

5523(95)  
А 80

Академия наук СССР

А. А. Арзамасцев, В. А. Каверина,  
Л. И. Полежаева

**ДАЙКОВЫЕ ПОРОДЫ  
ХИБИНСКОГО МАССИВА  
И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ**

**Апатиты  
1988**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Кольский научный центр

Геологический институт

А. А. Арзамасцев, В. А. Каверина, Л. И. Полежаева

ДАЙКОВЫЕ ПОРОДЫ  
ХИБИНСКОГО МАССИВА  
И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

Апатиты  
1988

УДК 552.323.6+552.33(470.21)

Приведены результаты комплексного исследования дайковых пород крупнейшего в мире щелочного массива. Выделены основные группы пород (щелочные габброиды, щелочные пикриты, оливиновые меланефелиниты, нефелиниты, фонолиты и дайковые карбонатиты), изучены закономерности их пространственного размещения и определена последовательность внедрения. Локальными методами исследованы особенности состава главных (оливин, пироксен, амфибол, слюда) и акцессорных (хромдиоксид, гранат, ильменит, хромит и др.) минералов и проведен сравнительный анализ с минералами дайковых серий щелочных массивов Балтийского щита и других регионов. Дана подробная характеристика вещественного состава глубинных ксенолитов амфиболсодержащих шпинелевых перидотитов из трубки взрыва, прорывающей породы массива. Выделены три серии дайковых пород: 1-я - пикрит-меланефелинит-нефелинитовая, 2-я - фонолитовая и 3-я - щелочно-габброидная. Обоснована связь серии 1 со щелочно-ультраосновным источником, ответственным за формирование ультраосновных плутонических фойдолитов плутона, серия 2 связана с эволюцией второго, нефелин-сиенитового очага, серия 3 рассматривается как продукт щелочно-базальтовой ветви палеозойского щелочного магматизма. Ил. - 42, табл. - 14, библиогр. - 135 назв.

Ответственный редактор доктор геол.-минерал. наук Т.Н.Иванова

Р е ц е н з е н т ы:

доктор геол.-минерал. наук И.Д.Батиева, канд.геол.-минерал. наук М.М.Калинкин

## В В Е Д Е Н И Е

В составе Карело-Кольской щелочной провинции Хибинский плутон занимает главное положение. Постоянный интерес к этому уникальному объекту связан как с многообразием геологических процессов, которые привели к образованию слагающих его пород, так и прежде всего с существованием гигантских запасов месторождений фосфатов, глинозема и других полезных компонентов. За более чем 60-летний период изучения плутона проведен широкий комплекс многочисленных геолого-структурных, петрологических, минералого-геохимических исследований, что позволило охарактеризовать практически все входящие в его состав образования. Вместе с тем степень изученности массива крайне неравномерна: наиболее детально исследованию подверглись породы центральной "ийолит-уртитовой дуги", непосредственно примыкающие к рудным залежам, изучение нефелиновых сиенитов по существу только начинается. К числу наименее исследованных магматических образований следует отнести и комплекс дайковых пород, широко распространенный в пределах плутона. Это привело к необходимости проведения геолого-петрологических работ, имевших целью выявление закономерностей пространственного размещения, выделения типов дайковых пород, установление последовательности их образования и, в конечном счете, выявление роли и места дайкового магматизма в общей схеме эволюции магматических серий Кольской щелочной провинции. Практический аспект данной проблемы обусловлен, с одной стороны, необходимостью оценки потенциальной рудоносности собственно пород дайкового комплекса, с другой – выявлением закономерностей пространственного размещения даек непосредственно в пределах рудных зон месторождений, что в совокупности с материалами по трещинной тектонике позволит оценить характер воздействия поздних наложенных процессов на структуру рудного поля. Учет этого фактора имеет важное значение при оптимальной организации горных работ.

Решение указанных задач потребовало постановки специальных исследований, включавших ревизионное картирование и опробование дайковых тел, которые были ранее выявлены при геологической съемке Хибинского массива и в ходе последующего его доизучения. В результате работ, проведенных в период 1986–1987 гг., сотрудниками Геологического института Кольского филиала АН СССР и Хибиногорской ГРП МГРЭ ПГО "Севзапгеология" был собран материал, позволивший представительно охарактеризовать вещественный состав более 90% известных в массиве даек.

Аналитическая часть работы включала количественный минералогический анализ всех разновидностей дайковых пород, который был выполнен сотрудниками химико-технологической лаборатории Мурманской ГРЭ; определение содержания главных петрогенных окислов и широкого спектра малых элементов, выполненное в аналитическом отделе Геологического института В.А.Победоносцевым (флуоресцентный рентгеноспектральный анализ), К.М.Бабкиной, Т.В.Ивониной, Т.М.Иваненко, Л.В.Мальшевой (атомно-абсорбционный анализ). Особенности строения дайковых пород (порфировая структура, микрокристаллическое сложение, наличие интенсивно измененных разновидностей) вызвало необходимость изучения химизма минеральных фаз с помощью локального микрозондового анализа, выполненного одним из авторов в лаборатории физических методов исследования Геологического института на приборе "MS-46" ("Cameca"). Применение этого метода позволило определить состав таких редких аксессуарных минералов, как хромдиопсид, ильменит, хромит, альмандин и др.

Постоянными помощниками авторов в течение всего периода исследований были С.А.Егорова и А.А.Егоров. Большое содействие в проведении работ оказал главный геолог Хибиногорской ГРП ПГО "Севзапгеология" В.П.Павлов. Всем перечисленным товарищам авторы выражают искреннюю благодарность.

