород позволяют прийти к заключению, что возникновение этих образ-

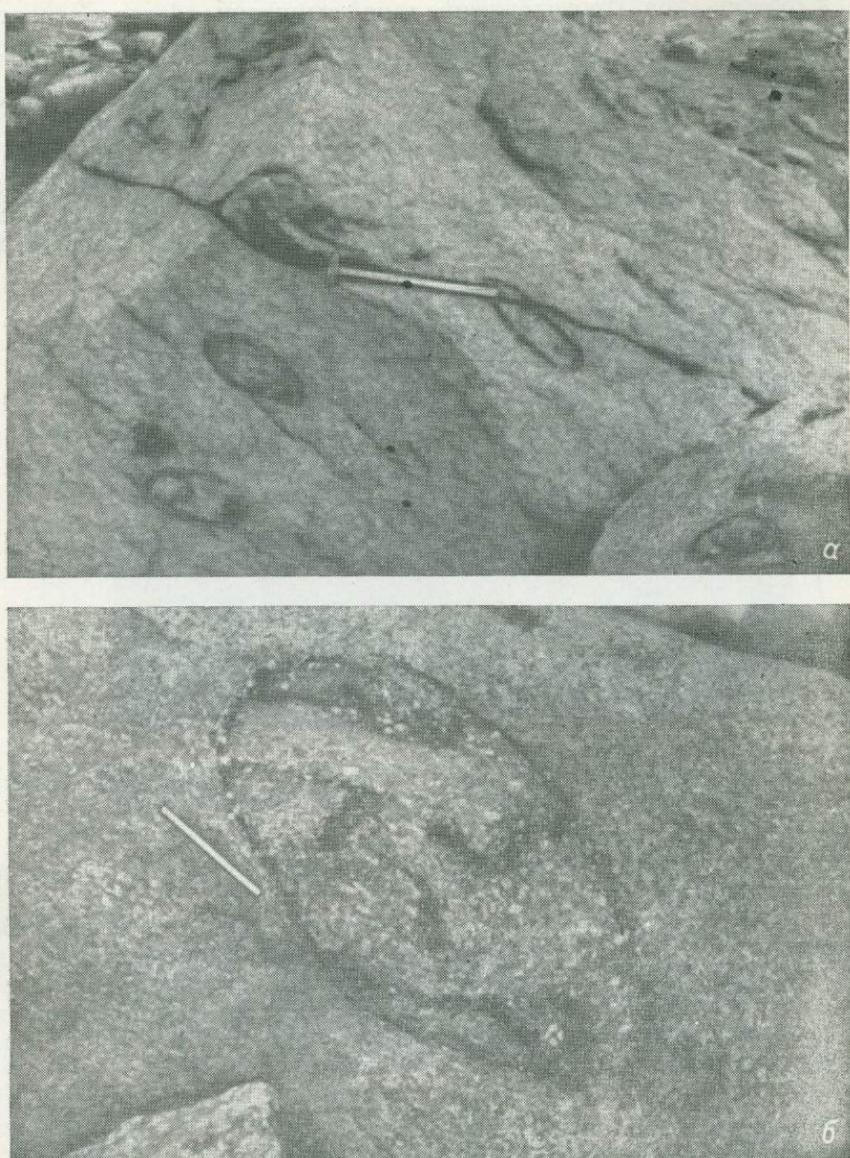


Рис. 25. Сложные шлировые образования в серых среднезернистых трахитоидных хибинитах (*а* — обнажение, *б* — деталь его).

ваний обязано, с одной стороны, расслоению расплава с образованием меланократовых слойков и шлиров, а с другой — неодновременной продолжительной кристаллизации разных по составу частей и движению с изменением (вероятно, неоднократным) плана направления его во время, предшествующее полной консолидации породы. Серые среднезернистые трахитоидные хибиниты Ловчорра в зоне контакта с более ранними хиби-

нитами содержат серию параллельных тоненьких меланократовых слойков ийолит-малинитового состава, падающих к центру массива под углом 30—35°. При этом трахитоидность меланократовых слойков обычно параллельна их границам, в то время как лейкократовая, основная по объему масса хибинитового состава имеет не очень четко выраженную, часто не выдержанную трахитоидность, располагающуюся обычно под углом к границе слоя. Происхождение такой структуры обязано, вероятно, разновременной кристаллизации слоев разного состава и меняющемуся в процессе их кристаллизации плану деформации.

Характер такой слоистости и эллипсовидные шлиры свидетельствуют о своеобразных условиях в зоне контакта с вмещающими породами в период становления трахитоидных хибинитов. Они, указывая на магматическое происхождение трахитоидных хибинитов, свидетельствуют о более поздней кристаллизации меланократовых шлиров и слоев, в то время как лейкократовые породы хибинитового состава закристаллизовались



Рис. 26. Граница между серыми среднезернистыми трахитоидными хибинитами (1) и никележащей четко расслоенной частью интрузии этих пород (2).

раньше и во время кристаллизации меланократовых пород вели себя как жесткие тела.

Ниже по разрезу под охарактеризованным слоем среднезернистых трахитоидных хибинитов, в самой глубокой части эрозионного среза их (на отметке 500—750 м) в зоне внешнего (нижнего) контакта с более древними породами располагается четко расслоенная толща, состоящая из перемежающихся слоев различного минерального состава. Здесь серые среднезернистые трахитоидные хибиниты имеют четко выраженную границу с этими ниже залегающими четко расслоенными породами (рис. 26). Не полностью обнаженная мощность четко расслоенных пород в современном эрозионном срезе меняется от 20—30 до 100 м.

Слои в четко расслоенной толще пород имеют мощность, варьирующую от нескольких сантиметров и миллиметров до 2—3 и 4—5 м, и резко различный минеральный состав: от сравнительно лейкократовых трахитоидных хибинитов до меланократовых пород типа сферовых ийолит-уртилов, малинитов, мельтейгитов и пород, обогащенных то сфероном (до 36%), то титаномагнетитом (до 71%). Слои, как и трахитоидность слагающих их пород, как правило, располагаются взаимопараллельно и падают к центру массива под углом 18—30°. Границы между слоями четкие.

Масштабы распространения четко расслоенных пород на глубину пока остаются неизвестными. Мощность ее в современном эрозионном срезе вскрыта, вероятно, далеко неполностью. Поэтому проследить и

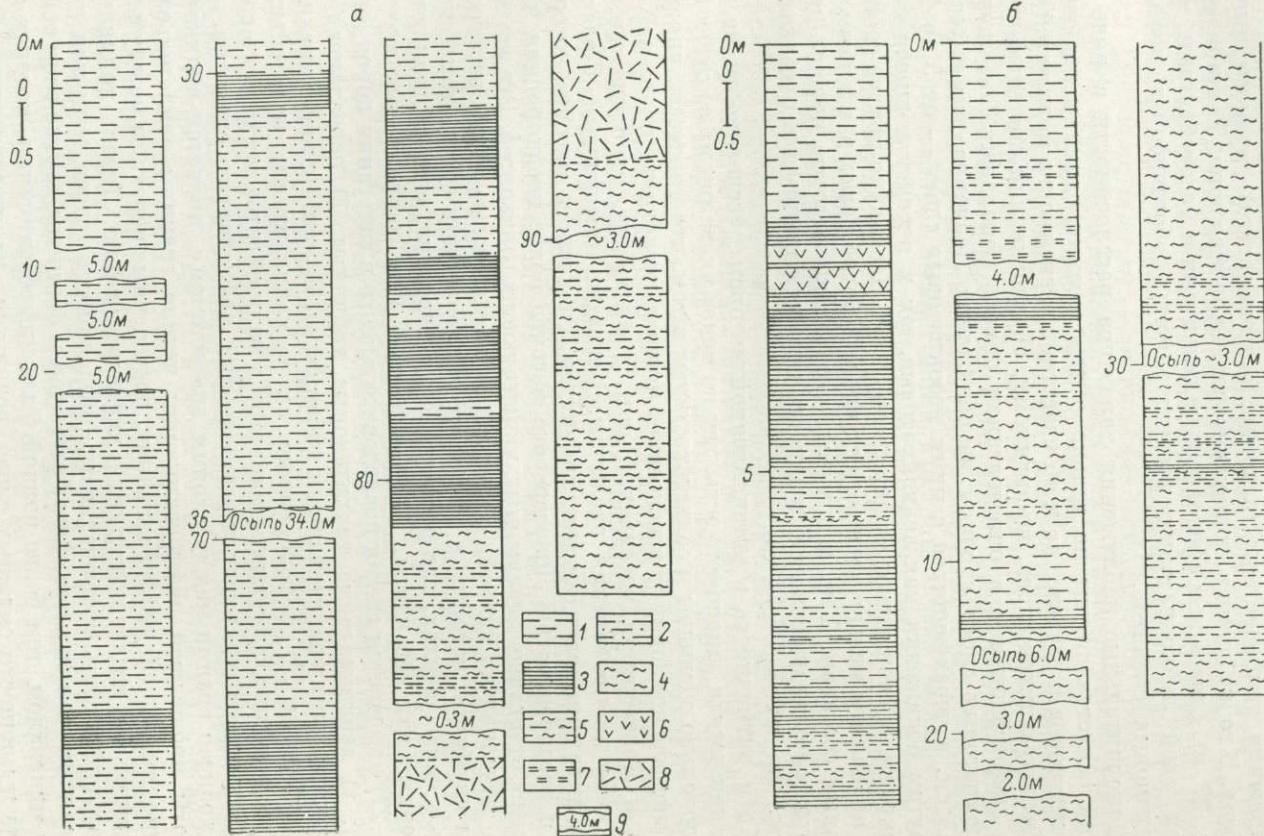


Рис. 27. Колонка пород четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов
(*a* — Тахтарвумчорр,
b — Юмъечор).

1 — трахитоидный хибинит;
2 — трахитоидный мезократовый хибинит; 3 — трахитоидный малинит, мельтейгит; 4 — сференовый малинит; 5 — сференовый мельтейгит; 6 — ийолит; 7 — мельтейгит-лакуцирангит; 8 — среднезернистый массивный, обогащенный нефелиновым сиенитом; 9 — необнаженные участки.

характеризовать четко расслоенную часть интрузии трахитоидных хибинитов на всю глубину не представляется возможным. Автору удалось осуществить лишь неполные пересечения только на Тахтарвумчорре (рис. 27, а) и Юмъечорре (рис. 27, б). При этом в общем установлено, что сверху вниз лейкократовые трахитоидные хибиниты сменяются мезократовыми хибинитами через зону их переслаивания. Далее мезократовые трахитоидные хибиниты переслаиваются с малинитами и мельтейгитами, причем в верхней части преобладают мезократовые трахитоидные хибиниты, а в нижней — малинит-мельтейгитовые породы. Еще ниже по разрезу наблюдается переслаивание сfenовых малинитов и мельтейгитов. Таким образом, в изученных интервалах с глубиной содержание полевого шпата в породах резко уменьшается при сильном возрастании содержания темноцветных (эгирина, эгирин-авгита), рудного минерала и сфена. В то же время в нижнем интервале колонки пород Тахтарвумчорра (рис. 27, а), сложенном сfenовыми малинитами и мельтейгитами, наблюдался слой лейкократовых среднезернистых обогащенных нефелиновых сиенитов.

Дополнительные наблюдения характера расслоенности в ряде обнажений свидетельствуют не только о чередовании одних и тех же или схожих пород в разрезе, но и об известной зависимости мощностей соседних чередующихся слоев, по-видимому, обусловленной степенью прошедшей дифференциации в определенном объеме расплава. Так, мощность лейкократовых слоев в одном из обнажений Ловчорра варьирует от 6 до 13 см, а чередующихся с ними мезократовых слоев — от 5 до 13 см; в другом обнажении как лейкократовые, так и перемежающиеся с ними мезократовые слои имеют мощность по 30 см. Несколько другие соотношения проявлены между мощностями слоев с более резко различным минеральным составом. Так, в случае, когда лейкократовые породы перемежаются с меланократовыми мощность первых варьирует в пределах 12—15 см, вторых — 3,4—4 см.

Хотя ритмичность в установленной автором расслоенности не выявлена как четкая закономерность, тем не менее указания на ее существование довольно очевидны и свидетельствуют о том, что процессы, управляющие дифференциацией и расслоением магматического расплава в Хибинском и Ловозерском массивах, были, по-видимому, однотипными, хотя масштабы их проявления различны. Первично-магматическая расслоенность интрузии трахитоидных хибинитов Хибинского массива по сравнению с расслоенностью Ловозерского массива более неоднородная и пока не имеет отчетливо выраженных маркирующих горизонтов. Все это может быть обусловлено слабой, неполной обнаженностью четко расслоенной части интрузии, которую в современном эрозионном срезе мы наблюдаем лишь в самых верхах, где расслоенность, вероятно, еще не проявила характерные для нее черты. Тем не менее в уже составленных колонках (рис. 27) намечается общая последовательность в залегании пород (сверху вниз): 1) лейкократовые трахитоидные хибиниты, 2) переслаивание их с мезократовыми трахитоидными хибинитами, 3) мезократовые трахитоидные хибиниты, 4) переслаивание их с малинитами, мельтейгитами, 5) переслаивание сfenовых малинитов и мельтейгитов местами со слоями массивных лейкократовых ювитоподобных нефелиновых сиенитов.

Характер границ между слоями, по-видимому, является индикатором полноты прошедшей дифференциации: четкие границы свидетельствуют о полно прошедшей дифференциации, постепенные переходы между слоями указывают на незавершившуюся дифференциацию. Таким индикатором является и степень обогащенности (обедненности) слоев теми или иными минералами: чем сильнее обогащены одни и обеднены другие слои тем или иным минералом, тем более полной была дифференциация, которая определила и мощности смежных слоев, возникших из определенных объемов дифференцировавшегося расплава и особенно в условиях ритмической

повторяемости. Помимо парного двучленного чередования слоев, имеются и другие. Например, сверху вниз: слой трахитоидного сfenового малинита имеет четкую нижнюю границу с нижележащим слоем лейкократового трахитоидного хибинита, который вниз по разрезу постепенно сменяется мезократовым трахитоидным хибинитом, а последний — сfenовым малинитом, аналогичным вышеупомянутому.

На Юмъечорре трахитоидный хибинит вниз по разрезу сменяется мезократовым трахитоидным хибинитом, который ниже, обогащаясь темноцветными минералами, постепенно сменяется малинитом, а последний — ийолитом, имеющим четкую границу с нижележащим слоем трахитоидного хибинита, который вниз по разрезу снова постепенно сменяется меланократовой породой, имеющей четкую границу с нижележащим слоем трахитоидного хибинита.

На Тахтарвумчорре (сверху вниз) сfenовая порода имеет четкую границу с нижележащим слоем крупнозернистого массивного лейкократового ювитоподобного нефелинового сиенита, который вниз по разрезу постепенно сменяется полевошпат-эгирин-нефелин-сfenовой породой, а последняя (довольно быстро) — эгирин-сfenовой породой, которая снова имеет четкую границу с нижележащим слоем крупнозернистого лейкократового ювитоподобного нефелинового сиенита.

Таким образом, в ряде мест в четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов присутствуют как трехчленные пачки, сложенные сверху вниз лейкократовыми, мезократовыми, меланократовыми слоями, так и двучленные, сложенные сверху мезократовыми или лейкократовыми, а внизу — меланократовыми слоями. Границы между меланократовым слоем верхней пачки и лейкократовым слоем нижней пачки резкие. Слои внутри каждой из пачек сменяют друг друга постепенно. Подобным образом ведут себя в пачках и слои, обогащенные сfenом.

Полученные автором материалы по составу и строению интрузий, и особенно четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов и рисчорритов — ийолит-уртитов — апатито-нефелиновых пород, свидетельствуют о глубокой дифференциации магматического расплава. О направлении и размахе дифференциации в интрузиях Хибинского массива свидетельствует сводная диаграмма количественно-минерального состава пород (рис. 28, вкладка), построенная на данных содержания в них К-На полевого шпата, нефелина и цветных минералов (пироксена, амфибала, сфена, титаномагнетита и апатита).

Возникшие в интрузиях резко различные породы по отношению салической и фемической составных частей занимают на диаграмме обширные поля. Так, например, в интрузии трахитоидных хибинитов содержание цветных минералов (пироксена, сфена, рудного минерала) изменялось от 5 до 93%, что выражалось в образовании слоев от лейкократовых трахитоидных хибинитов до меланократовых пород типа мельтейгита-якуширангита с промежуточными разновидностями между этими крайними членами. Диаграмма свидетельствует, что дифференциация, вызвавшая расслоение, происходила в направлениях образования: 1) пород, с одной стороны, в основном нефелин-полевошпатовых и, с другой — обогащенных цветными минералами; 2) пород, в основном обогащенных то полевым шпатом, то нефелином, вплоть до бесполевошпатовых, состоящих из нефелина и цветных минералов; 3) пород, в которых преобладают то нефелин, то цветные минералы, а среди последних 4) пород, обогащенных то сfenом, то титаномагнетитом, то апатитом.

Вариационные контуры на диаграмме и строение разновременных интрузий массива свидетельствуют о неоднородности состава интрузивов и различной степени их дифференциации, о том, что основная масса обнаженных в современном эрозионном срезе пород имеет в верхних частях интрузий тенденцию дифференцироваться на разновидности, в основном с различным соотношением полевого шпата и нефелина, а с глубиной —

в направлении образования разновидностей с различным соотношением салических и цветных групп минералов. Следует отметить, что в трахитоидных хибинитах среди цветных характерно присутствие акцессорного сфена, содержание которого заметно возрастает в породах, до определенного предела обедненных полевым шпатом и нефелином, где он переходит в разряд второстепенных и даже главных минералов. Причем при дальнейшем снижении содержания нефелина и полевого шпата сфен снова становится акцессорным, а в слоях пород, бедных нефелином и, как правило, не имеющих полевого шпата, содержится рудный минерал (нередко в значительных количествах) — рис. 29 (вкладка). Таким образом, высокие концентрации сфена и рудного минерала приурочены к породам вполне определенного состава.

На диаграмме, как и в современном эрозионном срезе интрузий, основная масса более легких пород располагается в верхних частях, слои же из более плотных, тяжелых пород локализуются в нижних частях. Выявленная тенденция в размещении с глубиной пород, обогащенных темноцветными, сфером, рудным минералом, т. е. пород более плотных, тяжелых, сделала важной установление характера распределения пород с различной плотностью в разновременных интрузивах Хибинского массива. Выполненные нами определения * плотности в 712 образцах (табл. 43) показали разные средние значения ее для разновременных интрузий, а в пределах каждой из них неодинаковую плотность для разной части их. Они, по-видимому, отражают, с одной стороны, процессы эволюции расплава в глубинном магматическом источнике, с другой — процессы дифференциации в промежуточном магматическом очаге и магматической камере *in situ*. Расслоение магматического расплава, начавшись на глубине, продолжалось в новых условиях в более высоких слоях земной коры, куда проникали порции этого расплава.

Наибольшей плотностью (2.705) обладает мелкозернистый нефелиновый сиенит первой интрузивной фазы, но полученные сведения основаны на немногочисленных данных (табл. 43) и, возможно, не отражают действительной картины.

Следующая по времени интрузия хибинитов характеризуется плотностью 2.657, которая при продвижении от верхнего контакта к нижнему скачкообразно изменяется, указывая на наличие участков — слоев с неодинаковой, то меньшей, то большей плотностью. Крупнозернистые хибиниты со средней плотностью 2.656 (2.62—2.71) подразделяются на две зоны. Из них внешняя (нижняя по разрезу) зона имеет большую плотность — 2.662, чем внутренняя (верхняя) — 2.650. Вышележащие по разрезу грубозернистые хибиниты характеризуются величиной 2.662. Приведенные данные свидетельствуют о перемежаемости в разрезе интрузии хибинитов толщ пород с различной плотностью, что является признаком расслоения.

Средняя плотность пород интрузии трахитоидных хибинитов выше, чем интрузии хибинитов, и равна 2.691 (2.61—3.89). Следует оговориться, что на повышении плотности этой интрузии почти не сказалось присутствие в нижней части ее слоев пород, обогащенных темноцветными минералами. Они вскрыты на очень ограниченных участках, и учтенная автором доля их в общей массе трахитоидных хибинитов ничтожна.

Плотность пород интрузии трахитоидных хибинитов возрастает в общем сверху вниз (см. табл. 43). Сравнительно легкие светлые крупнозернистые трахитоидные хибиниты со средней плотностью 2.673 (2.61—2.71) сменяются ниже по разрезу серыми среднезернистыми трахитоидными хибинитами со средней плотностью 2.716. При этом нижняя часть их в свою очередь является более плотной (2.744 при колебаниях 2.65—2.92),

* Плотность в $\text{г}/\text{см}^3$ определялась взвешиванием в воде и воздухе монолитных образцов весом 0.5—1.5 кг на технических весах «Т-2».

Таблица 43
Плотность пород массива

Интузия, порода, местонахождение	Количество определений	Плотность г/см ³	
		средняя	пределы колебаний
I. Интузия мелкозернистых нефелиновых сиенитов первой фазы	10	2.705	2.68—2.76
II. Интузия хибинитов	45	2.657	2.62—2.71
Хибиниты:			
грубозернистые	11	2.662	2.64—2.71
крупнозернистые	34	2.656	2.62—2.71
верхняя часть	17	2.650	2.62—2.71
нижняя часть	17	2.662	2.64—2.69
III. Интузия трахитоидных хибинитов	303	2.691	2.61—3.89
Трахитоидные хибиниты:			
крупнозернистые	8	2.673	2.61—2.71
среднезернистые	94	2.716	2.61—2.92
верхняя часть	29	2.687	2.61—2.73
нижняя часть	65	2.744	2.65—2.92
горы Иидичумчорр	17	2.699	2.65—2.74
горы Юмъечорр	35	2.747	2.72—2.92
горы Тахтарвумчорр	13	2.798	2.71—2.90
в том числе верхняя часть	8	2.754	2.71—1.79
нижняя часть	5	2.868	2.82—2.90
Породы четко расслоенной части интузии	201	3.061	2.65—3.89
породы хибинитового состава	48	2.757	2.65—3.01
разных районов массива	21	2.737	2.65—2.88
горы Юмъечорр (восточный участок)	7	2.812	2.68—3.01
горы Юмъечорр (западный участок)	13	2.757	2.67—2.87
горы Тахтарвумчорр	7	2.763	2.71—2.86
породы, обогащенные темноцветными минералами, сферон и рудным	153	3.156	2.94—3.89
разных районов массива	21	3.188	3.07—3.31
горы Юмъечорр (восточный участок)	41	3.170	2.95—3.50
горы Юмъечорр (западный участок)	33	3.188	2.98—3.89
горы Тахтарвумчорр	58	3.117	2.94—3.35
в том числе верхняя часть	20	3.011	2.94—3.19
нижняя часть	27	3.185	3.06—3.35
породы, обогащенные сферон	11	3.140	3.09—3.20
Среднее для интузий хибинитов и трахитоидных хибинитов	348	2.675	2.61—3.89
IV. Интузия рискоритов—ийолит-уртитов	155	2.769	2.63—3.40
Рискориты	46	2.680	2.63—2.79
породы кольцевого тела (в основном Поачвумчорр)	19	2.677	2.63—2.75
породы неполнокольцевого тела (Кукисвумчорр)	27	2.692	2.63—2.79
Ийолит-уртиты	109	2.936	2.68—3.40
Полевошпатовые разновидности ийолит-уртитов (Расвумчорр)	91	2.785	2.68—3.07
Ийолиты (Партомпорр)	18	3.087	2.92—3.40
V. Интузия неравнозернистых нефелиновых сиенитов	42	2.702	2.64—2.82
Нефелиновые сиениты:			
крупнозернистые энгматит-амфиболовые (южный бок интузии)	9	2.664	2.64—2.69
среднезернистые амфибол-эгириновые	3	2.680	—
крупнозернистые энгматит-амфиболовые (северный бок интузии)	11	2.673	2.65—2.69
среднезернистые эгириновые	14	2.729	2.68—2.82
крупнозернистые амфибол-эгириновые	5	2.746	2.68—2.82

Таблица 43 (продолжение)

Интузия, порода, местонахождение	Количество определений	Плотность г/см ³	
		средняя	пределы колебаний
VI. Интузия фойяитов	153	2.645	2.55—2.74
Фойяиты:			
пироксеновые	11	2.655	2.61—2.77
крупнозернистые амфибол-эгириновые . . .	13	2.647	2.61—2.67
крупнозернистые лепидомелан-пироксеновые с амфиболовом	4	2.630	2.62—2.64
крупнозернистые амфиболовые с лепидомеланом (верхняя зона)	11	2.637	2.62—2.64
мелкозернистые нефелиновые сиениты восточного бока интузии	8	2.633	2.61—2.66
среднезернистые четко трахитоидные, амфиболовые	54	2.634	2.55—2.74
крупнозернистые амфиболовые с лепидомеланом (нижняя часть)	14	2.650	2.64—2.66
среднезернистые эгирин-амфиболовые	13	2.661	2.63—2.68
крупнозернистые амфиболовые с эгирином	6	2.655	2.65—2.66
порфировидные альбитизированные	10	2.678	2.66—2.71
крупнозернистые эгирин-амфиболовые	9	2.699	2.68—2.72
Среднее для интузий неравнозернистых нефелиновых сиенитов и фойяитов	195	2.657	2.55—2.82

чем верхняя (2.687 при колебаниях 2.61—2.73). Срезнезернистые трахитоидные хибиниты нижней части их толщи, непосредственно лежащие на четко расслоенной части, в свою очередь также сверху вниз увеличивают свою плотность, например на Тахтарвумчорре с 2.754 (2.71—2.79) до 2.868 (2.82—2.90).

Еще ниже по разрезу располагается четко расслоенная часть интузии трахитоидных хибинитов с плотностью в 3.061 и (2.65—3.89), характеризующаяся чередованием слоев пород, обогащенных темноцветными минералами, сfenом, рудным, со средней плотностью в 3.156 (2.94—3.89) и слоев хибинитового состава, плотность которых — 2.757 (2.65—3.01) больше, чем у среднезернистых трахитоидных хибинитов, лежащих выше. Темноокрашенные породы четко расслоенной части интузии также имеют меньшую плотность в верхней части и большую — в нижней. Так, на Тахтарвумчорре темноокрашенные породы верхних слоев имеют плотность 3.011 (2.94—3.19), а нижних — 3.185 (3.06—3.35).

Как показывают данные табл. 43, каждая из пачек расслоенной толщи трахитоидных хибинитов, обладая определенной средней плотностью, характеризуется известными интервалами колебания ее значений, величина которых находится в прямой зависимости от степени расслоения. Так, для крупнозернистых неотчетливо слоистых трахитоидных хибинитов интервал 2.61—2.71; для среднезернистых трахитоидных хибинитов с редкими прослоями, несколько обогащенными темноцветными, — 2.61—2.92; для четко расслоенной части трахитоидных хибинитов — 2.65—3.89.

Данные табл. 43 свидетельствуют, кроме того, о том, что средняя плотность интузии рисчорритов—ийолит-уртитов выше средней плотности интузии трахитоидных хибинитов и что плотность их возрастает от рисчорритов кольцевого тела через рисчорриты неполнокольцевого тела и полевошпатовые разновидности ийолит-уртитов к ийолитам.

Средняя плотность неравнозернистых нефелиновых сиенитов (2.702) превышает средние плотности интузий трахитоидных хибинитов и рисчорритов. В этой интузии, как и в предыдущих, около внешнего (нижнего)

контакта располагаются разновидности с относительно высоким удельным весом (2.746), снижающимся в разновидностях по мере продвижения к внутреннему (верхнему) контакту (до 2.664). Эту тенденцию нарушает лишь среднезернистый амфибол-эгириновый нефелиновый сиенит (может быть из-за малого числа определений — всего лишь 3).

Наиболее поздняя интрузия фойяитов, слагающая центральное тело в хибинской структуре, характеризуется самой низкой средней плотностью (2.645), чем нарушается намечающаяся тенденция к возрастанию средней плотности интрузий от внешних — ранних, к внутренним — более поздним. В пределах же интрузии фойяитов в общем сохраняется нарастание плотности пород по разрезу, но оно не так отчетливо выражено, как в других интрузиях. Может быть это происходит потому, что образцы для исследования нельзя было собрать из единого разреза, к тому же некоторые разновидности фойяитов не представляют собой зон, прослеживающихся через весь интрузив, а залегают в виде выклинивающихся линзовидных тел, сменяющих друг друга по простиранию.

Появление в заключительные фазы формирования Хибинского субвулкана больших масс неравнозернистых нефелиновых сиенитов и особенно фойяитов с пониженней плотностью может быть следствием того, что в современном эрозионном срезе обнажены только верхние их части.

Изменение плотности хибинских пород происходит и по простиранию интрузий (табл. 43). Особенno показательной в этом отношении является нижняя часть среднезернистых трахитоидных хибинитов, плотность которых возрастает по их простиранию от Иидичвумчорра (2.699), через Юмъечорр (2.747) к Тахтарвумчорру (2.798). Геофизическими исследованиями Г. Н. Шаблинского, З. И. Мирсона, М. М. Калинкина и др., проведенные в 1965—1969 гг., установлено, что плотность трахитоидных хибинитов по простиранию изменяется от 2.70 г/см³ на юге массива до 2.67 г/см³ на западе и вновь до 2.70 г/см³ на севере. Аналогичная картина ими отмечается и для неравнозернистых нефелиновых сиенитов и фойяитов. Билатеральная симметрия физических свойств пород интрузий Хибинского массива в современном эрозионном срезе подтверждает отмечавшуюся выше билатеральную симметрию строения массива с близкой к широтной осью симметрии.

Обобщая результаты исследования плотности хибинских пород, подчеркнем.

1. Средняя плотность пород каждой из зонально-кольцевых в плане интрузий (за исключением центрального тела фойяитов) находится в зависимости от их относительного возраста: чем позднее интрузия, тем выше величина ее плотности (табл. 43).

2. Внутри самих интрузий пачки пород с наибольшей плотностью находятся преимущественно в нижних (расслоенных) частях, а с меньшей — в верхних.

3. Расслоенность пород, ее четкость являются индикаторами процессов дифференциации.

Магматический источник для образования интрузий в установленной последовательности должен был питать длительное время формировавшийся многофазный массив расплавами, эволюция которых отражена в последовательной кристаллизации интрузивных тел со все более возрастающей плотностью. Анализ фактического материала приводит к естественному предположению, что в промежуточном очаге, магматическом канале и магматической камере *in situ* имела место дифференциация с образованием более или менее мощных толщ с неодинаковой плотностью, подвергавшихся в свою очередь дальнейшей дифференциации на маломощные слои пород с разным удельным весом.

Вследствие этого в каждой из более или менее мощных толщ пород со свойственной им средней плотностью имеются свои лейкократовые, сравнительно легкие и свои мезо- и меланократовые более тяжелые слои,

обогащенные темноцветными, сfenом и рудными минералами. Причем слои аналогичных пород, находящиеся на разных гипсометрических уровнях, могут характеризоваться разной плотностью.

Слои пород, обогащенные темноцветными, рудными минералами, сfenом, присутствуют в нижней, почти не обнаженной четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов. Такая же картина свойственна интрузии рисчорритов—ийолит-урититов—апатито-нефелиновых пород. Не исключена возможность, что нижние, не вскрытые сейчас части других интрузий нефелиновых сиенитов также четко расслоены и имеют слои, обогащенные теми или иными минералами. Так, слои, обогащенные темноцветными минералами, встречены автором и в интрузии хибинитов, в зоне их контакта с вмещающими породами. Присутствие в интрузии фойяитов слойков пород, приближающихся по составу к луявитам и малинитам, свидетельствует о процессах дифференциации, приводящих к образованию слоев, обогащенных темноцветными минералами. Поэтому на глубине под вскрытыми сейчас только лейкократовыми фойяитами весьма вероятно залегание пород, обогащенных более тяжелыми минералами. По геофизическим данным, полученным под руководством Г. Н. Шаблинского, допускаются под фойяитами плотные породы на глубинах от 2—3 до 4—6 км.

Пологое падение к центральной части массива слоев интрузии трахитоидных хибинитов, ийолит-урититов свидетельствует о конической структуре их, подтверждая установленный ранее (Елисеев и др., 1939) конический характер этих интрузий. В то же время такая же структура проявляется и в считавшихся ранее кольцевыми интрузиях хибинитов, рисчорритов (ийолит-урититов—апатито-нефелиновых пород), неравнозернистых нефелиновых сиенитов, интрузий фойяитов, свидетельствуя о конической структуре разновременных интрузий Хибинского массива.

При изучении контактов интрузии трахитоидных хибинитов, ийолит-урититов с вмещающими их породами установлено несоответствие (непараллельность) в залегании слоев пород этих интрузий и плоскости их интрузивных контактов с более ранними породами (см. рис. 6, 24). Слоистость и параллельная ей трахитоидность пород падает в ту же сторону, что и контакт, но обычно под более пологими углами. Поэтому слоистость не параллельна плоскости контакта и располагается по отношению к ней под большим или меньшим углом. В зоне контакта хотя и происходит некоторый заворот слоев, все же полного согласия в их залегании не достигается. И лишь в непосредственном контакте в узкой (местами всего лишь 1—1.5 см) приконтактной зонке трахитоидность пород располагается параллельно контакту, повторяя его неровности. Вследствие этого слои, залегающие у контакта с более ранними породами в нижней части склона гор, вверху отсутствуют и там с отмеченными более ранними породами контактируют другие вышезалегающие слои пород расслоенной интрузии. Изучение зоны контакта на Тахтарвумчорре (см. стр. 36, 37) со всей отчетливостью подтверждает такое несоответствие (непараллельность) во взаимной ориентировке слоев четко расслоенной части трахитоидных хибинитов и плоскости интрузивного контакта их с более ранними грубозернистыми хибинитами. Вследствие этого на различных уровнях с плоскостью контакта соприкасаются разные слои интрузии трахитоидных хибинитов. Для иллюстрации этого приведены фото подобных взаимоотношений расслоенной части трахитоидных хибинитов с расположенными в зоне описываемого контакта крупными блоками более ранних пород (рис. 30). На Ловчорре трахитоидность и слоистость трахитоидных хибинитов по простирианию в общем параллельны контакту с более ранними грубозернистыми хибинитами, в то время как по падению плоскость контакта погружается круче, чем слоистость и трахитоидность слоя рудных малинитов и лежащих на нем трахитоидных хибинитов. Несоответствие в залегании слоев расслоенных интрузий и плоскостей контактов с вме-

щающими более ранними породами известно и в других массивах, и в частности в соседнем Ловозерском щелочном массиве (Буссен, Сахаров, 1967).

Более крутое положение взаимопараллельных трахитоидности и слоистости около интрузивного контакта с ранними породами и постепен-

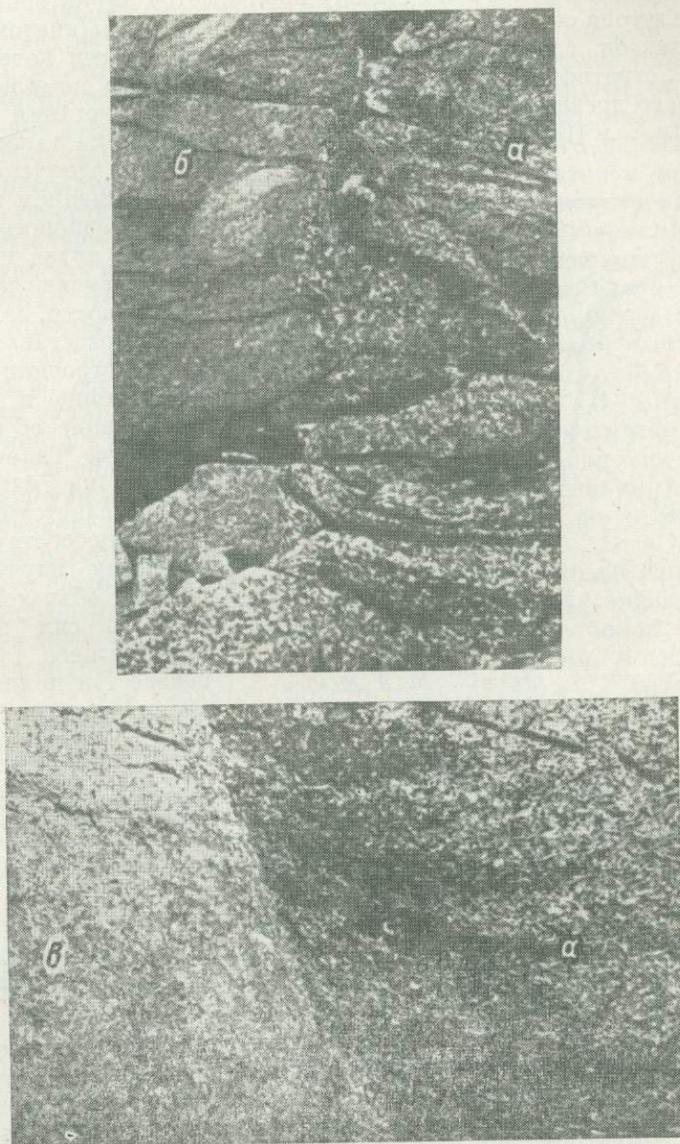


Рис. 30. Контакт расслоенного трахитоидного хибинита (*а*) с крупными блоками более ранних мелкозернистых нефелиновых сиенитов первой фазы (*б*) и ювитоподобного нефелинового сиенита (*в*).

ное их выталкиивание по падению к центру массива обусловлено, вероятно, опусканием — проседанием расслоенного и уже частично закристаллизовавшегося расплава, вследствие уменьшения давления в магматическом очаге и сокращения объема остыивающей и кристаллизующейся в магматической камере массы расплава.

В ряде случаев замеченная по падению слоев линейная ориентировка кристаллов полевого шпата, вероятно, указывает здесь не на направление внедрения расплава, как обычно принято считать, а на направление растяжения его при проседании первично субгоризонтально расположавшихся слоев, находящихся в пластическом состоянии.

Приведенные факты находятся в противоречии с давно установленным представлением о том, что «... всюду наблюдается характерная для Хибинского plutона сопряженность внутренней структуры (анатомии) отдельных комплексов, слагающих plutон, с их контактными поверхностями» и что «... стратификация в породах более молодого комплекса у контакта с более древними породами будет повторять очертания контактной поверхности...» (Елисеев и др., 1939). Основываясь на таком представлении,

допускалось, что в современном эрозионном срезе разновременных интрузий виден полный разрез, изучив который на поверхности, можно получить представление о составе, строении интрузий на глубине и даже дать заключение об их продуктивности. Такое представление, на наш взгляд, часто является ошибочным и не способствует плодотворному изучению природных объектов. Например, до сих пор после многолетнего изучения неизвестен полный разрез ийолит-уртитов и связанных с ними апатитовых

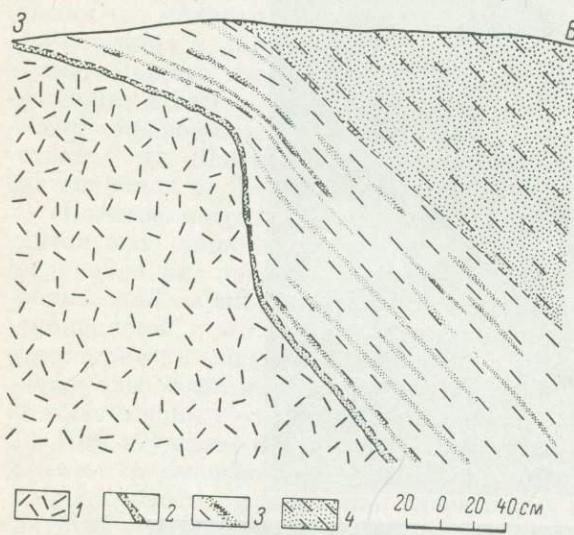


Рис. 31. Контакт четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов с мелкозернистыми нефелиновыми сиенитами первой интрузивной фазы.

1 — мелкозернистый нефелиновый сиенит; 2—4 — породы четко расслоенной части: 2 — приконтактовый сиеновый мельтейгит, 3 — тонкополосчатый трахитоидный хибинит, 4 — сиеновый и рудный со сиеном мельтейгит.

месторождений. В то же время наблюдения на участке Юкспор—Ловчорр (см. стр. 51) свидетельствуют о том, что в современном эрозионном срезе ийолит-уртиты обнажены не полностью вследствие их пологого падения в сравнении с более крутым положением контакта с вмещающими хибинитами. Поэтому изучение ийолит-уртитовой интрузии на глубину может дать интересный материал, подтверждающий реальную возможность встречи на глубине не выходящих на поверхность пород и концентраций в них апатита и других полезных минералов.

Характер контактных соотношений интрузий определяется формой нижнего контакта их с вмещающими более древними породами. Выше отмечалось, что плоскости нижнего контакта интрузий с вмещающими их ранними породами характеризуются непостоянными углами падения, вследствие чего слои их примыкают к контакту под разными углами вплоть до согласного залегания на некоторых участках. Подобные случаи соотношения слоистости и плоскости контакта показаны на рис. 31. В одной части его слои и трахитоидность взаимно параллельны с пологим участком контакта, а в другой, где контакт ориентирован круто, слоистость располагается под углом к нему, имея лишь в непосредственном

контакте узкую зонку с трахитоидностью, параллельной контакту. С явлением резкого изменения по падению мощности апатито-нефелинового рудного тела, вследствие резкого изменения профиля его нижнего контакта при оставшемся без изменения профиле контакта с покрывающими их рисчорритами, встретились разведчики-буровики на Юкспоре. Такое нарушение они объясняют послерудной тектоникой, хотя твердых доказательств этого, кроме самого факта изменения профиля нижнего контакта, не имеется. Это резкое изменение мощности рудного тела, по-видимому, с неменьшим успехом может быть объяснено (см. поведение тонкополосчатого трахитоидного хибинита на рис. 31) конфигурацией его нижнего контакта с вмещающими породами, т. е. формой магматической камеры. Таким образом, пространственное положение лежачего и висячего контактов рудного тела могло быть обусловлено характером конического раскола и относительным смещением масс пород по обе стороны от него во время интрузии расплава. Конический раскол, по-видимому, был неровным и имел как пологие, так и крутые участки, придавшие ему ступенчатый характер. До сих пор данные разведочных и эксплуатационных работ свидетельствовали об однотипном поведении верхнего и нижнего контактов, сравнительно пологопадающих к центральной части массива. На Юкспоре же встречен случай, когда нижний контакт стал крутым, при по-прежнему оставшемся пологом верхнем контакте. В данном случае возникновение раскола и преобразование его в магматическую камеру произошло, по-видимому, подобно тому, как показано на рис. 8, 9. При продолжении разведки на Юкспоре дальше по падению рудного тела, вероятно, следует ожидать обратное этому явление, когда крутопадающим будет верхний контакт, а пологим — нижний.

В слоистом сложении интрузий зафиксирована определенная стадия процесса дифференциации магматического расплава, отразившегося на характере расслоенности, проявившемся в грубой или тонкой слоистости, в четкости или расплывчатости границ между слоями, в составе слоев. По-видимому, изучая характер слоистости интрузий и последовательность кристаллизации минералов, можно с известной степенью вероятности прийти к заключению, каким процессам (магматическим, кристаллизационным или тем и другим) обязано возникновение расслоенности, а в зависимости от этого и где происходила дифференциация магматического расплава. Таким образом, расслоенность является своеобразным индикатором процессов, степени и места дифференциации магматического расплава. К сожалению, пользоваться этим мы еще в должной мере не научились. Изучение же расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов привело к заключению о том, что, во-первых, в современном эрозионном срезе не все слои интрузий Хибинского массива выходят на поверхность, вследствие чего нет полного представления о составе глубоких горизонтов Хибин; во-вторых, в нижних частях интрузий встречаются все более четко расслоенные породы, в которых присутствуют слои, сильно обогащенные некоторыми минералами, могущими быть интересными для практики (сфеном, рудным минералом, апатитом и другими). Становится реальным обнаружение в более глубоких горизонтах промышленных скоплений полезных минералов, что расширяет перспективы для поисково-разведочных работ в новых районах Хибинского массива.

РЯДЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД МАССИВА

Общая характеристика рядов

Установление и изучение естественных рядов горных пород, слагающих Хибинский массив, позволили подойти к выявлению эволюции состава магматического расплава в питающем (подкорковом) магматическом

источнике и дифференциации его в магматическом канале, промежуточном очаге и магматической камере *in situ*. Исследование естественных рядов хибинских пород и эволюции магмы питающего очага производилось и ранее (Полканов и У Ли-жень, 1961), но на весьма ограниченном материале, полученному на сравнительно небольшом участке массива.

Выполненные нами геолого-структурные и петрологические исследования позволили, с учетом данных других исследований, установить следующую последовательность эволюции и дифференциации магматического расплава с образованием естественных рядов магматических горных пород массива (табл. 44).

К известным сейчас самым ранним членам естественных рядов массива принадлежат обнаруженные автором в Хибинах более древние каледонские ультраосновные и щелочно-ультраосновные породы (Галахов, 1966 а). Магматическая деятельность началась, по-видимому, с излияния пикрит-порфиритов — аналогов интрузивных перидотитов-пироксенитов, образовавшихся несколько позднее. После возникновения ультраосновных пород произошло формирование щелочно-ультраосновных и щелочных пород, соответственно ийолит-уртитов и их полевошпатовых разновидностей. Возможно, хотя пока достоверно неизвестно, существование в Хибинах более древних нефелиновых сиенитов и других пород, характерных для известных на Кольском полуострове массивов каледонских комплексов. Щелочные породы, возникшие в заключительные этапы этой более древней интрузивной деятельности, явились своего рода предвестниками мощного щелочного магматизма в герцинское время, когда и образовался Хибинский щелочной интрузив. Сколько-либо твердых данных о продолжительности разрыва между концом щелочно-ультраосновного каледонского магматизма и началом щелочного герцинского пока не имеется. Судя по имеющимся цифрам радиологического датирования (Кухаренко и др., 1965), перерыв во времени был около 67—100 млн лет.

Герцинская магматическая деятельность в Хибинах, как и ранняя каледонская, началась с эфузии или экструзии порфировых щелочных пород (в данном случае ромбен-порфиров и нефелиновых порфиров), за которыми последовали щелочные и нефелиновые сиениты первой интрузивной фазы. Все более поздние фазы представлены только интрузивными образованиями, возникновение которых происходило в последовательности, указанной в табл. 44.

Одним из решающих факторов в установлении естественных рядов горных пород и принадлежности к ним той или иной разновидности пород является характер контактных (возрастных) взаимоотношений. Общепринято, что постепенная смена одних пород другими говорит об их сингенетичности, интрузивные же контакты свидетельствуют о разновозрастности пород. Изучение интрузива фойяитов (Галахов, 1962б) показало, что между сингенетичными породами существуют неодинаковые контактные соотношения. Причиной этого явились длительность и неодновременность кристаллизации различных по составу и пространственному расположению частей дифференцированных интрузий. Кристаллизация в спокойных условиях приводила к постепенным переходам между породами, говорящим за одновременность, сингенетичность их образования. В условиях оживления движений имело место выжимание кристаллизующихся порций магмы в уже затвердевшие породы того же интрузива. При этом создаются видимые интрузивные соотношения, хотя породы по существу сингенетичны. Следовательно, интрузивные контакты сами по себе не всегда однозначно свидетельствуют о разновозрастности пород, и здесь на помощь приходит изучение других сторон петрологии интрузии (текстурно-структурных особенностей, минерального состава, особенностей состава главных пордообразующих минералов, шлиров одних пород в других и т. д.).

Таблица 44

Ряды первичных и производных магматических расплавов и сингенетических разновидностей магматических пород Хибинского массива

Первичная магма	Первичный магматический расплав	Производные магматические расплавы, интрузии и интрузивные фазы	Ряды главных сингенетических разновидностей магматических пород
Ультраосновная (с щелочным уклоном)	Перидотит-пироксенитовый	Порфировые ультраосновные породы эфузивной (экструзивной) фации	Пикрит-порфиры
		Перидотиты-пироксениты	Перидотиты; пироксениты (с флогопитом, гранатом, нефелином)
	Ийолит-уртиловый	Мельтейгиты-ийолиты-уртиты	Ийолиты, ийолит-уртиты, малиньиты, мельтейгиты
Щелочная	Хибинитовый (I)	Щелочные и нефелиновые сиениты ранней и первой фазы магматической деятельности	Ранние порфировые щелочные породы эфузивной (экструзивной ⁹) фации: ромбен-порфиры, нефелиновые ромбен-порфиры; гигантозернистые и другие нефелиновые порфиры Щелочные и нефелиновые сиениты первой фазы: щелочные сиениты; мелкозернистые и среднезернистые нефелиновые сиениты, нефелиновые сиенит-порфиры
		Хибиниты	Хибиниты: грубозернистые, крупнозернистые, приконтактные; щелочные сиениты Жильная фация хибинитов — нефелиновые сиениты: мелкозернистые эгирин-рогово-манковые, неравномернозернистые пироксеновые, порфировидные
	Трахитоидные хибиниты	Трахитоидные хибиниты и сингенетичные с ними породы: крупнозернистые, среднезернистые трахитоидные хибиниты, ювиты, луявиты, малиньиты, ийолиты, мельтейгиты четко расслоенной части интрузии Жильная фация трахитоидных хибинитов — нефелиновые сиениты: среднезернистые и мелкозернистые трахитоидные с эвдиалитом, луявитоподобные полосчатые, порфировидные трахитоидные, лейкократовые эгириновые	
Рисчорритовый (II)	Рисчорриты	Рисчорриты кольцевого тела (субфазы): эгириновые, эгирин-авгит—эгиричевые, лампрофиллито-эгириновые, эгирин-строфиллитовые Рисчорриты неполнокольцевого тела (субфазы): лепидомелановые, лепидомелан-эгириновые, астрофиллит-лепидомелан-эгириновые, эгириновые	
	Ийолит-уртиты *	Трахитоидные ийолиты (первой субфазы): мелкозернистые трахитоидные, среднезернистые трахитоидные ийолиты Мелкозернистые ийолиты (второй субфазы): на контакте рисчорритов со среднезернистыми ийолитами и уртитами; линзочек в ийолитах и уртитах, подстилающих апатито-нефелиновые породы; линзочек в линзовидно-полосчатых и сетчатых апатито-нефелиновых породах	

Таблица 44 (продолжение)

Первичная магма	Первичный магматический расплав	Производные магматические расплавы, интрузии и интрузивные фазы	Ряды главных сингенетических разновидностей магматических пород
Щелочная	Рисчорритовый (II)	Ийолит-урти-ты *	<p>Массивные ийолит-уртиты (третьей субфазы): массивные ийолиты, массивные уртиты, трахитоидные ийолиты, уртиты и ийолиты в тонком переслаивании с апатито-нефелиновыми породами, массивные полевошпатовые ийолиты и уртиты</p> <p>Трахитоидные и полевошпатовые ийолиты (четвертой субфазы): разновидности трахитоидных малинитов</p> <p>Массивные среднезернистые полевошпатовые уртиты (пятой субфазы): разновидности массивных ювитов</p>
		Апатито-нефелиновые породы	<p>Бедные апатито-нефелиновые породы: сетчатые, линзовидно-полосчатые</p> <p>Богатые апатито-нефелиновые породы: пятнистые, пятнисто-полосчатые, полосчатые</p> <p>Апатитсодержащие полевошпатовые уртиты: цемент брекции апатито-нефелиновых пород</p>
Фойяитовый (III)	Неравнозернистые нефелиновые сиениты		<p>Неравнозернистые нефелиновые сиениты: крупнозернистые энгматит-амфиболовые, среднезернистые эгириновые, среднезернистые амфибол-эгириновые, мелкозернистые амфибол-эгириновые, крупнозернистые амфибол-эгириновые, крупнозернистые эгириновые с амфиболовым</p> <p>Жильная фация неравнозернистых нефелиновых сиенитов — нефелиновые сиениты: мелкозернистые эгириновые, амфибол-эгириновые, амфибол-эгирин-энгматитовые</p>
		Фойяиты	<p>Мелкозернистые и среднезернистые нефелиновые сиениты краевой зоны интрузии фойяитов: мелкозернистые гнейсовидные слюдяно-эгирин-рогообманковые, среднезернистые эгирин-амфиболовые, порфировидные перекристаллизованные слюдянные и рогообманково-эгирин-слюдянные, среднезернистые рогообманково-эгириновые катаклазированные</p> <p>Фойяиты: пироксеновые, крупнозернистые амфибол-эгириновые, крупнозернистые лепидомелан-пироксеновые с амфиболовым, среднезернистые четко трахитоидные амфиболовые (расслоенные), крупнозернистые амфиболовые с лепидомеланом (с признаками расслоенности), крупнозернистые эгирин-амфиболовые, среднезернистые амфиболовые, среднезернистые эгирин-амфиболовые (расслоенные), крупнозернистые амфиболовые с эгирином, крупнозернистые хибинитоподобные эгирин-амфиболовые</p>

Таблица 44 (продолжение)

Первичная магма	Первичный магматический расплав	Производные магматические расплавы, интрузии и интрузивные фазы	Ряды главных сингенетических разновидностей магматических пород
Щелочная	Фойяитовый (III)	Фойяиты	Жильная фация фойяитов — нефелиновые сиениты: мелкозернистые лепидомелановые, лепидомелан-амфиболовые, эгириновые, амфибол-эгириновые с энгматитом, эгирин-амфиболовые, амфиболовые

* Разновидности пород в ийолит-уртитах соответствуют субфазам и разновидностям, выделенным Т. Н. Ивановой (1963).

Многолетние исследования привели автора к выводу о существовании в Хибинском щелочном массиве трех групп интрузий, характеризующихся определенными петрологическими чертами:

I — мелкозернистые и среднезернистые нефелиновые сиениты первой интрузивной фазы, интрузия хибинитов, интрузия трахитоидных хибинитов;

II — интрузия рисчорритов, ийолит-уртитов и апатито-нефелиновых пород;

III — интрузии неравнозернистых нефелиновых сиенитов, интрузия фойяитов.

Близкое деление, но на периоды интрузивной деятельности и по другому признаку — форме интрузивных тел (кольцевые и конические интрузии) принято С. И. Заком (1963).

Существование групп, серий рядов пород (табл. 44) свидетельствует об эволюции щелочной магмы и о значительной степени ее дифференциации. Каждая группа интрузий возникла из определенной порции магматического расплава: хибинитового, рисчорритового, фойяитового, поступивших в промежуточный магматический очаг из подкоркового магматического источника.

Благодаря процессам дифференциации в магматическом канале и промежуточном очаге обособились производные магматические расплавы, которые при поступлении в виде разновременных интрузий в верхние горизонты земной коры (интрузивную камеру) образовали ряды пород, сложившие многофазный Хибинский массив.

В интрузивной камере завершались процессы дифференциации, начавшиеся в промежуточном магматическом очаге и магматическом канале, образовались естественные ряды пород, слагающих то более отчетливо расслоенную нижнюю часть интрузии, то менее отчетливо расслоенную верхнюю часть интрузии. В магматической камере интрузии могло иметь место перемещение материала, возможно, в периоды падения гидростатического давления, вследствие уменьшения объема закристаллизовавшихся частей.

В этих условиях поступление магматического расплава, по-видимому, происходило благодаря притоку его из глубин интрузивной камеры, из областей более высокого давления. Так, очевидно, дело обстояло с породами интрузии рисчорритов—ийолит-уртитов—апатито-нефелиновых пород, отнесенных нами к одной интрузии на основании общих геолого-структурных минералого-петрографических и петрохимических особенностей.

Небольшие различия в составе нефелиновых сиенитов — главной массы пород Хибинского массива — свидетельствуют о довольно однообразном составе расплавов. Однако есть основания предполагать, что для наблюде-

ний в настоящее время доступны лишь верхние лейкократовые части расслоенных интрузивов, в то время как скрытые сейчас нижние их части могут включать дифференциаты, резко отличные от нефелиновых сиенитов, что впервые обнаружено автором при изучении интрузива трахитоидных хибинитов (см. стр. 34, 41).

На основании данных табл. 44 * можно принять следующую схему развития магматических процессов. Магматические расплавы разного состава, последовательно возникшие в подкоровом магматическом источнике (хибинитовый, рисчорритовый, фойяитовый) при дифференциации в промежуточном магматическом очаге и магматическом канале, обусловили образование дифференциатов, соответствующих интрузивным fazам и рядам серий пород. Перемещение этих дифференцированных расплавов в магматическую камеру и продолжающаяся там дифференциация *in situ*, начавшаяся в промежуточном магматическом очаге и магматическом канале, привела к образованию естественных рядов разнообразных сингенетических горных пород. Для выявления изменений в составе магматических расплавов в процессе их эволюции и дифференциации проведены необходимые петрохимические исследования.

Химический состав магматических расплавов и рядов сингенетичных горных пород массива

Для выявления изменений химизма расплавов, возникших из них интрузивов и слагающих их естественных рядов пород в процессе становления массива, вычислены средние составы их с учетом площадного распространения разновидностей пород (табл. 45—50), которые использованы при составлении вариационных диаграмм (рис. 32—36).

Состав первичных магматических расплавов I, II, III отражает эволюцию первичной магмы в подкоровом магматическом источнике (табл. 45). При анализе вариационной диаграммы (рис. 32) выявляется, что отщепившаяся в магматическом источнике нефелин-сиенитовая магма в виде раннего хибинитового и позднего фойяитового расплавов имеют много общего по содержанию как главных, второстепенных и летучих, так и редких элементов. И все же они не являются полными копиями одна другой: в поведении главных компонентов намечается незначительное увеличение содержания SiO_2 и Al_2O_3 , небольшое снижение щелочей (Na_2O и K_2O) и железа (Fe_2O_3 и FeO). В фойяитовом расплаве несколько снижается содержание и второстепенных компонентов TiO_2 , ZrO_2 , CaO , SrO , MnO и летучих F , P_2O_5 , H_2O при некотором возрастании CO_2 , SO_3 , Cl . Среди акцессорных снижается содержание $(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_5$, редких земель, среди которых увеличивается La_2O_3 , CeO_2 , Er_2O_3 , Yb_2O_3 при уменьшении Nd_2O_3 , $\text{Eu}_2\text{O}_3 + \text{Gd}_2\text{O}_3$, $\text{Tb}_2\text{O}_3 + \text{Y}_2\text{O}_3$, Dy_2O_3 . В фойяитовом расплаве появляется Tu_2O_3 . В соответствии с составами расплавов ведут себя и петрохимические параметры, среди которых наиболее выделяются возрастанием f' , снижением c' и появлением в фойяитовом расплаве c вместо \bar{c} .

Резкие изменения состава приходятся на рисчорритовый расплав, интрузия которого в хибинской структуре занимает промежуточное положение между интрузиями хибинитового и фойяитового расплавов, выделяясь среди них содержанием многих элементов, что на вариационной диаграмме (рис. 32) выражается в наличии ряда максимумов и минимумов. Из главных компонентов в рисчорритовом расплаве снижается содержа-

* В табл. 44 не помещены молодые жильные породы разнообразного состава (см. стр. 82), которые трудно связать с какой-то одной определенной магмой. С. И. Зак (Зак и др., 1972), считает молодые жильные породы Хибин региональными образованиями.

Таблица 45

Средний (средневзвешенный) химический состав первичных магматических расплавов (в вес.%)

Расплав	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂ ⁻	SO ₂	Cl	F
Хибинитовый (I) . .	53.88	0.99	20.78	2.98	1.69	0.26	0.61	4.67	0.15	0.10	9.72	5.87	0.16	0.22	0.85	0.04	0.04	0.04	0.12
Рисчорритовый (II) . .	48.42	1.57	21.80	3.30	2.42	0.18	1.08	2.99	0.24	0.26	8.77	7.76	0.47	0.15	0.68	0.12	0.34	0.01	0.25
Фойяитовый (III) . .	54.28	0.84	22.27	2.37	1.51	0.14	0.64	1.40	0.20	0.03	9.43	5.79	0.10	0.19	0.52	0.07	0.42	0.08	0.07

Таблица 46

Среднее (средневзвешенное) содержание второстепенных и акцессорных элементов (в вес.%)

Расплав	ZrO ₂	TR ₂ O ₃	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	BeO	GaO	CuO	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₆	$\frac{Nb_2O_5}{Ta_2O_5}$	$\frac{K_2O}{Rb_2O}$
Хибинитовый (I) . .	0.11	0.08	0.030	0.0030	0.0056	0.0177	0.0022	0.0022	0.0061	0.0042	0.0021	0.0008	0.0007	0.014	10.0	332
Рисчорритовый (II) . .	0.07	0.007	0.014	0.0013	0.0033	0.062	0.0028	0.0004	Не опр.	0.006	0.0003	0.0002	0.001	0.05	10.1	125
Фойяитовый (III) . .	0.04	0.04	0.019	0.0021	0.0038	0.0168	0.0002	0.0011	0.0024	0.0074	0.0043	0.00004	0.0007	0.0055	9.0	345

Таблица 47

Состав редких земель (в отн. %)

Расплав	La ₂ O ₃	CeO ₂	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Eu ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Tb ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Ho ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Tu ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	Lu ₂ O ₃	$\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$
Хибинитовый (I) . .	21.4	40.1	6.2	17.3	3.0	2.9	6.0	1.8	0.3	0.8	—	0.8	—	—	—	7.0
Рисчорритовый (II) . .	25.0	39.6	5.4	16.6	2.6	2.2	5.4	1.2	0.5	0.8	—	0.7	—	—	—	8.3
Фойяитовый (III) . .	26.9	40.8	5.7	14.1	2.5	3.8	3.8	1.1	0.4	1.3	0.2	0.6	—	—	—	9.3

Таблица 48

Средний (средневзвешенный) состав производных первичных расплавов интрузий массива (в вес.%)

Производные первичных расплавов интрузий	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O-	H ₂ O+	CO ₂	SO ₃	Cl	F
--	------------------	------------------	--------------------------------	--------------------------------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-------------------	------------------	-------------------------------	-------------------	-------------------	-----------------	-----------------	----	---

Хибинитовый расплав

Нефелиновые сиениты	54.41	0.88	19.60	4.29	1.96	0.30	0.78	1.61	0.07	0.06	8.47	5.91	0.32	0.18	1.27	0.02	0.03	0.13	0.03
первой фазы																			
Хибиниты	54.52	0.92	21.48	2.42	1.43	0.25	0.59	1.32	0.17	0.08	9.80	5.86	0.15	0.25	0.78	0.03	0.05	0.03	0.14
Трахитоидные хибиниты	53.27	1.06	20.15	3.48	1.92	0.27	0.62	2.00	0.13	0.12	9.67	5.90	0.16	0.20	0.91	0.05	0.04	0.04	0.10

Рисчорритовый расплав

Рисчорриты	51.08	1.18	21.85	2.93	2.09	0.18	0.79	1.74	0.21	0.07	7.94	9.19	0.21	0.18	0.65	0.18	0.28	0.02	0.28
Рисчорриты:																			
неполнокольцевого тела	51.67	0.91	22.22	2.90	1.83	0.12	0.78	1.26	0.16	0.04	8.99	8.32	0.30	0.20	0.60	0.09	0.05	0.03	0.16
кольцевого тела	50.91	1.25	21.74	2.94	2.16	0.19	0.79	1.87	0.22	0.08	7.64	9.43	0.19	0.17	0.66	0.20	0.34	0.02	0.31
Ийолит-уриты и апатито-нефелиновые породы	43.53	2.31	21.73	3.99	3.02	0.19	1.63	5.29	0.32	0.60	10.32	5.14	0.94	0.40	0.74	0.01	0.46	0.00	0.20
Ийолит-уриты	43.92	2.31	21.90	4.00	3.04	0.19	1.64	4.88	0.32	0.58	10.42	5.19	0.62	0.10	0.74	—	0.47	—	0.18
Апатито-нефелиновые породы	21.60	2.10	12.10	3.39	2.05	0.15	1.10	28.04	0.41	1.75	4.83	2.32	19.05	0.17	0.89	0.62	0.09	0.09	1.23

Фойяитовый расплав

Неравнозернистые нефелиновые сиениты	54.85	1.09	21.40	2.48	1.77	0.12	0.67	1.31	0.10	0.04	9.76	5.69	0.15	0.15	0.50	0.04	0.07	0.11	0.09
Фойяиты	54.14	0.77	22.49	2.34	1.44	0.15	0.64	1.43	0.22	0.03	9.35	5.81	0.13	0.20	0.53	0.08	0.13	0.08	0.07

Таблица 49

Средние (средневзвешенные) содержания второстепенных и акцессорных элементов в производных первичных расплавов интрузий массива (в вес. %)

Производные первичных расплавов интрузий	ZrO ₂	TR ₂ O ₃	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	BeO	GaO	CuO	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	$\frac{Nb_2O_5}{Ta_2O_5}$	$\frac{K_2O}{Rb_2O}$
--	------------------	--------------------------------	--------------------------------	--------------------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-----	-----	-----	-----	-----	--------------------------------	-------------------------------	---------------------------	----------------------

Хибинитовый расплав

Нефелиновые сиениты первой фазы	0.04	0.02	0.018	0.0022	0.003	0.009	0.0008	0.0011	—	0.010	Не обн.	Не обн.	0.002	0.008	8.2	657
Хибиниты	0.11	0.08	0.031	0.0036	0.0054	0.0187	0.0005	0.0021	0.0722	0.0029	0.0022	0.0009	0.0007	0.006	8.6	313
Трахитоидные хибиниты	0.11	0.09	0.029	0.0025	0.0059	0.017	0.0039	0.0023	0.0050	0.0054	0.0021	0.0008	0.0007	0.021	11.6	347

Рисчорритовый расплав

Рисчорриты	0.05	0.03	0.014	0.0013	0.0033	0.062	0.0028	0.0001	—	0.0061	0.0003	0.0002	0.001	0.04	10.8	148
Рисчорриты:																
неполнокольцевого тела	0.05	0.02	0.020	0.0022	0.0052	0.054	0.0007	0.0005	—	0.0091	0.0004	0.0005	0.004	0.02	9.1	154
кольцевого тела . . .	0.05	0.04	0.012	0.0010	0.0028	0.065	0.0033	—	—	0.0053	0.0004	0.0001	0.00	0.05	12.0	145
Ийолит-уриты и апатито-нефелиновые породы .	0.12	0.14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.07	—	—
Ийолит-уриты—малинь-иты	0.12	0.13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.07	—	—
Апатито-нефелиновые по-роды	0.07	0.53	0.048	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Фойяитовый расплав

Неравнозернистые нефелиновые сиениты . .	0.08	0.04	0.027	0.0025	0.0049	0.0113	0.0004	0.0016	0.0014	0.007	0.0025	0.0001	—	0.0044	10.8	503
Фойяиты	0.03	0.04	0.017	0.0020	0.0035	0.0182	0.0001	0.0010	0.0026	0.0075	0.0047	0.00003	0.0007	0.0058	8.5	319

Таблица 50

Состав редких земель производных первичных расплавов интрузий массива (в отн. %)

Производные первичных расплавов интрузий	La ₂ O ₃	CeO ₂	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Eu ₂ O ₃	Cd ₂ O ₃	Tb ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Ho ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Tu ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	Lu ₂ O ₃	ΣCe / ΣY
Хибинитовый расплав																
Нефелиновые сиениты																
первой фазы	23.08		4.23	19.34	6.30	1.5		6.26	4.5		—				—	9.7
Хибиниты	20.6	38.3	7.3	17.6	3.0	3.0		6.4	0.3	0.7	—	1.0		—	—	6.6
Трахитоидные хибиниты	22.2	41.9	5.3	16.9	2.9	2.7		5.7	1.7	0.4	0.9	—	0.7	—	—	7.4
Фойайитовый расплав																
Неравнозернистые нефелиновые сиениты	22.5		4.8	12.4	2.4	3.2		6.0	1.0	0.4	2.3	1.1	0.4	—	—	6.0
Фойайиты	28.0		39.9	14.5	2.6	2.1		3.2	1.1	0.4	1.1	—	0.7	—	—	10.6

ние SiO₂, Na₂O, возрастает K₂O, несколько увеличивается Fe₂O₃, FeO. Промежуточное положение занимает Al₂O₃. Возрастает содержание многих второстепенных компонентов TiO₂, CaO, SrO, MgO. Особенно отличается рисchorритовый расплав повышенным содержанием почти всей, за исключением хлора, летучей составляющей — P₂O₅, F, CO₂, SO₃, которые на вариационной диаграмме (рис. 32) образуют резко выраженные максимумы. Таким образом, рассматриваемый магматический этап, по-видимому, происходил при критическом поведении летучих, что отразилось на специфике химизма рисchorритового расплава.

Кроме компонентов, резко меняющих содержание в рисchorритовом расплаве, имеется малочисленная группа таких, которые отражают постоянную тенденцию в поведении их, проявляющуюся на протяжении образования всех расплавов. Это выражается в постепенном от раннего к позднему расплаву возрастании содержания Al₂O₃ и снижении второстепенных Zr₂O₃, MnO, акцессорных TR₂O₃ (при возрастающем отношении $\Sigma Ce/\Sigma Y$), (Nb, Ta)₂O₅ и летучих. Постепенно снижается коэффициент агпантности, очень немного, оставаясь почти постоянным, изменяется отношение Fe³⁺/Fe²⁺.

Как уже отмечалось, существование естественных рядов и серии пород (табл. 44) является следствием того, что поступившие из подкорового источника порции магмы (первичные расплавы I, II, III) дифференцировались в промежуточном магматическом очаге и магматическом канале с образованием производных магматических расплавов. Так, из первичного хибинитового расплава (I) при дифференциации возникли порции кристаллизовались: щелочные и нефелиновые сиениты первой интрузивной фазы, интрузия хибинитов, интрузия трахитоидных хибинитов. Особенности изменения их состава отражены на вариационной диаграмме (рис. 33, табл. 48–50). К сожалению, средний состав пород первой интрузивной фазы установлен при использовании ограниченных данных

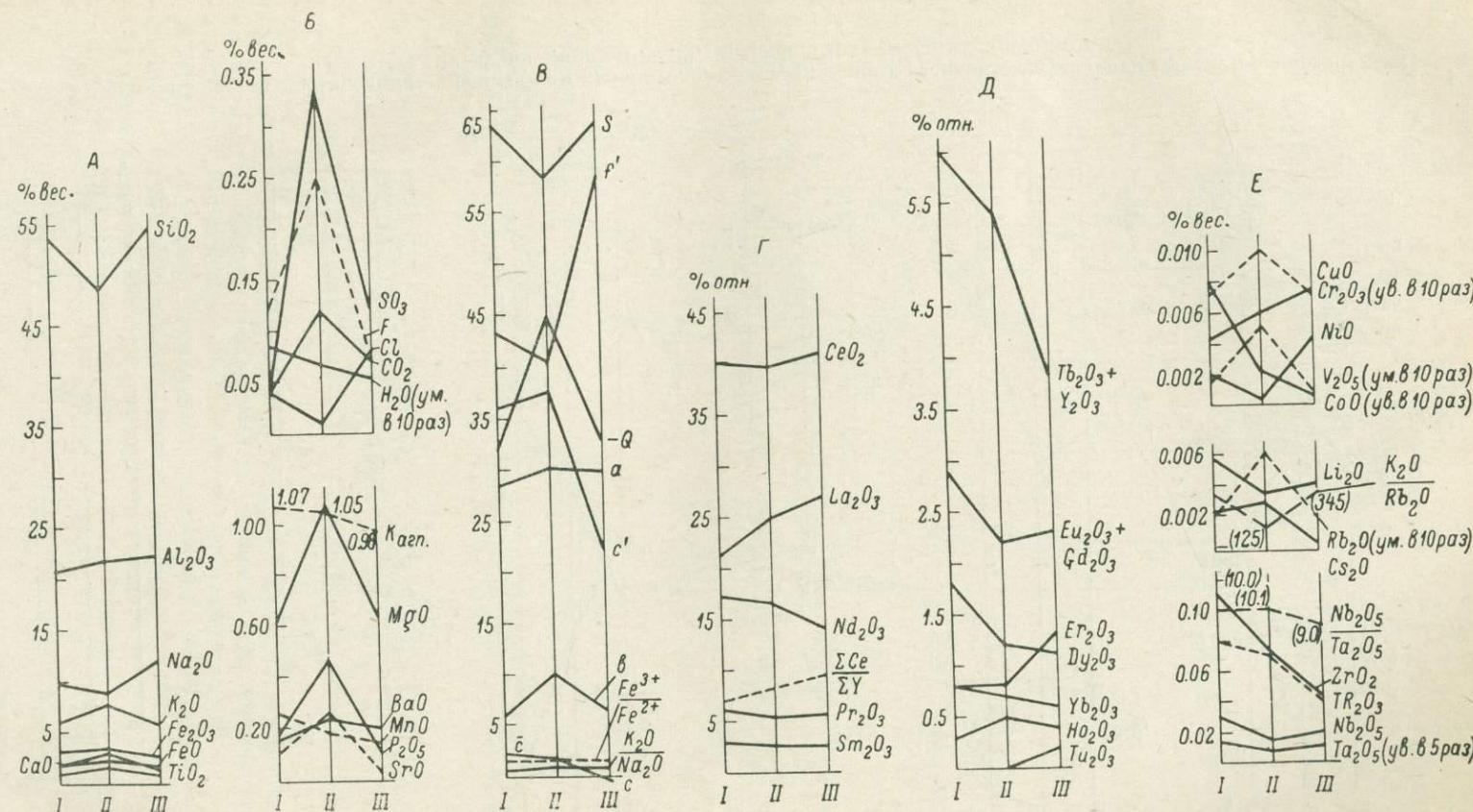


Рис. 32. Химический состав хибинитового (I), рисчорритового (II) и фойяитового (III) первичных магматических расплавов (см. табл. 45).
 А, В — химический состав; В — петрохимические характеристики; состав редкоземельных элементов: Г — цериевой группы; Д — иттриевой группы; Е — содержание второстепенных и акцессорных элементов. Цифры в скобках — отношение содержания некоторых элементов.

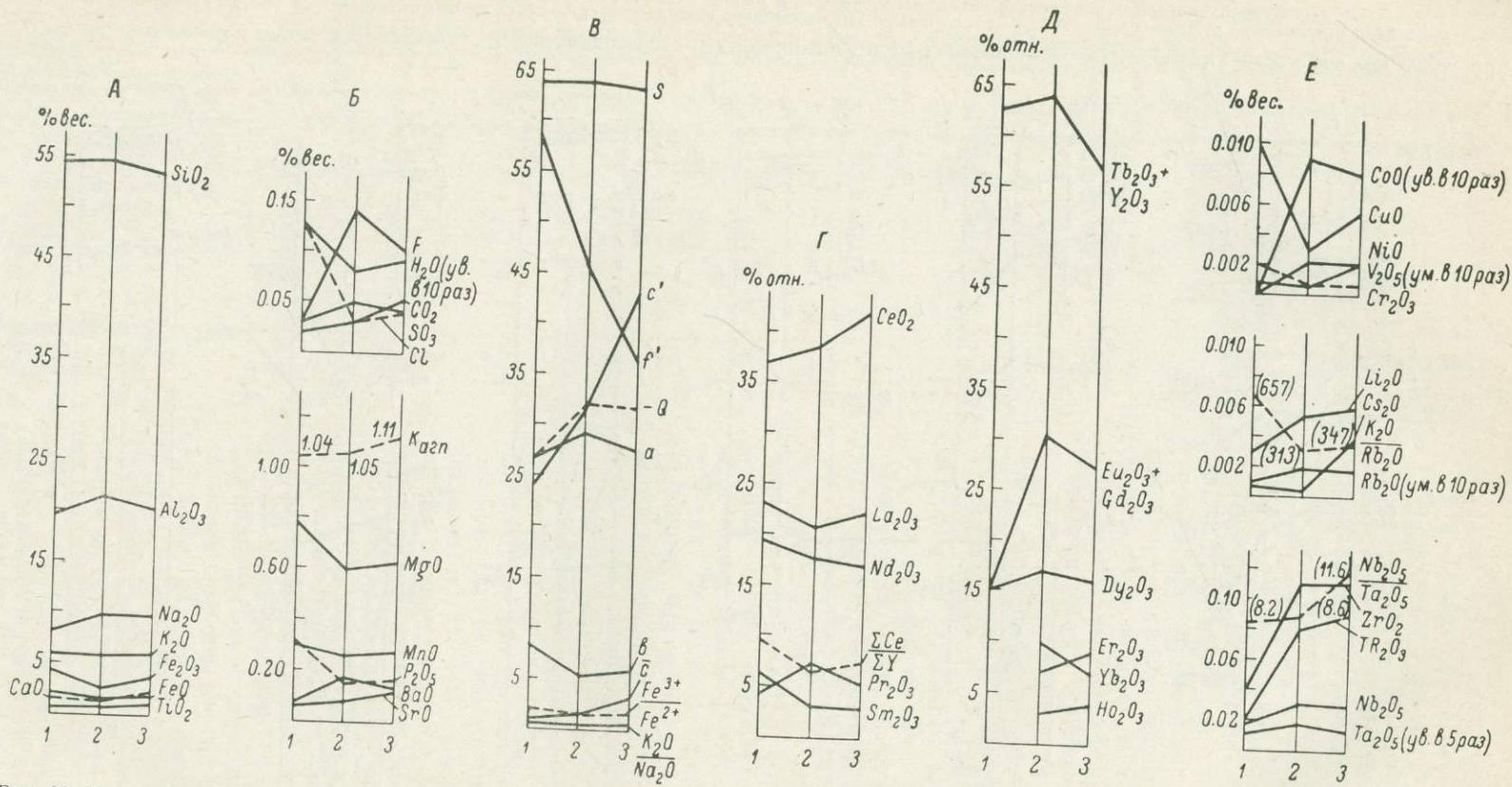


Рис. 33. Химический состав дифференциатов первичного хибинитового магматического расплава: нефелиновых сиенитов первой интрузивной фазы (1), интрузии хибинитов (2), интрузии трахитоидных хибинитов (3).

A—E — то же, что на рис. 32.

и поэтому нет уверенности в достоверности его. Последний все же приведен в таблицах и на диаграммах, так как при дальнейших исследованиях эти сведения могут быть полезными. Здесь же при сравнении авторами не пользуется. Более обоснованно можно судить об изменениях от интрузии хибинитов к интрузии трахитоидных хибинитов, заключающихся в уменьшении содержания SiO_2 , Al_2O_3 и в меньшей степени Na_2O . Возрастает содержание Fe_2O_3 , в меньшей степени — FeO и K_2O , а из второстепенных — TiO_2 , CaO , SrO , MgO , MnO при одинаковом содержании ZrO_2 в обоих расплавах. В соответствии с этим ведут себя и петрохимические

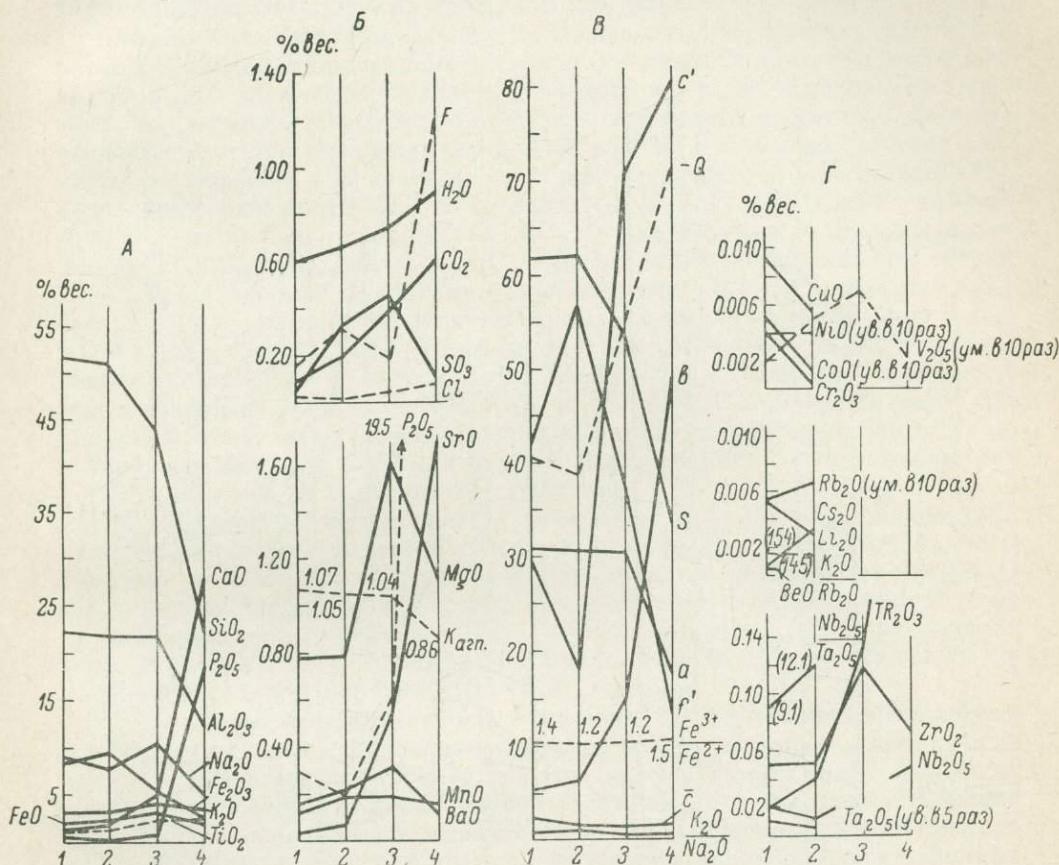


Рис. 34. Химический состав дифференциатов первичного рисчорритового магматического расплава: рисчорритов неполнокольцевого (1), кольцевого (2) тела, ийолит-уртилов (3) и апатито-нефелиновых пород (4).

A—B — то же, что на рис. 32, Г — содержание второстепенных и акцессорных элементов.

параметры (рис. 33). Содержание летучих H_2O , CO_2 , Cl , P_2O_5 в трахитоидных хибинитах немного возрастает, в то время как количество F , SO_3 уменьшается. Из акцессорных элементов несколько уменьшается содержание Nb_2O_5 и Ta_2O_5 (при увеличении отношения $\text{Nb}_2\text{O}_5/\text{Ta}_2\text{O}_5$ с 8.6 до 11.6) и немного увеличивается TR_2O_3 (при возрастающем $\Sigma \text{Ce}/\Sigma \text{Y}$). От хибинитов к трахитоидным хибинитам из цериевых земель возрастает содержание CeO_2 , La_2O_3 , Pr_2O_3 и очень немного Sm_2O_3 , из иттриевых земель — Er_2O_3 и Ho_2O_3 и падает — $\text{Tb}_2\text{O}_3 + \text{Y}_2\text{O}_3$, $\text{Eu}_2\text{O}_3 + \text{Gd}_2\text{O}_3$, Dy_2O_3 , Yb_2O_3 . Наблюдается некоторое увеличение $K_{\text{агп.}}$ (с 1.05 до 1.11), отношения $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ при очень близком $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$.

При дифференциации первичного рисчорритового расплава возникли порции расплава, из которых образовались: рисчорриты неполнокольце-

вого тела, рисчорриты кольцевого тела, ийолит-уртиты, апатито-нефелиновые породы. Изменение в составе этих пород в указанной последовательности изображено на вариационной диаграмме (рис. 34). Данная интрузия сложена резко различными породами (от нефелиновых сиенитов—рисчорритов до ийолит-уртитов и апатито-нефелиновых пород), и вариационные линии состава их дают многочисленные максимумы, минимумы и резкие перепады, фиксирующие сильные колебания в содержании многих элементов. Несмотря на это, в изменении состава пород (рис. 34) намечается определенная направленность. Так, в отмеченном направлении при

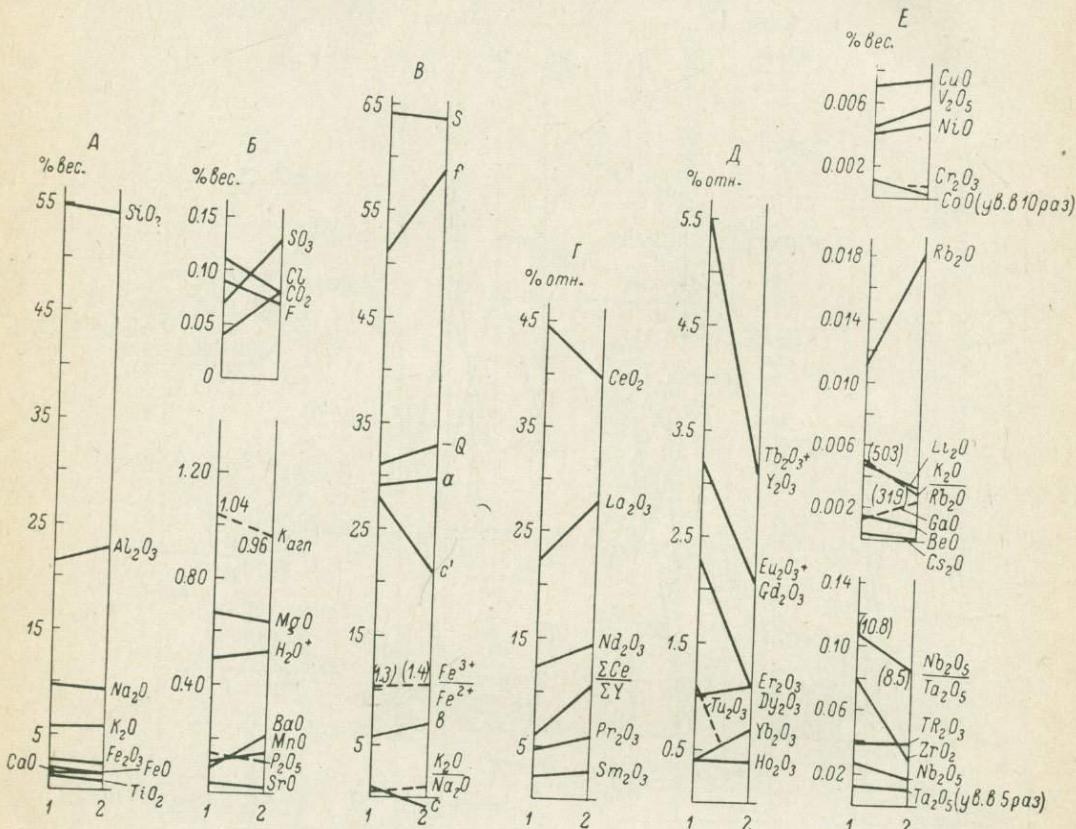


Рис. 35. Химический состав дифференциатов первичного фойяитового магматического расплава — интрузии неравнозернистых нефелиновых сиенитов (1) и интрузии фойяитов (2).

A—E — то же, что на рис. 32.

сильном уменьшении содержания SiO_2 , небольшом — Al_2O_3 и K_2O , при очень небольшом уменьшении отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ возрастает содержание Fe_2O_3 и FeO , содержание которых уменьшается лишь в апатито-нефелиновых породах. Параллельно с этим значительно возрастает содержание второстепенных — TiO_2 , CaO , SrO и летучих компонентов P_2O_5 , F , CO_2 , H_2O , часть из которых по содержанию переходит в разряд главных породообразующих. Сильно возрастает (особенно в апатито-нефелиновых породах) содержание TR_2O_3 . Особенности состава пород подчеркиваются поведением петрохимических параметров (рис. 34).

Из первичного фойяитового расплава при дифференциации возникли порции расплава, образовавшие интрузии: неравнозернистых нефелиновых сиенитов и фойяитов, на вариационных диаграммах которых (рис. 35) преобладает пологое положение линий состава, лишь иногда имеющих резкий на-

клон. От более ранних неравнозернистых нефелиновых сиенитов к более поздним фойяитам происходит незначительное уменьшение содержания SiO_2 , Na_2O , Fe_2O_3 , FeO (при очень близком $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$), увеличение — Al_2O_3 и K_2O . В том же направлении уменьшается содержание второстепенных TiO_2 , ZrO_2 , MgO и увеличивается CaO , K_2O (при увеличении $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$), MnO , BaO . В фойяитах падает содержание летучих F , Cl , P_2O_5 при некотором увеличении SO_3 , CO_2 и воды. Из акцессорных в фойяитах уменьшается Nb_2O_5 , Ta_2O_5 при одинаковом с неравнозернистыми нефелиновыми сиенитами содержании TR_2O_3 . Поведение петрохимических характеристик отражено на графике (рис. 35).

Автором сопоставлены изменения химизма магматических расплавов при дифференциации их в промежуточном магматическом очаге с эволюцией магмы в подкоровом источнике. К сожалению, из-за образования большого числа дифференциатов это отчетливо установить не удалось, но ниже отмечаются следующие общие черты в направлении изменений состава фойяитового расплава в сравнении: 1) с рисчорритовым — уменьшение SiO_2 , увеличение содержания CaO из летучих H_2O и редких (CeO_2); 2) с хибинитовым — уменьшение содержания SiO_2 , Na_2O , летучих F и акцессорных Nb_2O_5 , $\text{Tb}_2\text{O}_3 + \text{Y}_2\text{O}_3$, $\text{Eu}_2\text{O}_3 + \text{Gd}_2\text{O}_3$, при увеличении значения отношения $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$, увеличение содержания CaO , летучих CO_2 , H_2O , редких La_2O_3 ; 3) с магмой в подкоровом магматическом источнике — увеличение содержания Al_2O_3 , редких (La_2O_3) при увеличении отношения $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$, уменьшение акцессорных и редких ZrO_2 , $\text{Tb}_2\text{O}_3 + \text{Y}_2\text{O}_3$, изменение значения c до c , постоянные отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ и $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$. Направление дифференциации фойяитового расплава наиболее близко к дифференциации хибинитового и эволюции магмы в подкоровом источнике, отличается от них дифференциация рисчорритового расплава.

Таким образом, вариационные диаграммы (рис. 32—35) свидетельствуют, что эволюция магмы в подкоровом источнике и дифференциация производных магматических расплавов в промежуточном магматическом очаге и магматическом канале происходит в общем с уменьшением в более поздних образованиях содержания SiO_2 , редких — $\text{Tb}_2\text{O}_3 + \text{Y}_2\text{O}_3$ и увеличения содержания CaO , летучих CO_2 , H_2O , редких La_2O_3 и росте $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$, довольно постоянном значении $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$.

Дифференциация, начавшаяся в промежуточном магматическом очаге и закончившаяся в магматической камере *in situ*, привела в каждой интрузии к возникновению более мелких дифференциатов, составляющих ряды сингенетических горных пород (табл. 46). Для их характеристики трудно было использовать имеющиеся в литературе химические анализы из-за неидентичности их названия, отсутствия анализа ряда типичных разновидностей, очень малого веса анализируемого материала в разное время разными лабораториями с различной степенью точности и на ограниченное число элементов. Поэтому автором по изученным геологическим разрезам отобраны специальные пробы, характеризующие все основные разновидности сингенетических пород. На основании данных химического анализа (табл. 51—53) построены вариационные диаграммы (рис. 36), которые показывают, что формирование естественных рядов в интрузиях привело к образованию пород, обогащенных или обедненными определенными химическими элементами. Наиболее разнообразными породами по содержанию главных окислов SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , FeO , Fe_2O_3 характеризуются интрузии трахитоидных хибинитов и рисчорритов — ийолит-урититов — апатито-нефелиновых пород, т. е. интрузии, для которых известны дифференциаты различных гипсометрических уровней. Породы интрузий хибинитов, неравнозернистых нефелиновых сиенитов и фойяитов, на уровне современного эрозионного среза, имеют сравнительно незначительные колебания в содержании этих элементов, что иллюстрируется пологим спокойным характером вариационных кривых. Содержание второстепенной и летучей составляющей в породах интрузий трахитоидных

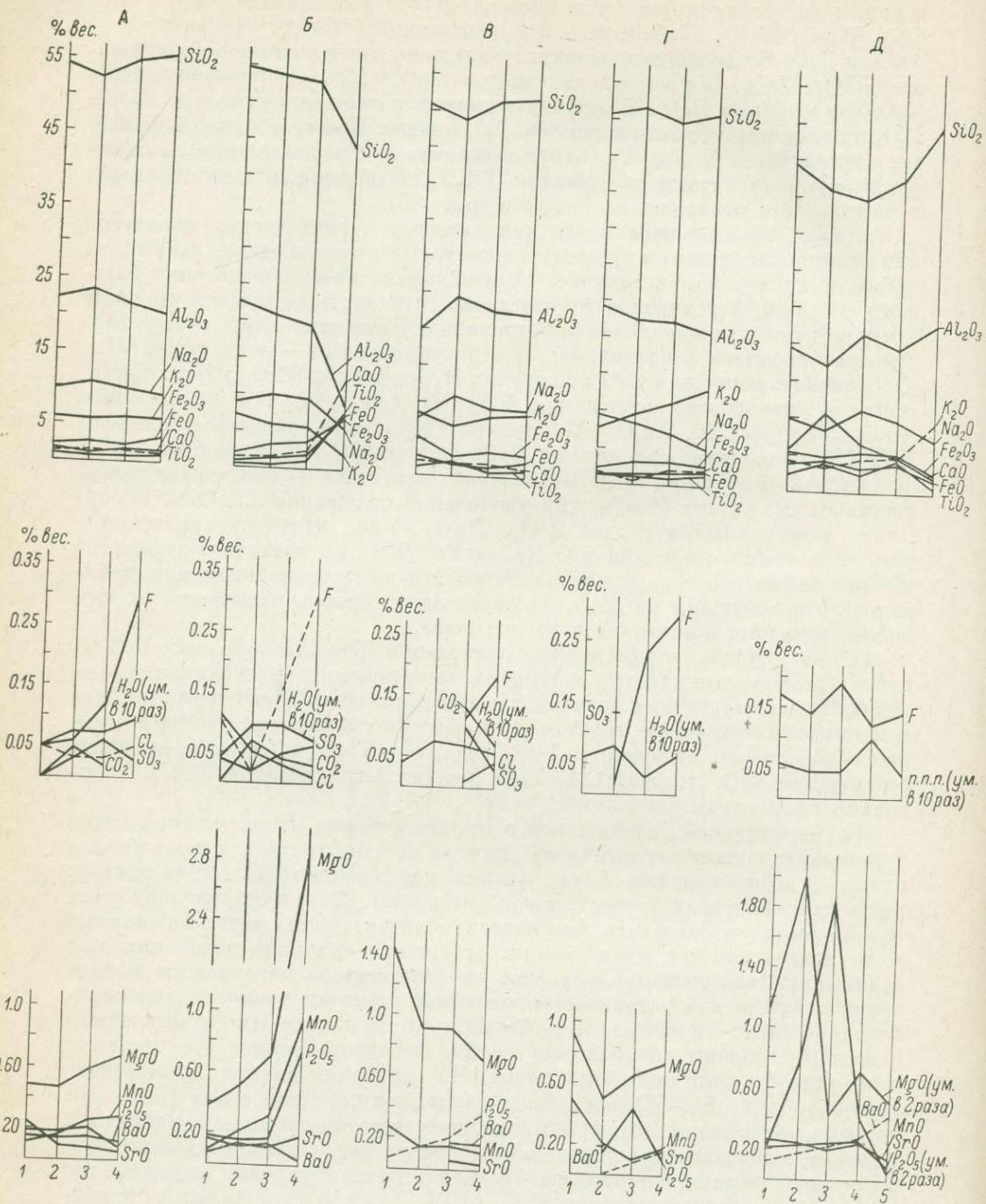


Рис. 36. Средний химический состав главных дифференциатов — сингенетичных разновидностей пород интрузий.

A — хибиниты: жильная фация (1), грубозернистые (2), крупнозернистые (3), приконтактовые (4); Б — трахитоидные хибиниты: порфировидные (1), крупнозернистые (2), среднезернистые (3), меланократовые породы четко расслоенной части интрузии (4); В — рисчорриты неполнокольцевого тела: приконтактовые (1), рисчоррит Рескиньюна (2), гнейсовидно-трахитоидные (3), массивные (4); Г — рисчорриты кольцевого тела: эгирины-эгириновые (1), лампрофиллит-эгириновые (2), эгириновые (3), эгирин-астро菲尔литовые (4); Д — ийолит-уриты (по Т. Н. Ивановой): ийолиты трахитоидные (1), мелкозернистые (2), ийолит-уриты массивные (3), ийолиты полевошпатовые трахитоидные (4), ювиты (5);

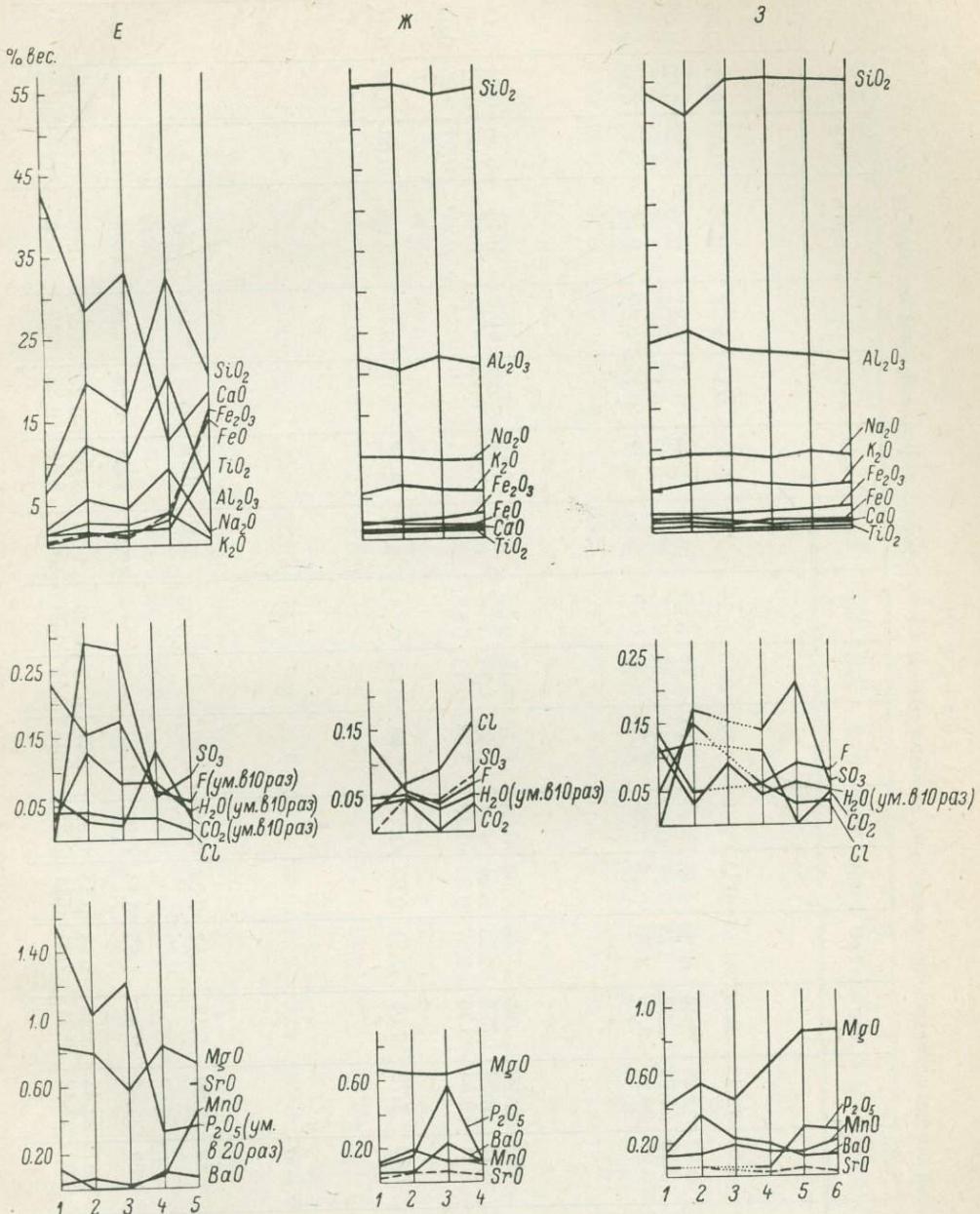


Рис. 36 (продолжение).

E — апатито-нефелиновые породы: пятнистые и пятнисто-полосчатые (1), линзовидно-полосчатые (2), крупноблоковые (3), сетчатые (4), цемент брекчии (5); Ж — неравнозернистые нефелиновые сиениты: крупнозернистые эгириин-амфиболовые (1), мелкозернистые амфибол-эгирииновые (2), среднезернистые амфибол-эгирииновые (3), среднезернистые эгирииновые (4); З — фойяиты: пироксеновые (1), амфибол-эгирииновые (2), лепидомелан-пироксеновые с амфиболовом (3), амфиболовые с лепидомеланом и амфиболовые четко трахитоидные (4), амфиболовые с эгириином, эгириин-амфиболовые и амфиболовые (5), хибинитоподобные эгириин-амфиболовые, среднезернистые эгириин-амфиболовые с эвдиалитом и амфибол-эгирииновые (6).

Таблица 51

Средний химический состав главных сингенетических разновидностей магматических пород интрузий массива (в вес. %)

Ряды сингенетических пород интрузий	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O-	H ₂ O+	CO ₂	SO ₃	Cl	F
Интрузии хибинитов																			
Жильная фация . . .	54.11	1.08	22.10	2.10	1.65	0.11	0.48	1.60	0.18	0.24	9.83	5.82	0.15	0.22	0.50	0.00	0.00	0.05	0.05
Хибиниты:																			
грубозернистые . . .	52.41	0.89	23.36	2.46	1.20	0.16	0.47	1.40	0.17	0.09	10.75	5.69	0.14	0.27	0.73	0.05	0.03	0.03	0.06
крупнозернистые . . .	54.95	0.90	21.32	2.02	1.68	0.26	0.59	1.31	0.21	0.08	9.75	5.97	0.15	0.21	0.72	0.02	0.06	0.03	0.12
приконтактные . . .	55.51	0.97	20.14	3.19	1.50	0.28	0.68	1.23	0.08	0.05	9.05	5.77	0.12	0.29	0.94	—	0.03	0.05	0.29
Интрузии трахитоидных хибинитов																			
Трахитоидные хибиниты:																			
порфировидные . . .	54.86	0.78	22.58	2.06	1.06	0.09	0.38	1.31	0.16	0.07	8.96	7.15	0.18	0.21	0.43	0.00	0.04	0.11	0.10
крупнозернистые . . .	53.74	0.79	20.83	3.25	1.61	0.21	0.51	1.46	0.42	0.13	9.98	5.97	0.15	0.19	0.96	0.07	0.02	0.05	0.02
среднезернистые . . .	52.87	1.21	19.54	3.76	2.17	0.32	0.70	2.33	0.13	0.12	9.61	5.74	0.16	0.21	0.94	0.04	0.05	0.03	0.16
меланократовые по- роды четко расслоен- ной части интрузии	43.93	7.70	7.78	7.07	7.21	0.93	2.77	12.56	0.02	0.18	5.62	2.03	0.72	0.18	0.69	0.03	0.06	0.01	0.31
Интрузии рисчорритов— иилолит-урититов—апа- тито-нефелиновых по- род																			
Рисчорриты неполно- кольцевого тела:																			
приконтактные . . .	50.60	1.19	19.99	5.13	2.62	0.26	1.45	1.90	—	—	8.02	8.19	0.07	0.11	0.40	—	—	—	—
массивные слюдяно- эгириновые (Рестин- ньон)	48.69	1.89	24.57	2.38	1.63	0.14	0.91	1.79	—	—	10.94	6.41	0.14	0.21	0.74	—	—	—	—
гнейсовидно-трахито- идные	51.55	0.67	22.44	3.25	1.42	0.45	0.91	1.67	0.17	0.05	9.14	8.06	0.20	0.27	0.69	0.13	0.10	0.01	0.11
массивные	51.79	0.99	22.12	2.71	2.00	0.11	0.71	1.05	0.16	0.03	8.90	8.48	0.35	0.17	0.56	0.07	0.03	0.04	0.18

Таблица 51 (продолжение)

Ряды сингенетических пород интрузий	SiO ₂	Ti ₂ O	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O-	H ₂ O+	CO ₂	SO ₃	Cl	F
мелкозернистые, амфибол-эгириновые . . .	55.27	1.12	20.36	2.22	1.84	0.18	0.64	1.24	0.05	0.06	9.93	6.47	0.16	0.06	0.55	0.05	0.05	0.07	0.06
среднезернистые амфибол-эгириновые . . .	53.87	1.13	22.01	2.48	1.79	0.12	0.63	1.40	0.23	0.07	9.53	5.87	0.57	0.20	0.33	0.00	0.45	0.09	0.04
среднезернистые эгириновые	54.73	1.11	21.07	2.94	1.68	0.12	0.68	1.37	0.12	0.04	9.54	5.77	0.14	0.18	0.53	0.04	0.08	0.16	0.07
Интрузии фойялитов																			
Фойялиты:																			
пироксеновые	5.44	0.58	22.96	2.10	1.26	0.13	0.42	1.79	0.45	—	8.89	6.73	0.06	0.35	1.19	0.11	0.00	0.05	0.14
крупнозернистые амфибол-эгириновые . .	50.89	0.88	24.49	2.03	1.29	0.14	0.56	1.93	0.37	0.06	9.55	5.81	1.30	0.26	0.33	0.12	0.17	0.15	0.05
крупнозернистые лепидомелан-пироксеновые с амфиболовым	55.48	0.64	21.93	2.11	1.15	0.19	0.46	1.47	0.22	—	9.49	6.22	—	0.18	0.94	—	—	—	—
крупнозернистые амфиболовые с лепидомеланом и среднезернистые четко трахитоидные амфиболовые	55.61	0.77	21.75	2.46	1.59	0.15	0.65	1.07	0.19	0.02	9.09	5.77	0.06	0.15	0.45	0.11	0.14	0.06	0.06
крупнозернистые амфиболовые с эгирином, среднезернистые эгирип-амфиболовые и среднезернистые амфиболовые	55.44	0.72	21.42	2.66	1.55	0.14	0.85	1.30	0.12	0.05	9.71	5.34	0.29	0.15	0.63	0.00	0.21	0.03	0.09
крупнозернистые хибинитоподобные эгирип-амфиболовые, среднезернистые эгирип-амфиболовые с эвдиалитом и амфибол-эгириновые нефелиновые сиениты . .	55.28	0.80	20.90	2.94	1.53	0.21	0.86	1.25	0.13	0.02	9.27	5.87	0.27	0.20	0.50	0.05	0.06	0.06	0.08

П р и м е ч а н и е. Субфазы и состав ийолит-уртитов, ювитов и апатито-нефелиновых пород, по Т. Н. Ивановой (1963). Звездочкой отмечены значения содержаний CaO + SrO.

Таблица 52

Средние содержания второстепенных и акцессорных элементов в главных сингенетических разновидностях магматических пород интрузий массива (в вес. %)

Ряды сингенетических пород интрузий	ZrO ₂	TR ₂ O ₃	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	BeO	GaO	CuO	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅ Ta ₂ O ₅	K ₂ O Rb ₂ O
Интрузии хибинитов																
Жильная фация	0,10	0,09	0,024	0,0026	0,0059	0,017	Нет	0,0020	0,0025	0,0009	Следы	0,00007	0,0022	0,0089	9,2	342
Хибиниты:																
грубозернистые	0,08	0,05	0,022	0,0025	0,0035	0,016	0,00	0,0017	0,0023	0,0068	0,0023	0,0010	0,0010	0,0032	8,8	356
крупнозернистые	0,09	0,08	0,024	0,003	0,0050	0,017	0,0008	0,0018	0,0086	0,0007	0,0025	0,0013	0,0004	0,0083	8,0	351
приконтактные	0,26	0,12	0,075	0,008	0,01	0,027	Нет	0,0031	—	0,0050	0,001	0,0001	0,0015	0,0036	0,4	214
Интрузии трахитоидных хибинитов																
Трахитоидные хибиниты:																
порфировидные	0,04	0,009	0,011	0,002	0,0016	0,017	Нет	0,0014	—	0,0163	0,0028	0,0003	0,0015	0,005	5,5	377
крупнозернистые	0,15	0,10	0,023	0,0024	0,0061	0,022	0,008	0,0023	0,0037	0,0011	0,0024	0,0009	0,0010	0,0033	9,6	249
среднезернистые	0,09	0,083	0,033	0,0026	0,0062	0,017	0,002	0,0024	0,0064	0,0066	0,0018	0,0007	0,0005	0,034	12,1	221
Меланократовые породы четко расслоенной части интрузии	0,23	0,45	0,137	0,011	0,008	0,006	0,011	0,0019	0,0010	0,0113	0,0022	0,0017	0,0014	0,073	12,5	185
Интрузии рисчоррбитов—иолит-урититов—апатито-нефелиновых пород																
Ийолит-урититы — ювиты																
Трахитоидные ийолиты первой субфазы .	0,00	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Мелкозернистые ийолиты второй субфазы	—	0,08	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Массивные ийолит-урититы третьей субфазы .	—	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Трахитоидные полевошпатовые ийолиты четвертой субфазы	0,24	0,08	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ювиты пятой субфазы	0,01	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Интрузии неравнозернистых нефелиновых сиенитов																
Нефелиновые сиениты:																
крупнозернистые энigmatит-амфиболовые	0,14	0,03	0,027	0,0027	0,0048	0,010	0,00	0,0012	—	0,008	0,0028	0,0002	Не обн.	0,0057	10,0	551
мелкозернистые амфибол-эгириновые	0,06	0,04	0,0175	0,0018	0,004	Следы	0,0135	0,0017	0,0020	0,0013	—	—	—	0,0054	9,8	—
среднезернистые амфибол-эгириновые	0,00	0,03	0,025	0,003	0,0038	0,0125	Следы	0,0017	0,0032	0,0005	0,0010	0,00006	—	0,0036	8,3	470
среднезернистые эгириновые	0,05	0,05	0,027	0,0023	0,0051	0,0123	0,0004	0,0019	0,0021	—	0,0025	—	—	0,0036	11,7	469

Таблица 52 (продолжение)

Ряды сингенетических пород интрузий	ZrO ₂	TR ₂ O ₃	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	BeO	GaO	CuO	NiO	CaO	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	$\frac{Nb_2O_5}{Ta_2O_5}$	$\frac{K_2O}{Rb_2O}$
Интрузии фойялитов																
Фойялиты:																
пироксеновые	0.27	—	0.0100	0.0013	0.0016	0.0196	Следы	0.0008	0.0026	—	0.0038	Не обн.	Следы	Не обн.	—	7.7
крупнозернистые амфибол-эгириновые	0.00	0.05	0.018	0.0025	0.0024	0.020	Нет	0.00028	—	—	—	—	—	—	—	343
крупнозернистые лепидомелан-пироксеновые с амфиболовым	—	—	—	—	0.0028	0.0153	—	—	—	—	—	—	—	—	—	290
крупнозернистые амфиболовые с лепидомеланом и среднезернистые четко трахитоидные амфиболовые	Следы	0.03	0.016	0.0017	0.0040	0.0173	Следы	0.0016	0.0025	0.0113	0.010	0.00004	0.0015	0.0030	9.4	407
крупнозернистые амфиболовые с эгирином, среднезернистые эгирин-амфиболовые и среднезернистые амфиболовые	0.023	0.02	0.016	0.0015	0.0048	0.019	Следы	0.0007	—	0.0025	0.0013	Следы	0.00	Не опр.	10.7	281
крупнозернистые хибинитоподобные эгирин-амфиболовые, среднезернистые эгирин-амфиболовые с эвдиалитом и амфибол-эгириновые нефелиновые сиениты	0.07	0.08	0.029	0.0021	0.0046	0.0179	0.0012	0.0021	0.0029	0.0127	0.0011	0.0002	0.0011	0.0159	13.8	328

П р и м е ч а н и е. Содержание ZrO₂ и TR₂O₃ в ийолит-уритах. по Т. Н. Ивановой (1963).

Таблица 53

Состав редких земель в главных сингенетических разновидностях магматических пород интрузий массива (в отн. %)

Ряды сингенетических пород интрузий	La ₂ O ₃	CeO ₂	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Eu ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Tb ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Ho ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Tu ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	Lu ₂ O ₃	$\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$
Интрузии хибинитов																
Жильная фация	17.6	42.95	6.2	19.3	2.9	3.35		4.85	1.0	0.15	0.55	—	1.1		9.0	
Хибиниты:																
грубозернистые	17.9	38.6	8.0	18.9	3.27	3.4		5.5	2.3	0.5	1.0	—	1.25		6.2	
крупнозернистые	19.8	40.43	5.61	18.6	3.36	3.09		7.44	0.94	0.05	0.6	—	0.1	—	6.3	
приконтактовые	24.8	33.9	10.0	14.8	3.1	3.2		5.0	2.7	0.4	0.7	—	1.7			
Интрузии трахитоидных хибинитов																
Трахитоидные хибиниты:																
порфировидные	21.3	33.8	7.7	18.7	4.0	3.6		4.3	4.3	0.4	1.2	—	0.8	—	5.9	
крупнозернистые	23.6	41.4	5.1	15.0	3.5	2.8		7.1	1.8	0.3	1.0	—	0.6	—	6.5	

среднезернистые	21.4	43.1	5.0	17.9	2.5	2.4	5.1	1.2	0.4	0.7	—	0.8	9.2
мелапократовые породы четко расслоенной части интру- зии	15.4	41.2	6.5	22.7	3.4	2.9	4.0	1.5	0.5	0.8	0.2	0.9	8.3
Интрузии неровнозернистых не- фелиновых сиенитов													
Нефелиновые сиениты:													
крупнозернистые энгимматит- амфиболовые	23.2	47.0	4.9	12.9	1.9	1.9	5.4	0.7	0.2	1.0	0.4	0.8	— 8.6
мелкозернистые амфибол-эги- риновые	25.8	42.8	5.0	13.6	3.8	2.2	3.4	1.2	0.2	1.2	0.1	0.6	10.2
среднезернистые амфибол-эги- риновые	22.9	41.4	7.5	12.3	0.4	1.0	8.7	1.4	1.1	1.8	—	1.5	— 5.5
среднезернистые эгириновые	21.8	43.2	4.4	12.0	2.4	4.4	4.9	1.2	0.5	3.3	1.8	—	— 5.2
Интрузии фойяитов													
Фойяиты:													
цироксеновые, крупнозерни- стые амфибол-эгириновые	28.7	41.5	4.5	13.9	2.6	1.9	3.66	1.4	0.4	0.9	—	0.6	—
крупнозернистые лепидоме- лан-цироксеновые с амфи- болом, крупнозернистые ам- фиболовые с лепидомеланом и среднезернистые четко тра- хитоидные амфиболовые .	25.6	39.4	6.8	13.5	2.6	2.5	2.9	0.8	0.5	1.3	—	0.8	10.2
крупнозернистые амфибolo- вые с эгирином, среднезер- нистые эгирин-амфиболовые и среднезернистые ам- фиболовые	33.3	36.7	6.4	13.1	2.7	1.2	3.3	1.3	0.4	0.8	—	0.8	11.18
крупнозернистые хибинито- подобные эгирин-амфибо- ловые, среднезернистые эги- рин-амфиболовые с эвди- литом и амфибол-эгирино- вые нефелиновые сиениты	27.3	44.4	4.7	13.9	1.8	1.5	3.4	0.8	0.5	1.2	—	1.0	1.0

хибинитов и рисчорритов — ийолит-уртитов — апатито-нефелиновых пород подвержено значительным колебаниям вплоть до того, что часть из них (P_2O_5 , TiO_2 , CaO) становятся породообразующими, образуя сfenовые и апатито-нефелиновые породы. Неустойчиво содержание этих элементов и в интрузиях хибинитов, неравнозернистых нефелиновых сиенитов, фойяитов. Таким образом, сfenовые и апатито-нефелиновые руды уникальных хибинских месторождений являются неотъемлемыми членами рассматриваемых естественных рядов пород интрузий трахитоидных хибинитов и рисчорритов и возникли при магматических процессах. Выявленные изменения состава магматических расплавов в процессе их дифференциации с образованием рядов сингенетичных пород позволяют вместе с другими петрологическими данными предполагать и для других интрузий наличие концентрации полезных минералов на более низких гипсометрических уровнях. Так, слабо дифференцированная в современном эрозионном срезе интрузия фойяитов с более или менее однородным составом обнаружена в самых верхних ее частях. Невскрытые нижние части ее могут включать неизвестные сейчас слои более тяжелых меланократовых пород со сfenовой и другой полезной минерализацией, которые могут быть обнаружены при глубинном бурении.