## Глава 1. ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ ДАЙКОВЫХ ПОРОД

### 1.1. Краткие сведения о геологическом строении Хибинского массива и состояние изученности дайковых пород

Крупнейший в мире Хибинский щелочной массив имеет в плане округлую форму и пространственно приурочен к зоне контакта архейских биотитовых гнейсов кольской серии, окружающих массив с севера и протерозойских вулканогенно-осадочных образований имандра-варзугской структурной зоны, расположенной к западу и югу от массива (рис.1). Геофизические материалы в совокупности с данными бурения контактов и внутренних зон массива приводят к выводу о его воронкообразной форме – с крутыми внешними контактами, имеющими тенденцию к выполаживанию с глубиной. Анализ внутреннего строения позволяет отнести плутон к классу сложных многофазных интрузий центрального типа. Его слагают разновозрастные комплексы нефелиновых сиенитов (хибинитов, фойяитов, лявочорритов, рисчорритов-ювитов), ультраосновных фойдолитов (мельтейгитов, ийолитов, уртитов), карбонатитов. В пределах так называемой ийолит-уртитовой дуги располагаются уникальные по масштабам и качеству залежи апатито-нефелиновых руд. Возраст пород плутона по /39/  $365 \pm 13$  млн лет, что позволяет связывать его формирование с каледонским периодом тектономагматической активизации Балтийского щита.

Согласно наиболее распространенной модели строения плутона, предложенной Н.А.Елисеевым /29/, в образовании массива можно выделить несколько этапов, отвечающих последовательной смене пород от периферии к центру: массивные хибиниты, трахитоидные хибиниты, рисчорриты, ийолит-уртиты с апатито-нефелиновыми рудами, лявочорриты, фойяиты. Неоднозначность трактовки геологической позиции пород центральной дуги позволила предположить их более позднее образование по отношению к вмещающим их интрузиям нефелиновых сиенитов /46/. В последние годы появились наблюдения, свидетельствующие о более древнем возрасте комплекса трахитоидных мельтейгитов-уртитов центральной дуги не только по отношению к фойяитам-лявочорритам, но и к хибинитам внешнего кольца /59/, что делает возможным сопоставление хибинских ультраосновных фойдолитов с аналогичными породами щелочно-ультраосновных массивов /2/.

Уже на первых этапах изучения плутона было выявлено большинство известных в настоящее время разновидностей дайковых пород: шонкинитов, тералитов, щелочных базальтов, нефелинитов, тингуаитов, щелочных трахитов, мончикитов, пикрит-порфиритов /46,29/. Геологическая съемка массива /31/ позволила установить общие закономерности распространения дайковых тел в пределах массива и выделить среди них разновозрастные группы. В ходе этих работ в северном секторе плутона на возвышенностях Намуайв, Северный Суолуайв, Рестиньон были обнаружены трубки взрыва, выполненные мончикитовым материалом с обломками вмещающих хибинских пород. Анализ полученных материалов привел авторов к обоснованию представления о связи дайкового комплекса с региональным платформенным магматизмом.

В 1979–1980 годах в центральной части Хибин было открыто мощное штокообразное тело карбонатитов и карбонатизированных силикатных пород /56/. Тесная ассоциация с карбонатитами лампрофиров, тингуаитов и трахитовых порфиров позволила поставить вопрос о генетической связи этих образований /27/. В результате проведенных работ был расширен ареал распространен-

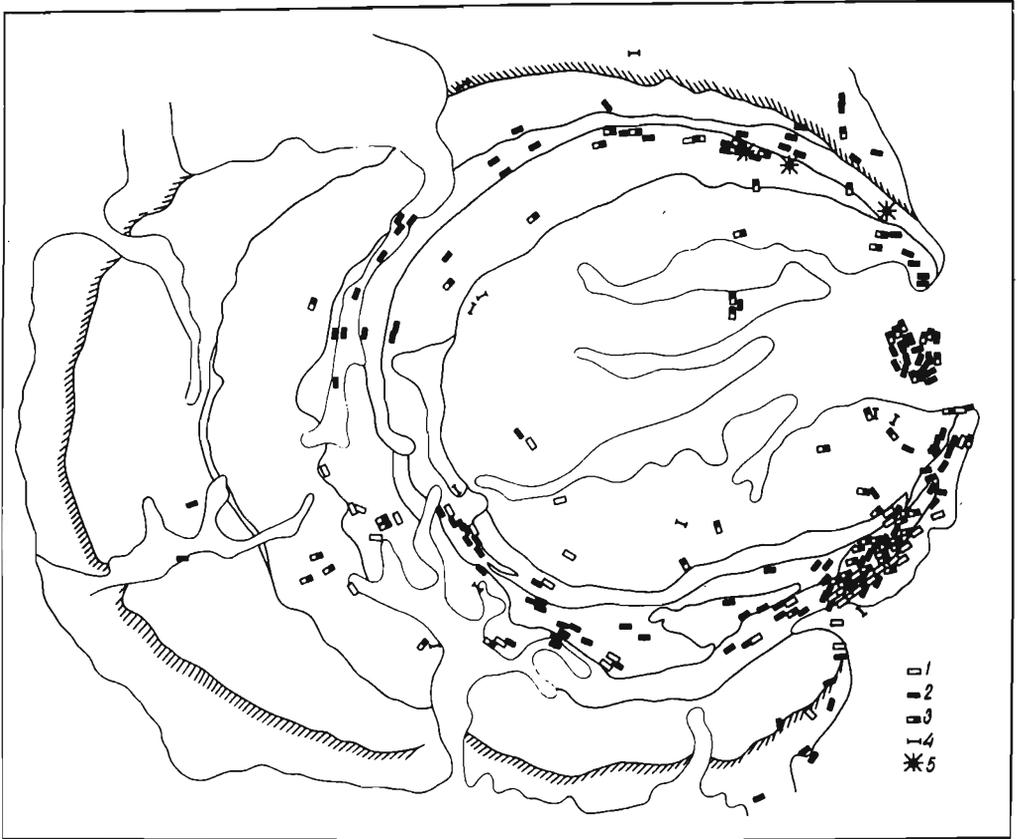


Рис.1. Схема размещения даек автономных серий в пределах Хибинского щелочного массива.

1 - щелочные габброиды; 2 - пикриты; оливиновые меланефериниты; 3 - фоколиты, тингуаиты; 4 - нерасчлененные дайки; 5 - трубки взрыва. Геологическая основа по данным С.И.Зака с соавторами /31/.

ния карбонатизированных дайковых пород. В районе месторождения Олений ручей, например, обнаружено тело эксплозивной карбонатной брекчии, сходной с породами из трубок взрыва на севере массива.