Близкие для рассмотренных первичных магматических расплавов значения отношений K_2O/Na_2O и Fe^{3+}/Fe^{2+} и постоянное возрастание содержания Al_2O_3 при постоянном снижении значения K_{arg} и некоторые другие рассмотренные выше характерные черты состава расплавов, по-видимому, свидетельствуют о том, что они являются производными магмы единого магматического источника.

В целом изучение «первичных магматических расплавов, расплавов интрузивных фаз» и естественных рядов позволили в известной мере проникнуть в глубинные магматические процессы и осветить общую направленность изменения состава магмы при эволюции ее в подкоровом источнике и дальнейшей дифференциации производных магматических расплавов в промежуточном очаге и интрузивной камере *in situ*.

Эволюция салической и фемической составляющих щелочной магмы массива

Исходя из высказанных представлений о нахождении химических элементов в магматическом расплаве в виде группировок, соответствующих по составу будущим породообразующим минералам, о магматической дифференциации этих группировок, сменяющейся вследствие кристаллизационной дифференциацией, исследован процесс возникновения большого разнообразия пород, часть из которых явилась уникальной по масштабам концентрации промышленноценных минералов. Для этого химические составы магматических пород Хибинского массива были пересчитаны на нормативные составы минералов (Галахов, 1972). Основная масса хибинских пород является лейкократовой, главную роль в которой играет салическая составляющая. С рассмотрения ее поведения и начато данное исследование.

Салическая составляющая

Вычисленный нормативный состав салической составляющей главной массы магматических пород Хибинского массива, включающей нефелиновые сиениты первой интрузивной фазы, интрузии хибинитов и трахитоидных хибинитов, неравнозернистых нефелиновых сиенитов, фойяитов, часть рисчорритов неполнокольцевого тела, небольшую часть ийолитов, апатитовых и сfenовых пород, характеризуется компонентами $KAlSi_3O_8$, $NaAlSi_3O_8$, $NaAlSiO_4$. Состав салической составляющей меньшей по объему части хибинских пород, в которую входит основная масса рисчорритов,

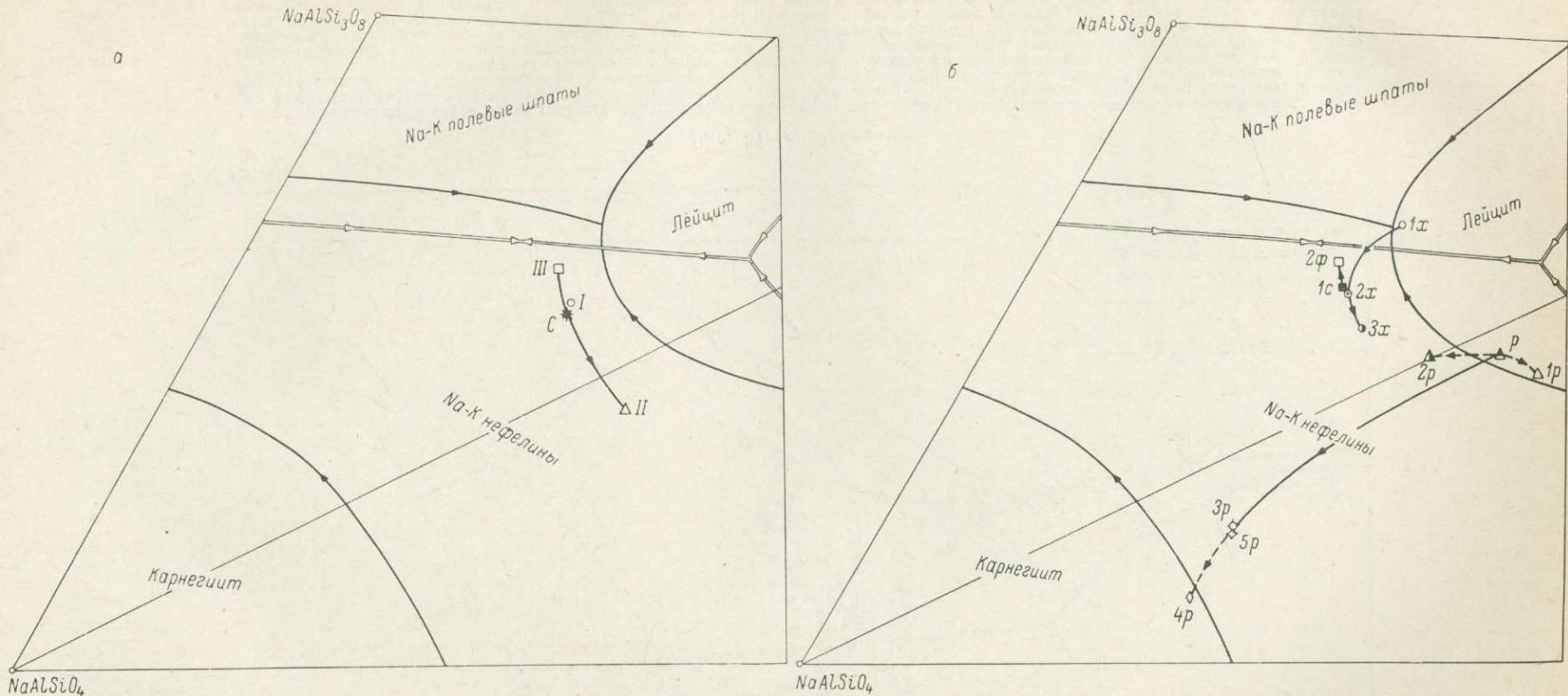


Рис. 37. Эволюция нормативного состава салической составляющей первичных производных магматических расплавов.

a — состав салической части первичных магматических расплавов (в подкоровом магматическом источнике); хибинитового (I), рисчорритового (II), фойлитового (III); *C* — средний составмагмы; *b* — состав салической части производных первичных магматических расплавов — интрузий (в промежуточном магматическом очаге и магматическом канале); нефелиновых сиенитов первой фазы ($1x$), хибинитов ($2x$), трахигиоидных хибинитов ($3x$); рисчорритов (p), рисчорритов колыцевого тела ($1p$), рисчорритов неполнокольцевого тела ($2p$), ийолит-уртитов с апатито-нефелиновыми породами ($3p$), ийолит-уртитов ($3p$), апатито-нефелиновых ($4p$), неравномернозернистых нефелиновых сиенитов ($1c$), фойлитов ($2f$);

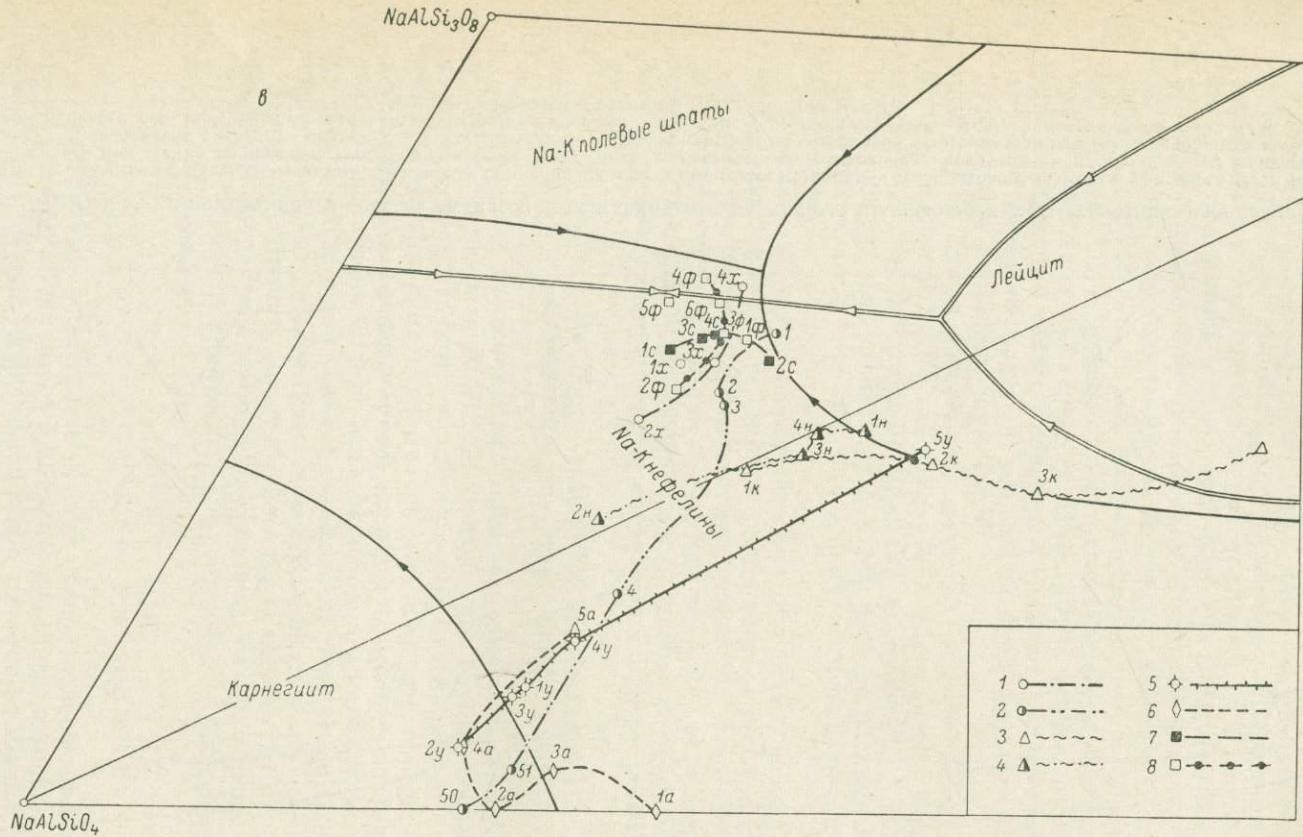


Рис. 37 (продолжение).

⁸ — состав салической части рядов главных сингенетических разновидностей пород (в интрузивной камере): 1 — хибиниты, жильная фация ($1x$), грубозернистые ($2x$), крупнозернистые ($3x$), приконтактные ($4x$); 2 — трахитоидные хибиниты: порфировидные (1), крупнозернистые (2), среднезернистые (3), меланократовые породы четко расслоенной части (4), ийолиты из четко расслоенной части ($50, 51$); 3 — рискорриты кольцевого тела: эгирин-авгит-эгириновые ($1k$), лампрофиллит-эгириновые ($2k$), эгириновые ($3k$), эгирино-астрофиллитовые ($4k$); 4 — рискорриты неполикольцевого тела: приконтактовые ($1u$), массивные слюдино-эгириновые с Рестиниңьюоном ($2u$), гнейсовидно-трахитоидные ($3u$), массивные ($4u$); 5 — ийолит-уртиты: трахитоидные ийолиты ($1y$), мелкозернистые ийолиты ($2y$), массивные ийолит-уртиты ($3y$), трахитоидные полевошпатовые ийолиты ($4y$), ювиты ($5y$); 6 — апатито-цемент брекции ($5a$); 7 — неравнозернистые нефелиновые сиениты: пятнистые и пятнисто-полосчатые ($1a$), линзовидно-полосчатые ($2a$), крупноблоковые ($3a$), сетчатые ($4a$), стые амфибол-эгириновые ($2c$), среднезернистые амфибол-эгириновые ($3c$), среднезернистые эгириновые ($4c$); 8 — фойяиты: пироксеновые ($1f$), амфибол-эгириновые ($2f$), лепидомелан-пироксеновые с амфиболом ($3f$), амфиболовые с лепидомеланом и четко трахитоидные амфиболовые ($4f$), амфиболовые с эгирином, амфиболовые и эгирин-амфиболовые ($5f$), хибинитоподобные эгирин-амфиболовые, среднезернистые эгирин-амфиболовые и амфибол-эгириновые ($6f$).

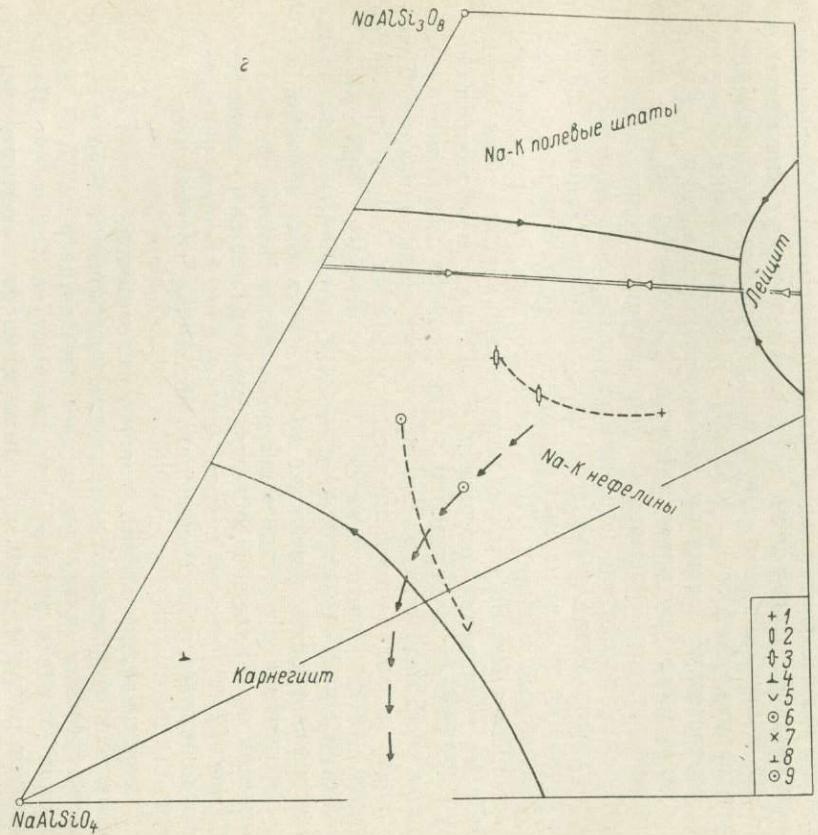
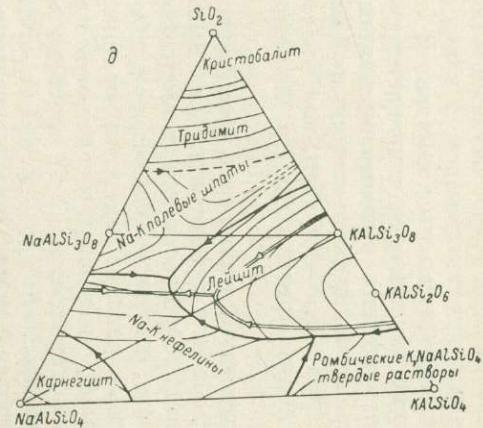


Рис. 37 (продолжение).

2 — состав магматического расплава, образовавшего молодые жильные породы: 1 — тингуаниты, 2 — щелочные трахиты, 3 — га-
зальты, 4 — нефелиниты, 5 — шонкиниты, 6 — тералиты, 7 — оливиновые якупирангиты, 8 — мончикиты, 9 — средний состав мо-
лодых жильных пород; 0 — общий вид диаграммы гетерогенного равновесия, по Шереру и Фудали.



и ийолит-урититов и апатито-нефелиновых пород, характеризуется компонентами KAlSi_3O_8 , $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, KAlSiO_4 . Состав салической части меланократовых пород четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов совпадает с составом салической составляющей ийолитов и апатито-нефелиновых пород.

Для изучения эволюции магматического расплава в подкоровом магматическом источнике, дифференциации в промежуточном магматическом очаге и интрузивной камере при кристаллизации *in situ* в соответствии с естественными рядами (табл. 44) вычислены нормативные составы салической части (табл. 54), которые нанесены на исправленную и дополненную диаграмму (рис. 37) гетерогенного равновесия системы NaAlSiO_4 — KAlSiO_4 — SiO_2 , по Шереру, в части которой тонкими двойными линиями показаны условия ликвидуса при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000$ бар, по Фудали, что, по-видимому, приближается к условиям кристаллизации магматического расплава хибинских интрузий.

Нормативный состав выделенных автором трех магматических расплавов (I, II, III) свидетельствует об эволюции первичной магмы в подкоровом магматическом источнике (рис. 37, *a*). Рассматривая эту эволюцию в хронологической последовательности, отмечаем, что состав магмы, из которого образовался ранний хибинитовый расплав (I), почти полностью соответствует среднему составу магмы *C*, отвечающему среднему составу Хибинского щелочного массива. Точки этого состава (I и *C*) располагаются в поле нефелина, в частном треугольнике $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_2O_3 — NaAlSiO_4 . Далее состав магмы эволюционировал таким образом, что точка нормативного состава салической части рисчорритового расплава (II) перемещается в общем параллельно границе поля лейцита в сторону увеличения содержания KAlSiO_4 и занимает место также в поле нефелина, но уже в другом частном треугольнике NaAlSiO_4 — KAlSiO_4 — KAlSi_3O_8 . Точка II, судя по диаграмме, соответствует расплаву, имеющему в сравнении с точкой I более высокую температуру кристаллизации (плавления) его. Это, по-видимому, свидетельствует о повышении температуры в подкоровом магматическом источнике, вследствие чего были в расплав переведены более тугоплавкие части мантии и прилегающего к ним субстрата. Наконец, на поздних этапах эволюции состава магмы в подкоровом магматическом источнике возникает фойяитовый расплав (III). Точка состава его по отношению к ранее отмеченным смещается также параллельно границе поля лейцита, но уже в сторону увеличения содержания $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, уменьшения полного исчезновения KAlSiO_4 в направлении точки двойной эвтектики или области расплава с самыми низкими температурами кристаллизации. Точка III также лежит в поле кристаллизации нефелина, но в сравнении с предыдущей (II) располагается в частном треугольнике $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — NaAlSiO_4 . Таким образом, эволюция состава магмы в подкоровом магматическом источнике происходит в поле нефелина в направлении, параллельном границе с полем лейцита. Исходя из того, что состав салической составляющей магматического расплава I совпадает со средним *C*, (рис. 37, *a*), можно думать, что расплав I возник и является частью магмы подкорового магматического источника, состав которой еще не менялся.

Далее, по представлениям автора, каждая из возникших таким образом порций магматического расплава подвергалась дифференциации в промежуточном магматическом очаге и магматическом канале (рис. 37, *b*). Хибинитовый расплав (I) здесь раздифференцировался на три части. Первая часть *1x*, соответствующая щелочным и нефелиновым сиенитам первой интрузивной фазы, по нормативному составу салической части располагается на диаграмме Фудали в поле кристаллизации полевого шпата в области пониженных температур кристаллизации. На диаграмме Боэна точка (*1x*) совпадает с точкой тройной эвтектики. Две другие части, соответствующие интрузиям хибинитов (*2x*) и трахитоидных хибинитов (*3x*),

располагаются на линии эволюции магмы в подкоровом магматическом источнике (рис. 37, а). Таким образом, главная масса магматического расплава, из которого возникли хибиниты (2x) и трахитоидные хибиниты (3x), дифференцировалась в том же направлении, как и эволюция магмы в подкоровом источнике. Причем состав одного из дифференциатов (2x — хибинит) смешался по отношению к расплаву I в сторону обогащения альбитовым компонентом, а другой (3x — трахитоидный хибинит) — в сторону обогащения нефелиновым компонентом. Картина дифференциации хибинитового расплава в промежуточном очаге оказалась в общем подобной эволюции магмы в подкоровом магматическом источнике.

Рисchorитовый расплав (II), точка состава которого в отличие от хибинитового лежит в другом частном треугольнике NaAlSiO_4 — KAlSiO_4 — KAlSi_3O_8 , раздифференцировался на собственно рисchorитовый (р) и ийолит-уртитовый (5p). При этом состав рисchorитов сместился на диаграмме от состава рисchorитового расплава (II) в сторону обогащения компонентом KAlSi_3O_8 , а состав ийолит-уртитового — в сторону значительного обогащения компонентом NaAlSiO_4 . Таким образом, дифференциация рисchorитового расплава в сравнении с эволюцией магмы в подкоровом источнике и дифференциацией хибинитового расплава происходила в резко отличном направлении, в общем параллельном линии NaAlSiO_4 — KAlSi_3O_8 частного треугольника NaAlSiO_4 — KAlSi_3O_8 — KAlSiO_4 . Причем точка состава рисchorитов располагается в краевой части поля кристаллизации лейкита, по Боузну, а точка состава ийолит-уртитов в поле кристаллизации нефелина вблизи границы с полем карнегита. Далее дифференциация собственно рисchorитового расплава привела к возникновению расплавов рисchorитов кольцевого (1p) и неполнокольцевого (2p) тел. Причем предпоследний из них, как и точка состава исходного расплава (р), лежит в поле кристаллизации лейкита и по отношению к ней смешается параллельно границе лейкитового поля в сторону увеличения содержания KAlSiO_4 . Точка же состава рисchorитов неполнокольцевого тела (2p) оказывается в поле кристаллизации нефелина и располагается на линии NaAlSiO_4 — KAlSi_3O_8 диаграммы. Дифференциация ийолит-уртитового расплава (5p), продолжавшаяся в направлении дифференциации рисchorитового расплава, привела к образованию расплавов собственно ийолит-уртитового, точка состава которого (3p) лишь немножко сместилась в сторону увеличения содержания компонента KAlSi_3O_8 и апатито-нефелинового, точка состава которого (4p) сместилась в сторону обогащения компонентом NaAlSiO_4 и оказалась в области границы полей кристаллизации нефелина и карнегита.

Фойяитовый магматический расплав (III), точка состава которого, как и хибинитового расплава, лежит в поле кристаллизации нефелина частного треугольника NaAlSiO_4 — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 , при дифференциации разделился на расплавы, из которых образовались интрузии неравнозернистых нефелиновых сиенитов (1ф) и фойяитов (2ф). Точки их составов при этом перемещаются, с одной стороны, в направлении эволюции состава магмы в подкоровом магматическом источнике, а с другой — на продолжении линии дифференциации хибинит—трахитоидный хибинит. Точка состава неравнозернистых нефелиновых сиенитов приближается к точке состава хибинитов, в то время как точка состава фойяитов почти вплотную подходит к точке двойной эвтектики, по Фудали, т. е. совпадает с участком самой низкой температуры кристаллизации расплава.

Продолжающаяся дифференциация *in situ* в интрузивной камере привела к тому, что каждый из расплавов, по составу соответствующий интрузиям пород, рассмотренных в табл. 44 и рис. 37, б, дал серию рядов сингенетических горных пород (рис. 37, в). Дифференциация расплава интрузии хибинита дала ряд пород (рис. 37, в): 2x — грубозернистые хибиниты,

Таблица 54

Средний нормативный минеральный состав первичных и производных магматических расплавов и сингенетических разновидностей пород интрузий (в %)

Первичные и производные расплавы, ряды сингенетических пород	Салические компоненты				Фемлические компоненты													
	Or	Ab	Ne	Kр	Ac	Ts	Bi	Fe-Bi	Hy	En	Dy	Hdb	Mt	Tn	Zr	Fr	Ap	Gp
Первичные расплавы																		
Хибинитовый (I) . . .	33.5 (39.3)	16.0 (18.7)	35.8 (42.0)	—	6.1	—	—	—	2.4	0.3	2.6	—	0.7	2.4	—	0.4	0.4	—
Рисчорртовый (II) . . .	33.8 (41.8)	—	42.2 (52.2)	4.8 (6.0)	4.3	—	—	3.7	—	0.8	4.2	—	1.7	3.3	—	0.4	1.0	—
Фойлитовый (III) . . .	33.0 (36.0)	24.9 (27.2)	33.8 (36.8)	—	0.8	—	—	0.9	1.0	1.4	—	2.3	1.5	—	—	0.4	—	—

Производные первичных расплавов

Хибинитовый рас- плав (I)																			
Нефелиновые си- ниты первой фазы	34.2 (39.0)	27.5 (31.3)	26.1 (29.7)	—	3.2	—	—	—	0.8	2.6	—	2.8	1.8	—	—	0.7	—	Hm—0.3	
Хибиниты . . .	33.3 (37.6)	19.5 (22.0)	35.8 (40.4)	—	4.0	—	—	2.0	1.1	4.0	—	0.9	1.8	0.4	—	0.4	—	—	
Трахитоидные хи- биниты . . .	33.8 (41.6)	10.5 (12.9)	37.0 (45.5)	—	9.1	—	—	2.8	—	3.2	0.6	0.1	2.4	0.1	—	0.4	—	—	
Рисчорритовый рас- плав (II)																			
Рисчорриты: . . .	43.3 (51.5)	—	37.4 (44.5)	3.3 (4.0)	5.1	—	2.0	3.7	—	4.0	—	1.0	2.4	0.1	0.3	0.4	—	—	
кольцевого тела	41.7 (48.8)	—	36.4 (42.6)	7.3 (8.6)	4.5	—	—	—	2.7	1.2	1.8	—	1.2	2.4	0.1	0.3	0.4	—	
неполнокольце- вого тела . . .	43.0 (50.9)	—	41.4 (49.1)	—	6.4	—	3.3	2.7	—	—	—	—	0.5	1.9	0.1	0.1	0.6	—	
Ийолит-уриты и апатито-нефели- новые породы . .	17.3 (22.8)	—	51.0 (67.7)	7.3 (9.7)	3.2	—	—	—	2.9	—	8.8	—	2.8	4.8	0.1	0.4	2.0	—	
Ийолит-уриты . .	17.0 (22.4)	—	51.3 (67.7)	7.2 (9.5)	3.5	—	—	—	2.7	—	8.8	0.2	2.7	4.8	0.1	0.2	1.2	—	
Апатито-нефелино- вые породы . . .	4.0 (10.6)	—	27.5 (73.1)	6.1(16.3)	—	4.1	—	—	3.6	0.6	5.2	—	—	4.5	—	—	30.4	11.4	Hm—2.5

Фойяитовый рас- плав (ПИ)																		
Неравнозернистые нефелиновые си- ениты	32.3 (36.5)	21.5 (24.3)	34.6 (39.2)	—	3.5	—	1.7	—	1.6	—	1.1	2.0	1.4	—	1.2	2.4	0.4	—
Фойяиты	31.3 (34.6)	27.0 (29.9)	32.1 (35.5)	—	—	—	1.7	—	1.6	—	1.0	—	—	—	2.3	1.5	—	0.4
																		—

Ряды сингенетичных пород

Интрузия хибинитов																			
Жильная фация . .	32.8 (36.4)	20.2 (22.3)	37.2 (41.2)	—	1.6	—	—	—	—	1.4	—	2.6	0.2	—	1.5	2.1	—	0.4	—
Хибиниты:																			
грубозернистые .	32.4 (35.4)	14.2 (15.6)	44.5 (49.0)	—	2.4	—	—	—	—	0.9	0.3	1.8	—	—	1.6	1.8	—	0.4	—
крупнозернистые .	33.8 (38.7)	17.5 (20.0)	36.1 (41.3)	—	5.1	—	—	—	—	2.9	0.9	1.4	—	—	1.8	1.8	—	0.4	—
приконтактные .	32.2 (37.6)	27.2 (30.8)	27.8 (31.6)	—	4.3	—	—	—	—	1.6	1.6	0.2	—	—	1.6	1.8	—	0.3	—
Интрузия трахитоид- ных хибинитов																			
Трахитоидные хи- биниты:																			
порфировидные .	40.0 (42.7)	19.5 (20.8)	34.2 (36.5)	—	—	0.4	—	—	—	0.4	0.2	1.4	—	2.0	1.5	—	—	0.4	—
крупнозернистые .	34.0 (40.4)	12.8 (15.2)	37.4 (44.4)	—	8.5	—	—	—	—	2.3	—	2.6	0.4	0.1	1.5	—	—	0.4	—
среднезернистые .	33.2 (42.0)	9.0 (11.4)	36.8 (46.6)	—	10.1	—	—	—	—	3.1	—	3.4	1.2	—	2.4	—	0.4	—	Ns'—0.3
Меланократовые по- роды четко рассло- енной части интру- зии	8.7 (28.9)	—	19.1 (63.5)	2.3 (7.6)	16.8	—	—	—	—	8.0	—	16.0	8.6	1.4	17.8	0.2	0.4	1.7	—
Интрузия рисчорри- тов—ийолит-урти- тов—апатито-нефе- линовых пород																			
Рисчорриты коль- цевого тела:																			
эгирин-авгит— эгириновые . .	41.0 (45.7)	—	47.7 (53.2)	1.0 (1.1)	—	0.7	—	—	—	1.1	0.9	3.0	—	2.2	2.4	—	—	—	—
лампрофиллит— эгириновые . .	40.7 (47.2)	—	37.4 (43.3)	8.2 (9.5)	7.7	—	—	—	—	2.5	1.3	—	—	—	1.8	—	—	0.2	Ru—0.2
эгириновые . .	37.0 (43.6)	—	32.7 (38.5)	15.2 (17.9)	6.5	—	—	—	—	2.1	1.0	1.4	—	0.8	2.1	—	0.2	1.0	—
эгирин-астрофил- литовые . . .	41.2 (49.7)	—	21.4 (25.8)	20.3 (24.5)	6.9	—	—	—	—	3.3	1.4	1.8	—	—	3.3	—	0.3	0.4	—

Таблица 54 (продолжение)

Первичные и производные расплавы, ряды сингенетических пород	Салические компоненты				Фемические компоненты														
	Or	Ab	Ne	Kр	Ac	Ts	Bi	Fe-Bi	Hу	En	Dy	Hdb	Mt	Tn	Zr	Fr	Ap	Cр	Прочие
Рисчорриты неполнокольцевого тела: приконтактные массивные слюдяно-эгириновые (Рестиньон). . . .	39.2 (51.4)	—	35.1 (46.0)	2.0 (2.6)	8.8	—	2.6	4.0	—	—	3.8	—	1.9	2.4	—	—	—	0.2	—
гнейсовидно-трахитоидные	31.8 (36.9)	1.0 (1.2)	53.4 (61.9)	—	4.6	—	2.7	3.4	—	—	0.6	—	—	3.9	—	—	—	0.3	Hm—1.3
massивные	41.7 (48.7)	—	42.7 (49.8)	1.3 (1.5)	5.3	—	0.7	1.7	—	—	3.4	—	1.2	1.5	—	0.1	0.4	—	—
Ийолит-уриты—иовиты:	43.0 (51.2)	—	40.6 (48.3)	0.4 (0.5)	7.2	—	2.3	4.0	—	—	—	—	—	1.2	—	0.2	0.8	—	Ru—0.3
трахитоидные ийолиты первой субфазы	11.0 (16.5)	—	47.0 (70.6)	8.6 (12.9)	8.0	—	—	—	5.6	—	12.2	0.6	0.6	5.4	—	0.4	0.9	—	—
мелкозернистые ийолиты второй субфазы	4.5 (8.0)	—	42.9 (75.8)	9.2 (16.2)	2.1	—	—	—	3.3	—	21.4	1.6	4.0	8.1	—	—	2.9	—	—
massивные ийолит-уриты третьей субфазы	10.5 (14.6)	—	51.9 (72.1)	9.6 (13.3)	7.5	—	—	—	3.3	2.0	0.6	—	2.6	4.8	—	—	7.2	—	—
трахитоидные полевошпатовые ийолиты четвертой субфазы	15.5 (22.6)	—	45.9 (66.9)	7.2 (10.5)	7.5	—	—	—	4.9	2.9	2.2	—	2.5	9.6	—	—	1.8	—	—
иовиты пятой субфазы	43.0 (49.2)	—	37.8 (43.2)	6.6 (7.6)	—	1.1	—	—	—	2.2	1.0	3.2	2.5	2.4	—	0.4	0.4	—	—

Апатито-нефелиновые породы: пятнистые и пятнисто-полосчатые	—	—	11.8 (67.8)	5.6 (32.2)	—	4.2	—	—	—	1.7	2.2	—	1.2	0.6	—	—	72.8	—	Hm—0.2
липзовидно-полосчатые	—	—	31.8 (75.9)	10.4 (24.1)	—	0.4	—	—	—	—	4.6	2.6	1.9	3.3	—	—	44.2	—	Wo—1.1
крупноблоковые	1.8 (5.1)	—	25.4 (71.8)	8.2 (23.1)	—	0.9	—	—	0.4	—	3.2	1.4	1.2	3.6	—	—	53.9	—	—
сетчатые	5.5 (8.4)	—	49.6 (75.8)	10.3 (15.8)	—	2.9	—	—	2.3	—	4.6	3.2	3.5	4.2	—	—	13.9	—	—
цемент брекчии	3.5 (23.8)	—	9.8 (66.7)	1.4 (9.5)	—	7.5	—	—	6.5	—	4.8	7.0	19.8	17.1	—	—	14.4	2.8	Jlm—5.4
Интрузия неравнозернистых нефелиновых сиенитов																			
Нефелиновые сиениты:																			
крупнозернистые энigmatит-амфиболовые	30.6 (34.2)	23.5 (26.2)	35.4 (39.6)	—	2.9	—	—	—	2.5	1.5	0.4	—	0.6	2.1	—	0.1	0.4	—	—
мелкозернистые амфибол-эгириновые	36.4 (43.7)	13.0 (15.6)	33.8 (40.7)	—	5.9	—	—	—	2.9	1.2	1.0	—	—	2.1	0.1	—	0.4	—	—3.3
среднезернистые амфибол-эгириновые	33.2 (36.3)	23.2 (25.4)	35.0 (38.3)	—	—	—	—	—	1.2	1.7	—	—	2.5	2.0	—	—	1.2	—	—
среднезернистые эгириновые	32.9 (37.3)	22.5 (25.5)	32.9 (37.2)	—	3.7	—	—	—	1.6	1.0	1.4	—	1.5	2.1	—	—	0.4	—	—
Интрузия фойяитов Фойяиты:																			
пиroxеновые	37.1 (40.8)	19.2 (21.1)	34.7 (38.1)	—	—	2.1	1.5	—	—	—	1.7	2.1	1.2	—	0.1	0.3	—	—	
крупнозернистые амфибол-эгириновые	32.8 (37.2)	15.8 (17.9)	39.5 (44.9)	—	—	5.1	—	—	1.3	1.5	—	—	1.1	—	—	—	1.7	—	IIm—4.2
крупнозернистые лепидомелан-пиroxеновые с амфиболом .	33.8 (37.3)	3.0 (25.4)	3.7 (37.3)	—	1.6	—	1.9	—	—	—	2.4	—	1.5	1.2	—	—	—	—	Wo—0.9

Таблица 54 (продолжение)

Первичные и производные расплавы, ряды сингенетических пород	Салические компоненты				Фемические компоненты													Прочие	
	Or	Ab	Ne	Kр	Ac	Ts	Bi	Fe-Bi	Ну	En	Dy	Hab	Mt	Tn	Zr	Fr	Ap	Cр	
крупнозернистые амфиболовые с лепидомеланом и среднезернистые четко трахитоидные амфиболовые . . .	30.8 (33.9)	32.3 (35.3)	27.8 (30.6)	—	—	4.1	1.3	1.9	—	—	0.5	—	2.5	1.5	—	—	0.3	—	—
крупнозернистые амфиболовые с эгирином, среднезернистые эгирин-амфиболовые и среднезернистые амфиболовые . .	28.5 (31.7)	31.0 (34.5)	30.3 (33.7)	—	1.1	—	1.9	1.5	—	—	1.4	—	2.2	1.5	—	—	0.6	—	—
крупнозернистые хибинитоподобные эгирин-амфиболовые, среднезернистые эгирин-амфиболовые с эвдиалитом и амфиболэгириновые нефелиновые сиениты . .	33.3 (37.3)	25.5 (28.6)	30.4 (34.1)	—	2.7	—	—	—	1.2	1.6	1.4	—	1.9	1.5	—	—	0.5	—	—

П р и м е ч а н и е. Or — ортоклаз, Ab — альбит, Ne — нефелин, Kр — калиофилит, Ac — акмит, Ts — молекула чермака, Bi — биотит, Fe-Bi — железистый биофосфат, Ну — гиперстен, En — энстатит, Dy — диопсид, Hab — геденбергит, Mt — рудный минерал, Tn — сферен, Zr — циркон, Fr — флюорлит, Ap — апатит, Cр — кальций — содержание салических компонентов, приведенное к 100%. Жильная фауна приведена здесь для полноты картины слагающих интрузию пород.

$3x$ — крупнозернистые хибиниты, $4x$ — приконтактные хибиниты, находящиеся на одной линии; чуть в стороне от этих сингенетических пород располагается состав $1x$ жильной фации хибинитов. Все они находятся в поле кристаллизации нефелина в частном треугольнике $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — NaAlSiO_4 . Ряд точек ($2x$, $3x$, $4x$) состава этих пород, расположенных в интрузии сверху вниз, ориентирован к точке тройной эвтектики, по Боузну, и к области с низкой температурой кристаллизации пород около точки двойной эвтектики, по Фудали. При этом верхние части интрузии хибинитов являются более обогащенными компонентом NaAlSiO_4 , а более низкие ($2x$) и приконтактные ($3x$) обогащены компонентом $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ и на диаграмме располагаются в области с более низкими температурами кристаллизации.

Дифференциация расплава интрузии трахитоидного хибинита привела к возникновению ряда разновидностей, составляющих сингенетический ряд пород (рис. 37, δ), точки состава которых располагаются на одной волнистой линии, протягивающейся от области низких температур кристаллизации в частном треугольнике $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — NaAlSiO_4 в общем параллельно линии NaAlSiO_4 — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ этого треугольника до линии NaAlSiO_4 — KAlSiO_4 другого частного треугольника. При этом в области пониженных температур располагаются разновидности, залегающие в верхней части толщи интрузии трахитоидных хибинитов (сверху вниз): порфировидный трахитоидный хибинит, крупнозернистый и, наконец, среднезернистый трахитоидные хибиниты. Ниже на диаграмме (и в интрузии) в частном треугольнике NaAlSiO_4 — KAlSi_3O_8 — KAlSiO_4 располагаются меланократовые породы четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов, отдельные разновидности которых (рис. 37, δ , точки 51 и 50) достигают нижней линии треугольника в области кристаллизации карнегита. Таким образом, точки составов находятся в соответствии с их пространственным положением пород в массиве.

Дифференциация *in situ* расплава, соответствующего рисчорритам кольцевого тела (рис. 37, ϵ), привела к образованию разновидностей, образовавших ряд, средняя часть которого совпадает с границей поля кристаллизации лейцита (по Боузну), а крайние члены его размещаются в поле кристаллизации лейцита и нефелина. Эта волнистая линия состава рисчорритов кольцевого тела располагается в общем параллельно стороне треугольника NaAlSiO_4 — KAlSiO_4 . Грубо параллельно левой части этой волнистой линии и почти совпадая с линией NaAlSiO_4 — KAlSi_3O_8 располагается линия, соединяющая точки составов рисчорритов неполнокольцевого тела, ориентированная грубо параллельно линии дифференциации ийолит-уртитового расплава. При дифференциации ийолит-уртитового расплава возник ряд пород, обогащенных компонентом NaAlSiO_4 и разместившихся вблизи границы с полем кристаллизации карнегита. Одна из разновидностей, как и некоторые из четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов, оказалась в самом поле кристаллизации карнегита, другая, обогащенная компонентом KAlSi_3O_8 — в поле кристаллизации лейцита, в области состава рисчорритов. Таким образом, линия дифференциации ийолит-уртитового расплава в одном месте приближается к линии расплава рисчорритового состава (неполнокольцевое тело), а в другом — становится параллельной линии дифференциации расплава пород четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов. Дифференциация апатито-нефелинового расплава привела к образованию ряда апатито-нефелиновых пород, располагающегося в нижней части линии дифференциации ийолит-уртитового расплава. Причем точка 4а состава сетчатой апатито-нефелиновой породы, располагаясь в поле кристаллизации карнегита, совпадает с точкой 2у состава мелкозернистого ийолита линзочек апатито-нефелиновых пород и подстилающих их ийолит-уртитов. Это, по-видимому, еще раз свидетельствует о генетическом родстве отмеченных образований. Вправо в сторону повышения содержания компонента

$KAlSiO_4$ располагаются линзовидно-полосчатые и крупноблоковые, пятнисто-полосчатые и пятнистые апатито-нефелиновые породы. Ряд точек состава апатито-нефелиновых пород ориентирован примерно так же, как и ряд рисчорритов кольцевого тела. Позднее произошло формирование апатитовой брекции с цементом из апатитсодержащего полевошпатового уртита, салическая часть которого (5а) аналогична трахитоидным полевошпатовым ийолитам (4у).

Положение естественных рядов пород на диаграмме свидетельствует об общих чертах направления дифференциации рисчорритового, ийолитуртитового и апатито-нефелинового расплавов.

Дифференциация расплава, соответствующего интрузии неравнозернистых нефелиновых сиенитов, дала несколько разновидностей, точки состава которых расположились в волнистый ряд в поле кристаллизации нефелина около составов хибинитов и трахитоидных хибинитов. Одна из них лежит на границе поля кристаллизации лейцита вблизи тройной эвтектики, по Боузну. Остальные точки располагаются левее и отличаются различным содержанием главным образом компонента $KAlSi_3O_8$. Здесь же располагаются точки состава дифференциатов фойяитов, образуя волнистый ряд, ориентированный почти поперек ряда неравнозернистых нефелиновых сиенитов. Две точки состава находятся немного в стороне от отмеченной кривой. Одна из них (1ф), соответствующая составу пироксеновых фойяитов, располагается вблизи границы лейцитового поля, другая (5ф), соответствующая амфиболовым фойяитам с гирином, лежит рядом с точкой двойной эвтектики, по Фудали.

При рассмотрении в общем виде всей диаграммы (рис. 37, в) обращает внимание, что рой линий, соединяющих точки состава, располагается в общем параллельно стороне $NaAlSiO_4$ — $NaAlSiO_8$ треугольника, а внутри ряда линии ориентированы косо к этому направлению и в общем параллельны линии $NaAlSiO_4$ — $KAlSi_3O_8$ частных треугольников. Причем они огибают поле кристаллизации лейцита, в котором размещается лишь только часть точек рисчорритов. К линии состава рисчорритов кольцевого тела в общем параллельно располагается линия состава апатито-нефелиновых пород, но размещается линия рисчорритов около поля кристаллизации лейцита, а апатито-нефелиновых пород — около поля кристаллизации карнегита.

Таким образом, породы интрузии хибинитов, верхние части интрузии трахитоидных хибинитов, интрузии неравнозернистых нефелиновых сиенитов и фойяитов располагаются в области тройной эвтектики Боузна и двойной эвтектики Фудали. В удалении размещаются рисчорриты, ийолитуртиты, апатито-нефелиновые породы и нижние части интрузии трахитоидных хибинитов. Имеются данные, позволяющие думать, что и хибиниты, и фойяиты в глубинных частях имеют не вскрытые сейчас меланократовые члены сингенетических рядов. Положение точек апатито-нефелиновых пород и сопоставление их с положением точек пород других интрузий указывает на возникновение апатито-нефелинового расплава вследствие длительной и полно прошедшей дифференциации рисчорритового расплава.

Эволюция магматического расплава, приведшая к образованию молодых жильных пород, иллюстрируется рис. 37, г. Точки средних нормативных составов жильных пород лежат в поле кристаллизации нефелина и карнегита и составляют ряды, располагающиеся в возрастной последовательности в направлении от точки двойной эвтектики в сторону увеличения содержания компонента $NaAlSiO_4$. Точки состава ранних жил, расположенных ближе всего к двойной эвтектике (по Фудали), отвечают тингулитам, щелочным трахитам, базальтам, салическая составляющая которых отличается друг от друга содержанием главным образом компонента $KAlSi_3O_8$. Причем в перечисленной последовательности от ранних к более поздним породам содержание его уменьшается. Далее, при возрастании содержания $NaAlSiO_4$ располагается ряд из шонкинитов, тералитов,

лежащих в разных частных треугольниках. И, наконец, оливиновый якун-пирангит и мончикиты лежат в поле кристаллизации карнегита. В этом же поле, но несколько обособленно, в стороне от отмеченных пород располагается точка состава нефелинита. Таким образом, ранние жильные породы лежат в поле диаграммы, характеризующемся более низкими температурами плавления салической части, а поздние — более высокими температурами.

Отмеченные выше сравнительно небольшие различия средних химических составов Хибинского и рядом с ним расположенного Ловозерского

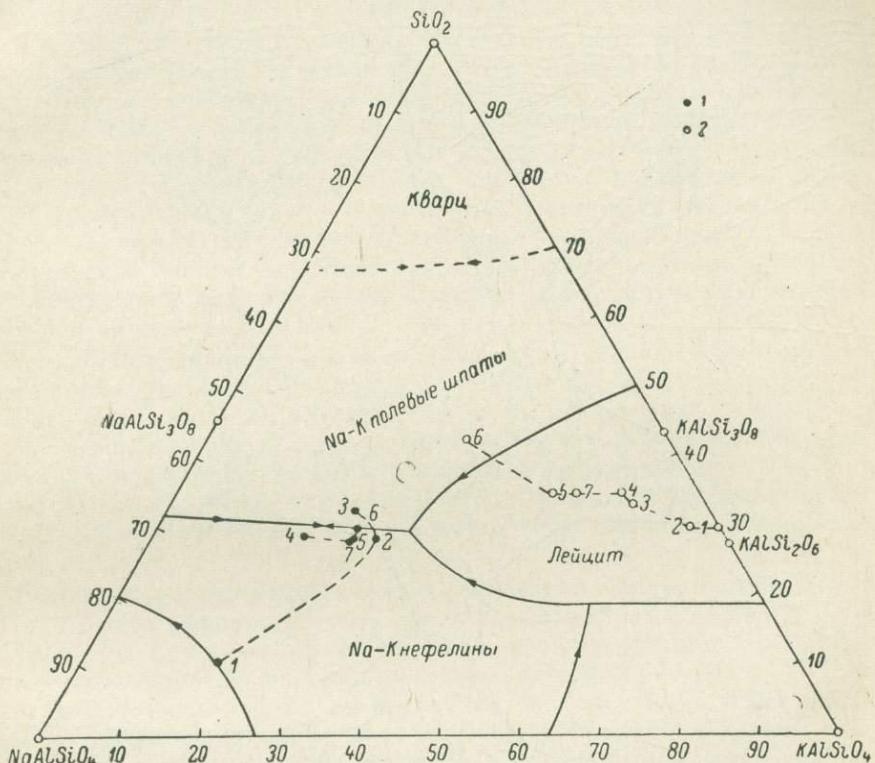


Рис. 38. Нормативный состав салической составляющей горных пород Ловозерского и Сыннырского щелочных массивов.

1 — породы Ловозерского массива (Герасимовский и др., 1966) — сингенетическая серия: уртит (1), фойлит (2), луяврит (3); эпигенетическая серия: комплекс равномернозернистых нефелиновых сиенитов, нефелин-гидросодалитовых, пойкилитовых и метаморфизованных нефелиновых сиенитов (4), дифференцированный комплекс уртитов-фойлитов-луявритов в сингенетических с ними пойкилитовых содалитовых сиенитах (5), комплекс эвдиалитовых луявритов и сингенетических с ними пойкилитовых содалитовых сиенитов и тавитов, порфироидных луявритов (6); средний состав массива (7); 2 — породы Сыннырского массива (Дудкин и др., 1967): псевдолейцит (1), псевдолейцитовый сиенит (2), фергусит (3), шонкинит (4), массивный дитроит (5), пулласкиты — гедрумиты (6), средний состав массива (7).

щелочных массивов, наличие аналогий в парагенезисах минералов, присутствие подобных петрографических разновидностей пород и ряд других сходных черт, а также непосредственная пространственная близость их друг к другу (6—7 км) указывают на близкое родство магм и сходство условий образования этих массивов, на то, что подкоровый магматический источник для Хибинского и Ловозерского массивов, как и предполагали В. Рамзай, О. А. Воробьева, по-видимому, был общим. Об этом также свидетельствует однотипное положение точек состава салической составляющей естественных рядов горных пород Хибинского и Ловозерского массивов на диаграмме гетерогенного равновесия $\text{NaAlSi}_3\text{O}_4$ — KAlSi_3O_4 — SiO_2 . При сравнении диаграмм (рис. 37 и 38) видно, что точки со-

ставов дифференциатов обоих массивов располагаются в одном и том же участке диаграммы, а линии дифференциации имеют близкую ориентировку. Схема предполагаемой связи Хибинского и Ловозерского массивов с общим магматическим источником показана на рис. 39.

При сопоставлении диаграммы эволюции нормативного состава салической составляющей естественных рядов Хибинского массива, сложенного в основном натриевыми породами (рис. 37), и представителя калиевой

3-Ю3

Хибинский массив

Ловозерский массив

В-СВ

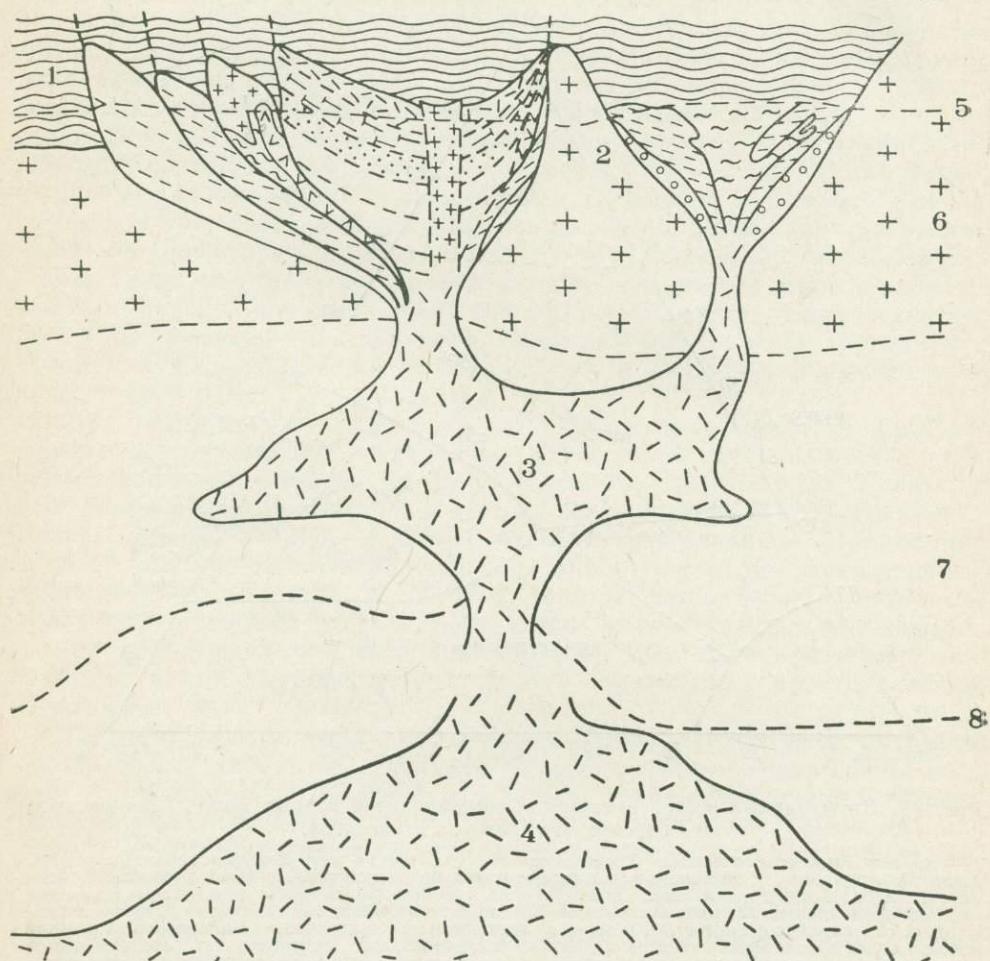


Рис. 39. Схема расположения и предполагаемой связи Хибинского и Ловозерского щелочных массивов.

1 — осадочно-вулканогенная толща; 2 — архейские гнейсы; 3 — промежуточный магматический очаг; 4 — подкоровый магматический источник; 5 — уровень современного эрозионного среза; 6 — «гранитный» слой; 7 — «базальтовый» слой; 8 — подошва земной коры. Строение Ловозерского массива приведено по И. В. Буссен, А. С. Сахарову (1967).

ветви щелочных образований — субплатформенного Сынирынского щелочного массива (рис. 38) выявляется, что процессы дифференциации магматических расплавов при образовании естественных рядов пород этих массивов были резко отличными. Они отличаются не только разным составом салической части, точки состава которых на диаграмме гетерогенного равновесия системы $\text{NaAlSiO}_4-\text{KAlSiO}_4-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ располагаются в разных полях ее, но и различной направленностью линий дифференциаций.

Фемическая составляющая

Вместе с изменением салической части менялся и нормативный состав фемической составляющей, второстепенных и акцессорных компонентов пород.

При рассмотрении эволюции нормативных составов салической (рис. 37, а) и фемической составляющих первичной магмы в подкоровом магматическом источнике (рис. 40, а, вкладка) устанавливается, что если средний состав магмы (С) Хибинского субвулкана и хибинитовый расплав (I) почти идентичны по составу салической части, то фемическая составляющая их имеет заметные различия. Это особенно заметно по большему содержанию фемической составляющей, которое еще более возрастает в рисчорритовом, но сильно снижается в фойяитовом расплавах. Для хибинитового расплава характерно высокое содержание акмита, повышенное содержание диопсида и гиперстена и низкое — энстатита. В рисчорритовом расплаве (II) содержание акмита снижается, но увеличивается количество диопсида и несколько — энстатита, исчезает гиперстен, в больших количествах присутствует железистый биотит (лепидомелан). В фемической составляющей фойяитового расплава (III) исчезает акмит, уменьшается содержание диопсида, возрастает количество энстатита, присутствует гиперстен и «молекула Чермака».

Меньшие различия в этих расплавах существуют в содержании второстепенной и акцессорной составляющих (рис. 40, а). Здесь лишь следует отметить увеличение содержания их в рисчорритовом расплаве, среди них — сфена, в меньшей мере рудного минерала и апатита. Обращает на себя внимание постепенное увеличивание содержания магнетита от хибинитового расплава, через рисчорритовый к фойяитовому, а флюорита — от хибинитового к рисчорритовому. В фойяитовом расплаве флюорит отсутствует.

Эволюция нормативного состава фемической составляющей магматических расплавов в промежуточном очаге иллюстрируется на рис. 41, а, (вкладка). Дифференциация хибинитового расплава привела к образованию производных расплавов с возрастающим содержанием фемической составляющей, в том числе акмита, от пород первой интрузивной фазы через хибиниты к трахитоидным хибинитам. От пород первой фазы к хибинитам увеличивается содержание нормативного энстатита, который в трахитоидных хибинитах отсутствует. Зато от хибинитов к трахитоидным хибинитам растет содержание гиперстена, который отсутствует в породах первой фазы. Следует заметить, что в трахитоидных хибинитах наряду с высоким содержанием акмита отмечается наиболее высокое содержание диопсида; лишь в трахитоидных хибинитах присутствует геденбергит. В содержании акцессорных минералов (рис. 41, б) между хибинитами и трахитоидными хибинитами особых различий не выявляется. Они идентичны по содержанию нормативных магнетита, циркона и апатита, и лишь более высоким содержанием сфена выделяются трахитоидные хибиниты.

Несколько большим содержанием фемической составляющей от рисчорритового расплава отличается ийолит-уртитовый, возникший при дифференциации рисчорритовой магмы (рис. 41, а). Ийолит-уртитовый расплав характеризуется меньшим содержанием акмита и значительно большим — диопсида, отсутствием биотита и наличием гиперстена. Кроме того, от рисчорритового расплава он отличается большим содержанием титаномагнетита (2.8%), сфена (4.8%), апатита (2.0%) — рис. 41, б.

При дифференциации собственно рисчорритового расплава, возникшие рисчорриты кольцевого тела несколько лейкократовее рисчорритов неполнокольцевого тела (рис. 41, а). Последние характеризуются значительным количеством биотита (лепидомелана) и большим содержанием акмита. Рисчорриты неполнокольцевого тела от рисчорритов кольцевого

тела отличаются также меньшим содержанием магнетита, сфена, флюорита и большим — апатита (рис. 41, б).

Дифференциация ийолит-уртитового расплава привела к образованию собственно ийолит-уртитового и апатито-нефелинового расплавов. Они намного различаются по количественному содержанию фемической составляющей, соответственно 15.1 и 13.5% (рис. 41, а). Апатито-нефелиновый расплав отличается от силикатного ийолит-уртитового отсутствием акмита, несколько меньшим содержанием диопсида, несколько большим — гиперстена, присутствием значительного количества «молекулы Чермака». Но главное отличие апатито-нефелинового расплава от ийолит-уртитового заключается (рис. 41, б) в значительно превосходящем содержании в первом апатита и кальций-фосфата, которые из разряда акцессорных и второстепенных перешли в главные породообразующие.

Меняется фемическая составляющая и в дифференциатах фойяитового расплава (рис. 41, а). Так, в собственно фойяитах в отличие от неравнозернистых нефелиновых сиенитов фемическая составляющая содержится в меньших количествах и в составе ее отсутствует акмит, гиперстен, энстатит и содержится отсутствующие в неравнозернистых нефелиновых сиенитах «молекула Чермака» и биотит. Незначительные отличия наблюдаются и в составе акцессорной составляющей (рис. 41, б): в фойяитах содержится несколько меньше сфена и больше магнетита.

Эволюция фемической и акцессорной составляющих в интрузивной камере рассмотрена для наиболее изученных интрузий хибинитов, трахитоидных хибинитов и рисчорритов — ийолит-уртигов — апатито-нефелиновых пород (рис. 42, 43, вкладки).

При дифференциации расплава интрузии хибинитов в интрузивной камере в образовавшихся сингенетических породах (снизу вверх по разрезу) от приконтактных через крупнозернистые к грубозернистым хибинитам: уменьшается содержание энстатита, увеличивается — диопсида, сначала увеличивается в крупнозернистых, а затем уменьшается в грубозернистых хибинитах содержание акмита и гиперстена (рис. 42, а). Грубозернистые хибиниты в сравнении с крупнозернистыми характеризуются меньшим содержанием фемической составляющей. Эволюция акцессорной составляющей их (рис. 42, б) приводит к незначительным изменениям: отсутствию магнетита в крупнозернистых хибинитах в сравнении с содержащими его приконтактными и вышележащими грубозернистыми хибинитами при одинаковом содержании сфена и апатита.

При дифференциации расплава интрузии трахитоидных хибинитов (рис. 42, а) вниз по разрезу в разновидностях пород проявляется общее увеличение содержания фемической составляющей, и в том числе акмита, гиперстена, диопсида, геденбергита. Содержание последнего еще более возрастает в породах типа ийолитов из четко расслоенной части интрузии, в которых исчезает гиперстен, но появляется энстатит. В обогащенных сфеном нефелиновых сиенитах четко расслоенной части интрузии содержится акмит, энстатит и гиперстен, но нет геденбергита и очень мало диопсида. Эволюция акцессорной составляющей расплава интрузии трахитоидных хибинитов (рис. 42, б) привела к увеличению содержания сфена от крупнозернистых через среднезернистые к меланократовым породам четко расслоенной части интрузии. Апатит во всех разновидностях интрузии содержится в одинаковом количестве и только в среднем составе пород четко расслоенной части содержание его возрастает в несколько раз. Причем повышенным содержанием его характеризуются не меланократовые, а обогащенные сфеном разновидности пород четко расслоенной части интрузии.

На диаграмме эволюции фемической составляющей для рисчорритов кольцевого тела (рис. 43, а) замечено общее увеличение фемической части по мере уменьшения содержания нефелина. Это происходит при небольших качественных и количественных изменениях, за исключением эгирин-авгит — эгиринового рисчоррита, в котором отсутствует акмит и возрастает

содержание диопсида. Гораздо отчетливее увеличение содержания фемической части с уменьшением количества нефелина выражено в рисchorритах неполнокольцевого тела. Это происходит при росте содержания акмита, в то время как содержание биотита и железистого биотита остается в общем более или менее постоянным. С ростом фемической составляющей в рисchorритах кольцевого тела намечается (рис. 43, б) увеличение содержания сфена и некоторое обогащение апатитом, нормативным кальций-фосфатом и флюоритом. В рисchorритах же неполнокольцевого тела с ростом содержания фемической составляющей содержание сфена в общем уменьшается.

В породах ийолит-уртитового ряда в отличие от рисchorритов с увеличением содержания нефелина в общем возрастает содержание фемической составляющей (рис. 43, а), как правило, за счет роста содержания диопсида. В этом же направлении увеличивается содержание акcessорных минералов. Следует заметить обогащение апатитом пород, сравнительно обедненных фемической составляющей массивных ийолит-уртитов (рис. 43, а, 43, б).

В нормативной фемической составляющей апатито-нефелиновых пород (рис. 43, а) характерно полное отсутствие акмита, постоянное присутствие диопсида и «молекулы Чермака». Почти всегда присутствует геденбергит, который лишь в пятнистых и пятнисто-полосчатых апатито-нефелиновых породах заменяется энстатитом. При этом содержание диопсида и геденбергита увеличивается по линии дифференциации (рис. 43, а) от пятнистых и пятнисто-полосчатых апатито-нефелиновых пород к цементу брекчии. В этом же направлении в общем увеличивается общее содержание фемической составляющей. Особенно примечательным в процессе дифференциации является то, что некоторые компоненты второстепенной и акcessорной составляющей в апатито-нефелиновых породах перешли в разряд главных пордообразующих минералов (рис. 43, б). В первую очередь это относится к апатиту, содержание которого от 13.9—14.4% в сетчатых апатито-нефелиновых породах и цементе брекчии возрастает до 72.8% в пятнистых и пятнисто-полосчатых апатито-нефелиновых породах. При этом происходит уменьшение содержания нормативного магнетита и сфена.

Рассмотренные с помощью физико-химических диаграмм процессы магматической и кристаллизационной дифференциации позволили: 1) расширить наши представления о химизме первичных и производных щелочных магматических расплавов, об их эволюции от подкорового магматического источника, через промежуточный магматический очаг до интрузивной камеры; 2) получить дополнительные свидетельства в пользу заключения о генетической связи Хибинского и Ловозерского щелочных массивов через общий подкоровый магматический источник; 3) наглядно иллюстрировать течение процесса развития магматической деятельности, позволяющего выделить общее и специфическое в процессах формирования разновременных интрузий Хибинского щелочного массива; 4) ближе подойти к решению некоторых вопросов, связанных с образованием и обособлением отдельных порций магматического расплава аномального состава по отношению к первоначальному нефелин-сиенитовому, в результате показать, что многоступенчатая длительная магматическая и кристаллизационная дифференциации щелочного расплава в процессе становления сложного Хибинского массива привела к возникновению разнообразных пород, и в том числе апатито-нефелиновых руд Хибинских апатитовых месторождений; 5) заключить, что главенствующими процессами в формировании этого, сложенного разнообразными породами, крупнейшего в мире щелочного массива с уникальными апатито-нефелиновыми месторождениями были процессы магматической и кристаллизационной дифференциации, рассмотрению которых посвящен следующий раздел работы.

К ВОПРОСУ О МАГМАТИЧЕСКОЙ И КРИСТАЛЛИЗАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ЩЕЛОЧНОЙ МАГМЫ

Изучение естественных рядов магматических горных пород Хибинского массива, представленных как разновозрастными образованиями, так и сингенетичными породами, привело к выявлению не только разных уровней и мест, но и характера дифференциации магматического расплава, поступавшего из мантийного источника. Ниже предлагается схема развития магматических процессов.

I. Образование гомогенной щелочной магмы в подкоровом (мантийном) магматическом источнике, состав которой во времени эволюционировал вследствие начавшейся интрузивной деятельности и вовлечения в зону магмообразования новых участков мантийного вещества. Таким путем возникли несколько различные по составу хибинитовая, рисчорритовая и фойяитовая магмы. Последовательный подъем этих магм из глубинного источника сопровождался магматической (докристаллизационной) дифференциацией. Это приводило к возникновению неоднородности (расслоения) колонны магматического расплава с образованием крупных зон — слоев, верхние из которых оказались обогащенными ионами легких элементов, — кремнием и калием, а нижних — более тяжелыми — Ca, Mg, Fe, Ti.

II. Заполнение промежуточных магматических очагов грубо расслоенным магматическим расплавом, где докристаллизационная дифференциация ионов химических элементов сменилась предкристаллизационной магматической дифференциацией образовавшихся к этому времени молекулярных группировок, соответствующих по составу будущим минералам. Дифференциация происходила в каждой из зон, возникших на предыдущем этапе. Здесь продолжалось последовательное разделение колонны магмы: мегазоны расчленялись на более мелкие зоны, каждая из них на крупные слои, а последние на более тонкие слои. Причем в каждой из возникших единиц происходило обогащение верхней части щелочными, нижней — щелочноземельными элементами. Верхние лейкократовые части обогатились кремнекислотой и щелочными металлами, входящими в состав алюмосиликатов, а нижние — Ca, Mg, Fe. Со щелочноземельными металлами, где, по-видимому, концентрировался фосфор. Поэтому магматическая дифференциация в промежуточном магматическом очаге, вероятно, привела к образованию в щелочном расплаве слоя или слоев, обогащенных фосфатовой составляющей, т. е. специфического магматического расплава, из которого возникли апатито-нефелиновые руды уникальных Хибинских месторождений. Известно, что ийолит-уртитовые и генетически с ними связанные апатито-нефелиновые породы имеют аналогичный состав их силикатной части. Составы большинства апатито-нефелиновых пород, и в том числе полосчатых и линзовидно-полосчатых текстурных типов, на диаграмме системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ попадают в область несмесимости силикатного и фосфатового расплавов. Явление несмесимости было подготовлено обогащением в процессе магматической дифференциации отдельных объемов (слоев) ийолит-уртитового расплава фосфатовой составляющей. При достижении определенного насыщения фосфатовой составляющей этих объемов ийолит-уртитового расплава могла произойти ликвация расплава на несмешивающиеся части. Возможность расщепления на фосфатовую и силикатную жидкые части показана экспериментально Б. Н. Мелентьевым и Я. И. Ольшанским (1952), установившими довольно обширную область существования таких расплавов. Таким образом, явление ликвации в обогащенном фосфатом ийолит-уртитовом расплаве является одним из указаний на существование магматической дифференциации, без которой невозможна была ликвация. После того как магматическая дифференциация вызвала в определенном участке или участках объема расплава ликвацию, в дальнейшем эти процессы могли распространяться

няться на все новые объемы магматического расплава, вследствие чего зона ликвации могла постепенно разрастаться.

III. Следующий этап — внедрение расслоенного магматического расплава из промежуточного магматического очага в интрузивную камеру. Здесь возможно еще некоторое время протекала магматическая предкристаллизационная дифференциация расслоенного расплава, которая в дальнейшем сменилась естественным ее продолжением — кристаллизационной дифференциацией *in situ*. Последняя проявилась в заключительный этап формирования интрузий, скрыто расслоенных в до- и предкристаллизационный периоды. С появлением кристаллической фазы более интенсивным становится гравитационно-диффузионный эффект, который привел к более тонкому расслоению и обусловил особенности строения этих отдельных маломощных слоев.

Таким образом, наблюдаемое расслоение Хибинских интрузий в целом обяжано совокупности процессов магматической и кристаллизационной дифференциаций. Обособление более или менее однородных пород, состоящих в основном из салических минералов, от обогащенных разнообразными цветными минералами указывает на важную роль гравитационного фактора. Он обусловил как магматическую, так и кристаллизационную дифференциацию.

В общем наблюдающаяся сейчас картина строения и состава интрузий Хибинского массива является следствием сложной магматической истории, когда каждый последующий этап дифференциации накладывался на результаты дифференциации предыдущего этапа. В каждый предыдущий этап расплав интрузии делился на более или менее разные по составу объемы (толщи, зоны, слои), в каждом из которых происходила дифференциация следующего этапа, приводя к росту числа слоев и уменьшению их мощности. Так, если на начальном этапе происходило мега-расслоение всей колонны магматического расплава, то на последующих этапах одновременно и параллельно возникли все более мелкие единицы, количество которых множилось. Вероятно, расслоение шло в такой последовательности: колонна → зоны → толща → крупные слои → более мелкие слои. Отчетливые границы между ними свидетельствуют о полно прошедшей дифференциации. Наличие четкой нижней границы слоя и постепенного перехода вверх является указанием на неполно завершенный процесс. Характер расслоенности является индикатором процессов дифференциации магматического расплава. Образование четко выраженной слоистости способствовало также движение (текение) расслоенных кристаллизующихся масс, на что указывает линейная ориентировка минералов.

В основе рассматриваемых процессов дифференциации магматических расплавов лежат современные представления о структуре силикатных расплавов. Установленная ионная природа силикатных расплавов и исследования парагенезисов петрогенных элементов в природных стеклах позволили В. В. Груза (1968) говорить о возможной роли дифференциации ионов в гомогенных расплавах. При этом закономерности совместного распределения элементов определяются энергетическими особенностями их ионов. Вместе с тем известно, что силикатные расплавы гетерогенны и состоят из обособленных, обладающих различными удельными молекулярными весами, сиботаксических групп: кремнекислородных, алюмокремнекислородных анионных комплексов с координированными вокруг них катионами (Щербина и др., 1953).

Такие группы могут перемещаться — всплывать и погружаться под действием силы тяжести. Степень предкристаллизационной упорядоченности силикатного расплава определяется как длительностью этого процесса, так и тепловой историей последнего (Шипулин, 1968).

По О. А. Есину (1948), при температурах, не слишком превышающих точку плавления, упорядоченность расплавленных электролитов выражается в том, что каждый катион окружен главным образом анионами.

Если имеется несколько видов катионов и анионов, то распределение последних между первыми, вообще говоря, не является равномерным. Когда различие энергий взаимодействия ионов мало, то распределение частиц одного знака вокруг частиц другого знака носит чисто статистический характер. Когда же энергия взаимодействия одних ионных пар значительно превосходит все остальные, то такие частицы будут чаще всего находиться в соседстве друг с другом, что вынудит слабые ионы к образованию своих групп. Неравномерность в распределении здесь может стать настолько значительной, что микрогетерогенность перейдет в микрорасчленение.

В ряде случаев в щелочных породах Хибин наблюдалась ритмическая расслоенность, выраженная в чередовании определенных серий более и менее четко выраженных слоев. В трехчленной серии слоев сверху вниз располагаются лейкократовые, затем мезократовые и, наконец, меланократовые породы. В двухчленных сериях, наиболее широко распространенных и возникших при более резкой дифференциации расплава, верхний слой представлен лейкократовой породой, а нижний — меланократовой. Такой характер строения ритмически повторяющихся единиц расслоения свойствен ряду массивов, например габброидному Елетьозерскому. Подобная схема расположения слоев известна для Ловозерского щелочного массива, в расслоении которого участвует трехчленная серия, состоящая сверху вниз из уртита, затем фойяита и, наконец, луяврита.

Одним из сложных вопросов является выяснение способа возникновения ритмической расслоенности и, в частности, образования границ или плоскостей раздела между слоями (пачками слоев, ритмами). Как уже говорилось, в магматическом расплаве в предкриSTALLизационную стадию возможно возникновение группировок химических элементов в соответствии с составами будущих минералов. Неодинаковые свойства (удельный вес, способность при определенной температуре смешиваться в той или иной пропорции с другими составными частями и т. д.) таких группировок могли привести к разделению и обособлению их смесей, т. е. к дифференциации расплава.

Вследствие магматической дифференциации на отдельных гипсометрических уровнях при соответствующих условиях — состав силикатного расплава, его температура, содержание летучих, — по-видимому, возникали своеобразные плоскости раздела или барьеры ликвационного происхождения между выше- и нижележащими объемами расплава. При постоянном продвижении (по-видимому, опускании) фронта расслаивания образовывались вследствие явлений ликвации все новые и новые субпараллельные поверхности разграничения потенциальных слоев. Вслед за образованием таких слоев расплава, ограниченных сверху и снизу отмеченными плоскостями раздела внутри них по мере и в последовательности их возникновения, протекали процессы гравитационной, сначала магматической, а позднее кристаллизационной дифференциации. В зависимости от полноты прошедшей дифференциации в пределах каждого такого слоя образовались трех- и двухчленные ритмы.

Ликвация в силикатных расплавах как результат образования двух несмешивающихся жидкостей экспериментально доказана Д. П. Григорьевым и Е. В. Искюль (1937). Причем стимулом для образования несмешивающихся жидкостей послужил фтор, выступающий в качестве легколетучей составной части, а дифференциацию возникших жидкостей вызвала разница в их удельном весе, достигающая 0.2. Установлено, что присутствие хлора в алюмосиликатных расплавах в количестве 1—2% вызывает их расслоение. Д. П. Григорьевым и А. Я. Гельмонт (1939) экспериментально доказана гравитационно-кристаллизационная дифференциация в силикатном расплаве с летучими компонентами. Л. М. Делицын и Б. Н. Мелентьев (1968) изучали систему фтористый литий—альбитовое стекло при температуре от 800 до 1400° и описали процесс обособления фтористой

жидкости от силикатной с образованием линзочек, вытянутых шлировидных участков, цепочек из шариков и других форм, имитирующих полосчатость магматических горных пород. Интересен тип полосчатости, фиксируе-

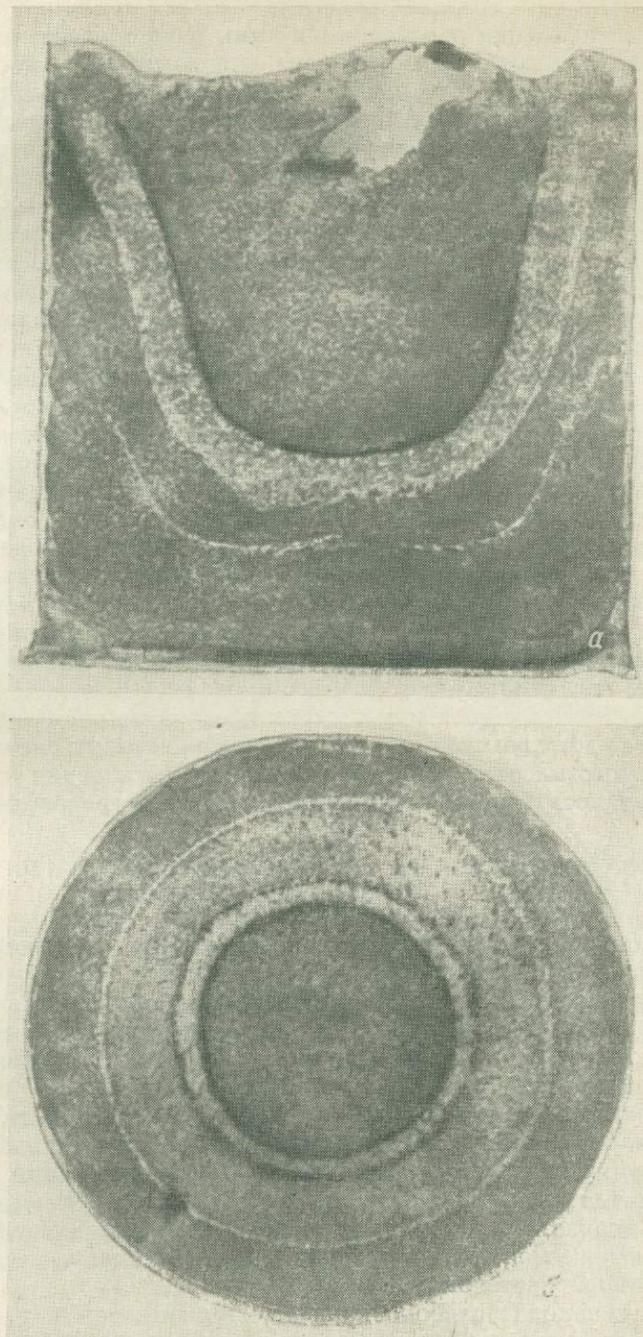


Рис. 44. Серные отпечатки продольного (а) и поперечного (б) макротемплетов [слитков стали весом около 100 кг (Серебрийский, 1963).

мый цепочками одинакового размера шариков фторида лития, повторяющими границы между обособившимися силикатной и фторидной частями расплава. Около границы двух жидких фаз неоднократно наблюдалось

возникновение полосчатости внутри силикатной жидкости за счет стяжения фторида лития в виде шариков различной величины. Общий характер экспериментально воспроизведенной полосчатости всегда сохраняется очень четко, хотя имеются пережимы, раздувы, зачастую расплывчатые границы.

Явления расслаивания расплавов известны и из области металлургии. Так, Э. И. Серебрийский (1963) отмечает, что во многих случаях слиток подшипниковых и инструментальных сталей «поражен ликвационными дефектами», которые выявляются в виде неоднородной травимости и имеют различную форму. В одних случаях этот дефект имел вид «пятнистой ликвации», в других выявился в виде особого рода «зональной ликвации», которая характером расположения зон отражала форму ванны кристаллизатора. На рис. 44 показаны серные отпечатки продольного и поперечного макротемплетов от дефектного слитка весом около 100 кг. Возникновение такого явления объясняется нарушением спокойного хода кристаллизации стали. Наложение продольного магнитного поля при переплавке подшипниковой стали приводит к образованию скоплений ликватов, неравномерно расположенных по высоте слитка. Наложение среднечастотной вибрации во время переплава стали приводило к появлению еще более ярко выраженных и беспорядочно расположенных ликвационных зон и участков. В слитках было исследовано распределение углерода, серы, фосфора, кремния, марганца и хрома. В результате в дефектном слитке обнаружена ликвация по распределению углерода и серы. Причем зоны с положительной ликвацией по углероду расположены рядом со светлыми зонами серного отпечатка, а область положительной ликвации серы — в верхней части слитка, в районе усадочной раковины.

Наблюдения в области металлургии и отмеченные экспериментальные данные позволяют допускать значительную роль ликвации при расслоении магматических расплавов.

Изложенные нами соображения о магматической и кристаллизационной дифференциации дают возможность принять предложенную схему формирования Хибинского массива, понять причины его расслоения и объяснить некоторые, казалось бы, противоречивые геолого-петрографические особенности.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЙ НЕФЕЛИН КАК ИНДИКАТОР МАГМАТИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

Выше было показано, что нефелин является минералом с непостоянным химическим составом, зависящим от химического состава расплава, из которого он кристаллизовался. Этим объясняется зависимость состава нефелина от принадлежности к определенным интрузиям щелочных пород Хибин (Галахов, 1962а). В то же время между породами одной и той же интрузивной фазы возможно существование неодинаковых контактных взаимоотношений, свидетельствующих то об одновозрастности, то об разновременности их образования. Наблюдения показали, что интрузивные контакты свидетельствуют о разновременной кристаллизации пород и не всегда однозначно указывают на разновозрастность их. В выявлении относительного возраста пород структурный анализ иногда оказывается недостаточным и даже может дать неверное представление о последовательности интрузивной деятельности:

При первой находке слабо обнаженных меланократовых пород типа ийолитов из четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов можно было думать, что они принадлежат известной в Хибинах ийолит-уритовой серии пород. Тщательное же изучение обнажений позволило отнести эти породы к интрузии трахитоидных хибинитов. Мы, казалось бы, вправе были ожидать различия в химизме пордообразующих минералов из различных зон этой интрузии, сложенной резко различными по количественному минеральному составу породами: лейкократовыми трахитоид-

ными хибинитами и обогащенными темноцветными минералами породами типа ийолитов. Можно было также полагать, что составы нефелина ийолитов из ийолит-уртитовой серии пород и близких к ним ийолитовых пород из четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов будут близкими. В шлифах нефелин из меланократовых пород четко расслоенной части отличается от нефелина вышележащих трахитоидных хибинитов почти полным отсутствием включений иголочек и призмочек эгирина. Время выделения нефелина в тех и других породах различно: в трахитоидных хибинитах он выделяется до кристаллизации полевых шпатов и темноцветных минералов, а в меланократовых породах — тоже до полевого шпата, но позднее эгирина.

Нами специально определены химические составы трех нефелинов из предварительно проанализированных пород расслоенного интрузива трахитоидных хибинитов (на г. Иидичвумчор): один — из трахитоидных хибинитов и два — из залегающих под ними слоев меланократовых пород типа ийолитов. Из табл. 55 видно, что при резком различии в химизме ийолитов и трахитоидных хибинитов, относящихся к одной интрузии, составы нефелинов из таких различных по составу пород остаются довольно близкими. Таким образом, химический и минеральный состав этих пород, время кристаллизации нефелина на составе его отражаются в слабой степени. Ведущее значение здесь имеет принадлежность нефелина к породам, генетически тесно связанным, возникшим вследствие дифференциации единой порции магматического расплава, независимо от конечного количественно-минерального состава их. При нанесении данных состава элементарной ячейки нефелинов на диаграмму (см. рис. 11), точки, относящиеся к нефелинам трахитоидного хибинита и ийолита из расслоенной части этой интрузии, ложатся близко друг к другу и в удалении от главного скопления точек состава нефелина из ийолит-уртитовой серии пород. Это указывает на намечающуюся возможность по составу пордообразующих минералов, в данном случае нефелина, выяснить принадлежность породы или группы резко различных по составу, но близкородственных пород, к определенной интрузии (Галахов, 1969). Это является дополнительным важным инструментом в изучении петрологии сложных многократных интрузий.

Нами по ряду геологических, петрографических и петрологических признаков рисchorиты, ийолит-уртиты и апатито-нефелиновые породы, считающиеся разновозрастными самостоятельными интрузиями, отнесены к одной группе пород, возникших вследствие магматической и кристаллизационной дифференциации единой порции магматического расплава (Галахов, 1968в). Дополнительным важным свидетельством, подтверждающим это, послужили особенности состава нефелина. Достаточно взглянуть на диаграмму (см. рис. 11), чтобы убедиться в этом. Поля состава нефелинов упомянутых пород сближены и перекрывают друг друга.

Известно (Елисеев и др., 1939), что по внешнему виду, минеральному составу, последовательности выделения минералов, отсутствию перититизации полевого шпата и наличию пойкилитовой структуры пироксеновые фойяиты напоминают рисchorиты. Это было основанием допускать возможную связь пироксеновых фойяитов с рисchorитами. Однако по составу нефелина пироксеновые фойяиты и рисchorиты принадлежат к различным группам пород. В то же время нефелин пироксеновых фойяитов по составу тяготеет к нефелинам других разновидностей фойяитов. Это было подчеркнуто изучением и другого главного пордообразующего минерала K-Na полевого шпата. Таким образом, данные по составу пордообразующих минералов послужили дополнительным доказательством генетической связи своеобразных пироксеновых фойяитов с фойяитовой интрузией.

Выявленный факт постоянства особенностей состава пордообразующего нефелина в пределах интрузий, состоящих из пород даже с резко различным минеральным составом, свидетельствует о том, что возникнове-

Таблица 55

Состав пород интрузии трахитоидных хибинитов и породообразующего нефелина (в вес. %)

Номер пробы	Порода, минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	SrO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O-	H ₂ O+	Сумма
1772	Среднезернистый трахитоидный хибинит:															
	порода	53.00	1.12	19.73	3.10	2.46	0.75	2.29	0.09	0.14	9.43	5.58	0.20	0.20	1.31	99.40
	нефелин	44.53	0.01	31.92	0.73	0.13	0.03	0.26	0.03	Сл.	15.98	5.41	0.08	0.06	1.02	100.19
1774	Ийолит четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов (в 10 м ниже по разрезу от предыдущего):															
	порода	45.21	4.32	6.39	7.93	9.65	3.55	12.53	0.16	0.02	5.95	1.32	0.12	0.20	0.70	98.50
	нефелин	44.00	0.02	32.03	1.29	0.06	0.04	0.39	0.03	Сл.	16.31	5.29	0.19	0.06	0.86	100.57
1775	Ийолит четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов (в 17 м ниже по разрезу от предыдущего):															
	порода	44.93	5.30	7.35	7.21	8.84	3.54	12.68	0.16	0.03	5.73	1.62	0.18	0.18	0.67	98.40
	нефелин	44.36	0.04	31.62	0.53	—	0.02	0.30	Сл.	0.01	15.75	5.73	0.20	0.08	1.20	99.84
	ч. а. катионов в э. я. нефелина	8.65	—	7.25	0.07	—	0.01	0.02	—	—	5.94	1.43	—	—	—	23.37

ние группировок химических элементов — будущих минералов (в данном случае нефелина) происходило в более или менее гомогенном, еще не подвергшемся глубокой дифференциации расплава. В противном случае нефелин в каждом из резко отличных по химизму частях и слоях интрузии не имел бы одного и того же состава. Возникновение группировок химических элементов в расплаве, вероятно, несколько предшествовало магматической предкристаллизационной дифференциации расплава в промежуточном магматическом очаге, а далее, вызвав ее (магматическую дифференциацию), протекало одновременно с ней. По-видимому, как только начался процесс образования группировок химических элементов (будущих минералов) началась и магматическая предкристаллизационная дифференциация расплава и его расслоение. Таким образом, нефелин является индикатором, указывающим, с одной стороны, на гомогенность первичного магматического расплава и, с другой — на возникновение расслоенности интрузий в результате дифференциации и в первую очередь магматической. Характерно, что нефелин сохраняет особенности своего химизма, несмотря на то, что в лейкократовых слоях (трахитоидные хибиниты) он выделяется первым и имеет идиоморфные очертания, а в меланократовых слоях ийолитового состава выполняет промежутки между ранее выделившимися темноцветными минералами. Установленное постоянство особенностей состава породообразующего нефелина в пределах интрузий имеет важное значение для восстановления истории развития магматизма при формировании Хибинского массива. Нефелин как индикатор магматического процесса позволяет допустить, что после интрузий хибинитов и трахитоидных хибинитов и до интрузий неравнозернистых нефелиновых сиенитов и фойяитов в промежуточном магматическом очаге процесс дифференциации осложнился. В результате изменился режим летучей составляющей и характер щелочности и кислотности. Вследствие этого последовала интрузия своеобразного расплава, обогащенного калием, фосфором и обедненного SiO_2 , образовавшая тело рисchorритов — ийолит-урититов — апатито-нефелиновых пород. Эта интрузия пород, характеризующихся своеобразными структурами и уникальным составом, занимает в Хибинском массиве особое место. Поэтому выявление генезиса ее имеет важное значение.

О ГЕНЕЗИСЕ РИСЧОРРИТОВ, ИЙОЛИТ-УРТИТОВ И АПАТИТО-НЕФЕЛИНОВЫХ ПОРОД

Происхождение рисchorритов, ийолит-урититов и апатито-нефелиновых пород исследователями Хибин трактуется по-разному. В то же время решение данного вопроса имеет первостепенное петрологическое и практическое значение. Поэтому происхождению этих своеобразных пород уделяется специальное внимание.

При определении генезиса пород важное значение имеет их структура, с рассмотрения которой и начинается обсуждение.

Нефелин-полевошпатовые микропегматитовые срастания и условия их возникновения

Характерным для рисchorритов и ийолит-урититов является наличие микропегматитовых срастаний К-На полевого шпата и нефелина. Возникновение этих образований в Хибинских породах подавляющим большинством исследователей (Б. М. Куплетский, О. А. Воробьева и др.) рассматривается как результат эвтектической кристаллизации этих минералов на позднем этапе формирования породы. Исследования показали (Галахов, 1959), что характер микропегматитовых образований, их пространственное положение в рисchorритах кольцевого и неполнокольцевого тела различны. В мелкозернистой массе рисchorритов неполнокольцевого тела они обычно вытянуты по гнейсовидности породы, реже имеют изометричную форму.

Вростки нефелина неправильные, иногда червеобразные (рис. 45), гаснут одновременно или группами, нередко образуют диабластовую (рис. 45, в), иногда дактилоскопическую (рис. 45, г) структуры. Микропегматитовые образования, выполняя интерстиции, иногда включают идиоморфные:

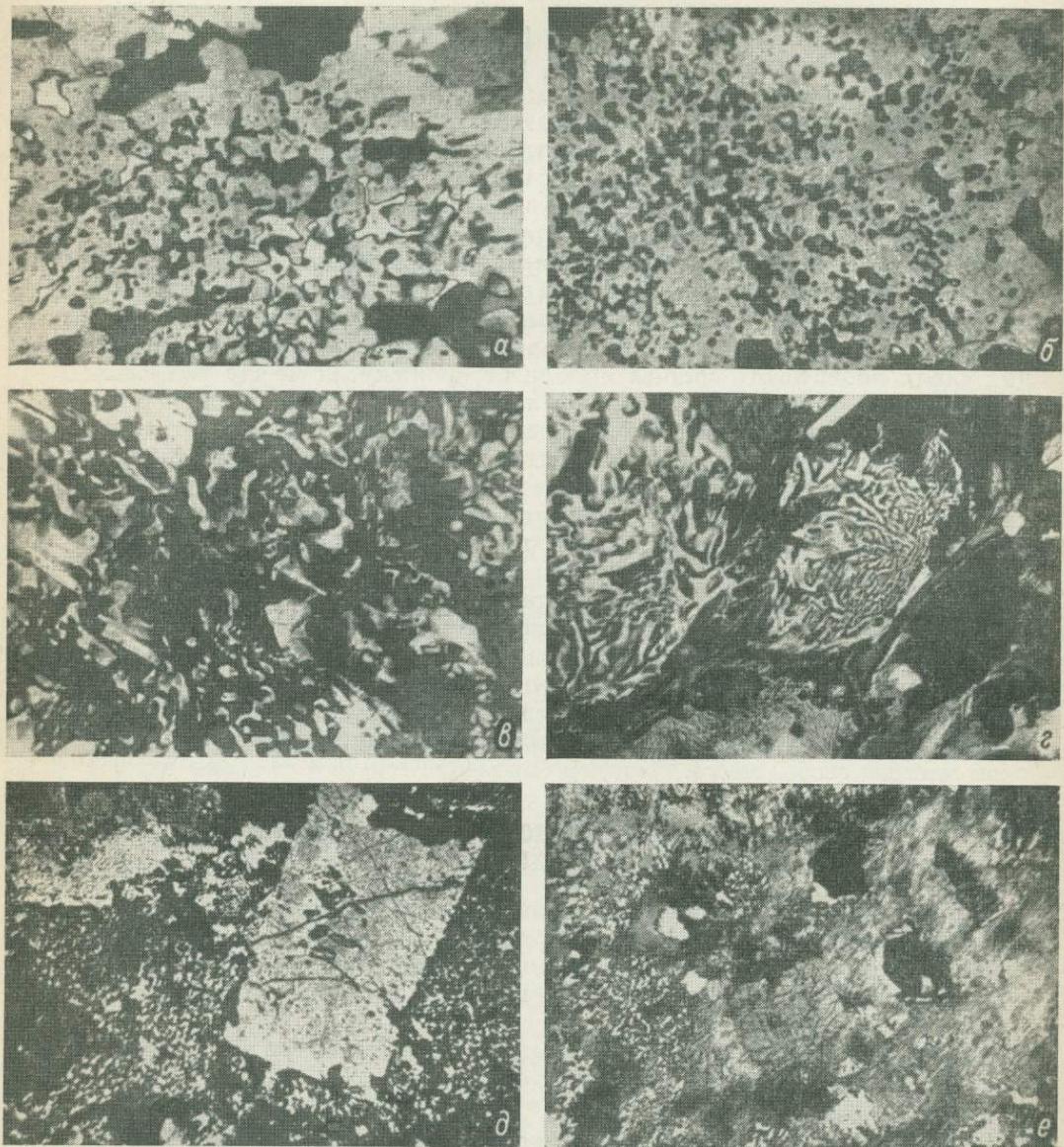


Рис. 45. Микропегматитовые срастания полевого шпата с нефелином в риескорритах неполнокольцевого тела.

Форма вростков: а, б — гранулированная (увел. 35), в — диабластовая, г — дактилоскопическая (увел. 40), д — микропегматит с включением кристалла нефелина, е — микропегматит, слагающий краевые части таблицы полевого шпата с пойкилитовой структурой (увел. 15).

кристаллы нефелина (рис. 45, д). В риескорритах Эвеслогчорра с неотчетливой гнейсовидностью микропегматит развивается в краевых частях пойкилитовых таблиц полевого шпата (рис. 45 е). С приближением к контакту с фойяитами эти срастания в риескорритах становятся более грубыми, вростки нефелина более крупными, а число их уменьшается. Нефелин-

полевошпатовые срастания в рисчорритах кольцевого тела встречены лишь в астрофиллит-эгириновой разновидности, в которой образуют окружные изометричные включения преимущественно в кристаллах эгирина и крупных таблицах полевого шпата (рис. 46, б), реже в сфене и в замещивших пироксен скоплениях астрофиллита с лепидомеланом и пектолитом. В рисчорритах Юкспора кристаллы эгирина испещрены окружными включениями микропегматита 0.1—1.5 мм в поперечнике. Они в среднем занимают 26.3% объема кристаллов эгирина и 2.5% объема крупных таблиц полевого шпата, а по форме напоминают срезы нефелина и лейцита. Основная масса микропегматитовых образований выделилась, по-видимому, довольно рано. Поэтому полевой шпат, кристаллизовавшийся последним, содержит незначительное число включений микропегматита в сравнении с более ранним эгирином. В то время как вrostки нефелина в микропегматите рисчорритов неполнокольцевого тела неправильные, иногда червеобразные, свежие и лишены каких-либо включений, в рисчорритах коль-

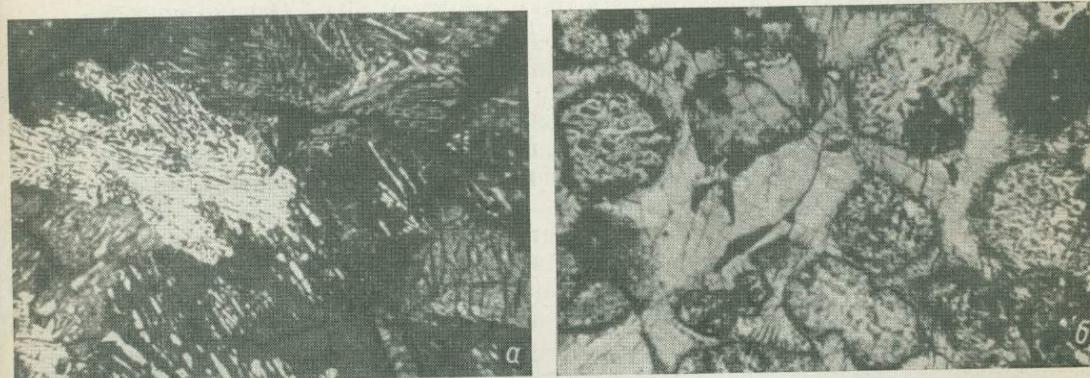


Рис. 46. Микропегматитовые срастания нефелина и полевого шпата в рисчорритах кольцевого тела.

а — самостоятельные образования (увел. 30), б — включения в калинатровом полевом шпата (увел. 20).

цевого тела они представлены субпараллельными системами тонких пластиночек (рис. 46, а), обычно переполненных мелкими иголочками эгирина.

Оба типа микропегматитов довольно близки по количественному соотношению полевого шпата и нефелина (Галахов, 1959). В неполнокольцевом теле они состоят из 74.3% полевого шпата и 25.7% нефелина, что соответствует эвтектике кварц—полевой шпат; в кольцевом теле соотношение их близко к этому (79.8% полевого шпата и 20.2% нефелина). Состав, форма и время выделения микропегматитов в рисчорритах неполнокольцевого тела говорят о возможном их возникновении эвтектическим путем на последних этапах кристаллизации. В рисчорритах кольцевого тела выделения микропегматита включены в полевой шпат, пироксен, сfen, но сами не содержат включений каких-либо минералов, что говорит в пользу их раннего возникновения. Поэтому здесь в образовании микропегматитов могли играть роль как процессы замещения, так и распада.

Рисчорриты кольцевого тела несут следы частичного замещения первичных минералов. Особенно это заметно по замещению эгирина астрофиллитом и новообразованию при этом пектолита и лепидомелана. Можно было бы вслед за И. П. Тихоненковым (1963) допустить возникновение нефелино-полевошпатовых микропегматитов замещением нефелина полевым шпатом. Однако здесь мы сталкиваемся с рядом затруднений. Во-первых, при разъединении и замещении нефелина полевым шпатом реликтовые участки обычно имеют разный размер, извилистые контуры и неодинаковую форму. При этом их никогда не бывает так много, как в описываемых

образованиях. Во-вторых, необъяснимым остается совместное нахождение в крупных таблицах полевого шпата вклюений микропегматита и идиоморфных кристаллов нефелина. В-третьих, остается необъяснимым довольно постоянное в микропегматитах количественное соотношение полевого шпата и нефелина.

Для выяснения возможности возникновения микропегматитовых образований распадом какого-то ранее существовавшего минерала или твердого раствора вычислен химический и элементарный составы микропегматитов, пользуясь анализами нефелина и полевого шпата непосредственно из рисчоррита (Галахов, 1959). Поскольку элементарный состав нефелин-полевошпатовых микропегматитов (нефелин — 21.08, калиофилит — 42.77 и SiO_2 — 36.15 %) на диаграмме системы NaAlSiO_4 — KAlSiO_4 — SiO_2 располагается в поле кристаллизации лейциита, то возможным первичным минералом, распад которого мог привести к образованию микропегматитовых срастаний полевого шпата и нефелина, мог явиться лейцит. Кроме того, элементарный состав наводит на мысль о существовании твердых растворов с SiO_2 . В литературе известен нефелин с избытком SiO_2 . Однако пока неизвестны его твердые растворы с 36 % SiO_2 . Правда, описан минерал христиенсенит, представляющий собой твердый раствор молекулы нефелина (до 5.2 %) в тридимите. Поэтому можно допустить, что при кристаллизации рисчорритов могли возникнуть твердые растворы нефелина с большим количеством SiO_2 , которые при изменившихся впоследствии физико-химических условиях распадались на нефелин и полевой шпат, образуя микропегматитовые срастания.

Таким образом, попытка разрешения вопроса о возникновении нефелин-полевошпатовых микропегматитовых срастаний в рисчорритах не увенчалась полным успехом. Тем не менее полученные данные представляют несомненный генетический интерес. Прежде всего установлено, что каждая интрузия рисчорритов характеризуется определенным типом микропегматитовых срастаний. По-видимому, образование их определялось составом расплавов и физико-химической обстановкой их кристаллизации. Допускается, что микропегматит в рисчорритах неполнокольцевого тела представляет собой эвтектическую смесь нефелина и полевого шпата, выкристаллизовавшуюся из остаточной порции магматического расплава. В рисчорритах кольцевого тела микропегматиты могли возникнуть при распаде твердого раствора нефелин (калиофилит)+ SiO_2 , но для окончательного суждения по этому вопросу мы не располагаем достаточными данными. Более вероятным образование нефелин-полевошпатовых микропегматитов представляется путем превращений лейциита. И хотя на присутствие лейциита в хибинских породах и нет прямых указаний, химическим путем установлено, что нефелин ранней стадии кристаллизации имеет высокое содержание калиофилитовой молекулы (36.79 % — см. стр. 58). Следовательно, не исключена возможность существования на начальном этапе кристаллизации породы калиевого фельдшпатоида — лейциита, превратившегося позднее в смесь нефелина и полевого шпата (Галахов, 1959).

Микропегматитовые срастания полевого шпата и нефелина в ийолит-уритах также считаются продуктами распада первоначально существовавшего лейциита (Иванова, Дудкин, Козырева, Поляков, 1970).

О магматической природе пойкилитовой структуры

Рисчорриты, ийолит-уриты, апатито-нефелиновые породы обладают пойкилитовой структурой, которая особенно характерна для рисчорритов. Она образована в последних включениями многочисленных кристаллов, главным образом нефелина, в крупных таблицах К-На полевого шпата, размеры которых в рисчорритах кольцевого тела достигают 7×18 см, в массивных рисчорритах неполнокольцевого тела — до 5×10 см, а в трахитоидных — меняются от 1×1.5 до 7×16 м. В массивных рисчорритах такие

кристаллы полевого шпата с пойкилитовыми включениями обычно вплотную прилегают другу к другу, заполняя собой весь объем породы. Когда же между ними имеются промежутки, то в последних располагается мелко-зернистая масса, существенную роль играющая в трахитоидных рисчорритах неполнокольцевого тела. Кристаллы полевого шпата обладают то более или менее идиоморфными, то неправильными, изрезанными очертаниями. Наиболее хорошо образованные кристаллы свойственны рисчорритам неполнокольцевого тела.

Среди пойкилитических вrostков широко распространен нефелин в виде отдельных более или менее идиоморфных кристаллов (рис. 47, а, б) или их



Рис. 47. Пойкилитовая структура рисчорритов.

Структура образованная: а, б — включениями отдельных более или менее идиоморфных кристаллов нефелина с каемками натролита (узел. 20), в — включением скоплений разных минералов (узел. 40), г — включением группами одновременно гаснущих вростков нефелина (узел. 40).

скоплений нередко с другими минералами — лепидомеланом, эгирином, сфером (рис. 47, в). Иногда группа вростков нефелина гаснет одновременно (рис. 47, г). Крупность пойкилитовых вростков нефелина в полевом шпата, их количество и характер распределения подвержены изменениям. Узоры максимумов оптических осей вростков нефелина на микроструктурных диаграммах отражают, по-видимому, ориентировку нефелина в затвердевавшем расплаве или возникшую при захвате нефелина кристаллизующимся полевым шпатом (Галахов, 1959).

Пойкилитовые вростки нефелина нередко имеют неправильные, а иногда и очень извилистые очертания вследствие частичного разъединения его полевым шпатом при кристаллизации или замещения на более позднем этапе. Местами по соседству с крупным вростком нефелина располагаются одновременно с ним угасающие более мелкие зернышки, являющиеся, по-видимому, частями одного разъединенного кристалла. Иногда по нефелину раз-

вивается шахматный альбит вплоть до полного его замещения и образования псевдоморфоз. В крупные таблицы полевого шпата эгирина-астрофиллитовых рисчорритов Юкспора и Расвумчорра наряду с пойкилитовыми включениями более или менее идиоморфных кристаллов нефелина включены округлые образования нефелин-полевошпатового микропегматита. Пойкилитовая структура хуже выражена в зоне контакта с трахитоидными хибинитами и фойяитами. Местами в рисчорритах кольцевого тела пойкилитовую структуру имеют и крупные кристаллы эгирина (рис. 48, *a*) и сфена (рис. 48, *b*), включающие идиоморфные кристаллы нефелина.

Образование пойкилитовой структуры в массивных рисчорритах обязано выделению калинатового полевого шпата на завершающем этапе формирования породы. Возникновение пойкилитовой структуры в гнейсовидно-трахитоидных рисчорритах неполнокольцевого тела относится к более ранней стадии их кристаллизации. Об этом свидетельствует обтекание мелкозернистой массой породы крупных таблиц полевого шпата пойкили-

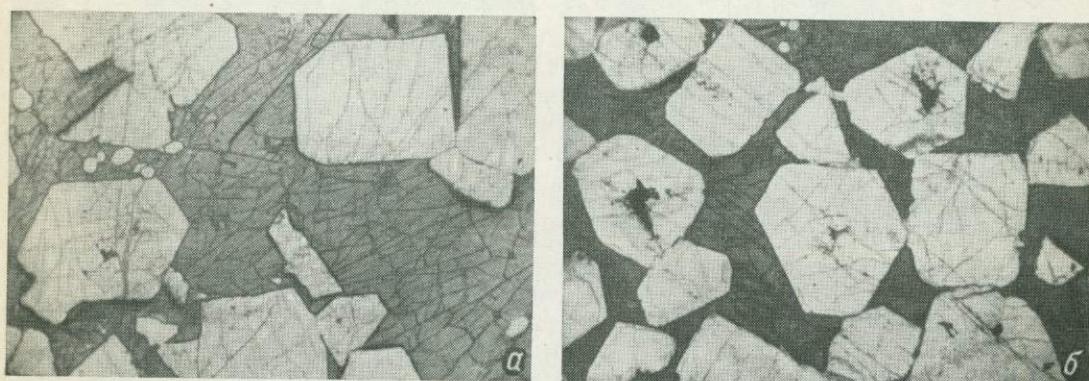


Рис. 48. Пойкилитовая структура, образованная включениями идиоморфных кристаллов нефелина в эгирине (*a*) и сфене (*b*). (увел. 10).

тowego строения. Последние иногда несут следы протоклаза. Различия во времени и условиях возникновения пойкилитовых структур рисчорритов отражаются характером пойкилитовых вростков нефелина (как правило, идиоморфных) в полевом шпата рисчорритов кольцевого тела и имеющих преимущественно неправильные контуры в рисчорритах неполнокольцевого тела.

И. П. Тихоненков (1963) пойкилитовую структуру рисчорритов относит к метасоматической, возникшей при избирательном замещении многих (50—100) зерен микроклин-пертита в породах ряда хибинитов—фойяитов ортоклазом или калиевым полевым шпатом, переходным (по оптическим свойствам) к микроклину. Крупные кристаллы их, по его мнению, сохранив цвет замещенного полевого шпата, включили зерна других минералов пород. Неправильная форма включений нефелина, более мелкие их размеры по сравнению с нефелином хибинитов и фойяитов объясняются И. П. Тихоненковым сильно развитым процессом замещения нефелина полевым шпатом. Гнейсовидную структуру рисчорритов он считает возникшей вследствие перекристаллизации под воздействием поздних растворов и ориентированного давления.

Нами не наблюдался такой процесс замещения большого количества зерен микроклина ортоклазом. Если бы это было так, то в крупных таблицах полевого шпата содержалось бы большое количество включений неполностью замещенного микроклина, подобно включениям нефелина, которые, по мнению И. П. Тихоненкова, подвергались также сильному процессу замещения полевым шпатом. Встречающиеся же иногда в аортоклазе

включения калинатрового полевого шпата имеют характер остроугольных обломков.

Наблюдения над пойкилитовыми структурами рисчорритов свидетельствуют об их магматическом происхождении (Галахов, 1959). В этом мы еще больше убедились при сопоставлении пойкилитовых структур рисчорритов и метаморфических сланцев (коллекция И. Д. Батиевой).

1. В метаморфических породах минералы, включенные в пойкилобласти, имеют тождественный состав и облик с минералами, содержащимися в массе породы. В рисчорритах неполнокольцевого тела облик и состав минералов различны (см. стр. 60).

2. В метаморфических породах пойкилобласти не имеют собственных ограничений и, за некоторыми исключениями (минералы с высокой кристаллизационной способностью), контуры их крайне извилисты, например пойкилобласти полевого шпата, мусковита, хлорита и т. д. В рисчорритах же крупные порфировидные кристаллы полевого шпата с пойкилитовой структурой часто имеют идиоморфные очертания.

3. В пойкилобластах метаморфических пород пойкилитовые вrostки минералов обычно сильно изъедены и корродированы. В рисчорритах пойкилитовые вростки нефелина преимущественно идиоморфные. Менее правильные контуры пойкилитовых вростков встречаются в рисчорритах неполнокольцевого тела, где они обусловлены сложностью процесса кристаллизации породы (в два этапа).

4. В пойкилобластах метаморфических пород сохраняются и нередко хорошо видны реликты ранее существовавшей текстуры, фиксирующейся пойкилитовыми включениями. Так, по расположению последних восстанавливается сланцеватость на тех участках породы, где развились пойкилобласти. При этом видно, как сланцеватость породы, доходя до пойкилобласта, продолжается в нем. В гнейсовидно-трахитоидных рисчорритах отчетливо видно, как мелкозернистая гнейсовидная масса обтекает пойкилитические кристаллы полевого шпата.

Сравнение пойкилитовых структур различного происхождения подкрепляет вывод о магматической природе пойкилитовой структуры рисчорритов.

Некоторые соображения о генезисе рисчорритов, ийолит-урититов и апатито-нефелиновых пород

Формирование обнаженных в современном эрозионном срезе пород интрузива рисчорритов—ийолит-урититов—апатито-нефелиновых пород произошло в несколько субфаз. Рисчорриты кольцевого тела являются наиболее верхней частью расслоенного интрузива, возникшего по коническому расколу в одну из интрузивных фаз образования Хибинского массива. Продолжительная и разновременная кристаллизация расслоенного расплава при неоднократно оживавших движениях обусловила возникновение в уже затвердевших частях интрузии различно ориентированных расколов и внедрение в них еще не закристаллизовавшихся частей расплава различного состава. Так, на внутренней стороне интрузива по ожившему крутопадающему расколу произошло внедрение гнейсовидно-трахитоидных рисчорритов, а по коническому неоднократно оживавшему расколу произошло неоднократное внедрение ийолит-урититов с апатито-нефелиновыми породами. Поскольку этот конический раскол имел более крутое положение, чем наклон слоев раздифференцированного рисчоррит—ийолит-урититового интрузива, то он мог пересекать толщи разнообразного состава, каждая из которых в зависимости от уровня эрозионного среза могла быть покрывающей для апатито-нефелиновых пород. Гнейсовидно-трахитоидные рисчорриты в значительной степени уничтожены последующей интрузивной деятельностью, оставшаяся же часть представляется сейчас в виде неполнокольцевого тела. Об разновременном возникновении рисчорритов имелось указание Н. Н. Гутковой, кото-

рой предполагалось, что из магмы, давшей начало неравнозернистым нефелиновым сиенитам, первыми выделились эгириновые нефелиновые сиениты (рисчорриты кольцевого тела — А. Г.), а из остаточной магмы, обогащенной летучими, образовались слюдяные нефелиновые сиениты (рисчорриты неполнокольцевого тела — А. Г.).

Массивное сложение пород кольцевого тела указывает на то, что выполнение камеры магмой и ее кристаллизация протекали в относительно спокойной обстановке. Порфировидная гнейсовидно-трахитоидная текстура более поздних рисчорритов свидетельствует о том, что при их формировании механически активными были как сама магма, так и окружающие их породы. Кристаллизация магмы здесь, вероятно, началась до начала ее подъема из нижних частей интрузива и продолжалась в изменившихся условиях в течение процесса выполнения возникающей камеры. Гнейсовидная структура мелкозернистой массы рисчорритов неполнокольцевого тела является первичной, обусловленной движением магматического расплава (Галахов, 1959), которое происходило вертикально, на что указывает линейный параллелизм минералов и их сгустков.

Преобладающее большинство исследователей Хибинского массива (О. А. Воробьева, Б. М. Куплетский, Н. А. Елисеев и др.) считают рисчорриты и их пойкилитовую структуру образованиями магматическими. Пойкилитовую структуру рисчорритов Б. М. Куплетский (1932) рассматривает следствием позднего выделения из расплава крупных таблиц полевого шпата, включающего ранее выделившиеся кристаллы нефелина, а обогащение рисчорритов калием объясняет ассимиляцией посторонних тел. По О. А. Воробьеву (1932), разновидности нефелиновых сиенитов являются результатом дифференциации в сложных физико-химических условиях. В охлаждающемся и кристаллизующемся магматическом растворе, по ее мнению, накапливались щелочи (калий) и летучие компоненты, благодаря чему образовались крупные кристаллы полевого шпата, включившие ранее выделившиеся идиоморфные кристаллы нефелина.

Наши исследования подтверждают магматический генезис рисчорритов. Причину обогащения магмы калием автор усматривает в процессе дифференциации магматического расплава в магматическом канале, промежуточном магматическом очаге и интрузивной камере *in situ*, приведшем к образованию расслоенного интрузива, рисчорриты в котором являются одним из дифференциатов. Вместе с тем пойкилитовая структура, составляющая характерную генетическую черту рисчорритов, часто возникает и метасоматическим путем. Широкое развитие ее в рисчорритах иногда ставит под сомнение их магматический генезис. Так, Л. Л. Соловникова полевые шпаты гидротермальных жилок апатито-нефелинового месторождения и полевые шпаты рисчорритов считает одинаковыми по генезису гидротермальными образованиями. Как на один из важных аргументов, подтверждающих ее концепцию, Л. Л. Соловникова указывает на отсутствие в рисчорритах на границе между нефелином и полевым шпатом реакционной зоны, которая, как она полагает, имеет место при магматических процессах, развиваясь параллельно контурам кристаллов. Нам не известны подобные реакционные зоны и в других нефелиновых сиенитах Хибин, происхождение которых Л. Л. Соловникова считает первично-магматическим. В то же время рисчорриты на основании этого относятся к метасоматическим породам, возникшим при химической переработке интрузивных ийолит-урититов горячими, несущими кремнезем и калий, растворами, проникавшими по густой сети трещин. И. П. Тихоненков (1963) считает рисчорриты породами метасоматическими, образовавшимися по хибинитам и фойяитам, унаследовав от них характерные признаки: цвет, соотношение главных породообразующих минералов, характерные цветные минералы и т. д. Доказывает он это метасоматическим, по его мнению, происхождением пойкилитовой структуры рисчорритов; присутствием полосчатых, гнейсовидных и других текстур, выраженных

неоднородное распределение минералов в породах; нахождением в рисчорритах реликтов хибинитов и фойяитов; интенсивным развитием процессов замещения одних минералов другими. Выше нами обосновывается магматическое происхождение пойкилитовой и микропегматитовой структур рисчорритов. Что же касается неоднородного распределения минералов в рисчорритах, фиксируемого полосчатыми и гнейсовидными текстурами, то оно свойственно и магматическим породам. Микроструктурные исследования подтвердили, что ориентированные структуры рисчорритов, в том числе и наблюдающаяся в них гнейсовидность, являются магматическими. Нахождение же одних пород в других, и в том числе ксенолитов (реликтов по И. П. Тихоненкову), не опровергает магматического генезиса рисчорритов, а свидетельствует об определенных возрастных соотношениях этих пород.