Сведения по вещественному составу дайковых пород весьма немногочисленны. Исследование их химизма, проведенное С.И.Заком с соавторами /31/, позволило наметить естественный ряд дифференциации от основных (пироксенитов и пикритов) к щелочным (трахитам и тингуаитам). Имеющиеся в литературе минералогические данные базируются на единичных анализах отдельных минералов /43,51,41/ систематическое исследование минералогии как даек Хибин, так и дайковых и вулканогенных серий Кольского региона фактически не проводилось.

## 1.2. Геология и закономерности размещения даек

По условиям залегания, петрографическим особенностям и вещественному составу могут быть выделены следующие группы даек:

1. Дайковые фации главных интрузивных комплексов: а) перидотитов и пироксенитов, б) мельтейгитов, ийолитов, в) нефелиновых сиенитов.

2. Дайки заключительного этапа становления плутона, непосредственно не связанные с процессом образования интрузивных комплексов: а) щелочные габ-

роиды (эссексит-диабазы, тералиты, тешениты), б) щелочные пикриты, оливиновые меланефелиниты, в) нефелиниты, г) нефелиновые фонолиты, фонолиты, тингуиты, трахиты, д) карбонатиты.

Дайки первой группы весьма редки и составляют не более 15% общего числа даек. Их пространственное размещение контролируется положением соответствующих им по составу интрузивных комплексов, жильными дериваторами которых они, несомненно, являются. Так, дайки перидотитов встречаются во вмещающих массив гнейсах в контактной зоне плутона преимущественно в тех участках, где к контакту примыкают останцы аналогичных пород, отнесенных А.В. Галаховым /17/ к одной из первых фаз плутона. Дайки ультраосновного состава описаны на северных склонах массива /31/, где в последние годы скважинами вскрыты толщи перидотитов и ультраосновных фойдолитов. Подобные жильные тела обнаружены при бурении западного экзоконтакта массива, где в толще биотитовых гнейсов они образуют крутопадающие жилы мощностью от нескольких сантиметров до первых метров.

Дайки микройолитов и микромельтейгитов наблюдаются редко и пространственно тяготеют к породам ийолит-уртитовой дуги Хибин. Мощность их варьирует от 0.3 до 3.4 м. Они распространены главным образом в юго-восточном секторе, где встречаются в скважинах на месторождениях Коашва, Ньюркпахк и Олений ручей.

Мелкие и крупные линейные тела нефелиновых и канкринитовых сиенитов и микросиенитов имеют наибольшее распространение среди даек первой группы. Как правило, они являются апофизами крупных интрузий нефелиновых сиенитов и имеют все признаки сходства с последними как по петрографическим особенностям, так и по вещественному составу.

Таким образом, выделенные разновидности пород жильных фаций отвечают главным этапам становления Хибинского плутона: щелочно-ультраосновному, с которым связано образование интрузий перидотитов, пироксенитов и ультраосновных фойдолитов и щелочному, нефелин-сиенитовому, каждый из которых сопровождался соответствующей близкой ему по составу жильной фацией. Описанные жильные тела подробно рассмотрены в работах, посвященных исследованию главных интрузивных фаз Хибин /31,17,32,22/, отнесение их к собственно молодому дайковому комплексу достаточно условно, и в настоящей работе они не рассматриваются.

Вторую группу даек, явившихся главным предметом настоящего исследования, слагают породы, непосредственно не связанные с процессом формирования интрузивных комплексов массива. К настоящему времени в пределах Хибин известно около 180 дайковых тел, из которых щелочные габброиды составляют 20%, щелочные пикриты, оливиновые меланефелиниты и родственные им породы - 51%, фонолиты и тингуиты - 23, нерасчлененные дайки - 6%. Учитывая что многие дайки, выполняющие тектонические нарушения, имеют прерывистое строение, а также многочисленные апофизы, подсчет среднего числа даек имеет приближенный характер.

Размещение даек автономных серий в массиве в целом подчиняется радиально-кольцевой системе строения слагающих его геологических образований и тектонических элементов (рис.1). Преобладающая часть дайковых тел (более 60%) сосредоточена в пределах так называемой центральной дуги массива в ийолит-уртитах, ювитах, рисчорритах, причем наиболее насыщен ими юго-восточный сектор дуги в районе месторождений Ньюркпахк и Олений ручей. Среди крупных интрузий нефелиновых сиенитов (хибинитов, лавочорритов, фойнитов), слагающих основной объем Хибинского плутона, дайковые тела редки, их доля не превышает 20-30% их общего числа. Исключение составляет район карбонатитового штока, где многочисленные дайки располагаются как непосредственно в его пределах, так и в обрамляющих фойяитах.

Проведенное детальное картирование дайковых пород позволило выявить преобладающую пространственную приуроченность дайковых образований к системе концентрических тектонических нарушений, согласных с общим кольцевым строением слагающих массив интрузивных комплексов, дайки радиальных направ-

лений весьма редки. Закартированные по многочисленным пересечениям в скважинах дайки щелочных пикритов и меланефелинитов трассируют субвертикальные кольцевые разломы в северной части массива на протяжении 2–3 км. Аналогичная картина имеет место на участке Партомчорр, где серия из трех субпараллельных крутопадающих даек мончикитов прослежена по скважинам от оз.Щучье до г.Куэльпор.

Наиболее наглядно особенности пространственного размещения дайковых тел могут быть проиллюстрированы на примере месторождения Олений ручей, где густая сеть скважин детальной разведки позволила провести объемное картирование и построить погоризонтные планы размещения даек (рис.2). На основе проведенной с учетом петрографических данных пространственной увязки выявлено три системы тектонических нарушений, контролирующих локализацию различных по составу групп даек.

С первой системой тектонических нарушений связано размещение даек тералит-диабазов и эссексит-диабазов, залегающих согласно с общим залеганием комплексов ийолит-уртитовой дуги. Систему выполняет серия субпараллельных даек мощностью 0.5–6.0 м, протягивающихся через все месторождения на расстояние более 1.5 км.

Вторая система, контролирующая положение даек фонолитов и тингуантов, также имеет залегание субсогласное с границами контактов вмещающих ийолит-уртитов. Приуроченные к этой системе дайки прослежены на 1–1.5 км при мощности 0.2–5.0 м. На отдельных участках месторождения наблюдались раздувы мощностью до 15 м (скв.1381).