Ийолит-уртитовые породы Хибин большинством исследователей считаются магматическими (Куплетский, 1937а; Елисеев и др., 1939; Воробьева, 1960; Иванова, 1963; Минаков и др., 1967, и мн. др.). В то же время некоторые из них (Тихоненков, 1963; Руденко, 1964, и др.) относят эти породы к метасоматическим. Так, И. П. Тихоненков высказал предположение о метасоматическом образовании ийолит-уртитов за счет хибинитов и частично рисчорритов, причем ийолит-уртиты в сравнении с рисчорритами являются результатом более глубокой переработки первичных хибинитов.

Доказательства магматического происхождения рисчорритов и ийолит-уртитов приводятся в ряде работ (Ферсман, 1931; Куплетский, 1932; Воробьева, 1932; Иванова, 1963; Галахов, 1959, и др.). Сравнительное постоянство морфологии, химического состава, физических свойств основной массы нефелина апатито-нефелиновых и вмещающих их пород в пределах одной и той же породы, по О. Б. Дудкину (Дудкин и др., 1964), свидетельствует о кристаллизации нефелина в относительно равновесных условиях, т. е. в магматическую стадию. Наши структурно-геологические наблюдения, изучение петрографии, химизма пород и породообразующих минералов позволяют принять магматическое происхождение ийолит-уртитов.

Большинство исследователей (Б. М. Куплетский, Н. А. Елисеев, Б. Н. Мелентьев, М. М. Калинкин и др.) происхождение апатито-нефелиновых пород связывают с ийолит-уртитами и считают их сингенетичными образованиями. Некоторые из исследователей, признающих апатито-нефелиновую магму самостоятельной, все же считают, что она обособилась от ийолит-уртитовой магмы. Т. Н. Иванова (1963) отрицала сингенетичность апатито-нефелиновых пород с породами ийолит-уртитового ряда. Вывод о самостоятельном внедрении апатито-нефелиновой магмы основывается на структурных взаимоотношениях пород (Фивег, 1932; Иванова, 1963).

О. Б. Дудкин (Дудкин и др., 1964) отмечает, что во всех главных комплексах пород Хибинского массива колебания в содержании P_2O_5 находятся в зависимости от содержания темноцветных минералов: в разновидностях ийолит-уртитов, рисчорритов, хибинитов, фойяитов, обогащенных темноцветными минералами, P_2O_5 содержится в 1.5—2 раза выше, чем в их лейкократовых разновидностях. По отношению суммы калия и натрия к алюминию, содержания фемических компонентов к салическим апатито-нефелиновые породы располагаются ближе всего к ийолит-уртитам. Ийолит-уртиты и апатито-нефелиновые породы, по О. Б. Дудкину, характеризуются идентичностью их элементарного состава, химического состава всех породообразующих и акцессорных минералов, а по содержанию P, Ca, Si ийолит-уртиты Хибин занимают промежуточное положение между апатито-нефелиновыми породами и нефелиновыми сиенитами. В свою очередь апатито-нефелиновые породы отличаются от ийолит-уртитов резко повышенным содержанием компонентов, входящих в состав

апатита, а ийолит-уртиты от основных комплексов нефелиновых сиенитов — максимальным содержанием акцессорного апатита. Силикатная часть апатито-нефелиновых пород практически не отличается от минерального состава окружающих их уртита, полевошпатового уртита, реже — ийолита. Таким образом, по О. Б. Дудкину, апатито-нефелиновые породы и ийолит-уртиты имеют тесную генетическую связь. Причем высокая подвижность и низкая температура кристаллизации фосфатного расплава, отделившегося от силикатной магмы, позволили ему некоторое время продолжать движение после консолидации ийолит-уртитов, в результате чего апатито-нефелиновые породы в целом выглядят по отношению к вмещающим как несколько более молодые образования, а зона богатых апатитом пород как более молодая по отношению к бедным.

Кроме отмеченного, о генетической близости апатито-нефелиновых и ийолит-уртитовых пород свидетельствует совпадение состава их салической составляющей. Так, на диаграмме (см. рис. 37, в) точка нормативного состава салической составляющей линзочек мелкозернистого ийолита из апатито-нефелиновых пород, относимого Т. Н. Ивановой ко второй субфазе ийолит-уртитовой интрузии, совпадает с точкой состава салической части сетчатых апатито-нефелиновых пород. Такая же близость точек состава намечается между цементом брекции апатито-нефелиновых пород и трахитоидным полевошпатовым ийолитом четвертой, по Т. Н. Ивановой, субфазы. Следует заметить, что Е. И. Семенов предполагал наличия генетической связи апатито-нефелиновых пород с рисchorритами.

Основная масса апатито-нефелиновых пород большинством исследователей считается магматической (Ферсман, 1931; Куплетский, 1932; Фивег, 1932; Елисеев, 1937; Галахов, 1948; Иванова, 1963; Минаков и др., 1967; Калинкин, 1967; Калинкин, 1971, и др.). В то же время имеются гипотезы и о метасоматическом происхождении всех апатитовых месторождений Хибинских тундр (Тихоненков, 1963, и др.). Указанием на метасоматическое образование некоторых хибинских пород считаются следы метаморфизма этих пород. По О. Б. Дудкину же, структурные превращения полевых шпатов и титаномагнетита, эгиринизация и амфиболизация пироксенов, перекристаллизация нефелина и даже интенсивное развитие в породах так называемого призматического сфена не приводят к принципиальному изменению состава пород и могут быть объяснены процессами автометаморфизма.

Наши наблюдения позволяют апатито-нефелиновые породы считать возникшими из своеобразного фосфатового расплава, отдифференцировавшегося и отделившегося от силикатного расплава ийолит-уртитов вследствие разной подвижности и неодновременности затвердевания различных по составу порций этого расплава. Вследствие этого апатито-нефелиновые породы в зависимости от тектонических и других условий могли кристаллизоваться или совместно с ийолит-уртитами, образуя с ними постепенные переходы, или выжиматься, тем самым обусловливая перемещение порций расплава внутри формировавшегося интрузивного тела и внедрение их в уже затвердевшие породы (Галахов, 1965). Переходы между рискорритами и ийолит-уртитами, между ийолит-уртитами и апатито-нефелиновыми породами охарактеризованы М. М. Калинкиным (1969, 1971а) (см. стр. 53, 54).

Таким образом, рискорриты, ийолит-уртиты и апатито-нефелиновые породы принадлежат к единой расслоенной интрузии, а проявляющиеся интрузивные взаимоотношения между ними являются результатом разновременной кристаллизации сингенетических порций расслоенного магматического расплава в условиях неоднократно оживавших движений.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ МАССИВА

Хибинский щелочной массив является крупнейшим платформенным интрузивом центрального типа. В поперечном сечении длинная ось его достигает 37 км, короткая — 44 км, видимая мощность одной из кольцевых (по Н. А. Елисееву) интрузий хибинитов измеряется 6—6.5 км, а конической интрузии трахитоидных хибинитов равна 5—5.5 км. Для сравнения отметим, что диаметры кольцевых интрузий Шотландии меняются от 5.6 до 13.0 км при мощности их от нескольких сотен метров до 1.5 км, а диаметры конических интрузий варьируют от 2.8 до 8.0 км при еще меньшей мощности интрузий (10—12 м, иногда 3—5 м и в некоторых случаях около метра). Благодаря неглубокому залеганию хибинская центральная интрузия причисляется к субвулканам (Полканов, У Ли-жень, 1961).

Одним из трудных петрологических вопросов при изучении Хибинского интрузива является механизм его образования. По вопросу происхождения центральных интрузий общеизвестны представления Е. М. Андерсона (Anderson, 1924). Он первым объяснил их образование путем возникновения кольцевых и конических интрузий вследствие взаимодействия сил магматического очага и вмещающих пород. При этом предполагаются следующие случаи.

1) Давление магмы в очаге уравновешивается давлением вмещающих пород; 2) давление магмы превышает давление вмещающих пород, вследствие чего в последних возникают напряжения, приводящие к образованию конических разломов, по которым под напором из очага происходят интрузии магмы (конические); 3) давление магмы заметно меньше давления (веса) налегающих пород, что приводит к возникновению кольцевых расколов и опусканию участков кровли с образованием котловины опускания и возникновением кольцевой интрузии. Причиной изменения давления британские геологи считают региональные растяжения земной коры, сопровождающиеся сбросами и мощными роями даек, на которых располагаются отдельные центральные интрузии.

Представления Е. М. Андерсона были приняты Н. А. Елисеевым (Елисеев и др., 1939) для объяснения формирования Хибинского массива, образовавшегося, по их данным, в 7 интрузивных фаз, сменяющих друг друга последовательно от периферии к центру массива (за исключением молодых жильных пород). Во время отдельных фаз формировались тела, построенные по типу как кольцевых интрузий (хибиниты, рисчорриты), так и конических интрузивных слоев (трахитоидные хибиниты, пйолитуриты, фойяиты). Однако Н. А. Елисеев отмечал, что вопрос о механизме центральных интрузий в настоящее время нельзя считать окончательно решенным, а А. А. Полканов в 1937 г. указывал, что выдвигаемая теория не дает удовлетворительного объяснения механизма образования тех полостей, в которые последовательно проникала магма отдельных фаз интрузии.

Позднее С. И. Зак (1963) список кольцевых интрузий Н. А. Елисеева дополнил среднезернистыми (неравнозернистыми — А. Г.) нефелиновыми сиенитами и все интрузии Хибин объединил в три периода, каждый из которых включает образование кольцевой и конической интрузий. В книге «Основы структурной петрологии» Н. А. Елисеев к кольцевым интрузиям, кроме ранее им выделенных массивных хибинитов и рисчорритов, относит щелочные и нефелиновые сиениты, т. е. плохо сохранившиеся породы первой интрузивной фазы, встречающиеся преимущественно в виде ксенолитов.

При изучении хибинских апатитовых месторождений Г. М. Вировлянский (Вировлянский, 1962; Вировлянский и др., 1965) пришел к выводу, что в образовании конических и кольцевых интрузий существует двухстадийность. В развитии конических интрузий намечается: 1) за-

ложение конического разлома и образование трещины надвигового типа (отражение импульса сжатия); 2) перерастание этого разлома в нормальный сброс с одновременным раздвиганием стенок вкрест простирания и выполнение полости магматическим материалом (отражение импульса растяжения). Причем поверхности сбросовых смещений обычно секут надвиговые нарушения, а амплитуды сбросов заметно превышают соответствующие амплитуды надвигов. В развитии кольцевых интрузий им выделяется: 1) образование кольцевых разломов, отвечающих по характеру смещения структурам типа ложных сбросов сжатия и возникших (заложенных) под действием избыточного давления магмы снизу; 2) проседание центрального блока, раздвигание окружающих трещин, проникновение магматического материала, происходящее вследствие падения давления магмы под действием регионального растяжения земной коры. На фоне регионального растяжения ложные сбросы сжатия перерастают в нормальные сбросы с образованием мощных брекчий.

Многолетние петрологические исследования в Хибинах с учетом данных других исследователей позволили автору критически подойти к представлениям о механизме формирования массива и предложить несколько отличающийся от предыдущих вариант, как нам представляется, более полно объясняющий новые факты в строении массива.

Предлагаемый механизм образования в общем сводится к многократному возникновению конических воронкообразных или близких к ним по форме последовательно (по мере образования) вложенных друг в друга интрузивных тел, образованных пульсирующей интрузивной деятельностью долгоживущего магматического очага. При построении такой схемы механизма образования Хибинского массива автор опирался на нижеследующие положения — результаты петрологических исследований.

1. Интрузии в массиве произошли в очередности, соответствующей последовательности их размещения от периферии к центру. Иными словами, процесс формирования массива, начавшийся с периферии, закончился в его центральной части.

2. Расслоенность толщ щелочных пород, широко развитая в массиве, является следствием процессов дифференциации магматического расплава. Нижние части интрузивных тел характеризуются (на примере трахигоидных хибинитов) более четкой расслоенностью и содержат в своем составе слои с повышенной плотностью (Галахов, 1961, 1966б).

3. Наличие несоответствия (непараллельности) в положении слоев изученных расслоенных интрузий и поверхности нижнего (лежащего) контакта этих интрузий с более ранними породами (Галахов, 1961, 1966б). При этом слоистость обычно падает положе, чем плоскость контакта. Поэтому отсутствует идеальная сопряженность внутреннего строения расслоенных интрузий с плоскостями контактов, и хотя слои в непосредственном контакте несколько приспособливаются к положению контактной поверхности, уже на небольшом удалении от контакта они падают под более пологими углами. Вследствие этого, с более ранними интрузиями каждая из относительно более поздних контактирует на разных гипсометрических уровнях разными слоями своих расслоенных комплексов.

4. Неровный ступенчатый характер контактов между интрузиями обусловлен ступенчатыми коническими расколами, впоследствии активными силами магмы, преобразованными в магматические камеры (Галахов, 1965, 1966б). Вертикальное поднятие срединного блока вмещающих пород, вырезанного таким ступенчатым коническим расколом, удовлетворительно решает проблему пространства при образовании крупных интрузивов и существующее местами резкое изменение мощности их по падению. Становятся объяснимыми различия в крутизне наклона лежачего и висячего контактов интрузивов, отмечаемые С. И. Заком (1963), как характерные для конических интрузий Хибин, выражющиеся в на-

личии крутопадающего ($60-70^\circ$) к центру массива нижнего контакта и более пологопадающего ($20-30^\circ$) в том же направлении верхнего контакта.

5. Постепенное выполаживание с глубиной контакта Хибинского массива с вмещающими архейскими гнейсами и свитой имандра—варзуга, установленное геофизическими работами (Шаблинский, 1963, 1965). Если вблизи дневной поверхности углы падения контакта массива близки к вертикальному, то на глубине 6–7 км они уменьшаются до $40-50^\circ$,

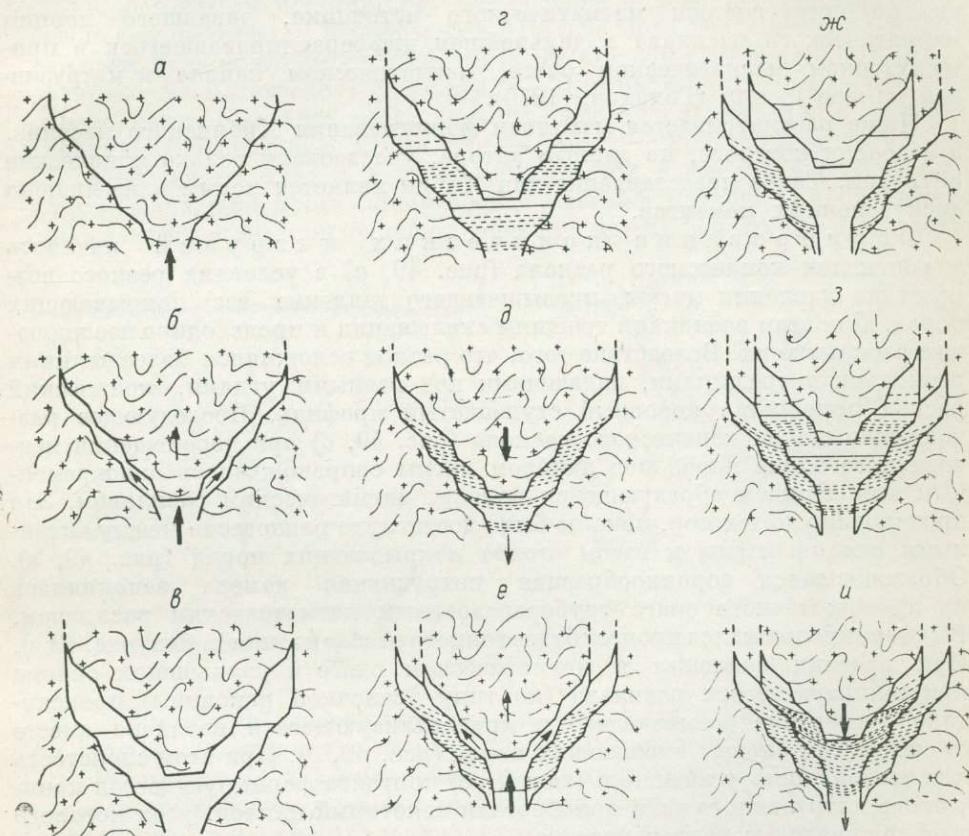


Рис. 49. Схема образования конических интрузий.

a — конический раскол, *б* — начальная и *в* — конечная стадии внедрения груборасслоенного магматического расплава, *г* — стадия более тонкого расслаивания расплава, *д* — проседание кристаллизующегося расплава вместе со срединным блоком вмещающих пород; *е*—*и* — стадии формирования следующей интрузии по возобновившемуся коническому расколу в зоне висячего контакта предыдущей интрузии.

а в районе оз. Малый Вудъяр зафиксировано почти горизонтальное положение нижней границы нефелиновых сиенитов.

6. Пространственное размещение на разных гипсометрических уровнях ксенолитов щелочных пород в зонах контактов каждой более поздней интрузии с более ранней, а также зажатых между ними блоков вмещающих пород свидетельствует о серповидной (в плане) конфигурации конических расколов и разместившихся в них интрузий.

7. Интрузивные соотношения между породами (расплавами), по существу сингенетичными, вызваны продолжительной, неодновременной кристаллизацией различных по составу слоев и частей раздифференцированных масс расплавов в условиях неоднократно оживавших движений в формирующемся массиве, обусловивших выжимание некоторых еще не затвердевших слоев в уже закристаллизовавшиеся (Галахов, 1965, 1968в).

8. Предложенная автором (Галахов, 1970) схема глубинного строения Хибинского массива (рис. 2) является первой в общем геологически обоснованной попыткой воссоздания структуры всего массива в отличие от ранее рассматривавшейся лишь узкой приповерхностной зоны его.

9. Отличающиеся по составу неоднократно внедрявшиеся в Хибинскую структуру порции магматического расплава не обусловлены дифференциацией единожды возникшего и постепенно затухающего магматического очага, а являются результатом деятельности долгоживущего эволюционирующегося магматического источника, дававшего порции магматического расплава в дальнейшем дифференцировавшегося в промежуточном магматическом очаге, магматическом канале и интрузивной камере *in situ* (Галахов, 1970).

Ниже рассматривается механизм формирования Хибинского массива, в строении которого, по данным автора, участвовали только конические интрузии. Такое представление для Хибин является новым и не лишено дискуссионных моментов.

Формирование конических интрузий началось с заложения конического раскола (рис. 49, *a*) в условиях резкого возрастания давления магмы, превышающего давление (вес) покрывающих пород. При этом возникали трещины скальвания и происходило последующее раскрытие их. Вследствие того, что раскол осложнялся более мелкими расколами и трещинами, падающими под разными углами, конический раскол приобретал неровный ступенчатый профиль. Последующее раздвижение стенок конического раскола (рис. 49, *b*) при перемещении центрального блока пород под напором магмы сопровождалось одновременным выполнением образующейся полости магматическим расплавом. Это происходило до тех пор, пока не было достигнуто равновесие между активными силами магмы и весом столба покрывающих пород (рис. 49, *c*). Образовавшаяся воронкообразная интрузивная камера заполнялась из промежуточного очага груборасслоенным магматическим расплавом. В камере продолжался процесс более тонкого расслаивания *in situ* (рис. 49, *г*). При падении давления в магматическом очаге и уменьшении объема кристаллизующегося расплава (по типу усадочной раковины) происходило проседание остывающего и кристаллизующегося расплава вместе со средним блоком вмещающих пород (рис. 49, *д*). При этом слоистость и трахитоидность у внешнего (лежачего) контакта формирующегося конического интрузивного тела приобретали некоторый наклон, угол которого выполаживался к центру массива.

На следующем этапе, когда вновь возрастало давление в магматическом очаге, описанный процесс повторялся, что привело к возникновению нового конического интрузива (рис. 49, *е—и*), вложенного в ранее возникшее воронкообразное интрузивное тело. Неоднократное образование таких вложенных друг в друга конических интрузий и привело к формированию структуры, аналогичной структуре Хибинского массива.

Экспериментальные данные хотя и немногочисленны, но, по мнению автора, помогают понять формирование таких интрузий и делают приведенные выводы более обоснованными.

Заложение конического раскола вследствие резкого повышения давления магмы, превышающего давление (вес) покрывающих пород, и раскрытие возникших расколов и трещин находит подтверждение в приведенных на рис. 50 данных из области взрывных работ (Афонин и др., 1971).

Механизм формирования внутреннего строения интрузий в связи с продолжительной неодновременной кристаллизацией расплава, явлениями уменьшения объема и происходящей вследствие этого усадки в известной степени освещается экспериментами Д. М. Орлова (1963), показавшими, что уменьшение объема парафина при его затвердевании в замкнутом сосуде, сообщающемся с ниже расположенным резервуаром расплавленного парафина, приводит к тому, что расплавленный па-

фин из нижнего резервуара атмосферным давлением загоняется в верхний сосуд. Объем вновь поступившей порции расплавленного парафина составляет около 13% объема сосуда, т. е. отвечает коэффициенту усадки этого вещества. На основании экспериментов Д. М. Орлов считает, что в первые моменты после внедрения расплава в магматическую камеру гидростатическое давление будет приблизительно равно весу столба выше лежащих пород. При наличии свода, способного выдержать нагрузку толщи выше лежащих пород, объем камеры в процессе кристаллизации будет оставаться постоянным. Уменьшение объема консолидирующегося расплава приведет к падению гидростатического давления в камере, что вызовет приток магмы из областей более высокого давления, т. е. из глубинного магматического резервуара. Приток нового материала будет происходить в течение всего периода кристаллизации вплоть до полной консолидации массива. Таким образом, процесс кристаллизации расплава с уменьшением объема консолидирующейся вещества является источником движения кристаллизующейся магмы в камере. О продолжительности кристаллизации больших объемов магмы свидетельствуют данные

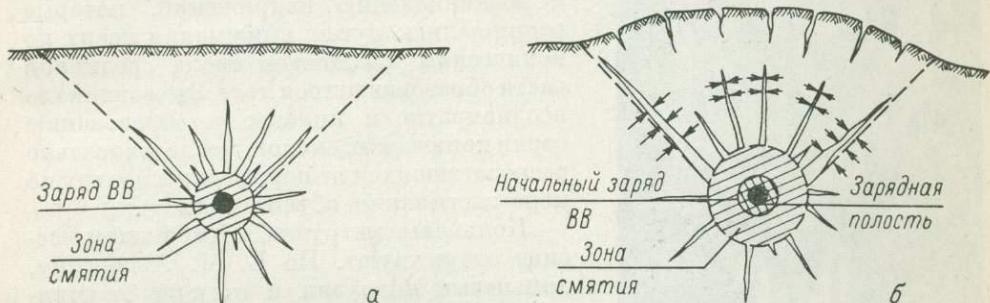


Рис. 50. Схема процесса разрушения вблизи свободной поверхности.
а — до прихода отраженной волны; б — при всputчивании массива в процессе разрушения (Афонин и др., 1971).

Е. С. Ларсена, подсчитавшего, что для кристаллизации базальтовой магмы в камере объемом всего лишь в 20 000 м³ понадобится 5 млн лет.

Рассматривая и экспериментируя механизм формирования интрузий в связи с явлением усадки при кристаллизации, Д. М. Орлов (1963) показал, что при кристаллизации парафина в сосуде, высота которого достаточно велика и охлаждающее влияние стенок значительно, в центральной части парафиновой отливки образуется чашеобразное или воронкообразное углубление. Верхний слой уже закристаллизовавшегося парафина пластически деформируется силой атмосферного давления. Если кристаллизующееся вещество не пластично, возникшая на поверхности расплава корка взламывается и чашеобразное или воронкообразное углубление имеет ступенчатую форму. После ряда экспериментов, позволяющих наблюдать явление усадки при кристаллизации и влияние ее на характер и форму закристаллизовавшихся «массивов», Д. М. Орлов приходит к заключению, что механизм образования чашеобразных и воронкообразных внутренних структур интрузий в значительной степени или почти полностью определяется явлением усадки. По его данным первичная цилиндрическая форма магматической камеры в процессе усадки при консолидации расплава будет модифицирована в чашеобразную. Глубина чаши или воронки проседания пропорциональна коэффициенту усадки консолидирующихся пород и отношению высоты камеры к ее поперечному сечению. Глубина чашеобразного углубления при консолидации интрузий цилиндрической формы с высотой и диаметром, равным 3 км, может достигнуть 1—1.5 км. Известно (Буссен, Сахаров, 1967), что при опытных плавках, проведенных Ю. К. Митюниным, усадка в сравнении с объ-

емом расплава достигала для ловозерских фойяитов — 20%, уртита — 27, луяврита — 28%.

Возникновение при проседании наклона слоистости, выполаживающейся к центру кристаллизующейся интрузии, иллюстрируется структурой слитка (рис. 51), возникшей при истечении его вследствие прессования из контейнера в матрицу (Сарычев, 1940).

Схема образования серии конических расколов и интрузий в общем виде в миниатюре иллюстрируется строением небольшого тела льда, возникшего при застывании воды в чашеобразном углублении обнажения (рис. 52). Здесь срединные части льда последовательно от периферии к центру выжаты вверх по ряду концентрических конических плоскостей. Застывание воды, сопровождавшееся постепенным нарастанием льда внутрь от поверхности верхней корки льда и от стенок обнажения, приводило к возрастанию давления внутри и возникновению напряжений, которые разряжались путем выжимания вверх по коническим плоскостям скола срединной части образовавшегося льда. Это возникало неоднократно и привело к образованию серии конических сколов, последовательно располагавшихся от периферии к центру по мере застывания объема воды.

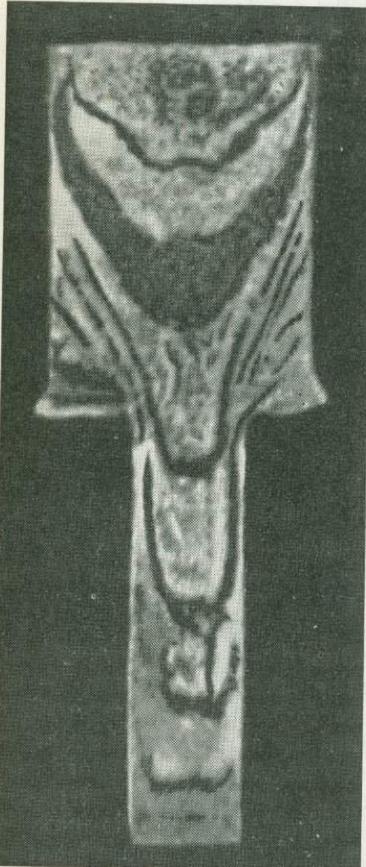


Рис. 51. Разрез пропрессованного алюминиевого слитка, составленного из дисков алюминия и пластин сплава 99% алюминия и 1% меди.

признак принадлежности интрузий к кольцевому или коническому типу, однако это не является неоспоримым по следующим причинам.

1. Ориентировка блока трещин интрузива находится в определенном соотношении с первично-магматическими структурными элементами пород. Когда между последними и положением плоскостей контактов с вмещающими породами существует несоответствие (непараллельность), например в интрузии трахитоидных хибинитов, то отпадает контролирующая роль рассматриваемого структурного элемента в определении формы интрузии.

2. Отсутствует полная уверенность в правильности определения генетической принадлежности трещин при отсутствии первично-магматиче-

ских структурных элементов и в первую очередь линейного параллелизма минералов. Это признает и Е. А. Каменев (1963), говоря, что установить принадлежность выделенных систем трещин в хибинитах не представляется возможным из-за отсутствия в них линейного параллелизма минералов.

3. Вертикальные или почти вертикальные концентрические трещины, считающиеся характерными для кольцевых интрузий хибинитов, рискорритов и неравнозернистых нефелиновых сиенитов, присутствуют, по данным Е. А. Каменева (1963), и в интрузиях трахитоидных хибинитов и фойяитов, причисляемых к коническим. В то же время наклонные пластовые трещины, ориентированные параллельно трахитоидности и хорошо выраженные в конической интрузии ийолит-урититов, присутствуют на диаграмме трещины фойяитов только одного из восьми изученных Е. А. Каменевым участков и отсутствуют на всех диаграммах трахитоидных хибинитов, хотя и те и другие относятся к коническим интрузиям.

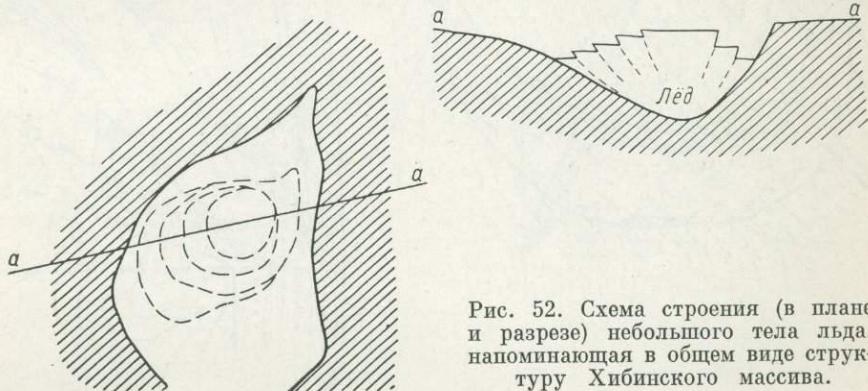


Рис. 52. Схема строения (в плане и разрезе) небольшого тела льда, напоминающая в общем виде структуру Хибинского массива.

Принимая же во внимание возможный ступенчатый характер контактов интрузий, присутствие у одной и той же интрузии одновременно пологих (лежащих) и крутых (висячих) контактов делает одну и ту же систему трещин в одной и той же интрузии, свойственной то кольцевой, то конической интрузии, в зависимости от положения участка, выбранного для изучения.

Многократное повторение конических интрузий при формировании структуры центрального типа без чередования их с кольцевыми не является из ряда вон выходящим. Это иллюстрируется строением шотландских конических интрузий, которые обычно развиваются в виде систем параллельных слоев различной мощности, которые нередко, как это отмечает Ричи для центральной интрузии Арднамэрчен, взаимно пересекаются.

Данные геолого-структурных исследований свидетельствуют о том, что восстановление нарушенного равновесия между уменьшившимся после охлаждения и кристаллизации внедрившегося расплава давлением в магматическом резервуаре и весом покрывающих пород протекало без возникновения кольцевых расколов, образование которых предполагает Е. М. Андерсон, а вслед за ним Н. А. Елисеев и другие исследователи Хибин. Восстановление этого равновесия происходило путем постепенного проседания по мере остывания и кристаллизации внедрившихся магматических масс вместе со срединным блоком пород кровли. Следовательно, образование кольцевых интрузий в Хибинах ничем не вызывалось.

Основываясь на всем вышеизложенном, автором предпринята попытка дать новую, отличающуюся от ранее принятой общую схему формирования Хибинского массива (рис. 53).

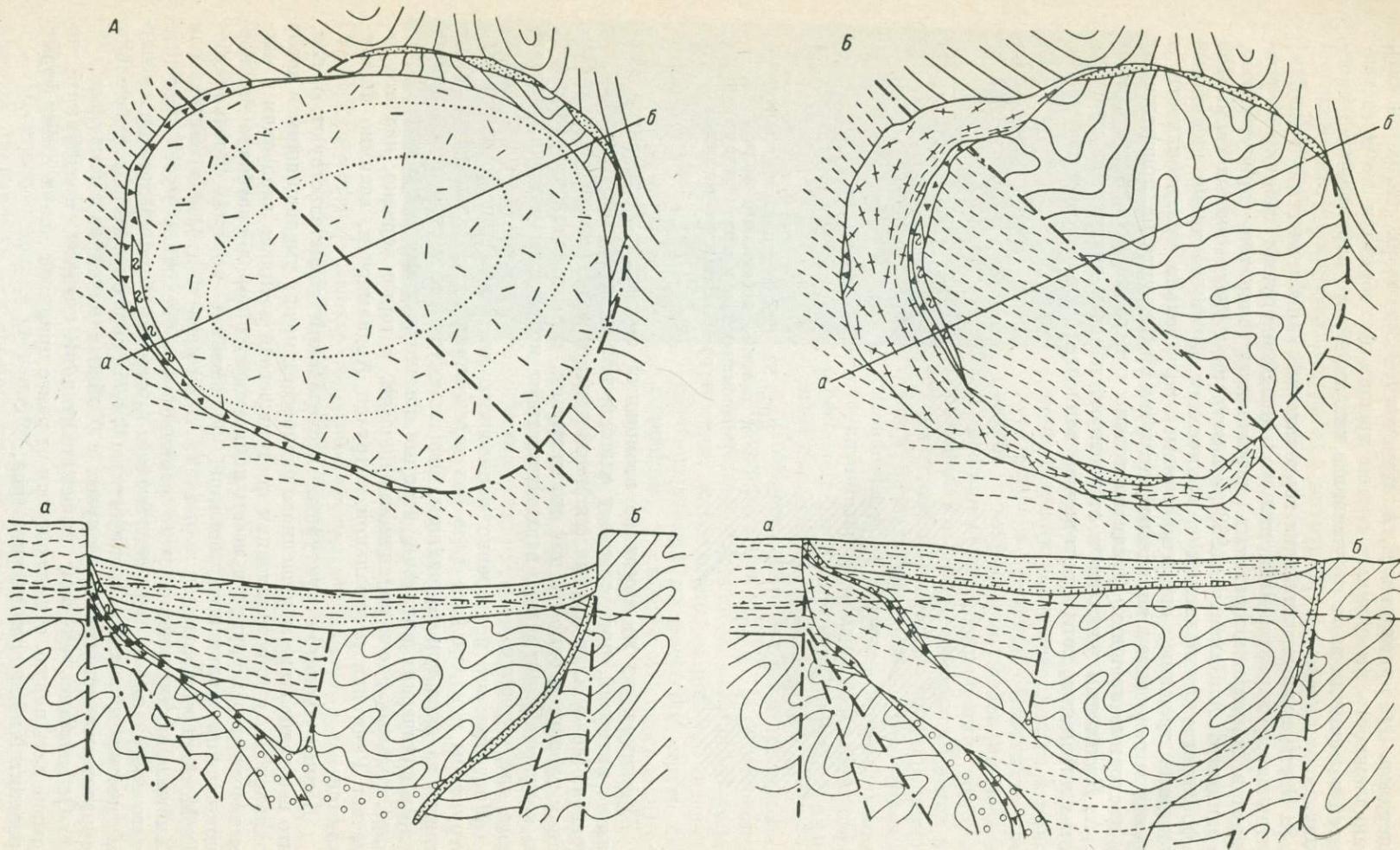


Рис. 53.

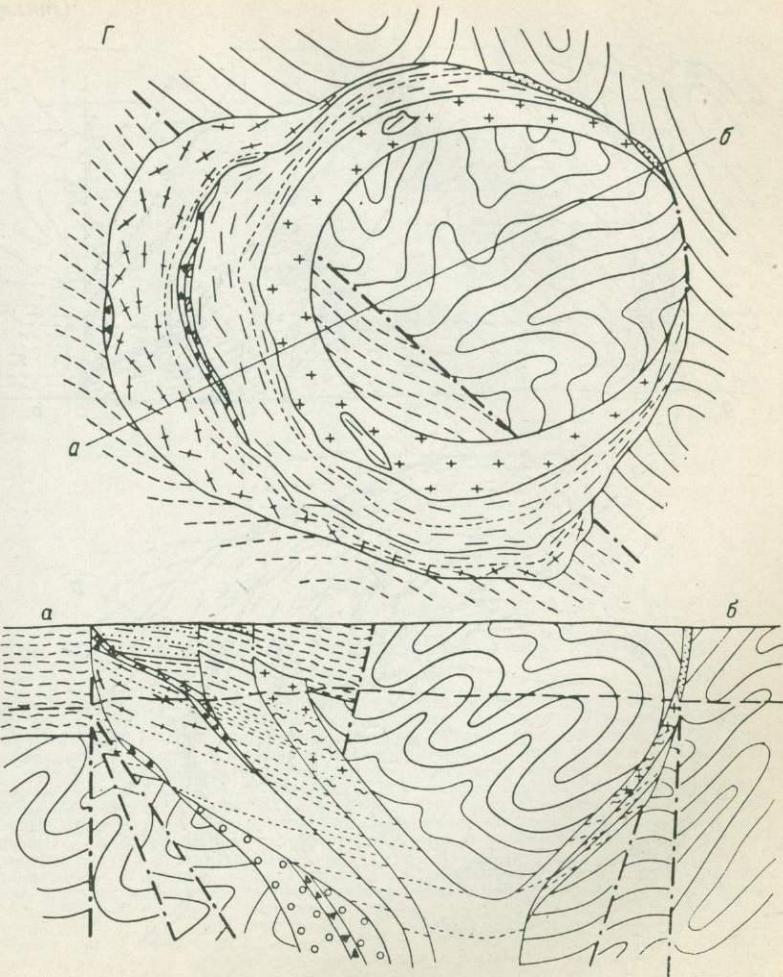
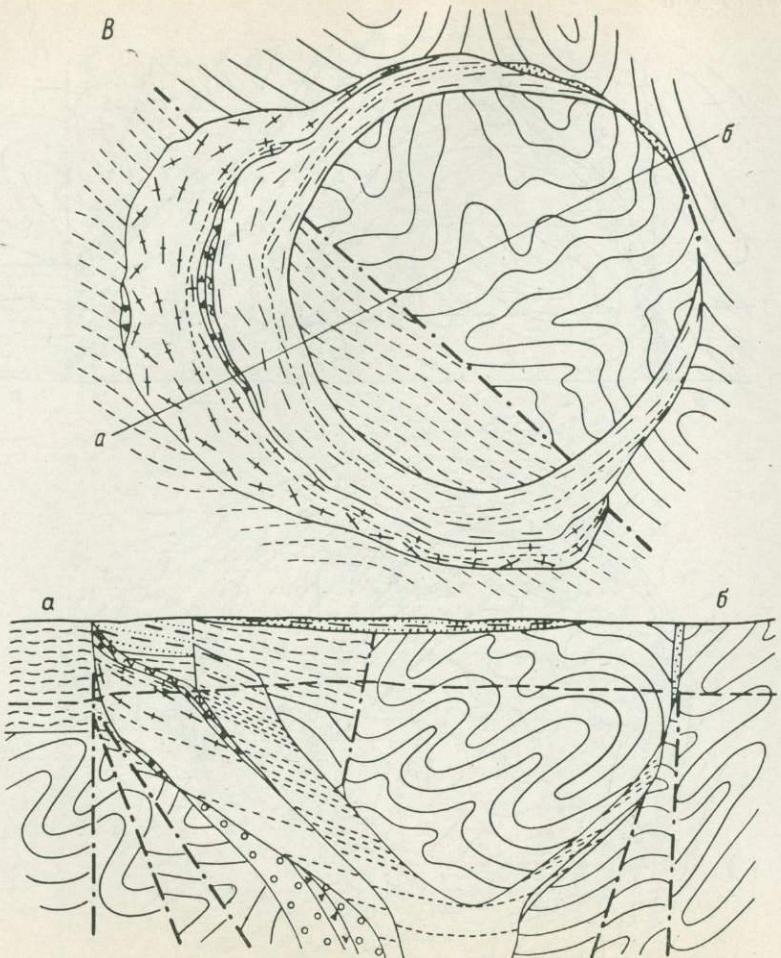


Рис. 53 (продолжение).

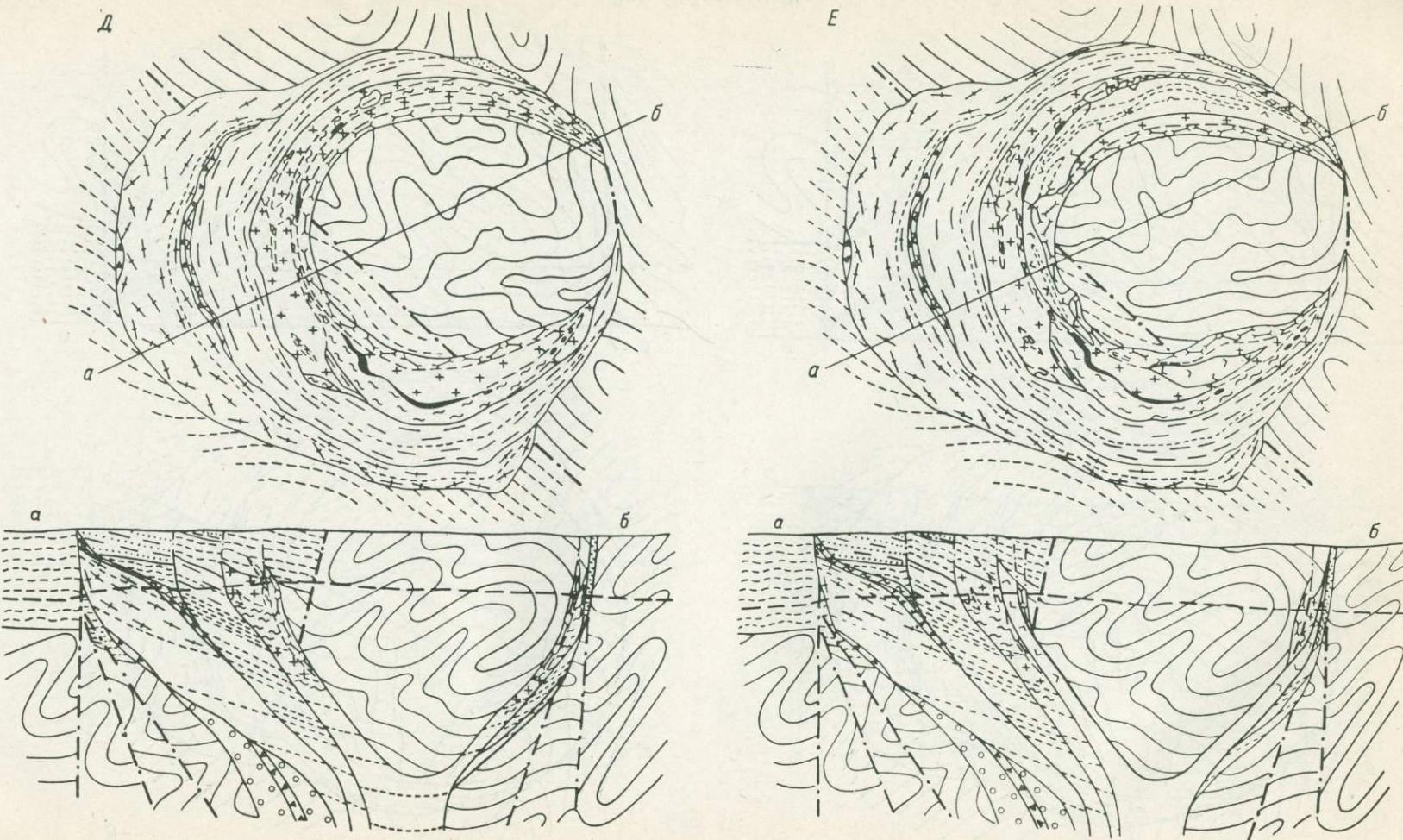


Рис. 53 (продолжение).

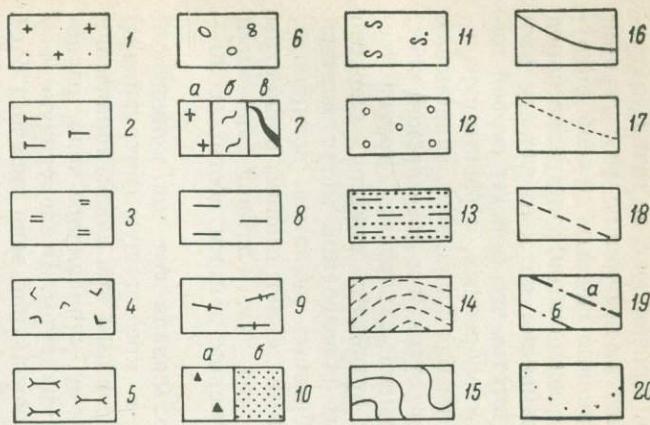
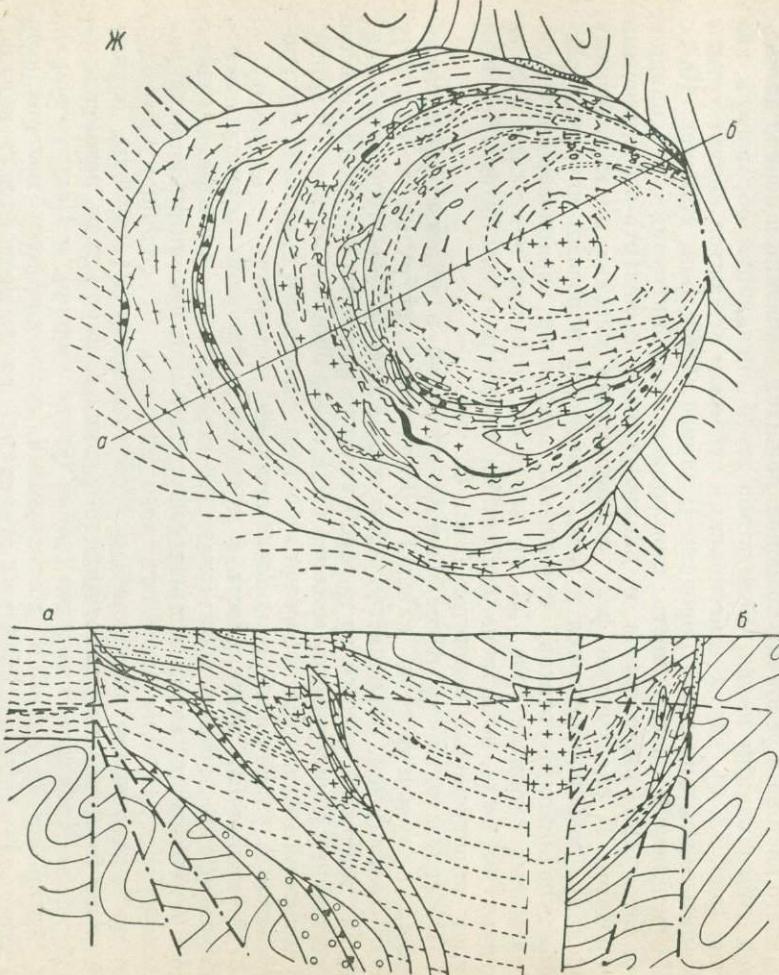


Рис. 53. Схема механизма формирования Хибинского массива (в плане и разрезе).

Формирование интрузий: А — щелочных и мелкозернистых нефелиновых сиенитов первой фазы; Б — хибинитов; В — трахитоидных хибинитов; Г — рисорритов—ийолит-уртилов; Д — гнейсовоидно-трахитоидных рисорритов, ийолит-уртилов, апатито-нефелиновых пород; Е — неравнозернистых нефелиновых сиенитов; Ж — фойлитов с центральным штокообразным телом пироксеновых фойлитов.

1 — пироксеновые фойлиты; 2 — фойлиты; 3 — мелкозернистые и среднезернистые нефелиновые сиениты краевой зоны интрузии фойлитов; 4 — неравнозернистые нефелиновые сиениты; 5 — рисорриты неполнокольцевого тела; 6 — ксенолиты рисорритов; 7 — рисорриты кольцевого тела (а), ийолит-уртилы (б), апатито-нефелиновые породы (в); 8 — трахитоидные хибиниты; 9 — хибиниты; 10 — мелкозернистые нефелиновые (а) и щелочные (б) сиениты; 11 — ромбен-порфиры; 12 — каледонские щелочно-ультраосновные породы; 13 — палеозойские осадочно-вулканогенные породы ловозерской свиты; 14 — протерозойские породы свиты имандра-варзуга; 15 — архейские гнейсы; 16 — контакты между интрузиями; 17 — границы между разновидностями пород интрузий; 18 — интрузивные контакты между породами одной и той же интрузии; 19 — предполагаемые расколы (а) и тектонические контакты (б); 20 — граница с необнаженным участком в восточной части массива; пунктир на разрезах — уровень современного эрозионного среза.

По предложенной схеме интрузивная деятельность происходила внутри грабеновой структуры, в которой проблематично показаны (рис. 53, а) возможные на глубине ранние каледонские щелочно-ультраосновные породы (Галахов, 1966а) и позднее их возникшие уже герцинские ромбен-порфиры, щелочные и нефелиновые сиениты первой интрузивной фазы, сохранившиеся только в виде ксенолитов. Внедрение пород первой интрузивной фазы произошло, возможно, по коническому расколу. Геологические данные позволяют считать, что породы первой интрузивной фазы образовали в плане два дугообразных, с разными радиусами кривизны, интрузивных тела. Одно из них (западное), залегающее в эфузивно-осадочных породах имандра-варзугской и ловозерской свит, представлено мелкозернистыми нефелиновыми сиенитами, другое (северо-восточное), располагающееся среди архейских гнейсов, сложено щелочными сиенитами. Примером сходных образований могут явиться тетюхинская и тадушинская серии дугообразных разломов, возникшие, по Р. Е. Остроумову, в результате крупных землетрясений, эпицентры которых совпадают с центрами тектонических дуг. Глубина заложения этих дугообразных разломов по геофизическим данным достигает 20—30 км.

Следующая интрузия хибинитов использовала тот же конический раскол, по которому внедрялись породы в предыдущую интрузивную fazu (рис. 53, б). Судя по геологическим данным эта новая коническая интрузия в плане представляла, по-видимому, серповидное тело, располагающееся в западной части хибинской структуры. В следующую fazu интрузивной деятельности в ослабленной контактной зоне висячего бока интрузии хибинитов возникла коническая интрузия трахитоидных хибинитов (рис. 53, в). Позднее по обновившемуся коническому расколу в зоне висячего бока интрузии трахитоидных хибинитов произошла интрузия рисchorритов—ийолит-уртитов (рис. 53, г). Формирование ее было сложным, обусловленным длительной, неодновременной кристаллизацией слоев разного состава в условиях возобновлявшихся движений в период до полной консолидации пород. Вследствие этого рисchorриты образовали два тела (рис. 53, д). Также к нескольким субфазам относятся ийолит-уртиты с апатито-нефелиновыми породами (Иванова, 1963; Зак, Каменев, 1964). Не исключена возможность синхронности субинтрузий гнейсовидно-трахитоидных рисchorритов и ийолит-уртитов с апатито-нефелиновыми породами. В следующую fazu формирования массива по коническому расколу, возобновившемуся в зоне, сложенной породами интрузии рисchorритов—ийолит-уртитов, произошло внедрение неравнозернистых нефелиновых сиенитов (рис. 53, е), вслед за которыми центральная часть структуры была выполнена фойяитами с центральным штокобразным телом пироксеновых фойяитов (рис. 53, ж).

Последовательность расположения интрузий в массиве, определяющаяся приуроченностью каждой последующей интрузии к висячему боку предыдущей, объясняется приведенной схемой формирования конических интрузий, исходя из которой висячие контакты интрузий на всем протяжении формирования массива были ослабленными зонами. Наконец, Хибинский массив был пересечен молодыми жильными породами, приуроченными к радиальным и концентрическим трещинам.

Магматическая деятельность в пределах хибинской структуры центрального типа в отдельные (главные) интрузивные fazы происходила по коническим разломам и преимущественно при положительном гидростатическом давлении магматического расплава. К подобному выводу, но на ограниченном материале, в 1958 г. пришел У. Ли-жень, изучая условия формирования некоторых интрузивных пород лишь незначительной части Хибинского массива (район Кукисвумчорра и Поачвумчорра).

Автор не располагает достоверными геологическими материалами о местоположении в хибинской структуре центра подводящего канала,

его размеров, глубины фокусов давления для каждой из магматических интрузивных фаз, подобно тому, как это сделано Г. Эккерманом для интрузии Альне в Швеции. Тем не менее предложенная нами схема формирования Хибинского массива, основанная на структурно-геологических и геофизических данных, позволяет с известной степенью вероятности представить глубину сочленения магматического канала и интрузивной камеры, возможный поперечник магматического канала в этом месте, а также и смещение его от интрузии к интрузии в процессе

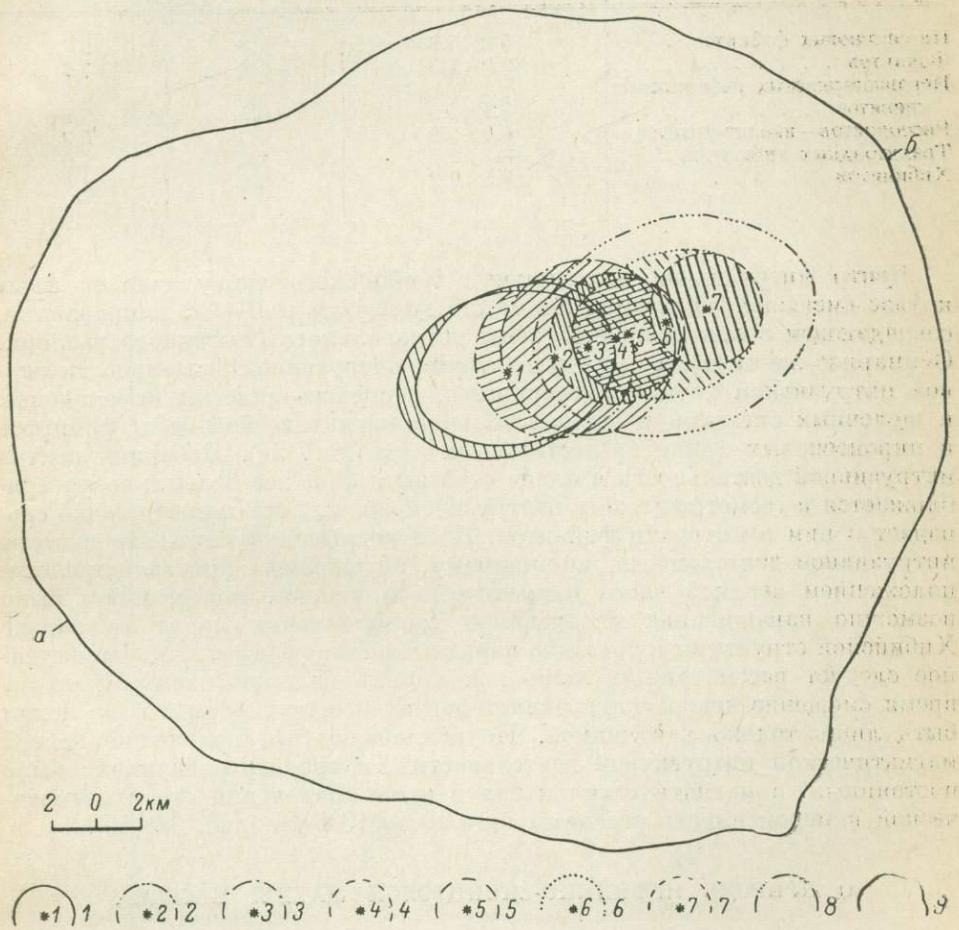


Рис. 54. Схема расположения магматических каналов и их центров в разные фазы историй формирования Хибинского массива.

1—7 — контуры и центры магматических каналов интрузий соответственно пород первой фазы, хибинитов, трахитоидных хибинитов, рискоритов—ийолит-урититов, неравнозернистых нефелиновых сиенитов, фойлитов и субфазы пироксеновых фойлитов; 8 — контур магматического канала, центр которого в процессе формирования массива не менял места; 9 — граница Хибинского массива; а, б — положение разрезов см. на рис. 53 и 55.

магматической деятельности. О смещении центров интрузий отмечалось и раньше (Елисеев и др., 1939; Зак, 1963; Галахов, 1962б; Зак, 1963; Иванова, 1963, и т. д.), но за них принимались геометрические центры интрузий на плоскости геологической карты, без учета асимметрии строения массива в вертикальном разрезе.

На основании структурной карты с учетом геофизических данных устанавливается, что магматический канал переходит (расширяется) в интрузивную камеру на глубине около 20 км. Размер сечения канала здесь, вероятно, не был постоянным и менялся от 9.0×7.3 до 5.2×5.0 км, как видно из нижеприведенных данных (табл. 56).