С третьей системой тектонических нарушений сопряжены многочисленные дайки меланефелинитов и щелочных пикритов, образующих сеть субпараллельных крутопадающих тел, пронизывающих все породы участка. Данная система отличается от описанных выше как по ориентировке простирания, так и по углам падения, приближающимся к субвертикальным. Помимо названных пород система контролирует локализацию линейных тел карбонатитов и карбонатных брекчий. Последние сложены в разной степени карбонатизированными обломками щелочных пикритов, а также вмещающих пород массива, сцементированных карбонатным материалом. Карбонаты в брекчиях представлены как кальцитом, так и карбонатами более поздних стадий – мангандоломитом, мангананкеритом. Аналогичные эруптивно-эксплозивные образования слагают ядро карбонатитового штока Хибин /27/. Чаще всего карбонатитовые дайки располагаются в тех же трещинах, что и лампрофиры, и обнаруживают взаимопереходы с последними. К этой же системе даек пространственно тяготеют и зоны шпреуштейнизации, образующие ореолы вокруг пикритов и в особенности вокруг карбонатитов (рис.3).

Изученные нами на примере участка Олений ручей особенности размещения даек являются общими для всего массива, что подтверждают наблюдения на других участках.

Особую группу геологических тел, связанных со щелочным дайковым магматизмом, составляют трубки взрыва, обнаруженные С.И.Заком с соавторами /31/ в северо-восточном секторе плутона. В настоящее время известны три трубообразных тела, расположенные на горах Намуайв, Северный Суолуайв и Рестиньон, по данным Л.В.Козыревой и Ю.П.Меньшикова /41/, предполагается также существование тел эруптивных брекчий в фойяйтах в среднем течении реки Майвальтайок и на северных склонах горы Чирвнюн.

Трубки взрыва, расположенные на северо-востоке Хибинского массива, залегают в породах ийолит-уртитовой дуги и ризчорритах и занимают по отношению к ним отчетливо секущее положение. Проведенная увязка пересечений даек пикритов и меланефелинитов позволяет сделать вывод, что положение трубок гор Намуайв и Северный Суолуайв контролируется узлами пересечений субвертикальной концентрической системы тектонических нарушений (которую трассируют на этом участке субпараллельные дайки щелочных пикритов) и радиальной системы разломов северо-западного простирания, контролирующих по данным О.Л.Снятковой с соавторами /63/ положение карбонатитового штока. Согласно /33,41/, а также нашим наблюдениям, округлые в плане тела трубок

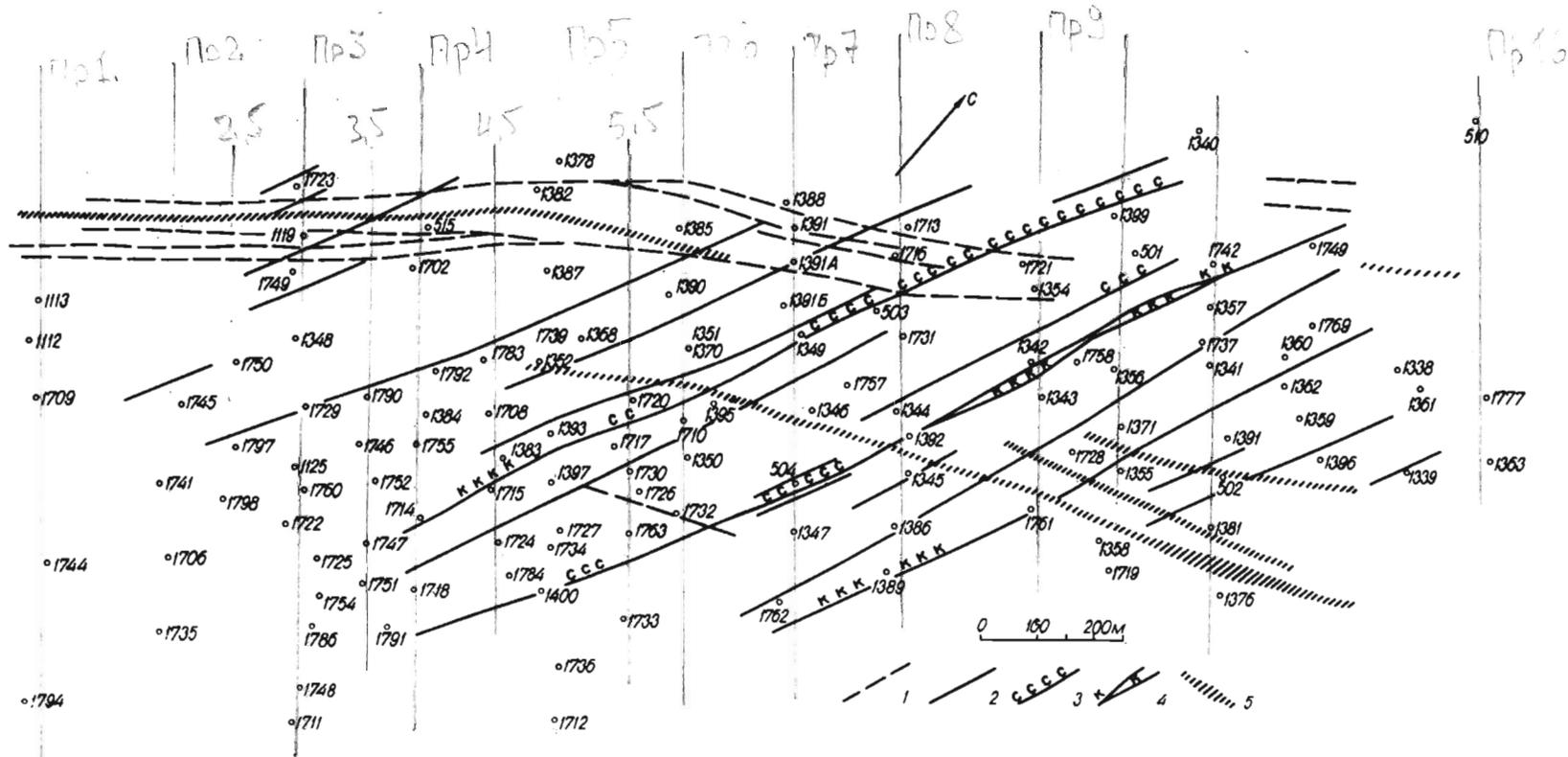


Рис.2. Схема размещения дайковых тел в пределах участка Олений ручей (юго-восточная часть массива).

Горизонт +100 м. Построено по данным геологоразведочных скважин (номера на рисунке). 1 - дайки щелочных габброидов; 2 - дайки оливиновых меланефелинитов (мончикитов); 3 - слюдяные щелочные пикриты; 4 - карбонатиты; 5 - фонылиты и тингуаиты.

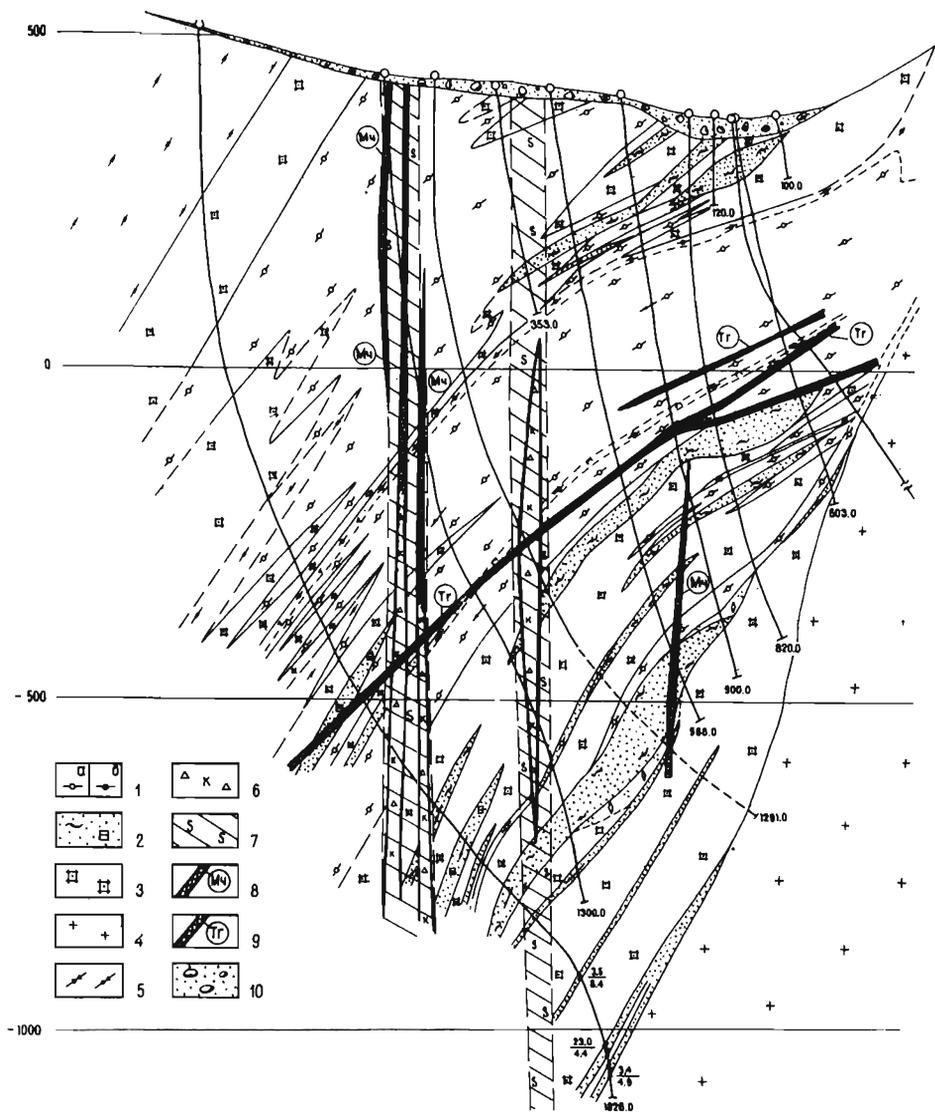


Рис.3. Геологический разрез через центральную часть месторождения Олений ручей.

1 - трахитоидные ийолиты (а), мельтейгиты (б); 2 - апатито-нефелиновые руды; 3 - массивные уртиты и ювиты; 4 - рихсчорриты; 5 - фойяиты; 6 - карбонатиты; 7 - шпреуштейнизированные породы; 8 - дайки мончикитов (оливиновых меланефелинитов); 9 - дайки тингуаитов и фонолитов; 10 - четвертичные отложения.

имеют зональное строение (рис.4): периферические части сложены брекчией, состоящей из обломков вмещающих щелочных пород массива, сцементированных карбонатным и карбонатно-натролитовым цементом, центральная часть - карбонатной брекчией с обломками щелочного пикрита. Бурение трубки взрыва на горе Намуайв позволило изучить ее строение до глубины 500 м. Вертикальная скважина, заложенная в центре тела, пересекла породы трубки, несколько участков брекчированных трахитоидных ийолитов и во вмещающие породы не вышла. Трубочный материал представлен главным образом слюдяным щелочным пикритом, либо оливиновым меланефелинитом, на отдельных участках брекчированным

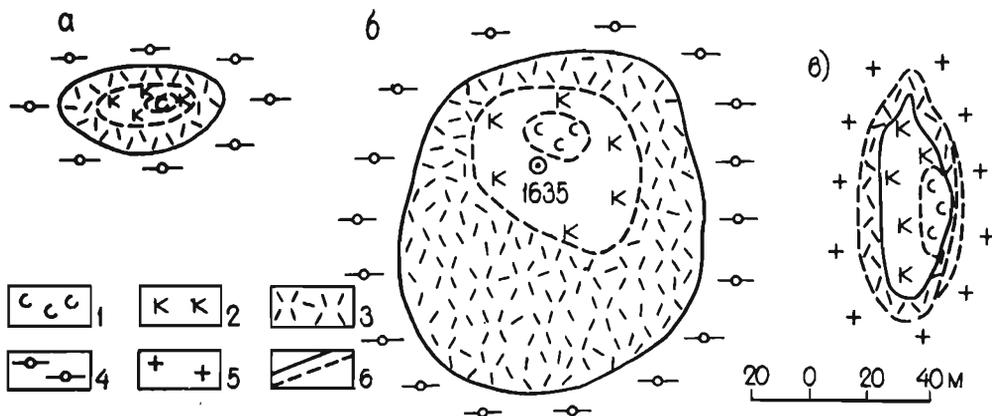


Рис.4. Схема геологического строения трубок взрыва горы Северный Суолауяйв (а) по данным Л.В.Козыревой /41/, горы Намуяйв (б) по данным М.М.Калинкина и др. /33/ и горы Рестиньюн (в) по материалам авторов.