Таблица 56
Размеры сечений магматических каналов
и их относительное положение

Интрузия	Поперечник магматического канала, км	Местоположение центра канала по отношению	
		к предшествую- щей интрузии	к первой интрузивной фазе
Пироксеновых фойяитов . . .	5.2×5.0	1.8	9.4
Фойяитов	9.0×7.3	1.8	7.6
Неравнозернистых нефелиновых сиенитов	5.4×5.0	0.5	5.8
Рисчоррбитов—ийолит-урититов	6.6×5.8	1.3	5.3
Трахитоидных хибинитов . . .	8.1×7.6	1.6	4.0
Хибинитов	7.5×7.2	2.4	2.4

Центр интрузивной деятельности Хибинского субвулкана от фазы к фазе смешался на расстояние от 0.5 до 2.4 км в В—СВ направлении, совпадающем с ориентировкой зоны регионального глубинного разлома. Суммарное же смещение между центрами интрузивной деятельности первой интрузивной фазы мелкозернистых и среднезернистых нефелиновых и щелочных сиенитов и заключительной магматической фазы фойяитов и пироксеновых фойяитов достигает 9.4 км (рис. 54). Проекция центра интрузивной деятельности в плане от фазы к фазе все более и более приближается к геометрическому центру интрузивных тел и почти точно совпадает с ним в интрузии фойяитов. Последовательное смещение центров интрузивной деятельности, по-видимому, обусловлено пространственным положением верхней части магматического канала, при котором было возможно наращивание интрузивных магматических пород на западе Хибинской структуры и срезание пород на востоке ее (рис. 53). Приведенное следует рассматривать лишь как принципиальную схему. В то же время смещение центра интрузивной деятельности от фазы к фазе может быть лишь только кажущимся. Не исключено, что положение центра магматической интрузивной деятельности Хибинского субвулкана было постоянным, а магматический канал в месте сочленения его с магматической камерой имел в сечении около 10.5×13.1 км (рис. 54, 55).

О ПРИРОДЕ НЕФЕЛИНО-СИЕНИТОВОЙ МАГМЫ МАССИВА

Основная масса щелочных пород Хибинского массива большинством исследователей признается магматической. Поскольку щелочные породы являются довольно редкими природными образованиями (составляют около 1% от общей массы магматических горных пород), то щелочная магма, образовавшая их, обычно принимается за производную других широко представленных магм. Считается (О. А. Воробьева, В. И. Гончакова, Л. С. Егоров и др.), что щелочные породы могут быть дифференциатами каждой из родоначальных магм — ультраосновной, основной, кислой.

На Кольском полуострове нефелиновые сиениты входят в состав преимущественно трех формаций: протерозойской (позднекарельской) щелочно-габброидной, палеозойской (калевонской) щелочно-ультраосновной и герцинской собственно нефелино-сиенитовой. Щелочные породы, находясь в ассоциации с ультраосновными и основными породами, обнаруживают и генетическую связь с ними. Для Хибинского щелочного массива, сложенного почти исключительно нефелиновыми сиенитами, определение генетической принадлежности затруднительно.

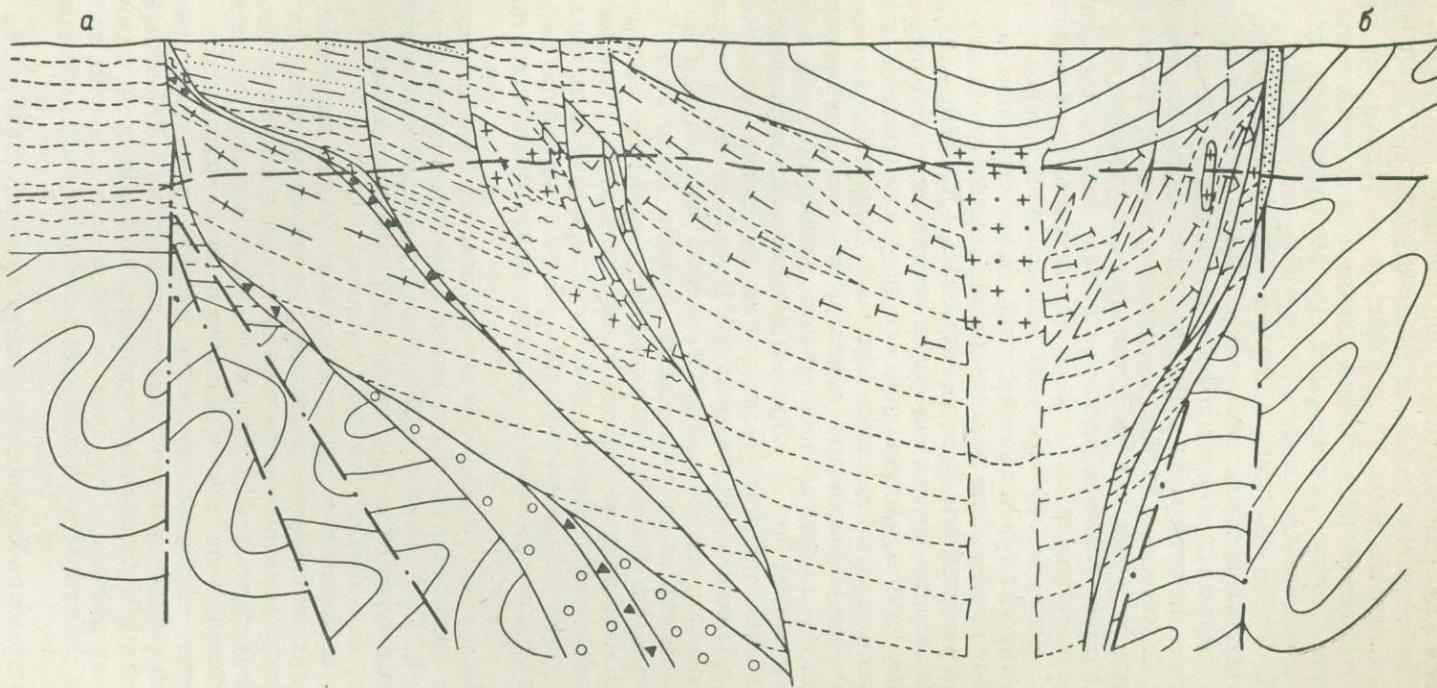


Рис. 55. Схема строения Хибинского массива с постоянным местоположением центра магматического канала.
Условные обозначения те же, что на рис. 53.

Б. М. Куплетским в 1932 г. высказано предположение о генетической связи нефелиновых сиенитов Хибин со щелочными гранитами центральной части Кольского полуострова. Такую же мысль высказывает и В. И. Володавец, который, однако, в образовании Хибинского массива придает большое значение явлениям ассилияции. Б. М. Куплетским выполнены специальные расчеты, которые не позволили ему признать возможность отщепления нефелиновых сиенитов непосредственно от щелочных гранитов. Поэтому он допускает, что исходная магма дала, с одной стороны, щелочные граниты, а с другой — нефелиновые сиениты. Согласно М. К. Пильтенко (1964) получить нефелиновый сиенит десиликацией гранитных магм почти невозможно. Для образования даже небольшого тела щелочных пород путем десиликации гранитов или заменяющей их магмы потребуются дополнительные сотни миллионов тонн натрия. По В. С. Зырянову (1969), основным возражением против гипотезы образования нефелиновых сиенитов путем глубинной десиликации гранитного расплава является исключительная инертность кремния и алюминия, перераспределением которых объясняется образование нефелинового сиенита. Известно, что возникновение щелочных пород из гранитного расплава путем кристаллизационной дифференциации также невозможно из-за существования области низких температур между гранитной и щелочной эвтектиками в системе NaAlSiO_4 — KAlSiO_4 — SiO_2 . Таким образом, возникновение крупных нефелин-сиенитовых массивов, подобных Хибинскому, путем десиликации и кристаллизационной дифференциации гранитной магмы, по-видимому, мало вероятно.

Резкие контакты нефелиновых сиенитов с вмещающими породами, их ксенолитами, а также незначительные эндоконтактные изменения свидетельствуют о том, что в образовании нефелин-сиенитовой магмы Хибинского массива явления ассилияции не имели определяющего значения. А. А. Полканов и У Ли-жень (1961) считают, что процессы контаминации магмы при образовании Хибинского массива или не имели места или проявились в незначительной степени. Наличие в Хибинах апатито-нефелиновых и сフェновых месторождений может наводить на мысль о роли явлений ассилияции. Однако химический состав массива и слагающих его пород вполне допускает возможность образования этих месторождений при дифференциации больших объемов щелочной магмы без специального привноса фосфора и кальция при ассилияции, как это предполагает С. Тугут.

Известно (Белоусов, 1968), что в условиях платформы глубинная магма, проходя через земную кору, очень слабо взаимодействует с ней химически. По Г. С. Горшкову (1964), при вулканическом извержении роль ассилияции чуждого материала на пути движения магмы из магматического очага, как правило, очень ограничена.

Отсутствуют в Хибинах и указания на образование щелочных пород посредством палингенаеза супракrustальных соленосных толщ, которому М. К. Пильтенко в щелочном петрогенезисе придает первостепенное значение. В районе Хибинского массива нет признаков существования соленосных толщ. Если бы они даже и были, то вряд ли сохранились до времени образования нефелин-сиенитового массива вследствие метаморфизма вмещающих толщ и более древнего магматизма. Хибинский массив формировался в несколько интрузивных фаз, при этом щелочность расплава резко не менялась, что вряд ли могло быть, если бы повышенная щелочность силикатного расплава была обязана ассилияции соленосных толщ.

В последнее время в Хибинском массиве автором обнаружены следы более древнего щелочно-ультраосновного магматизма, казалось бы указывающие на возможную связь щелочной (нефелин-сиенитовой) магмы с ультраосновной. Нами установлено (Галахов, 1966а), что расплав, участвовавший в щелочно-ультраосновном магматизме в Хибинских

тундрах, имел такой же состав и, по-видимому, то же происхождение, что и расплав каледонских щелочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова. По А. А. Кухаренко с соавторами (1965), породы щелочно-ультраосновных и щелочных (нефелин-сиенитовых) массивов, включая и кимберлиты, представляют одну естественную формацию пород, возникающих на разных уровнях эволюции однотипных по составу и происхождению глубинных ультраосновных расплавов. Более того, существует один общий механизм дифференциации вещества, приводящий вначале к возникновению за счет перидотитов субщелочных расплавов, отвечающих кимберлитам жерловой фации, затем к их щелочным дайковым производным и в конечном итоге — к щелочно-ультраосновным и щелочным магмам. По О. А. Воробьевой (1963), бесполевошпатовые нефелиновые породы, ассоциирующиеся с ультрабазитами и карбонатитами, типичны для платформ и генетически связаны с эволюцией ультраосновной магмы. Эти нефелиновые щелочные породы по степени кислотности сближаются с комагматическими пироксенитами. Связь щелочных и ультраосновных пород в щелочно-ультраосновных массивах наблюдается повсеместно.

Для Хибинского массива отсутствуют факты, свидетельствующие о непосредственной связи нефелин-сиенитового и ультраосновного магматических расплавов. Нет основания признать дифференциацию единого подкоркового магматического очага. Внедрение нефелин-сиенитовых расплавов в очень крупном масштабе произошло в пределах только рядом расположенных Хибинского и Ловозерского массивов, где они распространены на площади соответственно 1327 км² и 650 км². Щелочно-ультраосновные же массивы расположены в многочисленных пунктах Кольского полуострова и имеют размеры от 0.8 до 35 км². Щелочные породы в них представлены главным образом мельтейгитами, ийолитами, уртитами, а нефелиновые сиениты проявились лишь в небольшом масштабе и встречаются обычно в виде жил.

Характерно, что каледонские массивы по данным региональных геофизических исследований (Цирульникова, Сокол, 1968) приурочены к субширотным (З—СЗ) глубинным разломам в докембрийском фундаменте. Причем располагаются они в местах пересечения с разломами другого простириания. Герцинские щелочные массивы (Хибины и Ловозеро) приурочены по данным геофизики к зоне глубинного, достигающего поверхности Мохоровичча разлома, В—СВ направления (см. рис. 1). Такая пространственная приуроченность крупных щелочных (нефелин-сиенитовых) массивов, вероятно, обусловлена более значительной глубиной заложения разлома (в зоне сочленения блоков земной коры), поднимающегося из более глубоких частей мантии. Упомянутые нефелин-сиенитовые массивы располагаются в зоне этого разлома вблизи сочленения ее с зоной такого же глубинного разлома субмеридионального простириания.

Следует также учесть значительный разрыв во времени проявления в Хибинах щелочно-ультраосновного (каледонского) и щелочного нефелин-сиенитового (герцинского) магматизма. Нефелин-сиенитовый магматизм, как и щелочно-ультраосновной, начинался в Хибинах с порфировой эфузивной или экструзивной фации, в первом случае с пикрит-порфиров, а во втором — с ромбен-порфиров и гигантозернистых нефелиновых порфиров, что как будто бы указывает на существование двух разобщенных циклов магматизма.

Заключительный этап формирования каледонских щелочно-ультраосновных массивов характеризуется мощным проявлением карбонатитов. После завершения щелочного нефелин-сиенитового магматизма в Хибинах последовали проявления ультраосновной магмы в виде молодых даек и трубок взрыва. Таким образом, и при формировании каледонских и герцинских интрузий наблюдаются магматические дифференциаты как ультраосновного, так и щелочного состава. Это происходит с той лишь

разницей, что в каледонских щелочно-ультраосновных интрузиях щелочные (иолит-уртитовые и нефелин-сиенитовые) породы следовали за ультраосновными.

По И. А. Петерсилье (1964), между каледонскими щелочно-ультраосновными и герцинскими щелочными интрузиями существует различие в газовой составляющей. При изучении нефелинов из пород щелочно-ультраосновных каледонских и щелочной герцинской Хибинской интрузии Л. В. Козыревой выявлено, что они отличаются по K-Rb отношению, содержанию стронция и калия. Различна и железистость пироксена из этих пород.

Все изложенное выше является отражением особенностей образования разновозрастных интрузивов. Причем каждый в отдельности из приведенных доводов еще мало о чем говорит, но в совокупности они свидетельствуют об отсутствии связи в образовании хибинской щелочной нефелин-сиенитовой магмы с деятельностью очагов щелочно-ультраосновного состава.

А. А. Полканов и У Ли-жень (1961) происхождение щелочных пород Хибинского массива связывают с дифференциацией базальтовой магмы, о составе которой, по их мнению, можно судить по секущим массив молодым дайкам щелочного базальта. Они полагают, что нефелин-сиенитовая магма находилась в верхних частях магматического очага. Ийолитовая магма возникла теми же путями, что и нефелин-сиенитовая магма, но локализовалась в нижних горизонтах магматического резервуара, еще ниже разместилась более основная магма, из которой образовались молодые дайки. Принятие такого способа образования нефелин-сиенитовой магмы встречает серьезные затруднения. Должны были существовать на очень ограниченном участке такие объемы базальтовой магмы, почти никак не проявившейся в районе Хибин, чтобы при дифференциации могли дать колоссальные массы нефелин-сиенитовой магмы, из которой образовались крупнейшие в мире Хибинский и Ловозерский массивы. Далее, вряд ли можно согласиться, что состав исходной магмы был таким же, как состав щелочного базальта молодых даек, секущих нефелин-сиенитовый массив. Если действительно имела место предполагаемая А. А. Полкановым дифференциация, то эту основную магму, как и щелочную, следует рассматривать дифференциатами какой-то другой проблематичной магмы. Не исключено, что выявленная А. А. Полкановым и У Ли-женем на диаграмме $\text{Ol}-\text{Ne}-\text{SiO}_2-\text{An}$ связь щелочной (хибинской нефелин-сиенитовой) магмы с базальтовой свидетельствует не о том, что нефелин-сиенитовая магма — результат дифференциации базальтовой, а лишь указывает на генетическое родство этих магм, возникших из родственных участков подкорового вещества.

В отношении проблем происхождения нефелин-сиенитовой магмы интересные данные получены Е. И. Донцовой и В. И. Герасимовским (1969) при определении изотопного состава кислорода. Малая дисперсия значений δO^{18} для нефелинсодержащих пород разновозрастных массивов Кольского полуострова (Гремяха-Вырмес, Сахариок, Турий мыс, Хибины, Ловозеро) рассматривается как следствие единобразия условий их возникновения. Исходя из изотопного состава кислорода, авторы считают необоснованным связывать образование нефелинсодержащих пород упомянутых массивов с кислыми магмами. Если же встать на точку зрения о происхождении щелочных пород в связи с базальтовыми магмами, то, по их мнению, согласно изотопным отношениям кислорода щелочные породы должны были явиться поздними дифференциатами фракционной кристаллизации базальтовой магмы. Но вряд ли можно с дифференциацией базальтовой магмы связывать образование столь различных по составу разновозрастных массивов Кольского полуострова. Основная и хибинская нефелин-сиенитовая магма могли, как только что указывалось, произойти из родственного субстрата определенных частей подкорового вещества,

и изотопный состав кислорода может быть указывает лишь на близость и определенную последовательность в их образовании.

Щелочные (нефелин-сиенитовые) породы обладают рядом особенностей геологического положения, минерального и химического состава, отличающих их от всех других изверженных горных пород. Это, вероятно, позволяет допускать, что щелочные магматические расплавы, так же как и магмы основные и ультраосновные, могут быть первичными и связанными своим происхождением с веществом верхней мантии.

Одной из особенностей состава пород Хибинского массива является повышенное содержание Nb, Ta, Zr, TR, отмечаемое О. А. Воробьевой (1960) как изначальное для нефелиновых сиенитов многофазных дифференцированных массивов платформ. По Л. Н. Овчинникову, Л. С. Бородину, В. В. Ляхович (1969), Nb, Ta, Zr среди примесей являются преимущественно ювенильными, а Li, Rb, Cs, Pb — заимствованными при ассилияции корового материала. Л. С. Бородин, Е. Д. Осокин, И. А. Блюм (1969) считают одним из показателей степени ювенильности магматических щелочных пород величину отношения средних содержаний Та в конкретном щелочном массиве и в щелочных породах вообще. Чем больше этот показатель превышает единицу, тем более ювенильны щелочные породы массива. Щелочные породы ими считаются ювенильными, если характеризуются высоким содержанием тантала ($17 \cdot 10^{-4}\%$) и относятся к палингено-ассимиляционным при низком содержании тантала ($2 \cdot 10^{-4}\%$). По этому признаку Хибинский щелочный массив, характеризующийся средним содержанием тантала в $14 \cdot 10^{-4}\%$, а в одной из интрузий его — интрузии хибинитов — в $29 \cdot 10^{-4}\%$, относится к ювенильным образованиям. По данным И. А. Петерсилье и Э. М. Галимова (1968), первичным углеродом для образования газов щелочных пород Хибинского массива является графитный углерод мантии.

Таким образом, на основании сказанного можно прийти к заключению, что:

- 1) в происхождении хибинской щелочной—нефелин-сиенитовой магмы процессы ассилияции не имели определяющего значения;
- 2) возникновение крупных объемов этой магмы путем десиликации и кристаллизационной дифференциации гранитной магмы мало вероятно;
- 3) проявление хибинской нефелин-сиенитовой магмы с деятельностью очагов каледонских щелочно-ультраосновных интрузий непосредственной связи не имело;
- 4) обособление хибинской нефелин-сиенитовой магмы при дифференциации базальтовой магмы представляется сомнительным;
- 5) кажется вероятным, что нефелин-сиенитовая магма, породившая Хибинский массив, является ювенильной, возникновение ее связано с веществом верхней мантии.

На основании лабораторных экспериментов А. П. Виноградов показал, что базальтическая оболочка земли в пределах коры образуется вследствие зонного выплавления базальтового вещества из мантии и ее дегазации. Сопоставление скоростей сейсмических волн заставляет исследователей предполагать, что верхняя мантия по составу должна быть близка к ультраосновным породам. Исследования последних лет указывают на сложное многослойное строение мантии, а также вертикальную и горизонтальную неоднородность ее слоев (Доменицкая, 1967). Поэтому автор склоняется к представлениям Ю. А. Кузнецова, предполагающего, что возможность проявления любого магматизма и состав его продуктов определяется в конечном счете геологическими свойствами и составом того сектора коры и мантии, в пределах которого идут процессы магмообразования и затем становления тех или иных комплексов пород. Нельзя не согласиться с Ю. А. Кузнецовым (1951) в том, что магмы рождаются периодически в связи с тектогенезом, что эти магмы уже в момент своего возникновения,

в зависимости от обстановки и характера субстрата, могут иметь разный состав.

Специфическая тектоническая и геологическая обстановка в восточной части Балтийского щита могла способствовать появлению глубинного источника, в котором происходило плавление исходного мантийного субстрата и возникновение первичной щелочной (нефелин-сиенитовой) магмы, из которой и образовались крупнейшие щелочные массивы мира Хибинский и Ловозерский. Происхождение этих массивов О. А. Воробьева (1969) связывает также с преобразованием вещества верхней мантии. Хорошо известна приуроченность щелочного магматизма центрального типа к определенным типам структур земной коры, главным образом к древним платформам и областям завершенной складчатости. По О. А. Воробьевой (1969), неотъемлемой чертой щелочного магматизма является его приуроченность к древним платформам, а в их пределах — к докембрийским выступам и краевым частям, к зонам активизации платформ, к складчатым поясам (зоны завершенной складчатости и устойчивые блоки). В областях завершенной складчатости внедрения щелочной магмы происходили в тот период, когда осуществлялась смена тектонического режима при переходе от складчатых дислокаций к сбросовым (блоково-складчатые структуры). По Е. В. Свешниковой (1969), магматические комплексы центрального типа приурочены к тем участкам платформ, которые в период, предшествующий образованию магматических тел, испытали длительное вздымаение и растяжение верхней части земной коры.

Геотектоническая обстановка образования щелочных пород влияет не только на размещение, но и на их состав. Известно (Воробьева, 1969), что в складчатых структурах преобладают щелочные и субщелочные их представители (с повышенным содержанием кремнекислоты), а на платформах возникают ультращелочные и щелочные ассоциации, недосыщенные кремнекислотой.

С. И. Набоко (1963) отмечает, что петрохимические особенности ассоциации лав Камчатки, характерные для островных дуг, выражаются в увеличении общей щелочности лав в направлении к платформе и обусловлены, вероятно, процессами, происходящими в подкоровом веществе. Е. К. Мархинин и Д. С. Сартула (1969) для вулканов Курильской островной дуги отмечают существование корреляционной зависимости между составом современных вулканических пород и глубиной магмаобразования.

Состав магматического расплава меняется не только в пространстве, но и во времени. Так, Г. С. Горшков (1963) отмечает, что смена известково-щелочных лав щелочными наблюдается не только при переходе от вулканов островных дуг к континентальным вулканам, но щелочность пород увеличивается и в ходе геологического времени. Все более щелочные расплавы появляются и при развитии магматизма на Кольском полуострове. По А. А. Кухаренко с соавторами (1965), процесс направленной эволюции состава магмы на Кольском полуострове совершился в региональном плане на протяжении всей истории геологического развития Фенноскандии. Основная тенденция изменения состава продуктов последовательно протекавших тектоно-магматических циклов, начиная с архея, заключается в появлении все более щелочных производных во всех сериях пород. Особенно часто эта тенденция проявлялась в продуктах палеозойского магматизма.

Г. М. Гапеева (1963) изменения состава лиофильных компонентов, поступающих в верхние горизонты земной коры, объясняет химической эволюцией земли в геологический период ее развития. Она отмечает, что с герцинским диастрофизмом связано резкое увеличение количества щелочных эманаций, отделяемых земными недрами. К калию и натрию присоединяются литий, бериллий, редкоземельные элементы, ниобий, tantal. Процессы петрогенезиса, определяемые поступлением этих элементов,

вызывают появление разнообразных щелочных комплексов, главным образом нефелиновых, важнейшими путями проникновения которых в верхние горизонты земной коры в это время являются интрузии центрального типа.

Важное значение для развития магматических процессов имеют глубинные условия. Нами отмечалось, что зарождение щелочной (хибинской нефелин-сиенитовой) магмы происходит на больших глубинах в зоне мантии. Некоторые сведения о глубинах зарождения магмы известны из области вулканологии. Так, А. А. Ярошевский (1969) считает, что область зарождения магматического расплава располагается в средней или возможно нижней мантии, где температура, повышающаяся в результате радиогенного разогревания планеты, достигает температуры плавления вещества. Р. З. Тараканов (1969) полагает, что наиболее благоприятными для образования магмы будут области пересечения астеносферных слоев

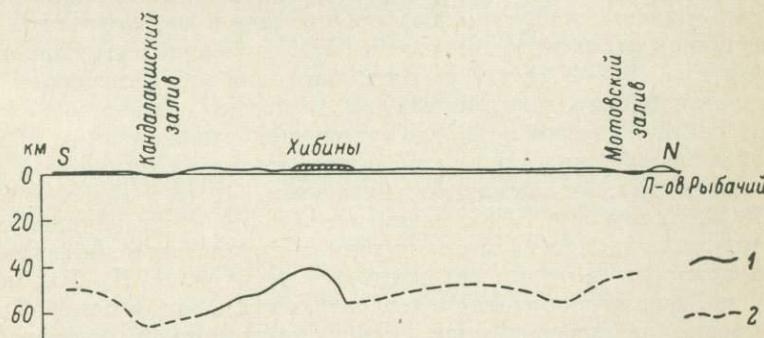


Рис. 56. Разрез земной коры на Кольском полуострове по геофизическим данным (Панасенко, 1963).

1 — по сейсмическим данным; 2 — по данным профиля Δg .

зоной глубинных разломов. Действующие вулканы Курило-Камчатской и Японской островных дуг питаются, по его мнению, магмой в основном из астеносферы, расположенной на глубине 120—160 км. По Е. К. Мархинину и Д. С. Сарттуле (1969), зоны магмообразования в районе Курильской островной дуги в первом приближении совпадают с участками сейсмофокального слоя, расположенного под вулканами на глубине 100—250 км. По Г. С. Горшкову (1964), очаги генерации магмы и питания вулканов лежат за пределами земной коры — в верхней мантии. Прямое определение глубины магматических очагов сейсмическими методами на Камчатке и на Гавайских островах дали одинаковые значения, равные 40—70 км. Предполагается, что магматические очаги могут существовать на глубинах до 150 км.

Значительные глубины, по-видимому, следует допустить и для положения источника щелочной магмы Хибинского массива. Геофизические исследования на Кольском полуострове в последнее десятилетие (Панасенко, 1963; Шаблинский, 1963, 1965; Цирульникова, Сокол, 1968, и др.) дали много нового и интересного. Особенно следует отметить, что было установлено значительное довольно резкое поднятие подошвы земной коры к дневной поверхности под Хибинским массивом, где она оказалась на глубине около 40 км (рис. 56). Г. Д. Панасенко (1963) усматривает в этом прямую генетическую связь между Хибинским массивом и этим поднятием подкорового субстрата, амплитуда северного кругого крыла которого достигает 15 км. Массив находится в грабенообразной зоне крупного разлома, достигающего поверхности М. При таких благоприятных условиях вполне могла поступать из мантийного источника самостоятельная нефелин-сиенитовая магма.

О. А. Воробьева (1969) при выяснении структурно-тектонических условий проявления магматизма на платформах уделила специальное внимание Хибинскому и Ловозерскому массивам и пришла к заключению, что благодаря их особому тектоническому положению в пределах грабена в зоне крупного глубинного разлома, доходившего до поверхности М, такой огромный необходимый для их образования объем нефелин-сиенитовой магмы мог в эти структуры поступить только непосредственно из мантийного источника. Связь возникновения Ловозерского массива с верхней мантией предполагается И. В. Буссен и А. С. Сахаровым (1967).

По нашим представлениям состав магматического расплава в питающем мантийном источнике мог несколько эволюционировать, т. е. изменяться во времени вследствие вовлечения в сферу магмаобразования новых объемов вещества мантии. Главные же изменения в составе нефелин-сиенитового расплава, которые зафиксированы последовательными интрузиями, обязаны процессам дифференциации в магматическом канале, промежуточном магматическом очаге и в магматической интрузивной камере *in situ* (см. стр. 198—202), т. е. по пути движения магматического расплава и в месте становления интрузивных тел. В этом мы сближаемся с представлениями Г. М. Гапеевой (1963), отрицающей высказывания о будто бы имеющейся гравитационной и кристаллизационно-фракционной кристаллизации в глубинных магматических очагах.

По В. В. Белоусову (1968), магматические процессы на древних плитах определяются подъемом магмы по глубинным разломам и дифференциацией ее в тех полостях, которые она встречает на пути. С. И. Набоко (1963) считает, что все разнообразие пород, связанных с одним центром извержения, вызвано дифференциацией (кристаллизационной, гравитационной, диффузионной), происходящей в магматическом канале или периферическом очаге в периоды между извержениями. На существование промежуточных магматических очагов указывает внутреннее строение вулканических аппаратов (Поляк, 1966). Лавоподводящий канал вулканов на относительно небольшой глубине обычно имеет раздув, представляющий собой промежуточную вулканическую камеру, заполненную магмой. Такие промежуточные камеры установлены у многих вулканов на глубине от 4 до 7 км, а у некоторых из них имеются даже по две промежуточные камеры. Так, у вулкана Сохурадзима они обнаружены на глубинах в 3 и 10 км. Причем объем верхней камеры 14 км³, а нижней — около 180 км³. А. Ритман пришел к выводу, что очаги крупных и длительно существующих вулканов имеют длительно существующий приток из подкоровой магматической зоны. Промежуточные камеры постоянно пополняются магмой, компенсирующей расход ее во время извержений.

Процессы дифференциации в промежуточном очаге и в магматической камере *in situ*, проявившиеся на ранней стадии как магматические, а затем как кристаллизационные, в конечном итоге привели к образованию ряда разновидностей щелочных пород, слагающих Хибинский массив и к возникновению грандиозных апатито-нефелиновых месторождений.

Возникновение основной массы апатито-нефелиновых руд было процессом сложным и явилось, по-видимому, результатом обогащения фосфатовой составляющей отдельных объемов магматического расплава в до-кристаллизационный и предкристаллизационный периоды. При достижении определенного насыщения некоторых объемов расплава этой составляющей произошла ликвация на несмешивающиеся силикатную и фосфатовую части. Явления ликвации неотъемлемы от магматической дифференциации и общего расслоения нефелин-сиенитового расплава. Платформенные условия формирования Хибинского массива, выразившиеся в пассивности рамы, подъеме магматического расплава под действием гидростатического давления, способствовали как расслоению его, так и обособлению обогащенной апатитом части при подъеме колонны магма-

тического расплава, временной остановке в промежуточном магматическом очаге и заполнении интрузивной камеры.

Обобщая изложенное по проблеме нефелин-сиенитовой магмы, можно довольно обоснованно, по нашему мнению, признать первичную природу этой магмы и ее самостоятельную генетическую связь с мантийным веществом. Только в таких условиях мог образоваться необычный огромный объем специфической щелочной магмы. Поступление ее в Хибинскую структуру началось с крупных интрузий хибинитов и трахитоидных хибинитов и завершилось не менее значительными массами фойяитов. Эти породы близки по своему химизму и свидетельствуют о том, что породившая их магма неизменно оставалась нефелин-сиенитовой.

РУДНЫЕ ПЕРСПЕКТИВЫ МАССИВА

Хибинский щелочный массив представляет собой не только удивительное геологическое явление земного шара, привлекающее к себе внимание исследователей, но вместе с тем является и богатейшей сокровищницей минерального сырья. Известные месторождения массива делятся на магматические — апатитовые (основная масса месторождений), нефелиновые, сферовые, эвдиалитовые и пегматито-пневматолитовые — ловчоррито-ринколитовые, молибденовые, пирротиновые (с молибденитом) месторождения центральной зоны (Елисеев и др., 1939). Геолого-минералогическая характеристика их дана в обширной опубликованной и фондовой литературе. Здесь освещаются лишь вытекающие из исследований автора перспективы Хибинского массива на нахождение новых месторождений полезных ископаемых магматического происхождения.

Широкую известность Хибинский массив получил благодаря уникальным месторождениям апатито-нефелиновых руд, связанных с интрузией рисchorритов — ийолит-уртитов. Нашиими исследованиями показано, что возникновение апатито-нефелиновых месторождений обязано процессам магматической и кристаллизационной дифференциации, приведшим к расслоению магматического расплава, при котором второстепенные и акцессорные в магматическом расплаве компоненты в возникших слоях переходят в разряд главных порообразующих, например фосфор, титан. Поэтому процессы дифференциации магматического расплава обусловили концентрации полезных минералов, а пространственное положение слоев в интрузиях контролирует размещение отмеченных концентраций. Поскольку расслоенность характеризуется повторением слоев в интрузиях, поскольку автор предполагает, что в интрузиях также могут повторяться и рудные горизонты, т. е. апатитовые породы могут быть представлены несколькими слоями. К настоящему времени геологоразведочными работами выявлено, что апатито-нефелиновые руды располагаются как в виде мощных пластиообразных тел в висячем боку продуктивной толщи (Кукисумчорр-Расвумчоррское месторождение), так и в виде серии параллельных прослоев, тяготеющих к висячему боку уртитов (Партомчорр — Лявойокская рудная зона). Это говорит о возможности встречи на разных уровнях ийолит-уртитовой толщи новых слоев апатито-нефелиновых руд. Несоответствие (непараллельность) в залегании слоев расслоенных интрузий и плоскостей их интрузивных контактов с более древними образованиями позволяет заключить, что обнажены не все слои интрузий, что в нижних частях их залегают не обнаженные в современном эрозионном срезе породы. Это характерно и для интрузии рисchorритов — ийолит-уртитов. Лежачий контакт ийолит-уртитов с интрузией трахитоидных хибинитов в современном срезе не является их дном, а породы, обнажающиеся около контакта, не могут считаться придонной его частью и вглубь могут сменяться не выходящими на поверхность слоями, среди которых возможно присутствие разновидностей пород, обогащенных апатитом и другими минералами. Полного разреза этой интрузии мы до сих пор не знаем

и от изучения ее на глубину можно ждать открытия новых слоев пород и в том числе апатито-нефелиновых.

Кроме того, можно привести некоторые частные рекомендации для отдельных участков этой интрузии. Поскольку рисчорриты являются верхней частью расслоенной интрузии рисчорритов — ийолит-уритов — апатито-нефелиновых пород, то на Поачвумчорре, как и в других местах, ниже под рисчорритами можно ожидать породы ийолит-уритовой серии и генетически связанные с ними апатито-нефелиновые породы. Ийолит-уриты и апатито-нефелиновые породы ниже рисчорритов Ньюркхаха предполагаются Т. Н. Ивановой (1963). На возможное присутствие ийолит-уритовых и апатито-нефелиновых пород в нижних горизонтах Поачвумчорра указывают залегающие в рисчорритах Поачвумчорра мелкие интрузивные тела пород из серии ийолит-уритов и метасоматические, по Т. Н. Ивановой, апатитовые породы. На возможность наличия апатито-нефелинового месторождения в нижних горизонтах Поачвумчорра указывает и Ф. М. Онохин (1970), но считая его опущенной по радиальным сбросам, частью северного продолжения Кукисвумчоррского месторождения.

Установленные для интрузии трахитоидных хибинитов широкое развитие расслоенности, особенно четко выраженной в наиболее глубоких доступных для изучения частях интрузии, а также направленное изменение в вертикальном разрезе содержания ряда компонентов, позволяют ожидать в более глубоких, не вскрытых сейчас горизонтах интрузии промышленные концентрации сфена, апатита, рудного минерала, эвдиалита, редкометальных минералов, а может быть и других, о концентрации которых мы не подозреваем. Примером этого может служить ринкит, скопления которого вместе с эвдиалитом были обнаружены в одном из слоев, имеющих пегматоидное строение. При изучении четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов и налегающих на нее среднезернистых трахитоидных хибинитов автору удалось составить только три колонки, материалы по которым являются уникальными и неповторенными (рис. 27). Было интересно выявить по ним поведение содержания некоторых элементов в зависимости от глубины, четкости расслоенности, состава слоев. Для этого при составлении колонок произведено опробование слоев разновидностей пород. Для каждой из отобранных 212 проб определены объемный вес и содержание (рентгеноспектральным методом) TiO_2 , ZrO_2 , Nb_2O_5 , CaO , SrO , Mn (рис. 57). Последние свидетельствуют об изменении содержания элементов в породах как при переходе к четко расслоенной части (рис. 57, а), так и непосредственно в четко расслоенной части при переходе от слоя к слою различных составов. На рис. 57, а хорошо видно, как в соответствии со сменой слоев пород меняются объемный вес, процентное содержание перечисленных элементов. Многие слои четко расслоенной части колонки характеризуются большим объемным весом и резким увеличением содержания TiO_2 , CaO , Nb_2O_5 , Mn . Меньшие изменения заметны в поведении SrO и ZrO_2 . Также показательно, с резким увеличением содержания при переходе к четко расслоенной части, ведут себя TiO_2 , CaO , Nb_2O_5 в другой колонке (рис. 57, б), в которой значительнее увеличивается содержание Nb_2O_5 . Таким образом, здесь, как и в предыдущем случае, поведение содержания элементов в слоях свидетельствует об их дифференциации. Причем содержание титана, кальция и никобия определяется, по-видимому, содержанием главным образом сфена. В колонке четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов Тахтарвумчорра снова видна (рис. 57, в) дифференциация указанных выше компонентов — обогащение или обеднение ими определенных слоев. На Тахтарвумчорре породы четко расслоенной части интрузии также обогащены TiO_2 , CaO , Nb_2O_5 . Но здесь тенденция в увеличении их содержания проявляется уже на границе с четко расслоенной частью в мезократовых трахитоидных хибинитах, содержащих редкие слои трахитоид-

Т а б л и ц а 57

Содержание некоторых компонентов в породах четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов

Номер пробы	Порода	P ₂ O ₅	TiO ₂	ZrO ₂	Nb ₂ O ₅
1980-63	Среднезернистый трахитоидный хибинит	0.25	1.33	0.41	0.00
62	То же	0.24	1.41	0.40	0.00
61	» »	0.16	0.72	0.05	0.01
60	» »	0.18	0.90	0.009	0.01
59	» »	0.15	0.87	0.003	0.02
58	» »	0.29	2.96	0.008	0.02
57	» »	0.14	1.00	0.004	0.01
56	» »	0.21	1.09	0.007	0.00
55	» »	0.13	0.50	0.003	0.02
54	» »	0.14	0.72	0.005	0.008
53	Мезократовый трахитоидный хибинит	0.32	2.43	0.46	0.03
52	То же	0.21	1.91	0.42	0.00
51	Трахитоидный хибинит	0.21	1.79	0.27	0.00
50	Мезократовый трахитоидный хибинит	0.25	1.92	0.47	0.004
49	То же	0.29	2.64	0.47	0.00
48	» »	0.30	2.71	0.44	0.009
47	» »	0.37	3.41	0.47	0.037
46	Малинит	0.39	3.46	0.24	0.008
45	То же	0.32	3.11	0.46	0.015
1980-44	Ийолит	0.38	3.00	0.31	0.036
43	Малинит	0.48	4.10	0.21	0.004
42	Мелкозернистый нефелиновый сиенит	0.17	3.05	0.34	0.021
41	То же	0.15	2.93	0.32	0.029
40	Малинит	0.48	3.69	0.47	0.027
39	Мезократовый трахитоидный хибинит	0.33	2.71	0.42	0.00
38	То же	0.31	2.37	0.47	0.00
37	» »	0.32	3.16	0.20	0.009
36	» »	0.29	2.31	0.26	0.00
35	» »	0.34	3.36	0.16	0.00
34	» »	0.38	2.75	0.24	0.025
33	» »	0.30	1.99	0.17	0.00
32	» »	0.36	3.33	0.18	0.00
31	» »	0.37	2.86	0.27	0.008
30	Малинит	0.56	3.35	0.21	0.00
29	То же	0.46	3.87	0.45	0.004
28	» »	0.35	2.76	0.45	0.00
27	» »	0.34	3.12	0.18	0.004
1980-26	» »	0.38	3.58	0.47	0.00
25	» »	0.37	3.08	0.16	0.00
24	» »	0.45	3.35	0.18	0.00
23	» »	0.41	3.60	0.45	0.019
22	Мельтейгит	0.47	3.45	0.15	0.026
21	Малинит	0.45	3.67	0.45	0.022
20	То же	0.47	3.94	0.18	0.001
19	» »	0.42	3.38	0.13	0.036
17	» »	0.55	4.15	0.47	0.047
16	» »	0.52	4.11	0.47	0.001
15	» »	0.40	4.84	0.21	0.054
14	Мельтейгит	0.83	5.47	0.13	0.051
13	Малинит	0.86	6.24	0.20	0.057
12	Малинит—мельтейгит	1.42	6.58	0.08	0.032
11	Рудный мельтейгит	1.46	7.84	0.08	0.032
10	То же	1.19	7.69	0.21	0.41
9	» »	1.39	5.53	0.47	0.079
8	» »	1.26	5.78	0.18	0.086
7	Малинит—мельтейгит	1.43	6.31	0.14	0.076
6	Сфеновый малинит	1.36	6.57	0.17	0.125
5	Малинит	1.11	6.01	0.18	0.08
4	Сфеновый малинит	1.01	6.33	0.18	0.120
3	То же	0.95	6.78	0.19	0.104

Таблица 57 (продолжение)

Номер пробы	Порода	P_2O_5	TiO_2	ZrO_2	Nb_2O_5
1980-2	Среднезернистый трахитоидный хибинит	0.38	2.41	0.14	0.03
1	Мелкозернистый нефелиновый сиенит	0.23	1.06	0.11	0.029
64	Сфеновый малиньит	1.81	8.39	0.21	0.12
65	Среднезернистый обогащенный нефелином нефелиновый сиенит	0.13	0.79	0.16	0.02
66	То же	0.29	1.41	0.23	0.02
67	» »	0.64	2.35	0.17	0.05
68	» »	0.91	3.05	0.28	0.06
69	» »	0.22	0.59	0.06	0.00
70	Сфеновый малиньит	1.42	8.23	0.26	0.13
71	То же	1.50	10.83	0.28	0.16
1981-10	Сфеновый малиньит	1.40	9.23	0.26	0.17
9	То же	1.76	7.87	0.29	0.15
8	» »	1.42	8.61	0.27	0.07
7	» »	1.51	8.87	0.28	0.24
6	» »	1.69	7.68	0.24	0.12
5	» »	1.76	7.86	0.26	0.13
4	» »	1.43	7.16	0.29	0.17
3	» »	1.24	8.56	0.28	0.13
2	» »	1.45	8.62	0.31	0.15

Примечание. Содержание P_2O_5 — по данным химических анализов (аналитик О. Г. Наумова), TiO_2 , ZrO_2 , Nb_2O_5 — по данным рентгеноспектрального анализа (аналитик Л. И. Полежаева).

ного малиньита. Следует отметить обогащение ниобием (до 0.25%) некоторых пород четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов, в которых до 0.026% повышается и содержание Ta_2O_5 . Существует в общем прямая пропорциональная количественная зависимость содержания ниobia от содержания титана и кальция, по-видимому, вследствие того, что эти элементы входят в состав одних и тех же минералов, главным образом сфена и рудного. Так, в сфене (обр. 1981-7) определено 0.60% Nb_2O_5 и 0.075% Ta_2O_5 . В состав рудного минерала, в значительном количестве содержащегося в этой же породе, входит 47.56% TiO_2 ; 0.35% Nb_2O_5 и 0.015% Ta_2O_5 .

Породы четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов, обогащенные темноцветными минералами, характеризуются также повышенным содержанием TR_2O_3 (см. ан. 50—53 в табл. 32).

Для сравнения процессов дифференциации в интрузии трахитоидных хибинитов и в ийолит-уритах, с которыми генетически связаны апатито-нефелиновые месторождения, были отобраны и проанализированы пробы через ийолит-уриты южного склона Расвумчорра (Галахов, 1972). Устанавливается, что в этих породах наиболее четкой дифференциации подвержены TiO_2 и CaO , менее четко это заметно по изменению содержания SrO и MnO . Еще более спокойно ведет себя содержание Nb_2O_5 .

Результаты анализов проб (табл. 57, рис. 57, вкладка) свидетельствуют об увеличении содержания P_2O_5 с глубиной в четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов, где оно, начиная с 0.13—0.14%, достигает 1.69—1.76%. Некоторые данные о намечающейся тенденции увеличения P_2O_5 в четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов получены и для разреза этих пород на Иидичумчорре, где в трахитоидных хибинитах P_2O_5 содержится в количестве 0.10%, а в нижележащих породах типа ийолитов — 0.12%, а еще ниже 0.18%. В одном из слоев с Юмъечорра содержание P_2O_5 достигает 1.86%.

Для сопоставления полученных данных с поведением фосфора в ийолит-уритах, т. е. в породах, с которыми генетически связаны уникальные

концентрации апатита в апатито-нефелиновых рудах Хибинских месторождений, мы воспользовались материалами, предоставленными О. Б. Дудкиным по скважине 536, пересекающей наиболее близкие к нашим полевошпатовые разновидности ийолит-уртитов. Сравнение свидетельствует о том, что содержания P_2O_5 в тех и других породах вполне сопоставимы.

Все вышеизложенное указывает на возможность встречи в дифференциатах интрузии трахитоидных хибинитов промышленных концентраций полезных минералов. Уже в верхних частях расслоенной части интрузии, даже при малом количестве анализов, автором в ряде слоев установлены повышенные содержания P_2O_5 (до 1.86%), TiO_2 (до 13.47%); Nb_2O_5 и Ta_2O_5 (соответственно до 0.25% и 0.026%).

Есть все основания ожидать интересных с практической точки зрения результатов от крупной наиболее поздней в Хибинах интрузии фойяитов. Многолетние исследования показали, что она характеризуется расслоенностью (см. рис. 2), которая по аналогии с другими вышеуказанными интрузиями на глубине может быть более четкой и в своем составе содержать слои более плотных (тяжелых) пород. В пользу этого свидетельствуют геофизические исследования (Шаблинский, 1963), установившие в восточной части массива в долине р. Тульйок, где развиты породы комплекса фойяитов, крупную магнитную аномалию. Расчеты показали, что здесь на глубине около 5 км залегают сильно магнитные породы, сопоставимые с основными или ультраосновными породами Кольского полуострова. Т. Н. Иванова (1963) предполагает существование более поздних, чем фойяиты, ийолит-уртитовых пород.

Скопления обломков и глыб ийолит-уртитовых и апатито-нефелиновых пород в поле развития фойяитов северо-восточнее Кукисумчоррского апатито-нефелинового месторождения могут быть указанием на наличие в глубинах фойяитовой интрузии или сингенетических с ней дифференциатов ийолит-уртитового и апатит-нефелинового состава, или взломанного фойяитовой интрузией тела более ранних ийолит-уртитов и апатито-нефелиновых пород, протягивающихся от Кукисумчоррского месторождения. Вопрос о возможности нахождения апатито-нефелиновых пород в фойяитах очень важный и для его решения необходимо проведение определенного объема геологоразведочных работ. Положительное его решение расширит перспективы поисково-разведочных работ на апатито-нефелиновые руды в новых районах Хибин. Встреча даже непромышленного в этом месте оруденения в виде ксенолитов апатито-нефелиновых пород будет также важной, так как явится указанием на наличие апатито-нефелиновых руд на значительных глубинах, протягивающихся сюда от известных месторождений.

Подобных перспектив на нахождение концентраций полезных минералов, по-видимому, не лишены и другие расслоенные интрузии Хибинского массива — интрузии хибинитов и неравнозернистых нефелиновых сиенитов, в нижних частях которых мы также можем ожидать необнаженные слои пород, обогащенных теми или иными минералами.

Некоторый практический интерес представляют и обнаруженные в Хибинах проявления щелочно-ультраосновного магматизма. Ниже уровня дневной поверхности можно ожидать в Хибинских тундрах (и в первую очередь в зоне юго-восточного, западного и северо-западного контактов массива) более крупные массы ультраосновных и щелочных пород, а вместе с ними и возможные концентрации полезных минералов, характерных для щелочных ультраосновных пород каледонского комплекса (перовскита, титаномагнетита, апатита, флогопита и др.). Это также расширяет перспективы поисково-разведочных работ на отметках ниже уровня современного эрозионного среза в новых районах Хибинских тундр.

В геологоразведочной и горно-эксплуатационной практике надо иметь в виду возможный ступенчатый характер контактов, являющийся отраже-

нием формы магматической камеры и могущей обусловливать чередующиеся раздувы, пережимы и меняющийся угол падения участков рудных тел. Необходимо также иметь в виду возможные проявления послерудной тектоники.

В заключение заметим, что наши теоретические представления позволяют впервые непосредственно заглянуть в глубинные магматические процессы становления Хибинского массива, а вытекающие из них практические рекомендации расширяют перспективы поисково-разведочных работ в Хибинских тундрах. Неоцененную услугу в решении затронутых петрологических вопросов могут оказать экспериментальная петрография и физическая химия, и в частности, в изучении и выявлении состояния магматического вещества и формы нахождения в нем химических элементов в предкристаллизационный период, кристаллизации щелочных расплавов, обособления фосфатового расплава и т. д. Продолжающиеся в Хибинах геолого-петрографические и геологоразведочные работы еще дадут много нового в познании этого единственного в мире щелочного массива. Особенно настоятельной является необходимость бурения глубоких структурных скважин, что в качестве важной задачиставил еще академик А. Е. Ферсман более 30 лет тому назад. Выяснение глубинной структуры Хибинского массива, выявление пород, слагающих нижние горизонты его, открытие новых концентраций полезных минералов без глубокого бурения остаются неосуществимыми. Продолжая детальную глубинную разведку интрузии рисчорритов—ийолит-уртитов, пора выходить за ее пределы в другие интрузии, начиная, вероятно, с интрузии трахитоидных хибинитов и затем вовлекая в сферу внимания интрузии фойлитов и хибинитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Многолетние петрологические исследования автора завершились составлением детальной структурно-геологической карты (см. рис. 2) и привели к принципиально новым представлениям о глубинном строении уникальной хибинской интрузии центрального типа. В общем подтвердив пространственное расположение интрузий, отраженное на более ранней карте (Елисеев и др., 1939), составленная нами карта отличается большей детализацией строения отдельных интрузий и всего массива в целом, отражающей широкое развитие расслоенности, несответствие в залегании слоев интрузий и плоскости интрузивного контакта с более ранними породами, различные контактные (возрастные) взаимоотношения между сингенетическими породами, существование пород ранней магматической стадии формирования массива. Это еще более четко показано на впервые составленной схеме глубинного строения массива, отражающей его структуру, образованную рядом вложенных друг в друга конических (воронкообразных) расслоенных интрузий со слоистостью, падающей к центру структуры под углами более пологими, чем падение контактов интрузий.

Выявленные автором следы предшествующей каледонской интрузии щелочных и перовскитсодержащих ультраосновных пород свидетельствуют о долгоживущем расколе, служившем каналом для неоднократного подъема магмы различного состава — каледонской щелочно-ультраосновной и герцинской щелочной (нефелин-сиенитовой). Таким образом, до возникновения Хибинского щелочного массива здесь уже произошла более древняя интрузия щелочных и ультраосновных пород, пространственно приуроченная к предполагавшемуся А. А. Полкановым тектоническому контакту между протерозойской свитой имандра-варзуга и гнейсами архея. Проявление щелочных пород в этих каледонских интрузиях явилось своего рода предвестником мощного щелочного магматизма герцинского времени.

Установление пород с порфировой структурой, принадлежащих ранней магматической стадии формирования Хибинского массива, привело к признанию того, что герцинский нефелин-сиенитовый магматизм, как, по-видимому, и каледонский щелочно-ультраосновной, начинался в Хибинах с пород порфировой экструзивной (эффузивной) фации.

2. Выявление широкого распространения расслоенности хибинских интрузий, изучение разрезов через четко расслоенную часть интрузии трахитоидных хибинитов, исследование минерального состава и химизма слоев пород привели к заключению, что расслоенность является результатом многостадийной дифференциации, в которой важную роль играли процессы гравитации. Установлено, что расслоенность в различной степени проявляется почти во всех интрузиях массива. Наиболее полно она изучена в интрузии трахитоидных хибинитов, в которой обнаженные в совре-

менном эрозионном срезе два мощных пологопадающих к центру массива слоя отражают расслоение в крупном плане. Признаки более тонкого расслоения усиливаются в нижнем из этих слоев, ниже которого располагается более тонко и четко расслоенная часть интрузии, сложенная породами резко различного состава. В залегании слоев пород в четко расслоенной части интрузии и в зоне перехода к ней наблюдается следующая общая последовательность (сверху вниз): 1) лейкократовые трахитоидные хибиниты, 2) переслаивание их с мезократовыми трахитоидными хибинитами, 3) мезократовые трахитоидные хибиниты, 4) переслаивание их с малинитами, мельтейгитами, 5) переслаивание между сfenовыми малинитами и мельтейгитами местами со слоями массивных ювитоподобных нефелиновых сиенитов. Индикатором полноты прошедшей дифференциации являются характер границ между слоями и степень обогащенности их теми или иными минералами.

Приуроченность слоев пород, обогащенных сфеином, темноцветными и рудными минералами, к нижней четко расслоенной части интрузии трахитоидных хибинитов свойственна и для интрузии рисчорритов—ийолит-урититов—апатито-нефелиновых пород. Имеются данные, говорящие в пользу того, что нижние, не вскрытые сейчас части других интрузий, по-видимому, также четко расслоены и имеют слои, обогащенные теми или иными минералами. Поэтому изучение расслоенности помимо теоретического интереса имеет и практическое значение, так как с ней связано образование слоев с повышенным содержанием сфеина (титан) и апатита (фосфор), не исключаются концентрации других практически ценных минералов.

Определение плотности пород в 712 образцах различных интрузий показало, что средняя плотность каждой из интрузий (за исключением центрального тела фойяитов) находится в зависимости от их относительного возраста: чем позднее интрузия, тем выше среднее значение ее плотности. Распределение пород по плотности, при котором внутри этих интрузий пачки пород с наибольшей плотностью находятся преимущественно в нижних, более четко расслоенных частях, обусловлено эволюцией расплава в магматическом источнике и гравитационной дифференциацией в промежуточном магматическом очаге и в интрузивной камере *in situ*.

3. Изучением химизма типичных разновидностей пород на специально отобранных представительных пробах (весом 100 кг и более) получен большой материал по содержанию главных породообразующих окислов, второстепенных, рассеянных и редких элементов, который позволил дать довольно полную химическую характеристику интрузий и всего массива в целом. Полученные данные свидетельствуют о близком среднем составе разновременных интрузий, хотя составы внутри каждой из них испытывают значительные колебания. Спецификой состава особенно выделяются рисчорриты, ийолит-урититы, апатито-нефелиновые породы, являющиеся производными единой интрузии.

Изучение химизма главнейших породообразующих минералов — К-На полевых шаптов и нефелина позволило прийти к положениям гипотезы, выдвинутой в свое время Ф. Ю. Левинсон-Лессингом:

а) об образовании в магматическом расплаве в предкристаллизационный период группировок химических элементов, соответствующих по составу будущим породообразующим минералам твердой фазы независимо от порядка их кристаллизации;

б) о дифференциации магматического расплава путем перемещения таких группировок или комплексов окислов (жидких минералов) в предкристаллизационный период с образованием неоднородности — расслоения магматического расплава.

Не отрицая в образовании текстурных особенностей пород (слоистости, трахитоидности и т. п.) важной роли процессов кристаллизации, автор не исключает участия в этом и магматической дифференциации

в предкристаллизационный период, когда зарождается ориентированное расположение обособившихся группировок в жидким состоянии при истечении расплава и под действием гравитации.

4. Разнообразие пород и руд Хибинского массива обязано эволюции щелочной магмы в мантийном источнике, докристаллизационной магматической дифференциации ее в промежуточном магматическом очаге, предкристаллизационной магматической и кристаллизационной дифференциации в интрузивной камере *in situ*. Предлагается следующая схема развития магматических процессов.

1) Образование в мантийном магматическом источнике гомогенной щелочной магмы, состав которой во времени эволюционировал вследствие интрузивной деятельности и вовлечения в зону магмаобразования новых объемов мантийного вещества. Таким путем возникли несколько различные по составу хибинитовый, рисчорритовый и фойяитовый расплавы. Последовательный подъем их из глубинного источника сопровождался магматической докристаллизационной дифференциацией, приводившей к неоднородности (расслоению) колонны магматического расплава с образованием крупных зон—слоев, обогащенных ионами тех или иных элементов. При этом имела место избирательная приуроченность легких элементов к верхним частям колонны, обогатившимся вследствие этого Si, Al, Na, а более тяжелых — Ca, Fe, Ti — к нижним.

2) Заполнение грубо расслоенным расплавом промежуточного магматического очага, где докристаллизационная дифференциация ионов химических элементов сменилась предкристаллизационной магматической дифференциацией молекулярных группировок, соответствующих по составу будущим минералам. Дифференциация происходила в каждой из зон колонны магмы, возникших на предыдущем этапе: мегазоны расчленялись на более мелкие зоны, каждая из них — на крупные слои, а последние — на более тонкие слои. Причем в каждой из возникших единиц происходило обогащение верхней части щелочными, а нижней — щелочно-земельными элементами. Вследствие этого верхние лейкократовые части их обогатились кремнекислотой и щелочными металлами, входящими в состав алюмосиликатов, а нижние — Ca, Ti, Fe. По-видимому, со щелочно-земельными металлами находился в ассоциации и фосфор, что привело к образованию объемов (слоев) специфического магматического расплава, из которого возникли апатито-нефелиновые руды. Известно, что составы текстурных типов апатито-нефелиновых руд на диаграмме $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ в большинстве случаев оказываются в области несмесимости силикатного и фосфатного расплава. Это, а также тесная природная ассоциация апатитовых руд с ийолит-уртитами, их состав и текстура дают возможность допускать, что при достижении определенного насыщения некоторых объемов ийолит-уртитового расплава фосфатовой составляющей произошла ликвация его на несмешивающиеся силикатную и фосфатную части. Возможность такого расщепления экспериментально доказана Б. Н. Мелентьевым и Я. И. Ольшанским.