1 - слюдяной щелочной пикрит; 2 - карбонатизированный щелочной пикрит с участками карбонатной брекчии; 3 - брекчии нефелиновых сиенитов с карбонатным и пикритовым цементом; 4 - трахитоидные ийолиты; 5 - рисчорриты; 6 - контуры трубок.

и более поздним существенно карбонатным материалом (цемент брекчии). Подавляющая масса обломков представлена интенсивно шпреуштейнизированными вмещающими щелочными породами Хибинского массива: трахитоидными ийолитами, рисчорритами, нефелиновыми сиенитами, реже встречаются гнейсы и кристаллические сланцы, сходные с породами северного обрамления Хибин. Отдельную группу составляют амфибол-пироксен-апатитовые породы, которые ранее в составе плутона не были обнаружены. Особую ценность имеет находка нескольких ксенолитов шпинелевых перидотитов, для которых предполагается глубинное происхождение (см. раздел 4.1).

Помимо описанных выше участков, крупным районом скопления дайковых тел является карбонатитовый шток и прилегающие к нему фойяиты. Собственно карбонатиты залегают в виде мощного субвертикального штокообразного тела диаметром около 800 м, окруженного сетью карбонатных жил во вмещающих фойяитах. Детальное изучение строения этого сложного геологического образования проведено О.Б.Дудкиным с соавторами /27/, в данной работе представляется важным отметить в его составе роль дайковых пород. С карбонатитами пространственно ассоциируют дайки трех типов пород - щелочные лампрофиры (оливиновые меланефелиниты), тингуаиты и щелочные трахитовые порфиры. Во вмещающих шток фойяитах они слагают секущие дайковые тела, внутри штока в карбонатитах скважинами подсечены многочисленные интервалы в разной степени карбонатизированных пикритов, меланефелинитов и тингуаитов, рассеченных карбонатными жилами. В этой же зоне нередки участки брекчий, в которых обломки щелочного пикрита и фоновита сцементированы существенно карбонатной массой.

Распространение карбонатитов не ограничивается только пределами собственно центрального штока. Кроме описанного выше линейного тела карбонатной брекчии, связанной со щелочными пикритами на участке Олений ручей, отдельные карбонатитовые дайки встречены в районах Вуоннемиок (скв.614), Коашва (скв.21КП), Снежный цирк (скв.683), оз.Большой Вудъяр (скв.619), а также вскрыты скважинами 1630 и 1632 в районе трубок взрыва на горах Намуяйв и Северный Суолауяйв.

Дайковые породы в обрамлении Хибинского массива весьма немногочисленны и пространственно приурочены к двум районам: северо-восточному, расположенному в 2–3 км от его северного контакта, в среднем течении р. Чуды, и юго-западному, в непосредственной близости от южного контакта массива, в бассейне реки Вуоннемиок. За пределами этих участков редкие дайки щелочных пикритов и мончикитов встречены в составе Соустовского массива и в обрамляющих Хибинские породы имандра-варзугской свиты на площадке строительства третьей апатито-нефелиновой обогатительной фабрики, а также первой и третьей ферм подсобного хозяйства "Индустрия", располагающихся к югу от массива. Многочисленные коренные развалы, глыбы нефелинитов обнаружены также на участке Воче-ламбина, в 15 км к западу от Хибин.

Дайковые породы северо-восточного обрамления Хибин подробно изучались Л.В. Григорьевой и Л.В. Савицким /23/. Среди архейских и раннепротерозойских гнейсов ими обнаружено около 30 даек щелочных лампрофиров-мончикитов мощностью от 1 до 10 м, размещение которых контролируется разломами северо-восточного направления. На основе геологических соотношений этих пород с жильными телами и метасоматитами хибинского типа, развитыми в этом районе, авторы делают вывод о генетической близости обнаруженных лампрофиров аналогичным породам внутренних частей плутона.

Несколько роев даек в бассейне р. Вуоннемиок вскрыто буровыми скважинами в непосредственной близости от южного контакта массива. По данным О.Л. Снятковской с соавторами /63/, дайки в этом районе представлены мелипит-содержащими перидотитами, флогопит-нефелиновыми породами с гранатом, перовскитом и оливином. Данные по петрографии и химизму этих пород отсутствуют, однако, на основании сходства их вещественного состава с обнаруженными А.В. Галаховым /17/ останцами щелочно-ультраосновных пород в хибинитах можно эти породы предположительно отнести к жильной фации ультраосновного этапа формирования Хибинского плутона.

Накопленные к настоящему времени наблюдения о контактовых взаимоотношениях между разными типами дайковых образований, а также с вмещающими их щелочными породами позволяют с определенностью установить позицию даек в общей последовательности формирования интрузивных комплексов плутона, а также определить их относительные возрастные соотношения. Вывод о более молодом возрасте всех групп даек по отношению к щелочным породам главных интрузивных фаз плутона базируется на многочисленных наблюдениях. Вместе с тем Б.Е. Борудским описаны находки ксенолитов щелочных габброидов в рихторритах на горах Петрелиуса и Тахтарвумчорр /43/. Как показали наши наблюдения, щелочные габброиды, слагающие ксенолиты, представлены полнокристаллической среднезернистой породой, отличной по структуре и вещественному составу от известных щелочных габброидов, слагающих дайки в остальных частях массива. Калиевая ("шонкинитовая") специфика данных пород связана по-видимому, с их контаминацией ультращелочными, существенно калиевыми компонентами вмещающих рихторритов.