3) Внедрение расслоенного магматического расплава из промежуточного магматического очага в интрузивную камеру. При этом некоторое время еще продолжалась предкристаллизационная магматическая дифференциация расслоенного расплава, естественным продолжением которой явилась заключительная кристаллизационная дифференциация *in situ*.

Таким образом, строение и состав интрузий Хибинского массива явились следствием сложной магматической истории, в течение которой каждый последующий этап дифференциации накладывался на результаты дифференциации предыдущего этапа. Характер и степень наблюдаемой расслоенности интрузии служит индикатором процессов дифференциации магматического расплава.

Нефелин характеризуется непостоянным химическим составом, зависящим от состава расплава, из которого он кристаллизовался. Вместе

с тем сходный состав породообразующего нефелина из слоев с разным минеральным составом одной и той же интрузии указывает на возникновение группировок химических элементов — будущих минералов (в данном случае нефелина) в более или менее гомогенном, еще не подвергшемся расслоению расплаве. В противном случае нефелин из различных по химизму слоев должен был бы иметь неодинаковый состав. Таким образом, нефелин является индикатором, с одной стороны, гомогенности первичного магматического расплава, и с другой — расслоения интрузий дифференциацией и прежде всего — магматической.

Дополненная и детализированная автором схема последовательности формирования Хибинского массива и результаты изучения естественных рядов пород позволили расширить представления о химизме первичных и производных магматических расплавов, об их изменении от подкорового источника через промежуточный магматический очаг до интрузивной камеры. Это дало возможность наглядно иллюстрировать течение процесса магматической деятельности, выделить в нем общее и специфическое. Многоступенчатая длительная магматическая и кристаллизационная дифференциация щелочного расплава в процессе становления сложного Хибинского массива привела к возникновению естественных рядов пород, и в том числе апатито-нефелиновых руд апатитовых месторождений.

Возникшие в подкоровом магматическом источнике ранний хибинитовый и поздний фойяитовый нефелин-сиенитовый расплавы имеют много общего как по содержанию главных, второстепенных и летучих компонентов, так и редких элементов. Но между ними полной аналогии все же нет, и фойяитовый расплав имеет несколько повышенное содержание SiO_2 и Al_2O_3 и несколько пониженное — щелочей (Na_2O и K_2O) и железа (Fe_2O_3 и FeO). В фойяитовом расплаве несколько снижено содержание второстепенных компонентов TiO_2 , ZrO_2 , CaO , SrO , MnO и летучих F , P_2O_5 , H_2O при некотором возрастании CO_2 , SO_3 , Cl . Для акцессорных элементов следует отметить снижение содержания $(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_5$ и редких земель. Резкие изменения состава приходятся на рисchorритовый расплав, интрузия которого занимает в хибинской структуре промежуточное положение между интрузиями хибинитового и фойяитового расплавов. Из главных компонентов в рисchorритовом расплаве снижается содержание SiO_2 , Na_2O , сильно возрастает K_2O и несколько увеличивается Fe_2O_3 и FeO . Возрастает содержание многих второстепенных компонентов TiO_2 , CaO , SrO , MgO . Особенно отличается рисchorритовый расплав повышенным содержанием почти всей, за исключением хлора, летучей составляющей P_2O_5 , F , CO_2 , SO_3 . Высокое содержание летучих, по-видимому, отразилось на специфике химизма и дифференциации рисchorритового расплава.

Поступившие из подкорового источника хибинитовый, затем рисchorритовый и, наконец, фойяитовый расплавы дифференцировались в промежуточном магматическом очаге с образованием производных магматических расплавов. Так, из хибинитового магматического расплава возникли расплавы, давшие щелочные и нефелиновые сиениты первой интрузивной фазы, интрузии хибинитов и трахитоидных хибинитов. От хибинитов к трахитоидным хибинитам уменьшается содержание SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , возрастает Fe_2O_3 , FeO , K_2O , TiO_2 , CaO , SrO , MgO , MnO . Содержание летучих H_2O , CO_2 , Cl , P_2O_5 в трахитоидных хибинитах немного возрастает, в то время как количество F , SO_3 падает. Несколько уменьшается содержание Nb_2O_5 и Ta_2O_5 и увеличивается TR_2O_3 .

При дифференциации рисchorритового расплава возникли порции, давшие резко различные породы: рисchorриты, ийолит-уриты и апатито-нефелиновые породы. Но в изменении состава этих пород намечается определенная направленность. Так, от рисchorритов через ийолит-уриты к апатито-нефелиновым породам при сильном уменьшении содержания SiO_2 , небольшом — Al_2O_3 и K_2O и отношении $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, возрастает Fe_2O_3 и FeO , содержание которых уменьшается лишь в апатито-нефели-

новых породах. Параллельно с этим сильно возрастает содержание второстепенных — TiO_2 , CaO , SrO и летучих компонентов P_2O_5 , CO_2 , H_2O , часть из которых переходит в разряд главных породообразующих. Сильно возрастает (особенно в апатито-нефелиновых породах) содержание TR_2O_3 . При дифференциации фойяитового расплава возникли порции его, образовавшие интрузии неравнозернистых нефелиновых сиенитов и фойяитов. От первых к более поздним фойяитам происходит незначительное уменьшение содержания SiO_2 , Na_2O , Fe_2O_3 , FeO (при очень близком Fe^{3+}/Fe^{2+}) и увеличение Al_2O_3 , K_2O . В этом же направлении уменьшается содержание второстепенных TiO_2 , ZrO_2 , MgO и увеличивается CaO , MnO , BaO . В фойяитах падает содержание летучих F , Cl , P_2O_5 при некотором увеличении SO_3 , CO_2 и воды, из акцессорных уменьшается Nb_2O_5 , Ta_2O_5 . Содержание TR_2O_3 остается без изменения.

Дифференциация, происходившая в промежуточном магматическом очаге и заканчивавшаяся в интрузивной камере *in situ*, привела в каждой интрузии к возникновению более мелких слоев, составляющих ряды сингенетических горных пород. Возникли слои, обогащенные или обедненные определенными химическими элементами. Наиболее разнообразными породами по содержанию главных окислов SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , FeO , Fe_2O_3 характеризуются интрузии трахитоидных хибинитов и рисчорритов — ийолит-уртитов — апатито-нефелиновых пород, т. е. интрузии, для которых известны дифференциаты различных гипсометрических уровней. Содержание второстепенной и летучей составляющих в этих породах подвержено значительным колебаниям вплоть до того, что P_2O_5 , TiO_2 , CaO становятся породообразующими.

5. Щелочная нефелин-сиенитовая магма имеет первичную природу и самостоятельную генетическую связь с мантийным веществом. Поступление ее в хибинскую структуру в общем началось с крупных интрузий хибинитов и трахитоидных хибинитов и завершилось не менее значительной массой фойяитов. Следовательно, породившая их магма неизменно оставалась нефелин-сиенитовой.

Анализ имеющихся материалов показывает, что возникновение крупных нефелин-сиенитовых массивов, подобных Хибинскому, путем десиликации и кристаллизационной дифференциации гранитной магмы, по-видимому, мало вероятно. В образовании хибинской нефелин-сиенитовой магмы не имели определяющего значения и явления ассилияции. Об этом свидетельствуют резкие контакты с вмещающими породами, их ксенолитами, а также незначительные эндоконтактные изменения самих нефелиновых сиенитов. На мысль о роли явлений ассилияции в образовании Хибинского массива наводит наличие месторождений апатито-нефелиновых и сフェновых пород. Однако химический состав массива и слагающих его пород вполне допускает возможность образования их дифференциацией больших объемов щелочной магмы без специального привноса фосфора и кальция ассилиацией, как это предполагает С. Тугут. Так, среднее содержание P_2O_5 (0.21 %) в составе Хибинского массива (почти такое же, как и в Ловозерском — 0.20 % и несколько меньшее, чем в среднем составе нефелиновых сиенитов по Ноккольду — 0.26 % и Дэли — 0.25 %) указывает на возможность образования грандиозных скоплений апатита (месторождений) дифференциацией большого объема щелочной магмы без специального привноса P_2O_5 извне или изначальной сильной обогащенности щелочной магмы фосфором. Апатито-нефелиновые месторождения Хибинского массива имеют магматическое дифференциационно-ликвационное происхождение. Здесь явления ликвации неотделимы от магматической дифференциации и общего расслоения нефелин-сиенитового расплава.

Отсутствуют в Хибинах и указания на образование щелочных пород посредством палингенеза супракrustальных соленосных толщ, которому М. К. Пильтенко в щелочном петрогенезисе придает первостепенное зна-

чение. Не имеется и фактов, свидетельствующих о непосредственной связи нефелин-сиенитового и ультраосновного магматических расплавов. Нет основания признать и наличие общего процесса эволюции и дифференциации единого подкорового магматического очага и связывать происхождение щелочных пород с дифференциацией базальтовой магмы.

На основании имеющихся данных кажется вероятным, что нефелин-сиенитовая магма, породившая Хибинский массив, является ювенильной, связанной в происхождении с веществом верхней мантии. Автор склоняется к представлениям Ю. А. Кузнецова, предполагающего, что возможность проявления любого магматизма и состав его продуктов определяются, в конечном счете, геологическими свойствами и составом того сектора коры и мантии, в пределах которого идут процессы магмаобразования, что магмы рождаются периодически в связи с тектогенезом и уже в момент своего возникновения в зависимости от обстановки и характера субстрата могут иметь разный состав.

6. Механизм формирования Хибинского массива в общем сводится к неоднократному возникновению конических воронкообразных или близких к ним по форме интрузий, образованных пульсирующей деятельностью долгоживущего магматического очага. При построении схемы механизма образования Хибинского массива автор опирался на следующие положения — результаты петрологических исследований:

1) Возрастные взаимоотношения пород интрузивных фаз свидетельствуют о возникновении их в последовательности, соответствующей залеганию в массиве от периферии к центру.

2) Расслоенность интрузий щелочных пород довольно широко развита в Хибинском массиве и является следствием дифференциации магматического расплава.

3) Несоответствие (непараллельность) в положении слоев интрузий и поверхностей нижнего (лежачего) интрузивного контакта их с более ранними породами, заключающееся в более пологом в сравнении с плоскостью контакта падении слоистости, вызвано проседанием по типу усадочной воронки кристаллизующейся массы вместе со срединным блоком вмещающих пород.

4) Неровный ступенчатый характер контактов между интрузиями обусловлен возникновением ступенчатых конических расколов, которые впоследствии были преобразованы активными силами магмы в интрузивные камеры. Вертикальное поднятие срединного блока вмещающих пород, вырезанного коническим расколом, удовлетворительно решает проблему пространства при образовании крупных интрузивов.

5) Выполаживание с глубиной контакта Хибинского массива с вмещающими архейскими гнейсами и свитой имандра-варзуга, установленное геофизикой.

6) Пространственное размещение ксенолитов вмещающих пород в каждой последующей интрузии в зоне контакта ее с более ранней интрузией, а также зажатых между ними блоков вмещающих пород свидетельствует о серповидной (в плане) конфигурации конических расколов и разместившихся в них интрузий.

7) Наличие интрузивных соотношений между сингенетичными породами, вызванное продолжительной, неодновременной кристаллизацией различных по составу слоев дифференцированных расплавов в условиях неоднократно оживавших движений.

8) Отличающиеся по составу порции магматического расплава не обусловлены дифференциацией единожды возникшего постепенно затухающего магматического очага, а являются результатом деятельности долгоживущего эволюционирующего источника и дальнейшей дифференциации расплава в промежуточном очаге и магматической интрузивной камере *in situ*.

Механизм формирования конических интрузий начинался с заложе-

ния конического раскола в условиях резкого повышения давления магмы, превышающего давление (вес) покрывающих пород. Последующее раздвинение стенок конического раскола при перемещении вверх центрального блока пород под напором магмы сопровождалось одновременным выполнением образующейся полости магматическим расплавом. Это продолжалось до достижения равновесия между активными силами магмы и весом блока вмещающих пород. Заполнивший воронкообразную камеру груборасслоенный магматический расплав продолжал более тонко расслаиваться *in situ*. При некотором падении давления в магматическом очаге и уменьшении объема кристаллизующегося расплава (по типу усадочной раковины) происходило проседание остывающего и кристаллизующегося расплава вместе со срединным блоком вмещающих пород. Возникшая при этом горизонтальная слоистость и трахитоидность приобрели у лежачего контакта интрузии некоторый наклон, угол которого выполаживается к центру структуры. После формирования интрузивного тела, на следующем этапе вновь возрастает давление в магматическом очаге и отмеченный процесс повторяется, что приводит к возникновению новой конической интрузии, вложенной в ранее образовавшуюся. Неоднократное образование таких интрузий привело к формированию структуры Хибинского массива.

Кольцевые интрузии в Хибинском массиве отсутствуют, т. к. существенный структурный критерий кольцевых интрузий — крутое падение контактов в сторону от массива здесь не имеет места. Ориентировка блока трещин в Хибинских интрузиях, используемая в ряде работ исследователей Хибин как признак принадлежности их к кольцевому или коническому типу, не является твердым неоспоримым критерием этого. Данные наших геолого-структурных исследований свидетельствуют, что восстановление нарушенного равновесия между давлением в магматическом резервуаре и весом покрывающих пород протекало без образования кольцевых расколов и происходило путем проседания кристаллизующихся масс вместе со срединным блоком пород кровли.

Существует представление, что в процессе формирования Хибинского массива центры интрузий постоянно смешались (суммарно, по нашим подсчетам, до 9.4 км) в В—СВ направлении, совпадающем с ориентированной зоне регионального глубинного разлома. В то же время такое смещение центра может быть только кажущимся. Не исключено, как показали построения, что положение центра интрузий (магматического канала) было постоянным, а поперечник канала в месте его сочленения с магматической камерой (на глубине около 20 км) превышал 10 км.

7. Установленные для интрузии трахитоидных хибинитов расслоенность, особенно четко выраженная в наиболее глубоких, доступных для изучения частях интрузии, и направленное в вертикальном разрезе изменение содержания ряда компонентов (TiO_2 , P_2O_5 , Nb_2O_5 , Ta_2O_5) позволяют ожидать в более глубоких, еще не вскрытых сейчас горизонтах интрузии промышленные концентрации сфена, апатита, рудного минерала и других. Даже при малом количестве анализов в ряде слоев уже в верхней четко расслоенной части интрузии выявлено повышенное содержание P_2O_5 (до 1.86%), TiO_2 (до 13.4%), Nb_2O_5 и Ta_2O_5 (соответственно до 0.25 и 0.026%). Подобной перспективы нахождение концентраций полезных минералов не лишены и другие расслоенные интрузии массива — интрузии хибинитов и фойяитов. Все это расширяет перспективы поисково-разведочных работ в глубоких частях первично-расслоенных интрузий Хибинского массива и прежде всего — интрузии трахитоидных хибинитов.

Таким образом, результаты исследований и теоретические представления автора более полно освещают строение массива, интрузивную деятельность в его пределах, магматические процессы и историю его формирования, а вытекающие из них практические рекомендации расширяют в Хибинских тундрах перспективы поисково-разведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

- Афонин В. Г., Гейман Л. М., Комир В. М. Взрывные работы в строительстве (Краткий справочник). Киев, 1971.
- Белоусов В. В. Современные представления о строении и развитии земной коры и верхней мантии материков. — В кн.: Глубинное строение Урала. М., 1968.
- Бородин Л. С. К геохимии Хибинского щелочного массива. — Тр. ИМГРЭ, вып. I. Изд. АН СССР, 1957.
- Бородин Л. С. Редкоземельные элементы в шприксенах и шприксенитах из комплексных массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. — В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М., 1965.
- Бородин Л. С., Осокин Е. Д., Блюм И. А. О среднем содержании тантала и некоторых закономерностях его распределения в щелочных породах. — Геохимия, 1969 № 11.
- Буссен И. В., Сахаров А. С. Геология Ловозерских тундр. Л., 1967.
- Буссен И. В., Сахаров А. С. Первичная расслоенность Ловозерского щелочного массива. — В кн.: Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова. Апатиты, 1968.
- Буссен И. В., Сахаров А. С. О связи магматической дифференциации и возникновения рудных залежей в первично расслоенных массивах. — В кн.: Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Л., 1971.
- Буссен И. В., Сахаров А. С. Петрология ловозерского щелочного массива. Л., 1972.
- Вироплянский Г. М. К вопросу о механизме формирования конических и кольцевых интрузий Хибин. — В кн.: Научно-техническая информация, вып. 1—2. М., 1962.
- Вироплянский Г. М., Благодетелева Ю. М., Онохин Ф. М., Карташов Н. Г. Главнейшие черты структуры Хибинских апатитовых месторождений и их поисковое значение. — В кн.: Хибинские апатитовые месторождения. М., 1965.
- Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочный массив. М., 1959.
- Владавец В. И. Пинуайчорр-Юкспор-Расвумчорр. — Тр. Арктич. института, т. XXIII, Л., 1935.
- Волотовская Н. А. Ксенолиты нефелиновых сиенитов в массивном хибините северной части Хибинского массива. — Зап. ВМО, 1939, ч. 68, вып. 1.
- Воробьева О. А. Геология и петрография Эвеслогчорра и прилегающих к нему высот в Хибинских тундрах. — В кн.: Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова, ч. 1. Л., 1932. (Тр. СОПС, сер. Кольская, вып. 2).
- Воробьева О. А. Группа полевых шпатов. — В кн.: Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. М.—Л., 1937.
- Воробьева О. А. Главные типы нефелиновых щелочных пород, их возраст и особенности минерализации. — В кн.: Магматизм и связь с ними полезных ископаемых. М., 1960. (Тр. 2 Всесоюзного географического совещания).
- Воробьева О. А. Главные особенности размещения и формирования щелочных пород. — В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии, т. II. М., 1969.
- Галахов А. В. О брекчии Кукисвумчоррского месторождения апатита в Хибинских тундрах. — В кн.: научные работы студентов Карело-Финского университета, вып. 1. Петрозаводск, 1948.
- Галахов А. В. Рисчорриты Хибинского щелочного массива. М.—Л., 1959.

- Галахов А. В. Геолого-петрографический очерк Хибинского щелочного массива и задачи дальнейших научных исследований. — В кн.: Вопросы геологии, минералогии и петрографии Хибинских тундр. М.—Л., 1961.
- Галахов А. В. Особенности состава породообразующего нефелина Хибинского щелочного массива. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 3. Апатиты, 1962а.
- Галахов А. В. Интрузивные комплексы нефелиновых сиенитов Хибинского щелочного массива. Научный отчет. Фонды Кольского филиала АН СССР, 1962б.
- Галахов А. В. Некоторые черты геологии Хибинского щелочного массива и перспективы поисково-разведочных работ в Хибинских тундрах. — В кн.: Перспективы развития и освоения сырьевой базы апатитовой промышленности на Кольском полуострове. М., 1965.
- Галахов А. В. О проявлениях щелочно-ультраосновного магматизма в Хибинских тундрах (Кольский полуостров). — ДАН СССР, 1966а, т. 170, № 3.
- Галахов А. В. О расслоенности интрузива трахитоидных хибинитов Хибинского щелочного массива. — В кн.: Щелочные породы Кольского полуострова. М.—Л., 1966б.
- Галахов А. В. Химический состав пород Хибинского щелочного массива. — ДАН СССР, 1966б, т. 171, № 5.
- Галахов А. В. Петрохимия естественных рядов магматических горных пород и эволюция щелочной магмы Хибинского массива. — В кн.: Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова. Апатиты, 1968а.
- Галахов А. В. Состав породообразующих калинатровых шпатов в связи с химизмом и последовательностью формирования щелочных пород Хибинского массива. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 6. Л., 1968б.
- Галахов А. В. Естественные ряды магматических горных пород Хибинского щелочного массива. Научный отчет. Фонды Кольского филиала АН СССР, 1968в.
- Галахов А. В. Породообразующий нефелин как индикатор магматической дифференциации (на примере Хибинского щелочного массива). — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 7. Л., 1969.
- Галахов А. В. О механизме центральных интрузий на примере Хибинского щелочного массива. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 1. Апатиты, 1970.
- Галахов А. В. К петрологии Хибинского щелочного массива. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971а.
- Галахов А. В. К альбитизации нефелиновых сиенитов Хибинского щелочного массива. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 8. Л., 1971б.
- Галахов А. В. О природе нефелин-сиенитовой магмы Хибинского щелочного массива. Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 2. Апатиты, 1971в.
- Галахов А. В. Петрология Хибинского щелочного массива. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Фонды Кольского филиала АН СССР, Апатиты, 1972.
- Гапеева Г. М. Стратиграфическое значение петрохимических особенностей молодого вулканизма. — В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., 1963.
- Герасимовский В. И., Волков В. П., Когарко Л. Н., Поляков А. И., Сапрыкина Т. В., Балашов Ю. А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М., 1966.
- Герасимовский В. И., Кузнецова С. Я. Химический состав пород Ловозерского массива. — Геохимия, 1966, № 4.
- Горстка В. Н. Контактовая зона Хибинского щелочного массива. Л., 1971.
- Горшков Г. С. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры земли. — В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., 1963.
- Горшков Г. С. Вулканизм и верхняя мантия. — В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Григорьев Д. П. и Искюль Е. В. Дифференциация некоторых силикатных расплавов, как результат образования двух несмешивающихся жидкостей. — Изв. АН СССР, 1937, сер. геол., № 4.
- Григорьев Д. П. и Гельмонт А. Я. Гравитационно-кристаллизационная дифференциация в силикатном расплаве с летучими компонентами. — Изв. АН СССР, 1939, сер. геол., № 4.
- Груза В. Б. О процессах магматической дифференциации в связи с особенностями парагенезисов петrogenических элементов в природных стеклах. — В кн.: Вопросы математической геологии. Л., 1968.
- Дели Р. А. Изверженные породы и глубины Земли. Л.-М., 1936.
- Делицин Л. М., Мелентьев Б. Н. Экспериментально полученные модели структур горных пород. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 6. Л., 1968.

- Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., 1967.
- Донцова Е. И., Герасимовский В. И. О генезисе щелочных пород Кольского полуострова в свете данных об изотопном составе кислорода. — Геохимия, 1969, № 11.
- Дорфман М. Д. Метод количественного минералогического анализа применительно к нефелинсодержащим породам. — ДАН СССР, 1940, т. XXVI, № 5.
- Дорфман М. Д. К петрологии якуширанит-уритовых пород в Хибинских тундрах. — Изв. АН СССР, 1948, сер. геол., № 3.
- Дорфман М. Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уритах горы Юкспор Хибинского массива. М.—Л., 1962.
- Дудкин О. Б., Зак С. И., Горстка В. Н. Ассоциация минералов в крайних калиевых и натриевых дифференциатах щелочных интрузий (на примере Хибинского и Сыннырского массивов). — Зап. ВМО, 1967, ч. 96, вып. 5.
- Дудкин О. Б., Козырева Л. В., Померанцева Н. Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. М.—Л., 1964.
- Егорова-Фурсенко Е. Н. Контактные роговики и ксенолиты боковых пород в нефелиновых сиенитах Хибинского массива (Западная и северо-восточная контактные зоны). — Зап. ВМО, 1939, ч. 68, вып. 2.
- Елисеев Н. А. Структурная петрология. Л., 1953.
- Елисеев Н. А., Ожинский И. С., Володин Е. Н. Геологическая карта Хибинских тундр. — Тр. Лен. геол. управл., 1939, вып. 19.
- Елисеев Н. А. и Федоров Э. К. Ловозерский pluton и его месторождения. М., 1953.
- Есин О. А. Расплавленные силикаты как микрогетерогенные электролиты. — Изв. АН СССР, 1948, отд. хим. наук, № 6.
- Заварзиккий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. М., 1960.
- Зак С. И. Тектоника Хибинского щелочного массива. — В кн.: Магматизм и геология Кольского полуострова. Л., 1963.
- Зак С. И., Каменев Е. А. Новые данные по геологии Хибинского щелочного массива. — Советская геология, 1964, № 7.
- Зак С. И., Каменев Е. А., Минаков Ф. В., Арманд А. Л., Михеичев А. С., Петерсилье И. А. Хибинский щелочная массив. Л., 1972.
- Зырянов В. Н. Петрология метасоматических изменений гранитоидов и щелочных пород Чингизской зоны. М., 1969.
- Иванова Т. Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. М., 1963.
- Иванова Т. Н., Дудкин О. Б., Козырева Л. В., Поляков К. И. Ийолит-уриты Хибинского массива. М., 1970.
- Калинкин М. М. Закономерности формирования и размещения апатито-нефелиновых руд в юго-западном рудном поле Хибин. — Автореф. на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. Л., 1969.
- Калинкин М. М. О закономерностях размещения и условиях образования апатито-нефелиновых руд в юго-западном рудном поле Хибин. — Изв. АН СССР, 1971а, сер. геол., № 10.
- Калинкин М. М. О факторах, контролирующих размещение апатито-нефелиновых руд в юго-западном рудном поле Хибин. — Изв. высших учебн. завед, геология и разведка, 1971б, № 2.
- Каменев Е. А. Трещинная тектоника Хибинского щелочного массива. — В кн.: Магматизм и геология Кольского полуострова. М., 1963.
- Клушкин И. Г. Оценка глубины распространения интрузий центрального типа по геофизическим аномалиям. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968.
- Козырева Л. В. Нефелин-полевошпатовые парагенезисы в породах Хибинского щелочного массива. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 5. Л., 1967.
- Комлев Л. В., Михалевская А. Д., Данилович С. И. О возрасте щелочных интрузий Хибинских и Ловозерских тундр. — ДАН СССР, 1961, т. 136, № 1.
- Кононенко А. М. Нефелины Хибинских тундр. — Уч. зап. Лен. пед. ин-та им. А. И. Герцена, 1938, т. 9, вып. 4.
- Кузнецов Ю. А. О происхождении, номенклатуре и классификации магматических пород. — Изв. АН СССР, 1951, сер. геол., № 6.
- Кузнецов Ю. А. Фации магматических пород. — В кн.: Вопросы геологии Азии. М., 1955.
- Куплетский Б. М. Петрографический очерк Хибинских тундр. — В кн.: Хибинские и Ловозерские тунды, т. 2. М., 1928 (Тр. инст. по изуч. Севера, вып. 39).
- Куплетский Б. М. Кукисумчорр и прилегающие к нему массивы центральной части Хибинских тундр по съемкам 1929—1930 гг. — В кн.: Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова, ч. 1, Л., 1932. (Тр. СОПС, сер. Кольская вып. 2).

- Куплетский Б. М. Петрографический очерк Хибинских тундр. — В кн.: Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. М.—Л., 1937.
- Кухаренко, А. А., Ильинский Г. А., Иванова Т. Н., Галактов А. В., Козырева Л. В., Гельман Е. М., Борнеман-Старыкевич И. Д., Столярова И. Н., Скрижанская В. И., Рыжова Р. И. и Мелентьев Б. Н. Кларки Хибинского щелочного массива. — Зап. ВМО, 1968, сер. 2, ч. 97.
- Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Богдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии (Геология, петрология, минералогия и геохимия). М., 1965.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. Изд. 5-е. М., 1940.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Исследование по теоретической петрографии в связи с изучением изверженных пород Центрального Кавказа. Избр. тр., т. 1, М., 1949а.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Дифференциация, эвтектика, энтропия. Избр. тр. т. 1, М., 1949б.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Несколько мыслей о дифференциации и о природе магмы. Избр. тр., т. 1, М., 1949в.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Успехи петрографии в России. Избр. тр., т. 2, М., 1950.
- Мархасев Б. И., Седлецкий И. Д. О некоторых закономерностях строения расплавов в системах $\text{MgO}-\text{SiO}_2$. — ДАН СССР, 1963, т. 148, № 4.
- Мархинин Е. К., Сартула Д. С. Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами земли. — В кн.: Вулканализм, гидротермы и глубины земли. Петроплавловск-Камчатский, 1969.
- Махлаев В. Г. Полевые шпаты Хибин в связи с составом материнских пород. — Уч. зап. Лен. пед. ин-та им. Герцена, 1947, т. 54.
- Мелентьев Б. Н., Ольшанский Я. И. Равновесие несмешивающихся жидкостей в системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$. — ДАН СССР, 1952, т. 86, № 6.
- Минаков Ф. В., Каменев Е. А., Калинкин М. М. Об исходном составе и эволюции ийолит-уртитовой магмы Хибинского щелочного массива. — Геохимия, 1967, № 8.
- Набоко С. И. Петрохимические особенности молодых и современных лав Камчатки. — В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., 1963.
- Овчинников Л. Н., Бородин Л. С., Ляхович В. В. Геохимия магматических пород. — В кн.: Материалы IV Всесоюзного Петрографического совещания. Баку, 1969.
- Онохи Ф. М. Радиальные разломы Хибинского массива и их поисковое значение. — Советская геология, № 6, 1970.
- Орлов Д. М. О механизме формирования посторогенных интрузий в связи с явлением усадки при кристаллизации. — В кн.: Петрографический сборник, № 5. Л., 1963. (Тр. ВСЕГЕИ).
- Панасенко Г. Д. О мощности земной коры на Кольском полуострове. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 4. М., 1963.
- Петерсилье И. А. Газовая составляющая некоторых геологических формаций Кольского полуострова и кристаллического фундамента отдельных площадей Западной Сибири. — В кн.: Происхождение щелочных пород. М., 1964.
- Петерсилье И. А., Галимов Э. М. О природе углеводородных газов и рассеянных битумов изверженных горных пород в связи с изотопным составом углерода. — В кн.: Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова. Апатиты, 1968.
- Пильченко М. К. О возможности образования щелочных горных пород посредством палингенеза супракrustальных соленосных толщ. — В кн.: Происхождение щелочных пород. М., 1964.
- Полканов А. А. Геологический очерк Кольского полуострова. — Тр. Аркт. инст., 1936, т. 53.
- Полканов А. А. и Ульянова. О генезисе и эволюции щелочной магмы Хибинского субвулкана. — В кн.: Вопросы геохронологии и геологии. М.—Л., 1961. (Тр. лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 12).
- Поляк Б. Г. Геотермические особенности области современного вулканизма (на примере Камчатки). М., 1966.
- Руденко А. С. К генезису апатитовых месторождений Хибинского массива. — Зап. ЛГИ, 1964, т. 47, вып. 2.
- Сарычев П. А. Истечение алюминиевых сплавов. М., 1940.
- Сахаров А. С. Некоторые вопросы поисков и разведки рудных залежей в первично-расслоенных массивах изверженных горных пород. — В кн.: Магматизм и геология Кольского полуострова. М., 1963.
- Свешников Е. В. Центральные магматические комплексы как образования верхних горизонтов земной коры, тесно связанные с ее глубинным строением. — В кн.: Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, 1969.

- Свешников Е. В. Магматические комплексы центрального типа. М., 1973.
- Серебристый Э. И. Удаление кислородных включений из высокоуглеродистой стали и неоднородность слитка при вакуумном дуговом переплаве. — В кн.: Металлургия, № 6, Л., 1963.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Львов, 1949.
- Солодовников Л. Л. Полевые шпаты Хибинских тундр. — Тр. Ленингр. общ. естествоиспыт., отд. геол. и минер., 1937, вып. 66, № 1.
- Тараканов Р. З. К вопросу о расположении в верхней мантии вероятных областей магмообразования. — В кн.: Вулканализм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.
- Тихоненков И. П. Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. М., 1963.
- Токарев В. А. Главные глубинные разломы Кольского полуострова. — В кн.: Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова. Апатиты, 1968.
- Ферсман А. Е. Минеральные ассоциации Хибинских и Ловозерских тундр. — В кн.: Хибинский массив. Москва—Петроград, 1923.
- Ферсман А. Е. Апатит, его месторождения, геохимия, запасы и экономика. — В кн.: Хибинские апатиты, сб. III. Л., 1931.
- Фивег М. П. Очерк Кукисумчорр—Юкспорского апатитового месторождения. — В кн.: Апатито-нефелиновые месторождения Хибинских тундр. Кукисумчорр—Юкспор. Новосибирск, 1932.
- Цирульникова М. Я., Сокол Р. С. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968.
- Шаблинский Г. Н. К вопросу о глубинном строении Хибинского и Ловозерского plutонов. — Тр. Ленингр. об-ва естествоиспыт. природы, 1963, т. LXXIV, вып. 1.
- Шаблинский Г. Н. Новые данные о тектонике Хибинского plutона. — В кн.: Химия в естественных науках. Л., 1965.
- Шипулин Ф. К. Особенности кристаллизации силикатных расплавов и скарнообразование. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М., 1968.
- Щербина В. В. О форме нахождения химических элементов в магматическом расплаве. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. М., 1953.
- Ярошевский А. А. Динамика магматических расплавов в верхней мантии и механизм концентрации тепла в вулканических очагах. — В кн.: Вулканализм, гидротермы и глубины земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.
- Anderson E. M. Tertiary and post-Tertiary geology of Mull. — L. Aline and Oban. Mem. geol. survey Scotland, 1924.
- Bannister F. A. A chemical, optical and X-Ray study of nepheline and kaliophilite. — Mineral. Mag., 1933, vol. 22.
- Nockold S. R. Bull. of the geological of America, 1954, vol. 65, № 10.
- Ramsay W., Hackman V. Das Nephelinsyentgebiet auf der Halbinsel Kola. — Fennia, 1894, Bd. IX, № 2.
- Rankama K., Sahama Th. G. Geochmenistry. Chicago, 1949.
- Vorobieva O. A. Structural—tectonic conditions for the appearance of alkalic magma on platforms. Symposium on volcanoes and their poots. Vol. abstracts Oxford, 1969.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.
3

Введение	3
ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ МАССИВА		
Геологическое положение и структура массива	6
Инtrузивные тела (фазы) и их петрографическая характеристика	14
Ультраосновные и щелочные породы каледонского комплекса	14
Щелочные и нефелиновые порфиры ранней фазы магматической деятельности	24
Щелочные и нефелиновые сиениты первой инtrузивной фазы	26
Инtrузии хибинитов и трахитоидных хибинитов	28
Геологическая характеристика инtrузий	28
Инtrузия хибинитов	29
Инtrузия трахитоидных хибинитов	33
Петрографическая характеристика пород инtrузий	38
Выводы	44
Инtrузия рисчорритов—ийолит-уртитов—апатито-нефелиновых пород	46
Геологическая характеристика инtrузии	46
Петрографическая характеристика пород инtrузии	54
Выводы	61
Инtrузии неравнозернистых нефелиновых сиенитов и фойяитов	62
Геологическая характеристика инtrузий	62
Инtrузия неравнозернистых нефелиновых сиенитов	62
Инtrузия фойяитов	64
Петрографическая характеристика пород инtrузий	72
Выводы	81
Молодые жильные породы	82
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МАССИВА		
Главные породообразующие минералы массива	85
Нефелин	86
Калинатровые полевые шпаты	93
Породы инtrузивных фаз	101
Породы первой инtrузивной фазы, инtrузии хибинитов и трахитоидных хибинитов	101
Инtrузия рисчорритов—ийолит-уртитов—апатито-нефелиновых пород	108
Инtrузии неравнозернистых нефелиновых сиенитов и фойяитов	110
Автометаморфические изменения щелочных пород массива	113
Молодые жильные породы	121
Сравнительная характеристика инtrузий и средний химический состав массива	122
К геохимии Хибинского щелочного массива	133
Главные породообразующие элементы	133
Второстепенные породообразующие элементы	135
Элементы-примеси постоянные	137
Элементы-примеси частые	138
Элементы-примеси редкие	139
Выводы	140

ПРОБЛЕМЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ МАССИВА

Расслоенность магматических пород массива	142
Ряды магматических горных пород массива	157
Общая характеристика рядов	157
Химический состав магматических расплавов и рядов сингенетических горных пород массива	157
Эволюция салической и фемической составляющих щелочной магмы массива	162
Салическая составляющая	180
Фемическая составляющая	180
К вопросу о магматической и кристаллизационной дифференциации щелочной магмы	198
Породообразующий нефелин как индикатор магматической дифференциации	202
О генезисе рисchorритов, ийолит-уртитов и апатито-нефелиновых пород	205
Нефелин-полевошпатовые микропегматитовые срастания и условия их возникновения	205
О магматической природе пойкилитовой структуры	208
Некоторые соображения о генезисе рисchorритов, ийолит-уртитов и апатито-нефелиновых пород	211
Механизм формирования массива	215
О природе нефелин-сиенитовой магмы массива	228
Рудные перспективы массива	237
Заключение	243
Литература	250

Александр Васильевич Галахов

ПЕТРОЛОГИЯ ХИБИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

Утверждено к печати

Геологическим институтом ордена Ленина Кольского филиала им. С. М. Кирова АН СССР

Редактор издательства Н. П. Скорынина

Художник Д. С. Данилов. Технический редактор Г. А. Бессонова

Корректоры Г. М. Гельфбер, Г. А. Мошкина и К. С. Фричлянд

Сдано в набор 18/VI 1975 г. Подписано к печати 22/IX 1975 г. Формат бумаги 70×108^{1/16}. Бумага № 2.
Печ. л. 16 + 10 вкл. (4^{3/4} печ. л.) = 29.05 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 32.27. Изд. № 5945. Тип. зак. № 434. М-56131. Тираж 1000. Цена 3 р. 42 к.

Ленинградское отделение издательства «Наука»
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская линия, д. 1

1-я тип. издательства «Наука». 199034, Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12

1577

30.425.



Рис. 57. Содержание некоторых породообразующих, второстепенных и акцессорных элементов в породах интрузии трахитоидных хибинитов Юмъечорра (а и б) и Тахтарумчорра (в).
I — мезократовые трахитоидные хибиниты, II — четко расслоенная часть интрузии.

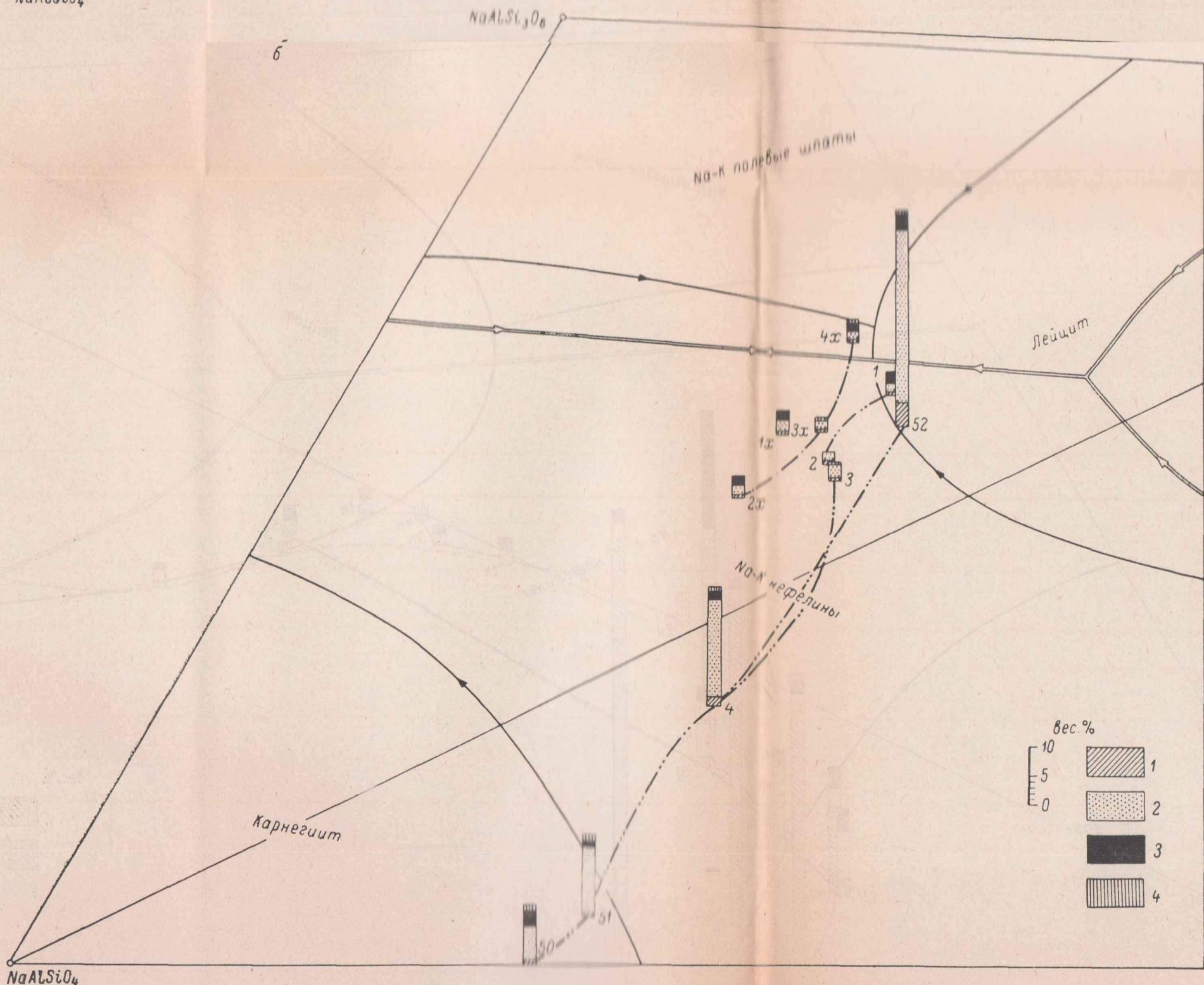
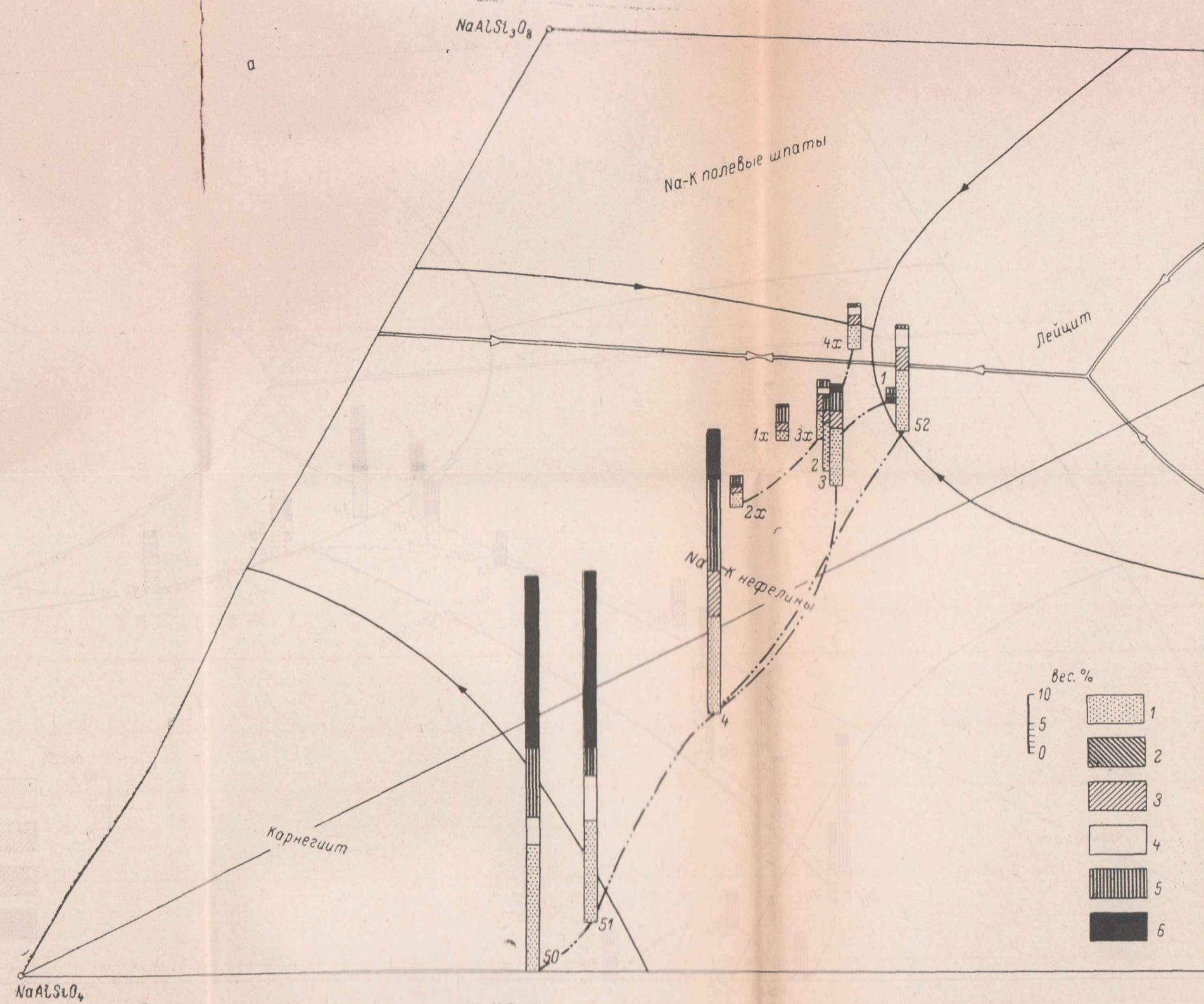


Рис. 42. Нормативный состав фемических, второстепенных и акцессорных составляющих рядов главных сингенетических разновидностей пород интрузии хибинитов и трахитоидных хибинитов (в интрузивной камере).

a — фемическая составляющая: 1 — акмит, 2 — молекула Чермака, 3 — гиперитин, 4 — винчатит, 5 — диопсид, 6 — геденбергит; б — второстепенная и акцессорная составляющие: 1 — апатит, 2 — сферен, 3 — рудный минерал, 4 — флюорит, циркон; равновидности пород хибиниты: жильная фация (1x), грубозернистые (2x), крупнозернистые (3x); равновидности пород хибиниты: порфировидные (1), крупнозернистые (2), среднезернистые (3); меланократовые породы четко расслоенные части (4), ийолиты (50 и 51) и среднезернистые трахитоидные сфеноидные нефелиновые сиениты (52) из четко расслоенной части. Положение расплавов четко такое же, как и на рис. 37, а.

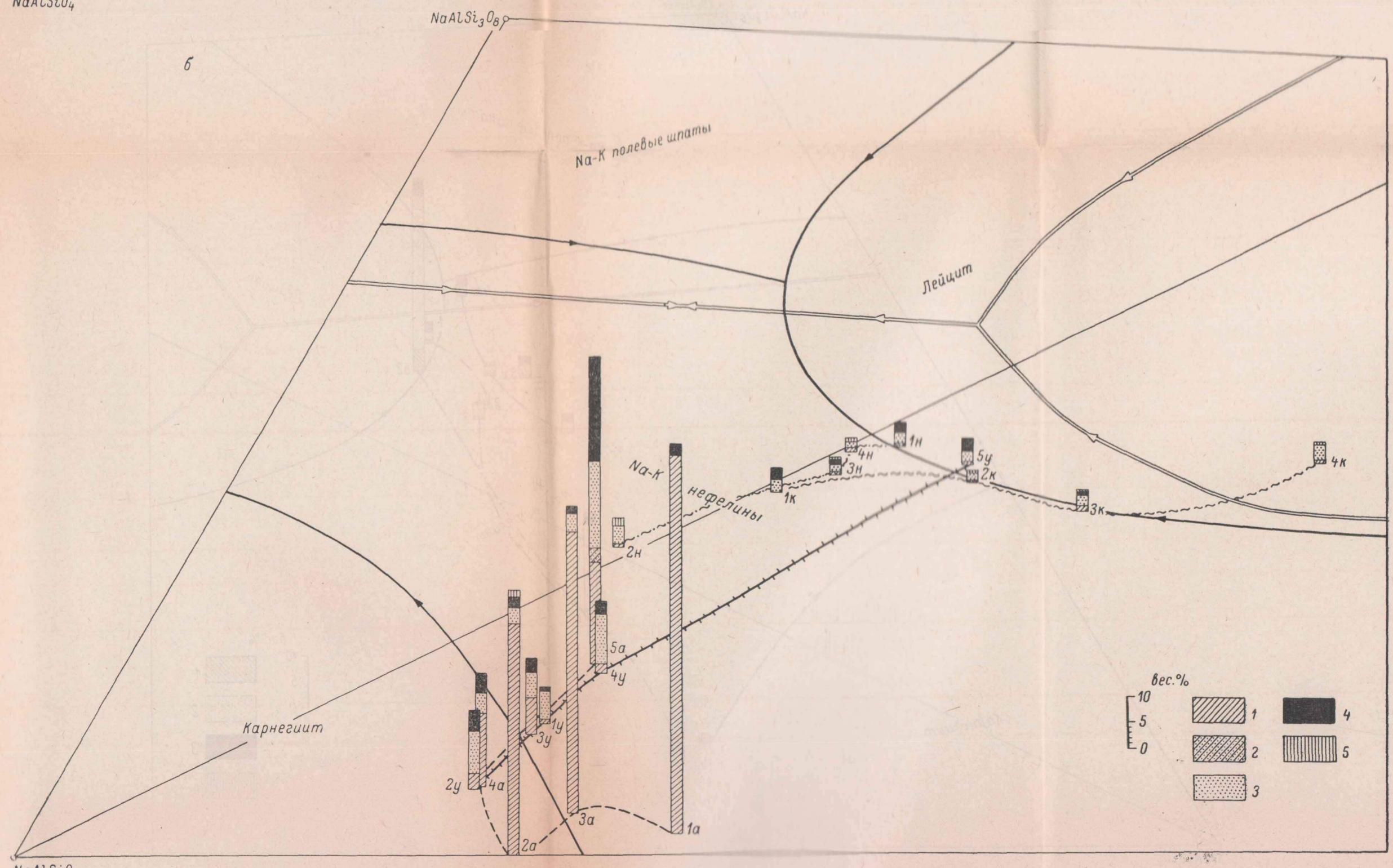
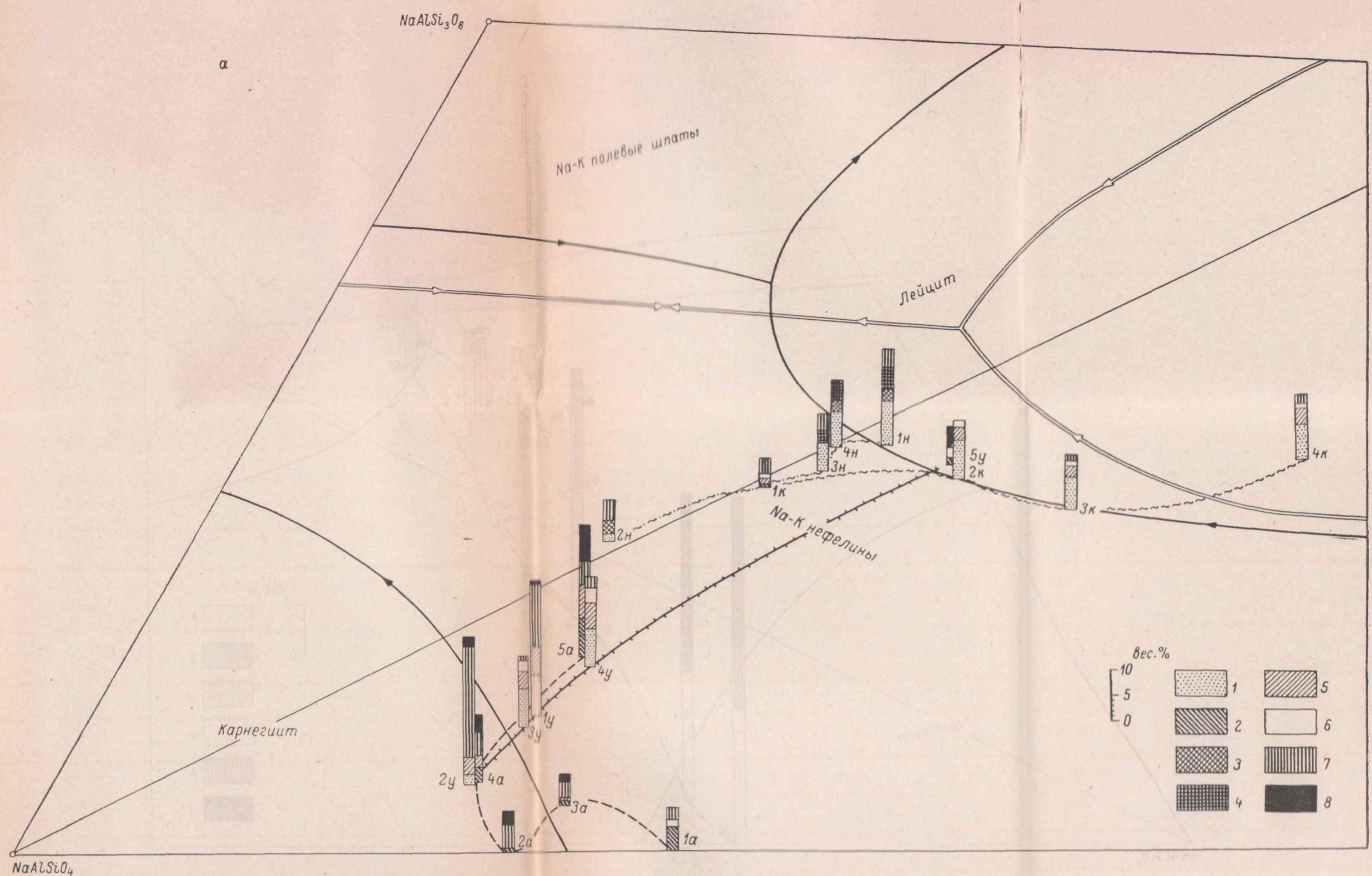


Рис. 43. Нормативный состав фемической, второстепенной и акцессорной составляющих рядов главных сингенетических разновидностей пород интрузии рисчорритов—ийолит-урититов—апатито-нефелиновых пород (в интрузивной камере).

a — фемическая составляющая: 1 — актин, 2 — молекула Чермака, 3 — биотит, 4 — иодесистый фосфат, 5 — гиперстен, 6 — энстатит, 7 — дюпсид, 8 — геденбергит; *b* — второстепенная и акцессорная составляющие: 1 — апатит, 2 — кальций-фосфат, 3 — сфеин, 4 — рутиловые минералы, 5 — циркон, флюорит, рутил, гематит. Рисчорриты колыцевого типа: эгирин-авигит-эгириновые (1к), лампрофиллит-эгириновые (2к), эгириновые (3к), эгирино-гнейсовидные (4к); рисчорриты неполнокольцевого тела: приконтактовые (1н), массивные слюдяно-эгириновые Рестининьюса (2н), гнейсовидно-трахитоидные (3н), массивные (4н); ийолиты трахитоидные ийолиты (2у), мелкозернистые ийолиты (2у), массивные (3у), трахитоидные полевошпатовые ийолиты (4у); апатито-нефелиновые ийолиты: пятнистые и пятнисто-полосчатые (9а), линзовидно-полосчатые (2а), массивные блоковые (3а), сетчатые (4а), апатито-дерожащий цемент брекчий (5а). Показание равновесия на диаграмме такое же, как на рис. 37, *a*.

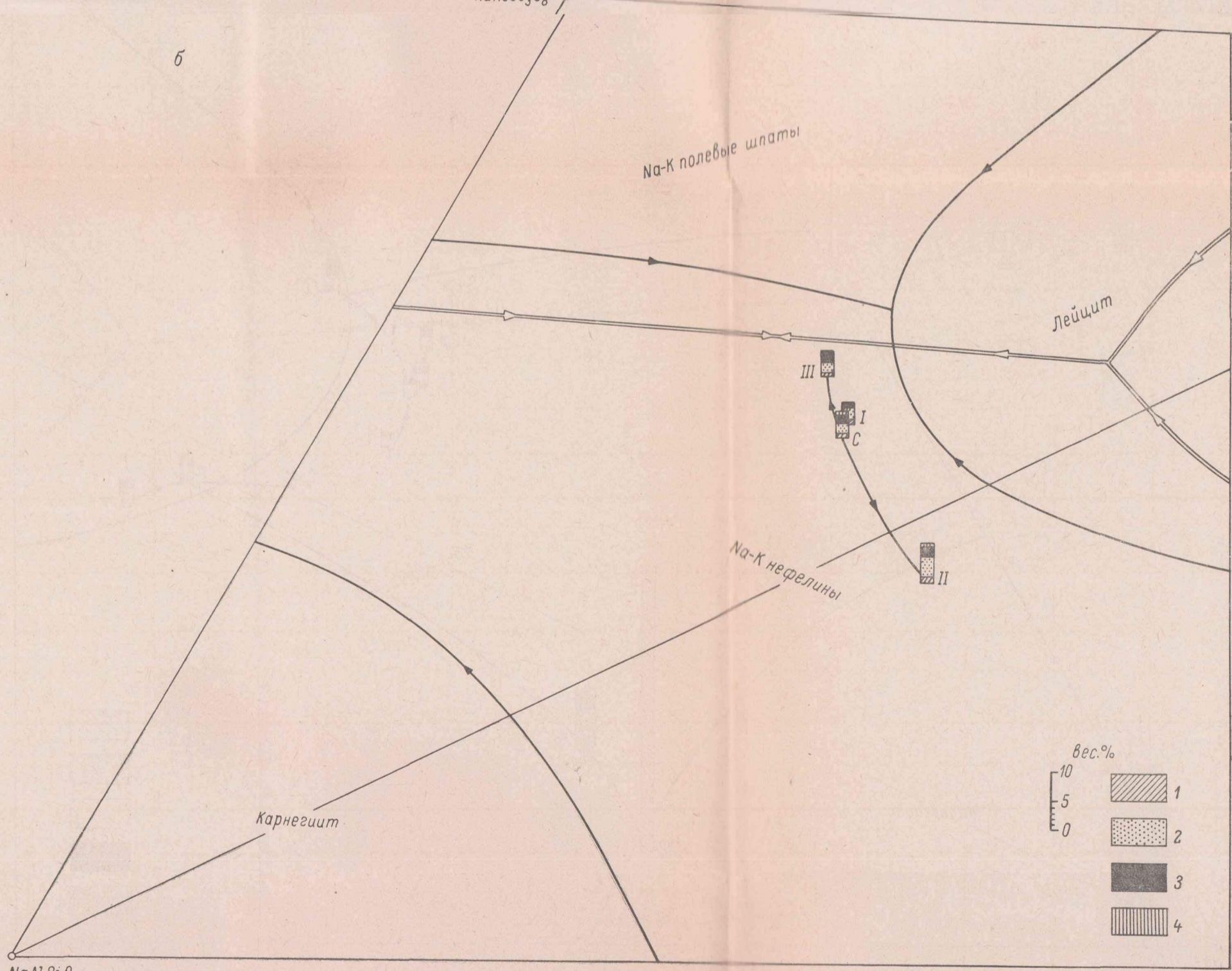
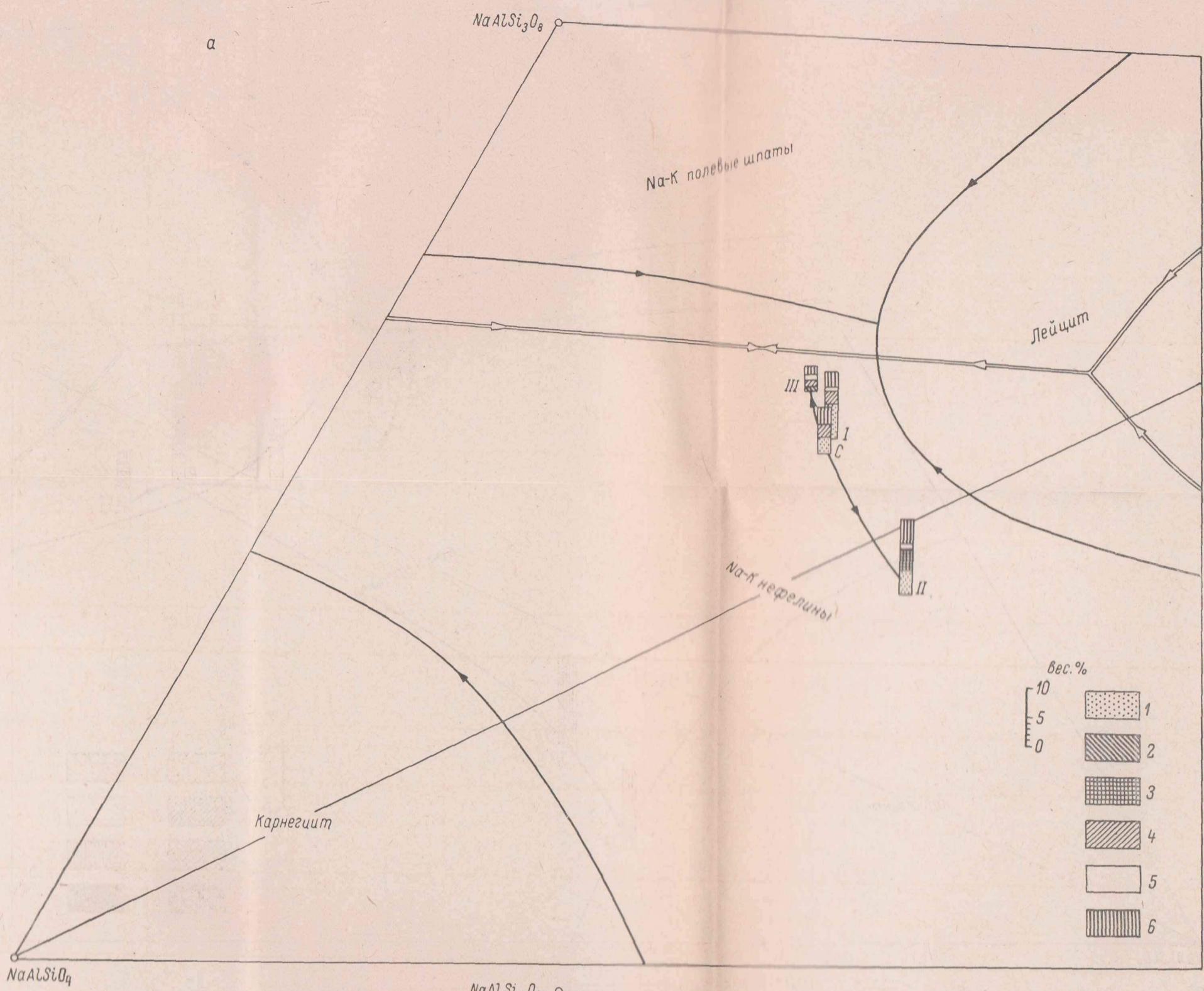


Рис. 40. Нормативный состав фермической, второстепенной и акцессорной составляющих первичных магматических расплавов (в подкоровом магматическом источнике) — фермическая составляющая: 1 — акмит, 2 — молекула Чермака, 3 — железистый биотит, 4 — гиперстен, 5 — флюорит, 6 — диопсид; 5 — второстепенная и акцессорная составляющие: 1 — апапит, 2 — сфеин, 3 — рудный минерал, 4 — флюорит; первичные расплавы: хибинитовый (I), рисчорритовый (II), фейлиновый (III); С — средний составмагмы. Положение расплавов на диаграмме определено составом салической составляющей (см. рис. 37, а).

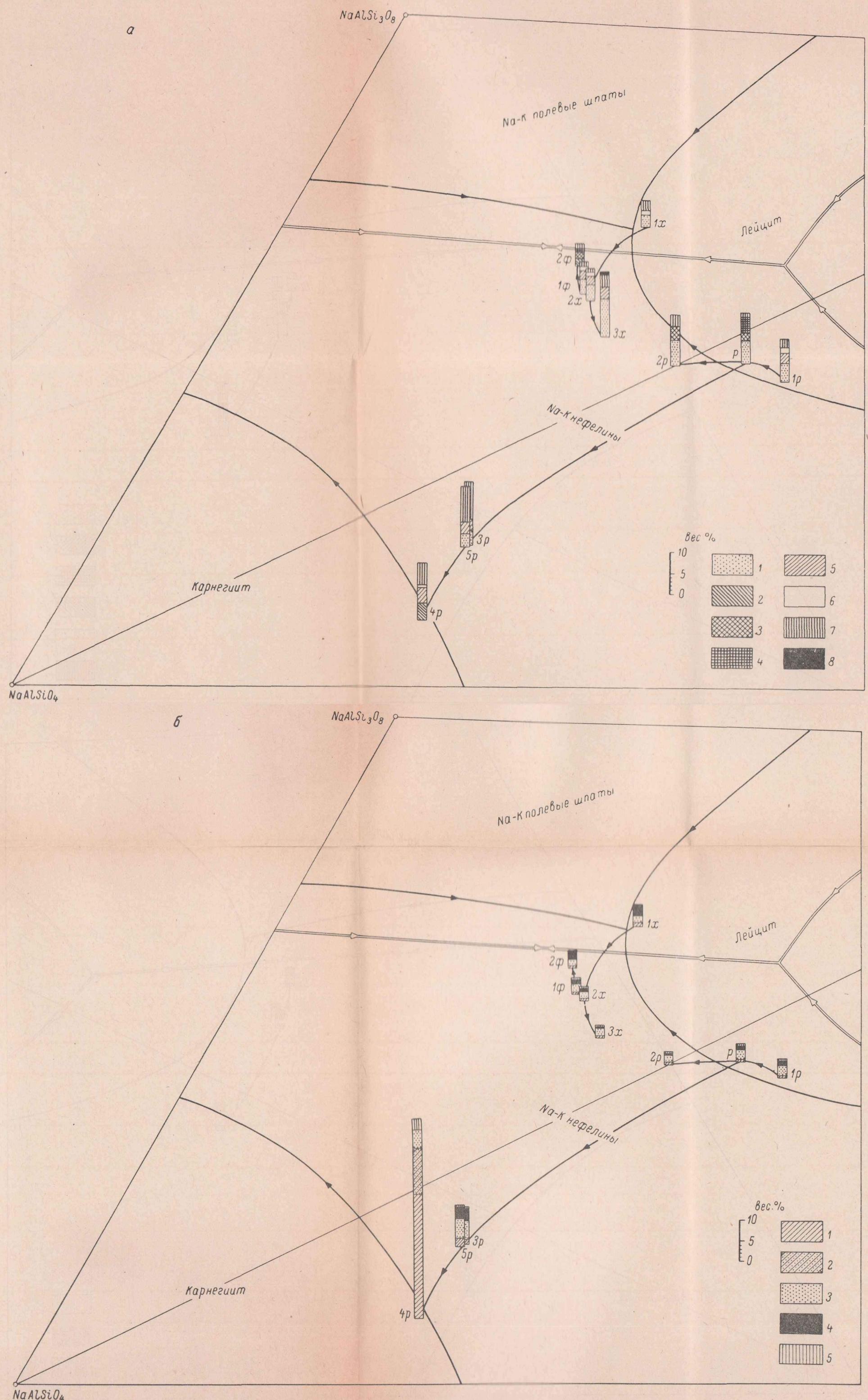


Рис. 41. Нормативный состав фемической, второстепенной и акцессорной составляющих магматических расплавов — интрузии (в промежуточном магматическом очаге и магматическом канале).

a — фемическая составляющая: 1 — акмит, 2 — молекула Чермака, 3 — биотит, 4 — железистый биотит, 5 — гиперстен, 6 — энстатит, 7 — диопсид, 8 — геденбергит; **б** — второстепенная и акцессорная составляющие: 1 — апатит, 2 — кальций-фосфат, 3 — сфен, 4 — рудный минерал, 5 — циркон, флюорит, гематит; производные нефелиновых сиенитов первой фазы (1x), хибинитов (2x), трахитоидных хибинитов (3x); рисчорритов (р), рисчорритов колыцевого тела (1р), рисчорритов неполнокольцевого тела (2р), ийолит-урититов (п), ийолит-урититов (3р), апатито-нефелиновых пород (4р); неравнозернистых нефелиновых сиенитов (1ф), фойлитов (2ф). Положение расплавов на диаграмме такое же, как и на рис. 37, б.

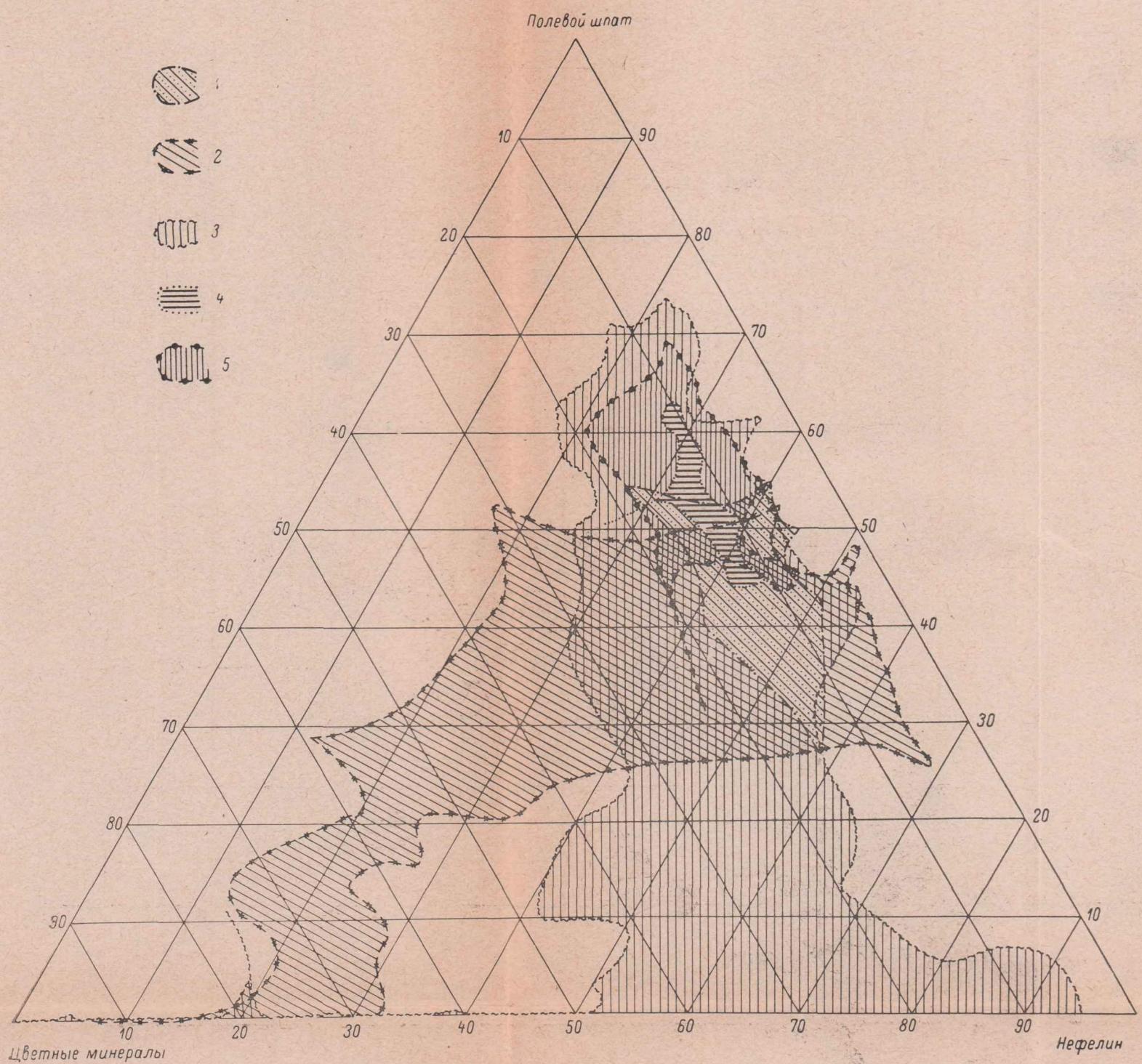


Рис. 28. Сводная диаграмма количественного минерального состава пород интрузий массива.

1 — хибиниты; 2 — трахитоидные хибиниты и сингенетические с ними породы; 3 — рисчорриты, ийолит-уриты, ювиты, малиньиты; 4 — неравнозернистые нефелиновые сиениты; 5 — фойяиты.

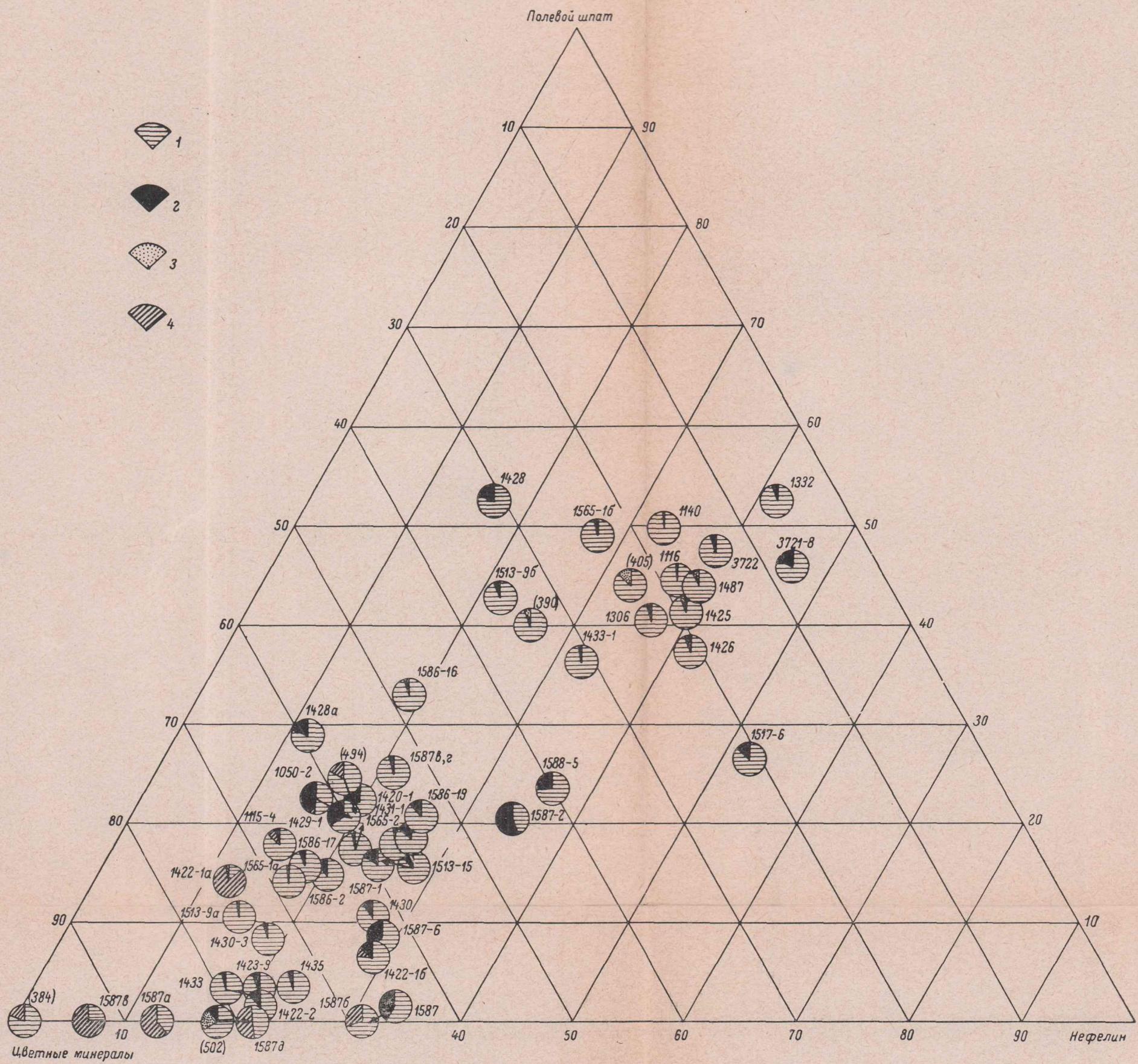
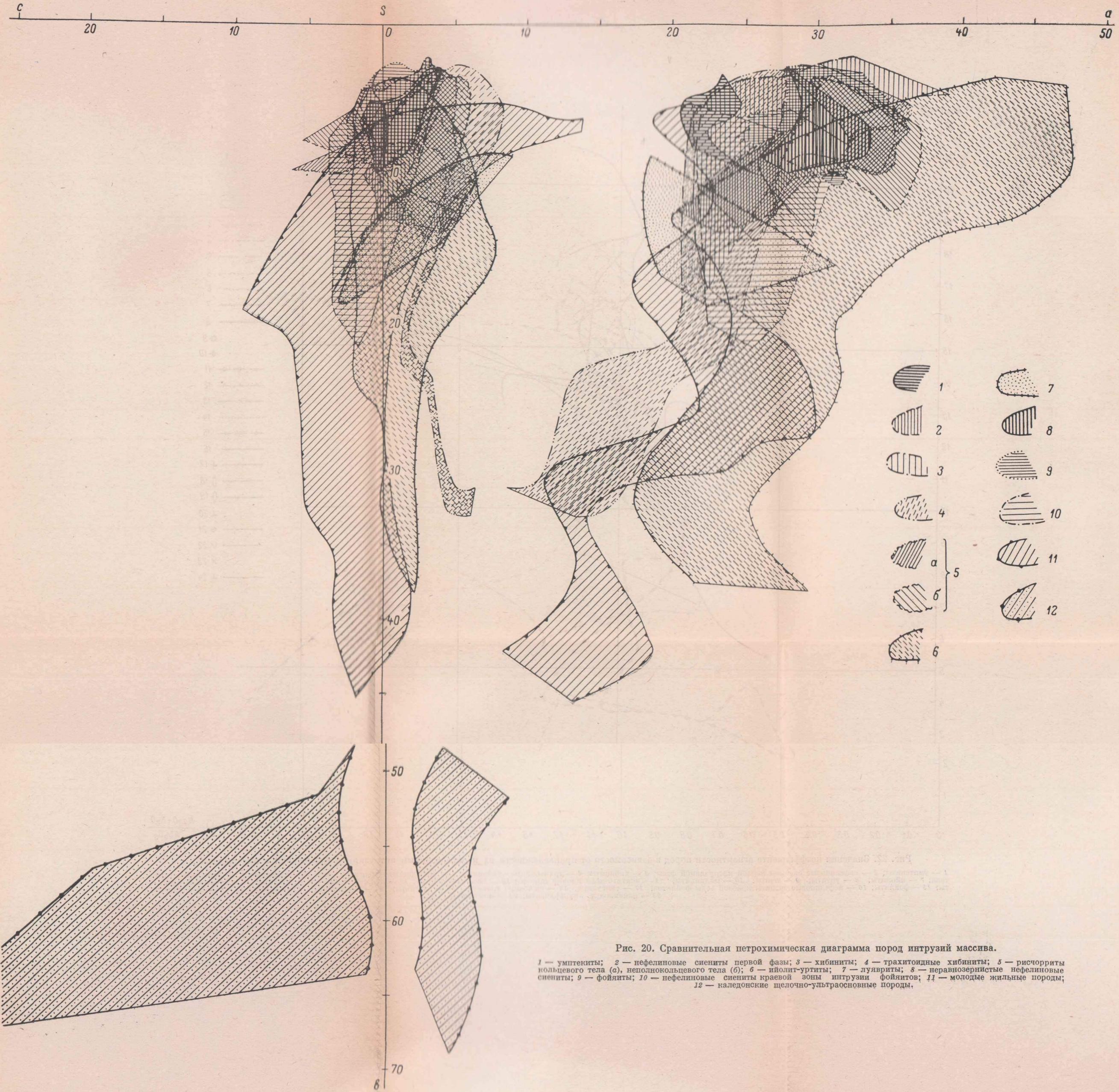


Рис. 29. Диаграмма количественного минерального состава пород интрузии трахитоидных хибинитов.

1 — эгирин, эгирин-авгит; 2 — сфен; 3 — эвдиалит, лампрофиллит, апатит и прочие минералы, 4 — рудный минерал. Цифры — номера образцов пород; цифры в скобках — номера пород в таблице числовых характеристик А. Н. Заварницкого (1960); (405) — хибинит; (390) — луяврит; (494) — малинит; (502) — мельтайгит; (384) — якупирангит.



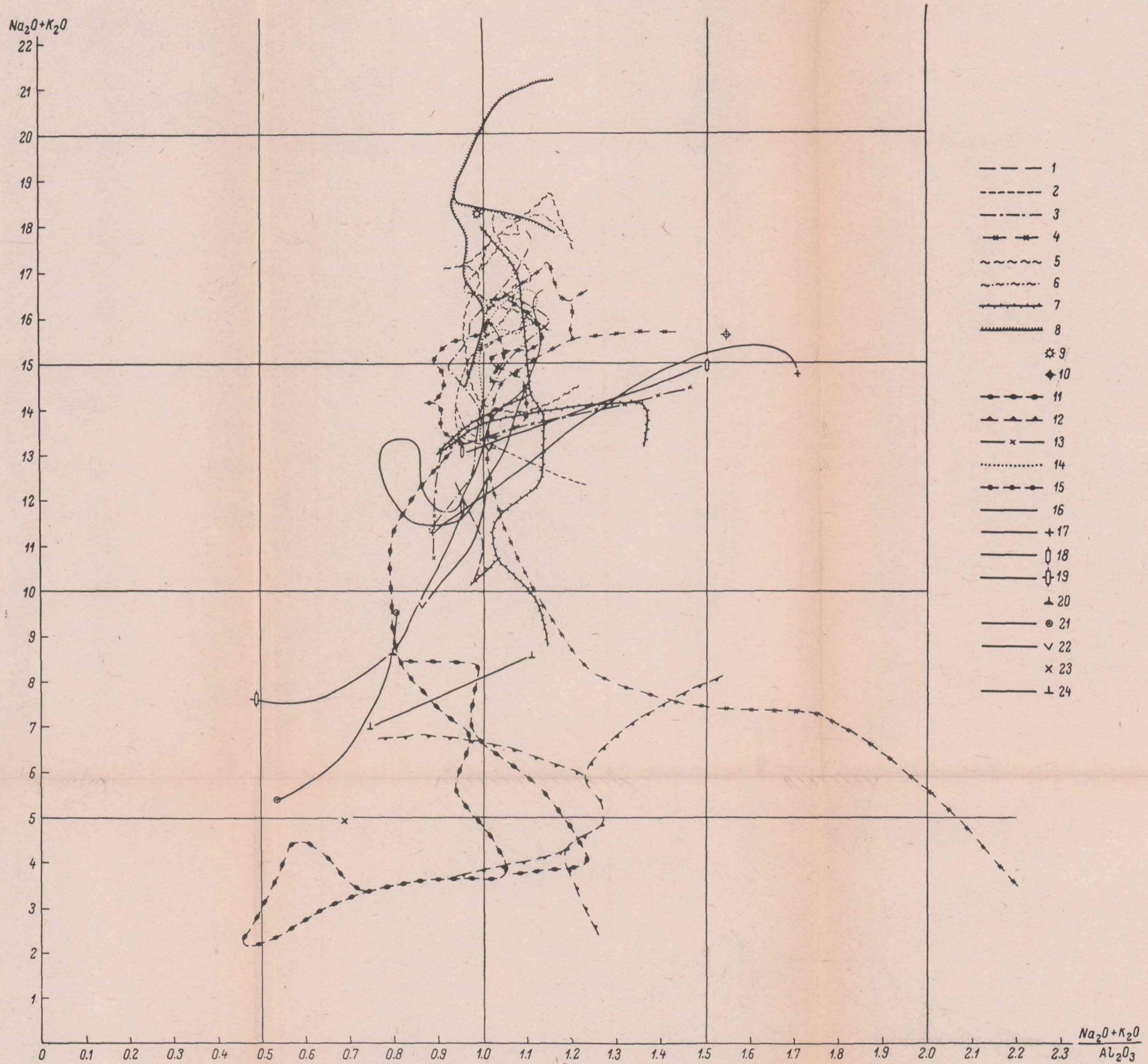


Рис. 22. Значения коэффициента агпантности пород в зависимости от принадлежности их к определенным интрузиям и содержания в них щелочей.

1 — умпекиты; 2 — нефелиновые сиениты первой интрузивной фазы; 3 — хибиниты; 4 — трхитоидные хибиниты; 5 — рисчорриты кольцевого тела; 6 — рисчорриты неполнокольцевого тела; 7 — ийолиты; 8 — уртиты; 9 — ювиты; 10 — малиниты; 11 — апатито-нефелиновые породы; 12 — сферовидные породы; 13 — луявриты; 14 — неравнозернистые нефелиновые сиениты; 15 — фойлиты; 16 — нефелиновые сиениты краевой зоны фойлитов; 17 — тингуаиты; 18 — щелочные трахиты; 19 — базальты; 20 — нефелиниты; 21 — тералиты; 22 — шонкиниты; 23 — оливиновые якупириты; 24 — мончикиты.

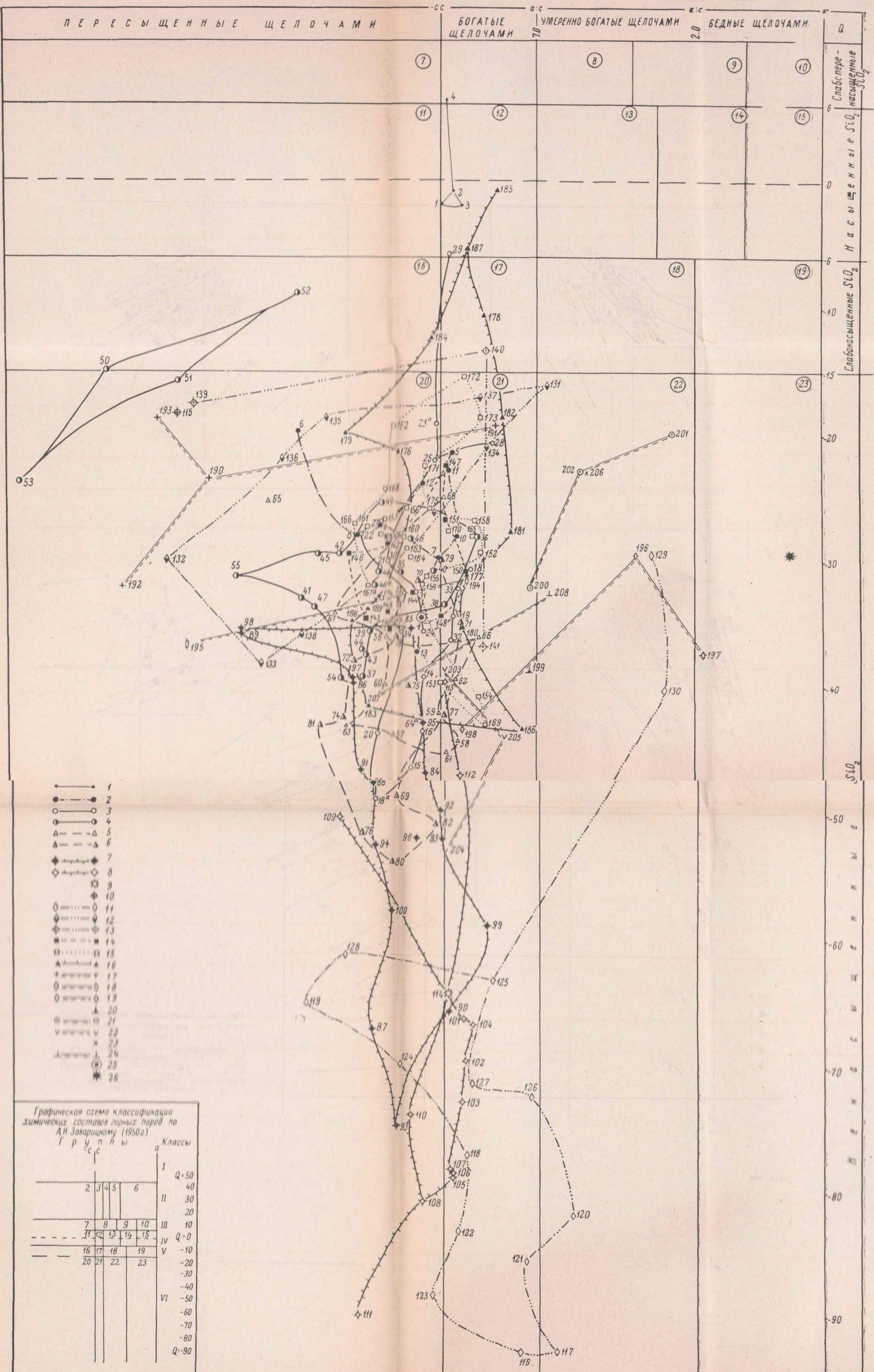


Рис. 19. Классификация горных пород массива по химическому составу.

1 — умпекиты (1—4); 2 — нефелиновые сиениты первой интрузивной фазы (5—13); 3 — интрузия хибинитов (14—55); 4 — риечорриты кольцевого тела (56—68); 6 — риечорриты неполнокольцевого тела (69—82); 7 — ийолиты (83—100); 8 — уртиты (101—113); 9 — ювит (114); 10 — малинит (115); 11 — апатито-нефелиновые породы (116—120); 12 — сферовые породы (121—138); 13 — лугвириты (139—141); 14 — интрузия неравнозернистых нефелиновых сиенитов (142—151); 15 — интрузия фойлитов (152—175); 16 — нефелиновые сиениты краевой зоны интрузии фойлитов (176—189); 17 — тингулянты (190—193); 18 — щелочные трахиты (194, 195); 19 — базальты (196—198); 20 — нефелинит (199); 21 — тералиты (200—202); 22 — шонкиниты (203—205); 23 — оливиновый якуширангит (206); 24 — мончихиты (207, 208); 25 — средний состав массива; 26 — средний состав перидотитов-пироксенитов каледонской интрузии Хибин.

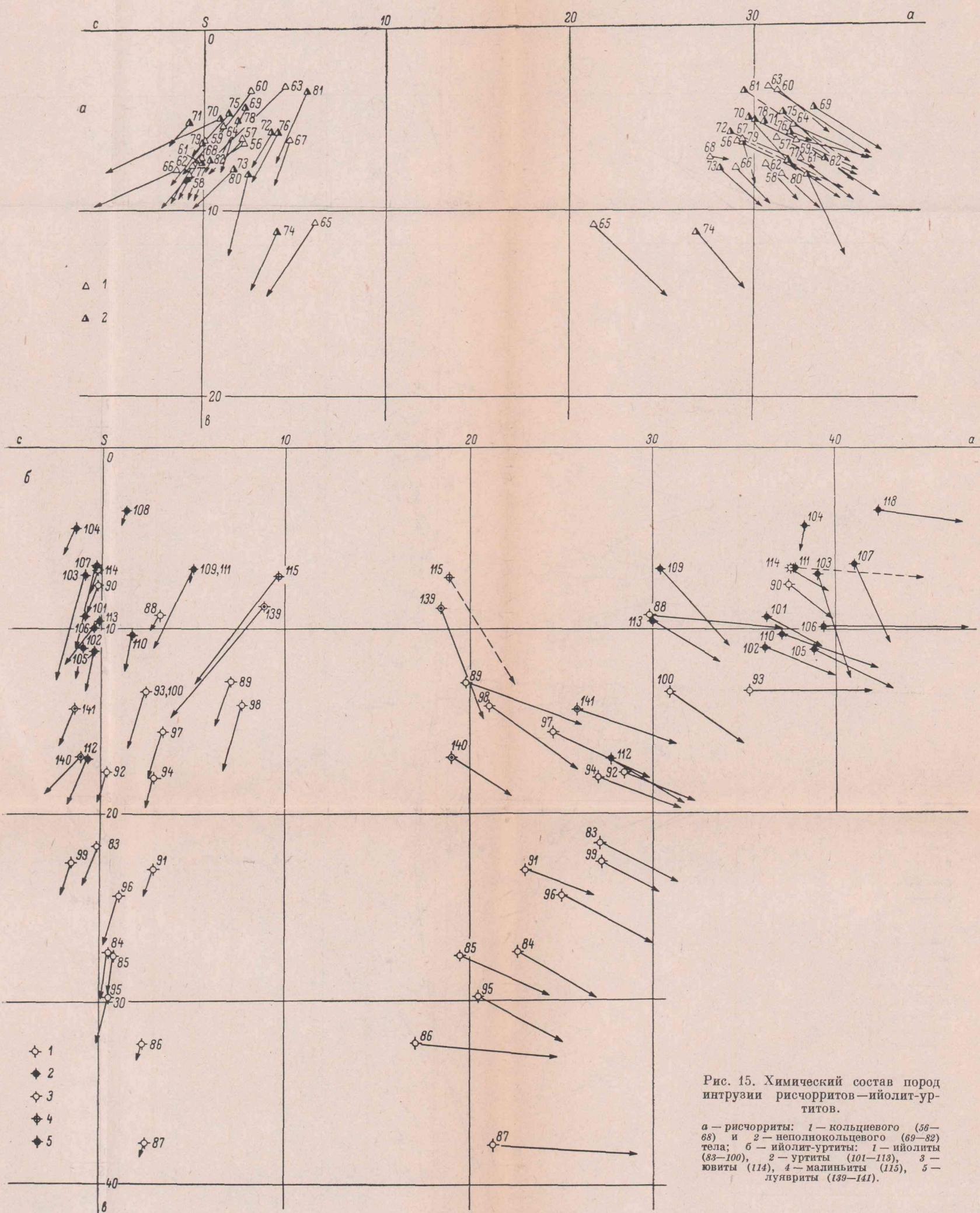
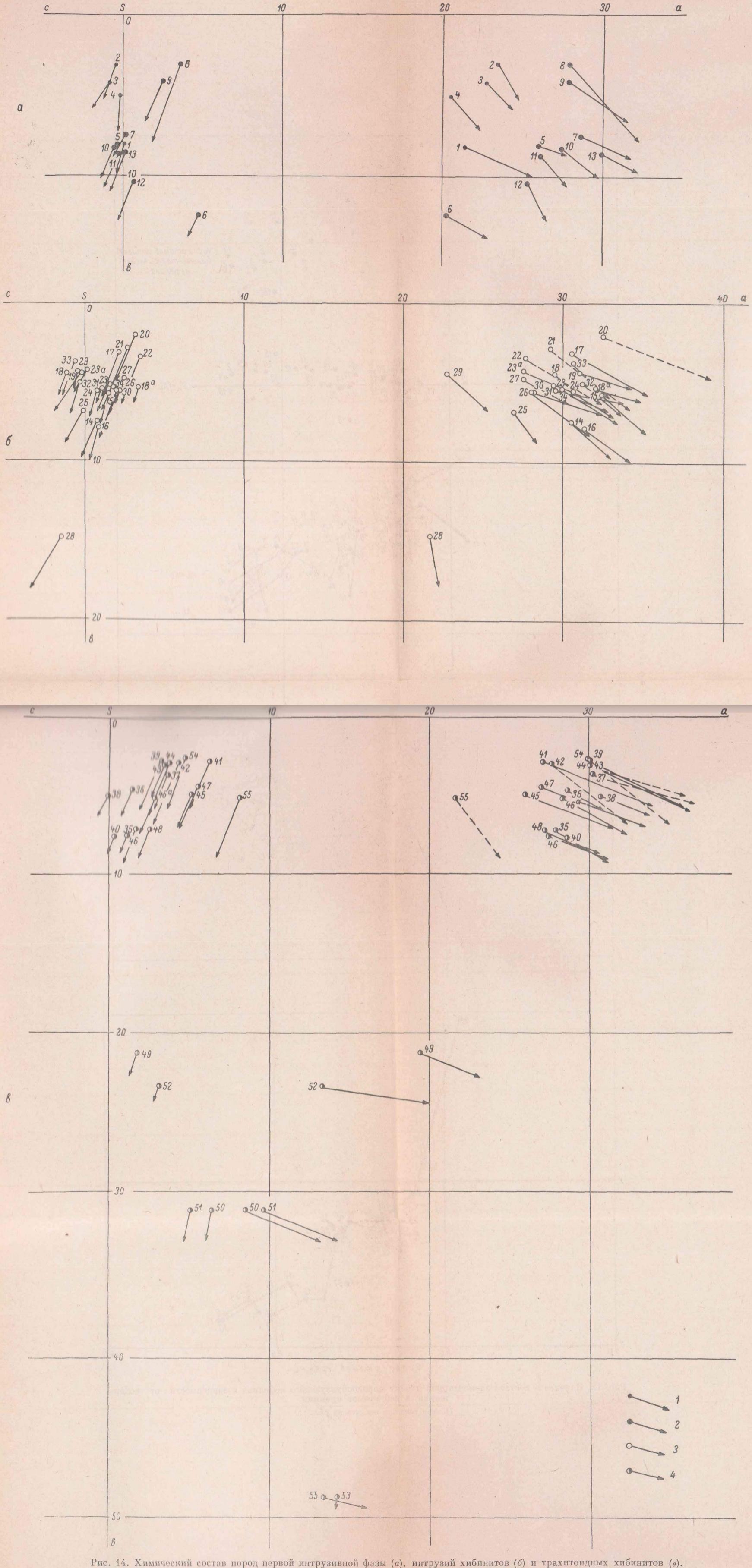


Рис. 15. Химический состав пород интрузии рискорритов—ильолит-урритов.

a — рискорриты: 1 — кольцевого (56—68) и 2 — неполнокольцевого (69—82) тела; **б — ильолит-урриты:** 1 — ильолиты (83—100), 2 — урриты (101—113), 3 — ювиты (114), 4 — малинныты (115), 5 — лунвириты (139—141).



штекиты (1—4); 2 — мелкозернистые и среднезернистые нефелиновые сиениты (5—13); 3 — хибиниты (14—34); 4 — трахитоидные хибиниты (

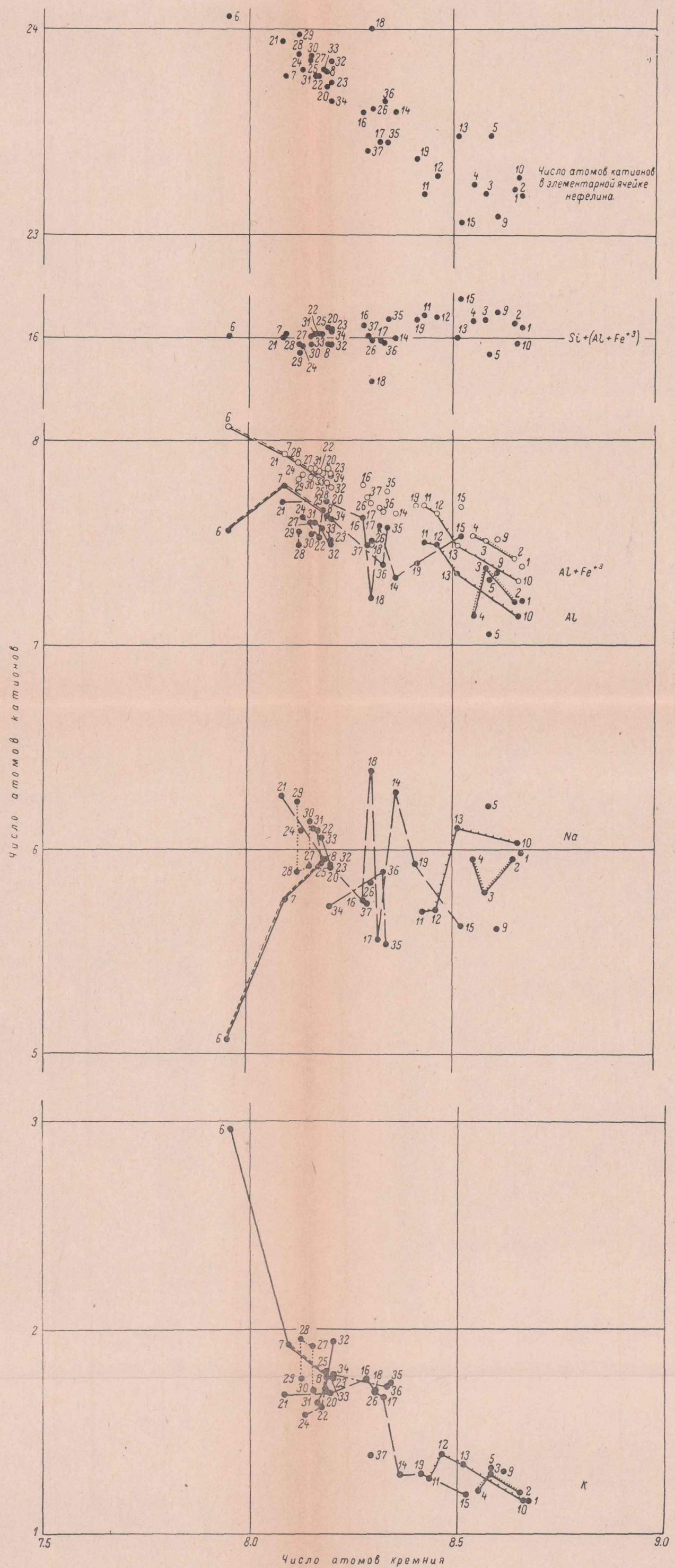


Рис. 12. Изменение состава элементарной ячейки пордообразующего нефелина в зависимости от содержания в ней атомов кремния.

Номера точек те же, что на рис. 11.

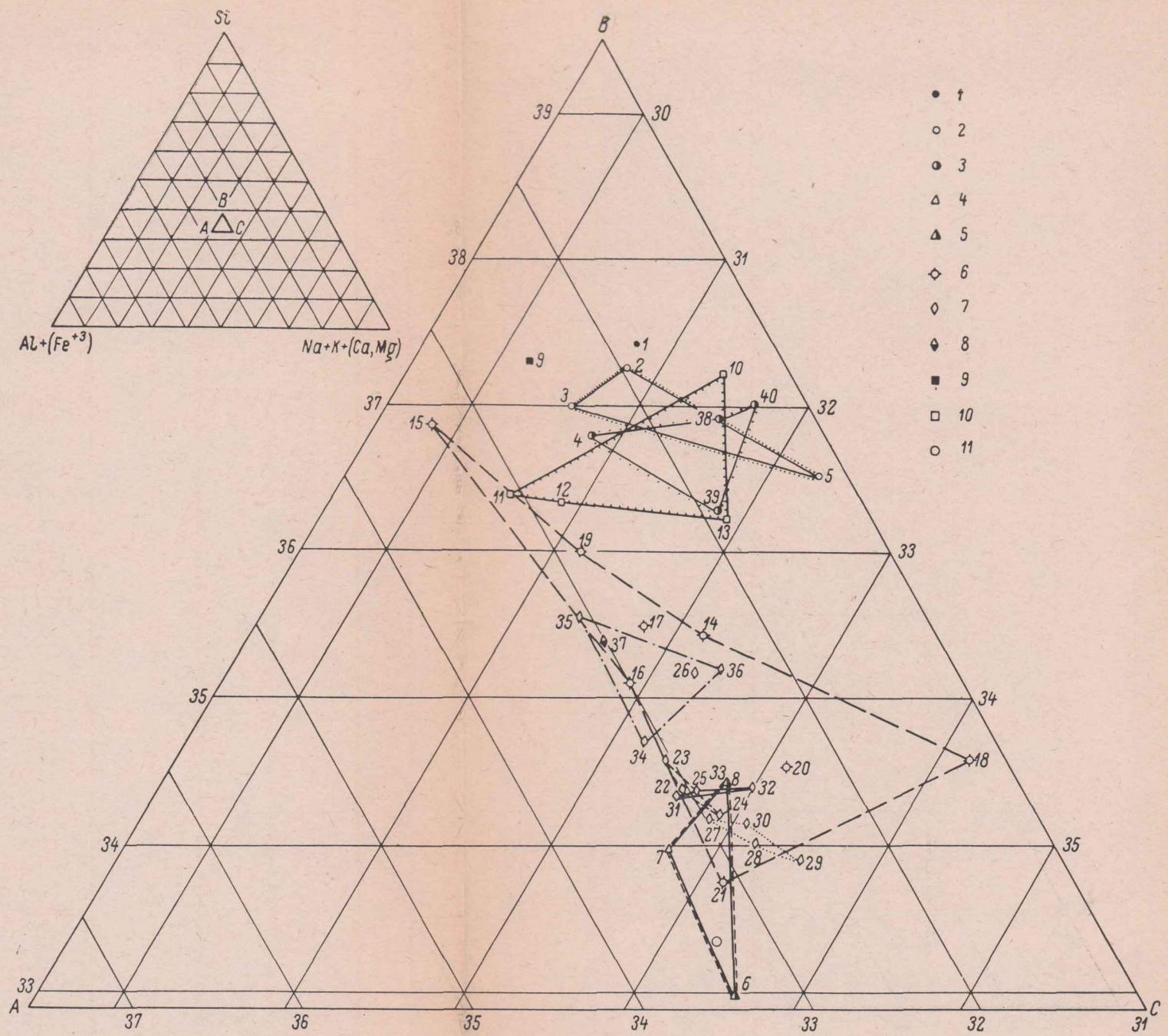


Рис. 11. Состав элементарной ячейки пордообразующего нефелина из разновидностей щелочных пород массива.

1 — мелкозернистый нефелиновый сиенит первой интрузивной фазы; 2 — хибиниты: крупнозернистые (2), грубозернистые (3); жильный, неравно мернозернистый нефелиновый сиенит (5); 3 — трахитоидные хибиниты: порфировидные (4), среднезернистые (38), ийолиты четко расслоенной части интрузии (39, 40); 4 — рискориты кольцевого тела (7); 5 — рискориты неполнокольцевого тела (6, 8); 6 — ийолит-уриты: ийолиты блоковой текстуры (14), трахитоидные ийолиты (15), массивные ийолиты (16), полевошпатовые трахитоидные ийолиты (17), ийолиты с апатитом (18), мелкозернистые уриты (19), крупнозернистые уриты (20, 21); 7 — апатито-нефелиновые породы: сетчатые (22), линзовидно-полосчатые (23, 24), полосчатые (25), крупноблоковые (27—30), мелкоблоковые (31), пятнистые (32, 33), цемент брекчий апатито-нефелиновых пород (34—36), линзочки ийолита из линзовиднополосчатой апатито-нефелиновой породы (26); 8 — апатито-сфеновая порода (37); 9 — среднезернистые амфибол-эгириновые нефелиновые сиениты; 10 — фойяиты: среднезернистые четко трахитоидные амфиболовые (10), крупнозернистые амфиболовые с лепидомеланом (11), крупнозернистые амфибол-эгириновые (12), пироксеновые (13); 11 — теоретический состав нефелина.

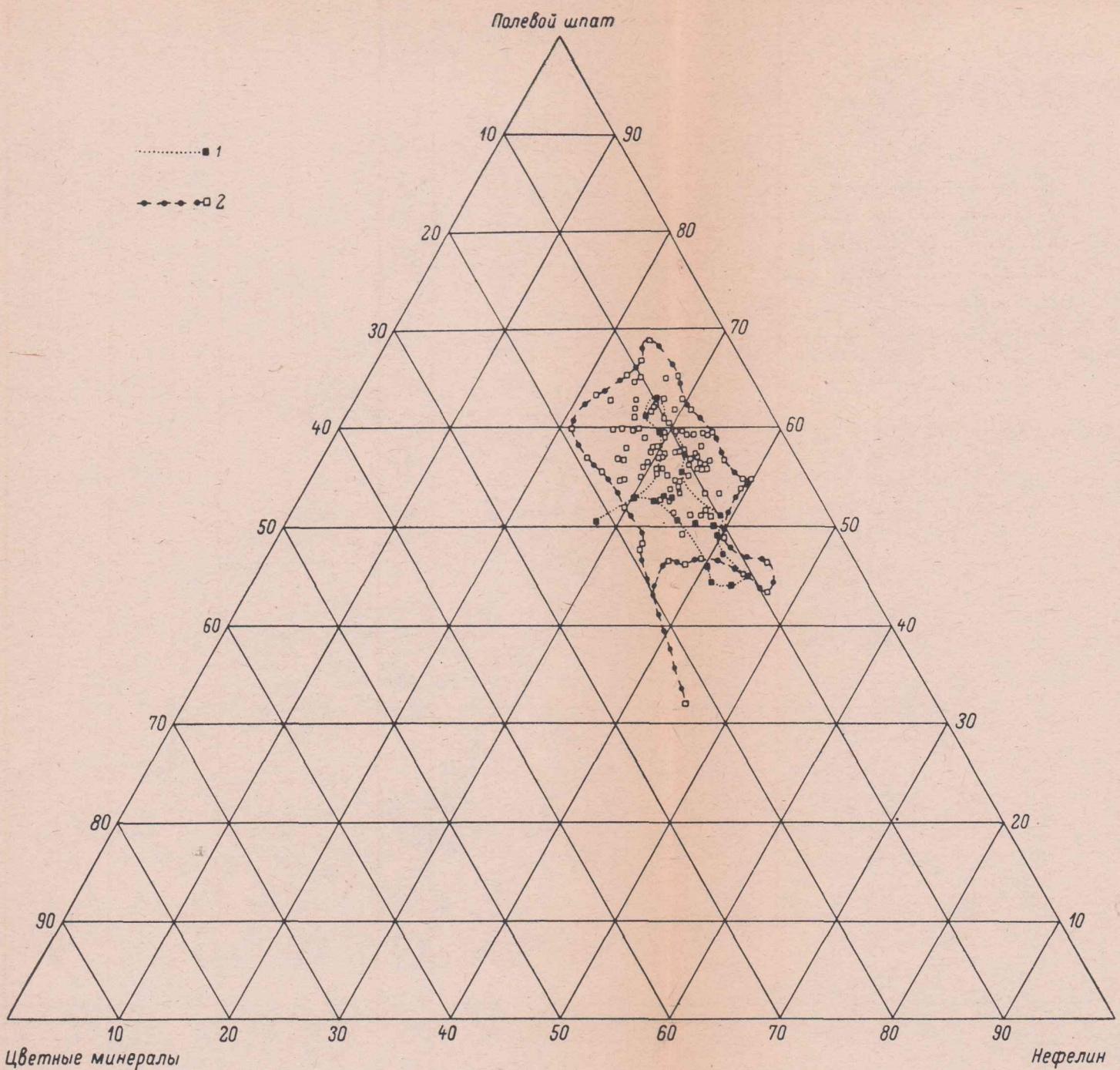


Рис. 10. Диаграмма количественного минерального состава интрузий неравнозернистых нефелиновых сиенитов (1) и фойдитов (2).

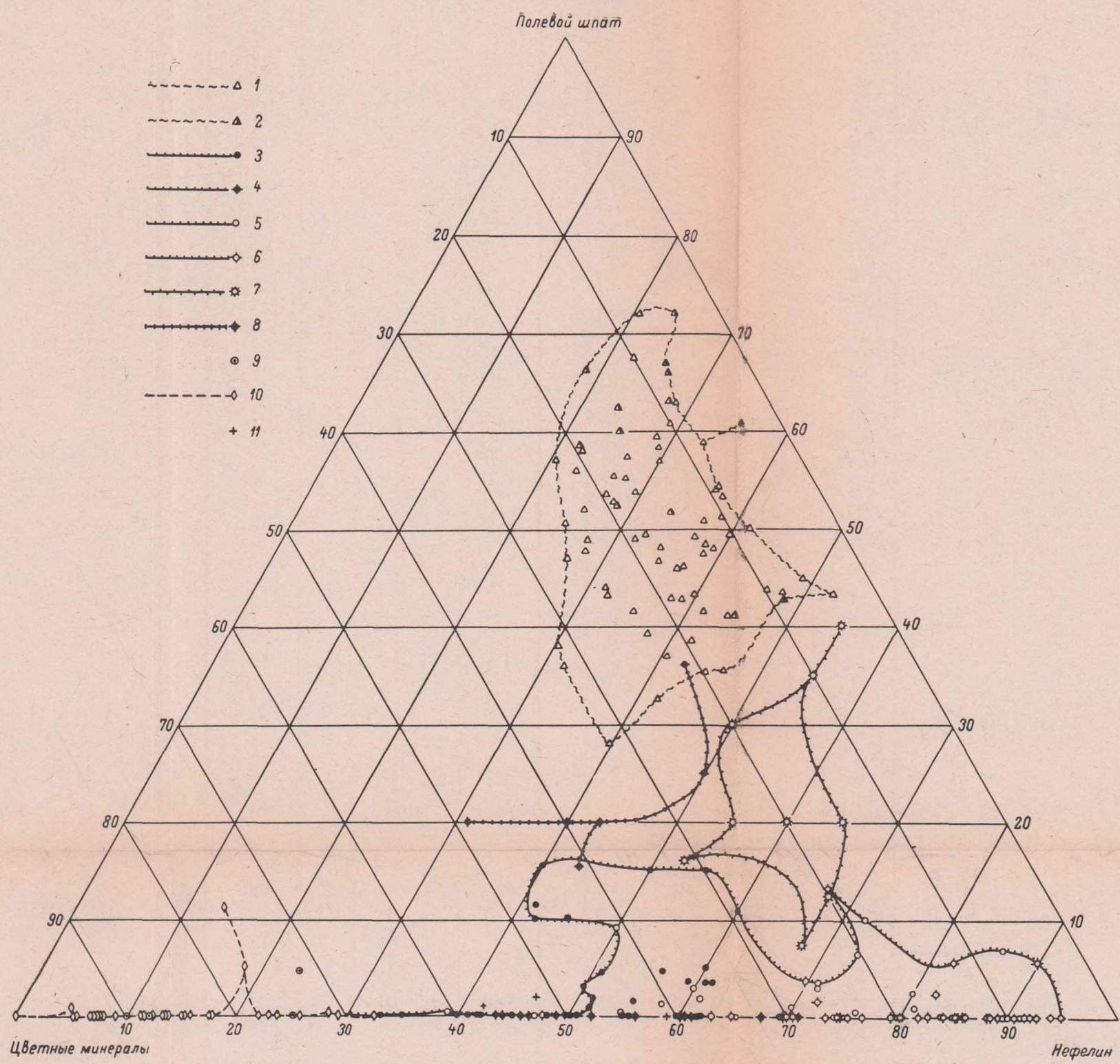


Рис. 7. Диаграмма количественного минерального состава пород интрузии рисчорритов—ийолит-урититов—апатито-нефелиновых пород.

1 — рисчорриты кольцевого тела; 2 — рисчорриты неполнокольцевого тела; 3 — ийолиты; 4 — ийолиты, слагающие линзочки в апатито-нефелиновых породах; 5 — урититы; 6 — урититы из прослоев в апатито-нефелиновых породах; 7 — ювиты; 8 — малиньиты; 9 — мельтайгиты; 10 — апатито-нефелиновые породы; 11 — цемент брекчий.



Рис. 3. Схематическая карта трещин Хибинского щелочного массива. Составлена с использованием материалов аэрофотосъемки (Галахов, 1962б).

1 — щели; 2 — щели, переходящие в трещины; 3 — трещины; 4 — трещины слабо выраженные; 5 — прямолинейные участки долин речек.