Особое значение имеют обнаруженные рядом исследователей факты пересечения даек щелочных габброидов молодыми пегматитами /51,46/, свидетельствующие с одной стороны, о длительности процесса пегматитообразования, а с другой, – о внедрении щелочных габброидов до окончательной стабилизации массива /14/.

Относительно более древний возраст щелочных габброидов по отношению к остальным дайковым породам установлен лишь на основании косвенных данных. К ним следует отнести карбонатизацию тералитов в участках даек, прилегающих к линейным телам карбонатитов, – щелочных пикритов на участке Олений ручей, а также уже описанные выше наблюдения пересечения пегматитами даек щелочных габброидов (мончикиты, нефелиниты и карбонатиты пересекают пегматитовые тела).

Возрастная позиция остальных типов дайковых пород определяется однозначно. Прежде всего, известны прямые наблюдения пересечений щелочных лампрофиров (меланефелинитов) дайками фанолитов и тингуаитов /31,43/. Кро-

ме того, в дайке фонолита к югу от г.Рестиньон нами встречены мелкие ксенолиты типичного мончикита (см. раздел 1.3). Следует также отметить факт разновозрастности даек оливиновых меланефелинитов и фонолитов-тингуаитов, установленный на основе анализа размещения даек на участке Олений ручей. Как показано выше, эти группы даек пространственно тяготеют к разным системам тектонических нарушений.

Одним из наиболее важных представляется вопрос о характере взаимоотношений щелочных пикритов и меланефелинитов с хибинскими карбонатитами. Прежде всего следует отметить пространственную связь данных пород, которая следует из их одинаковой структурной позиции в зонах тектонических нарушений (рис.2,3), совместного нахождения этих пород в трубках взрыва на участках Намуайв, Северный Суолауйв и Рестиньон и главным образом в пределах карбонатитового штока, в составе которых доля дайковых пород этой группы составляет примерно 3-5%. Однозначно определен и докарбонатитовый возраст щелочных пикритов и меланефелинитов, о чем свидетельствует существование зон эксплозивных брекчий, состоящих из обломков этих пород, а также нефелинитов и фонолитов в карбонатном цементе. Вместе с тем, сравнительный анализ возрастной позиции щелочных лампрофиров целого ряда палеозойских щелочных плутонов Балтийского щита свидетельствует об их интра- или посткарбонатитовом возрасте. Так, в массиве Фен дайки постсёвитовых дамкьернитов внедрились до раухаугитов заключительной фазы становления массива /91/. В той же позиции залегают и "кимберлитоподобные" породы комплексов Альне /36/ и Ковдора /50/. В массиве Вуориярви нами также встречены дайки пикритовых порфиритов и щелочных лампрофиров как интра-, так и посткарбонатитового этапа. В этой связи представляют интерес обнаруженные О.Б.Дудкиным с соавторами /27/ единичные маломощные дайки мончикитов и оливиновых щелочных базальтов, секущие альбититы и кальцитовые карбонатиты.

### 1.3. Петрографическая характеристика дайковых пород

Состав даек в пределах Хибинского массива и его обрамления весьма многообразен. Причина этого заключена как в существовании нескольких разновозрастных групп дайковых пород, так и главным образом в широко развитом явлении гетероморфизма, обуславливающим значительные вариации количественного минерального состава пород при общем сходстве их химизма. Главная причина гетероморфизма - различие физико-химических условий консолидации расплавов в условиях маломощных тектонических нарушений приводит к неоднородности их состава и зональному строению, а также существованию большого числа переходных разновидностей, связывающих выделенные в пределах групп типы пород. Учитывая сказанное, в основу проведенной нами систематики хибинских даек с учетом рекомендаций /1,52,118,126/ положены как количественно-минералогические признаки, так и главным образом, данные химизма пород. Это позволило с одной стороны, в определенной степени упорядочить и упростить номенклатуру, и с другой, исключить из употребления ряд терминов, без достаточных оснований применявшихся в названиях хибинских дайковых пород.

Щелочные габброиды представлены эссексит-диабазами, тералит-диабазами и тешенитами, образующими серию переходных разновидностей. Дайки этих пород имеют зональное строение: краевая зона сложена более меланократовой тонкозернистой разновидностью, отвечающей по структуре и составу базальту, центральная часть выполнена собственно мелкозернистыми массивными эссексит- и тералит-диабазами. В осевых частях наиболее крупных тел встречаются оливинсодержащие диабазы. Вариации состава даек по падению и простиранию тел, а также в разных телах щелочных габброидов в пределах массива весьма незначительны. Можно полагать, что одним из главных факторов, влиявших на вещественный состав даек, являлся состав вмещающих их пород: установлена пространственная приуроченность калишпатсодержащих разновидностей к зонам развития существенно калиевых пород - рисчорритов и ювитов. Вместе с тем,

в тех же дайках щелочных габброидов, залегающих в хибинитах, в районе устья Петрелиуса и перевала Чорргор, калиевый полевой шпат отсутствует. Влияние вмещающих ультращелочных пород отчетливо проявляется и в зональном строении даек: в маломощных телах и краевых частях более курных даек широко проявлены такие процессы, как ортоклазизация и эгиринизация, тералиты с повышенным содержанием нефелина также тяготеют к эндоконтактам. Приведенные наблюдения свидетельствуют о широком развитии процесса гибрида, который проявился как локально, в пределах контактных зон, так и на более глубоких уровнях, что привело к существенному изменению состава консолидировавшегося расплава.

Представленные в массиве щелочные габброиды имеют темно-серую окраску и массивную текстуру, преобладают афировые мелкозернистые разновидности. Основной структурный мотив пород – наличие идиоморфных лейст плагиоклаза, между которыми заключены зерна феррических минералов (субофитовая структура), сохраняется даже в наиболее измененных разностях пород (рис.5).

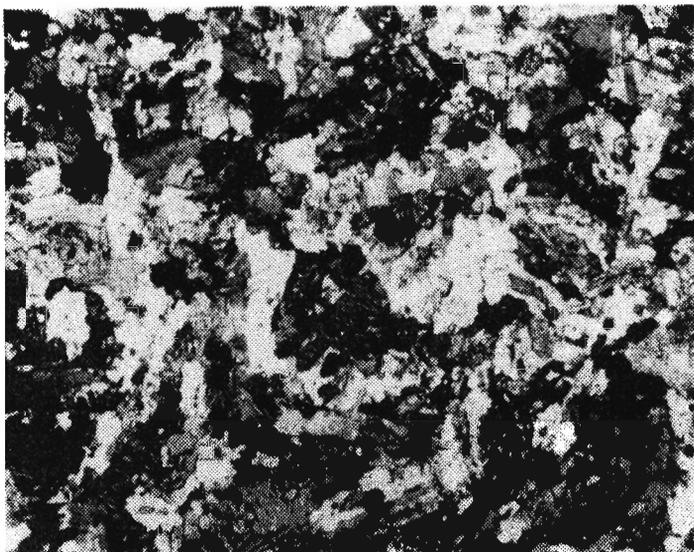


Рис.5. Структура эссексит-диабазы. Образец 628/262.6 участок Вуоннемиок. Ув. 30, с анализатором.

Вкрапленники встречаются редко и представлены эвгедральными выделениями оливина, авгита и плагиоклаза.

Оливин присутствует только во вкрапленниках размером 1–3 мм, с краев нередко замещен серпентин-хлорит-магнетитовым агрегатом. Зерна авгита как во вкрапленниках, так и в основной массе часто с краев окружены каймами эгирин-диопсида. Нередко более щелочной ярко-зеленый пироксен образует самостоятельные длиннопризматические выделения. Примечательной особенностью хибинских щелочных габброидов является кислый состав присутствующего в них плагиоклаза, отвечающего по составу альбиту-олигоклазу. Вкрапленники имеют более основной андезитовый состав. Ортоклаз образует мелкие изометрические выделения, часто корродирующие лейсты плагиоклаза. Из фельдшпатоидов наиболее распространен канкринит, развивающийся в виде скоплений мелких зерен, нефелин встречается реже и присутствует в количествах, редко превышающих 10–15%.

В отдельных разновидностях гералитов в существенных количествах присутствует анальцит (до 10–15%), что позволяет эти породы называть тешенитами. Анальцит образует мелкие изометричные выделения в интерстициях в основной массе щелочных габброидов. Содалит установлен лишь в нескольких образцах, где он преимущественно тяготеет к эндоконтакту либо выполняет мелкие жилки в теле дайки. Амфибол представлен двумя разновозрастными генерациями, пространственно приуроченными к скоплениям пироксена и развивающимися по нему. Более ранний амфибол представлен керсутитом, плеохроирующим в красно-коричневых тонах, поздняя генерация амфибола – зелено-бурый баркевикит встречается реже и замещает как пироксен, так и керсутит. Кроме перечисленных минералов в щелочных габброидах могут присутствовать флогопит, сфен, апатит, магнетит, пектолит, карбонаты, а также знаки таких минералов, как лопарит, пирит, пирротин, халькопирит, ильменит, флюорит, гранат, галенит, гематит, молибденит, перовскит, рутил, рамзаит, энigmatит.

Дайковые щелочно-ультраосновные породы в пределах Хибинского массива и его обрамления образуют непрерывный ряд переходных разновидностей от щелочных пикритов до меланефелинитов. Учитывая сложность и дискуссионность многих вопросов систематики и номенклатуры этой группы пород, что нашло отражение в ряде работ /13,15/, укажем, что к хибинским дайковым ультраосновным породам применима как терминология эффузивных ультраосновных фойдитов, так и терминология "лампрофиров" /118,126/. Последняя прочно укрепилась среди названий хибинских даек, однако, выявленные нами многочисленными разновидностями дайковых пород не могут быть "втиснуты" в узкие рамки этой терминологии. Такие породы, как нефелиниты и меланефелиниты, как впрочем и щелочные пикриты, по количественному минеральному и химическому составу не отвечают "мончикитам". Этот термин в применении к хибинским дайкам тем более неудачен, поскольку в отличие от типичных хибинские "мончикиты" являются нефелиносодержащими щелочно-ультраосновными породами. Поэтому в соответствии с терминологией эффузивных щелочных фойдитов среди хибинских дайковых пород нами выделены щелочные пикриты (пикритовые порфириты, ультрамафические лампрофиров по /118/, кимберлиты комплексов центрального типа по /25/), оливиновые меланефелиниты и меланефелиниты (нефелиновые мончикиты по /126/). Меймечиты и альнеиты, отмеченные О.Л.Снятковской и др. /63/, нами не обнаружены. Представляется также неоправданным укрепившееся мнение о широком распространении в составе хибинских ультраосновных фойдитов камптонитов /31/.

Петрографические наблюдения, сопровождавшиеся изучением химизма этих пород, свидетельствуют о присутствии в основной массе подавляющего числа ультраосновных фойдитов не плагиоклаза, а нефелина, либо калиевого полевого шпата. Лишь в отдельных амфиболсодержащих разновидностях наряду с нефелином и калишпатом устанавливается присутствие кислого плагиоклаза, что приближает их к нефелиновым камптонитам либо саннаитам. Доля тел такого состава в общем числе даек не превышает 2–3%.

Для тел ультраосновных фойдитов характерна ярко выраженная неоднородность вещественного состава, которая прослеживается как в поперечном разрезе, так и по простиранию и падению. В качестве иллюстрации латеральной неоднородности могут быть привлечены данные по строению даек района Оленьего ручья (рис. 2). Так, дайка № 6, подсеченная скважинами 1400, 504, 1392, 1342, 1742, 1749, наряду с поздними карбонатитами, сложена незакономерно чередующимися участками слюдяного щелочного пикрита, саннаита, оливинового меланефелинита. Дайка № 8 (скв. 1714, 1715, 1720, 1395, 1349, 503, 1399) включает нефелиновые мончикиты, слюдяные пикриты, меланефелиниты с нозеаном, а также более поздние карбонатиты. Значительные вариации минерального состава имеют место в трубке взрыва горы Намуайв, пространственно сопряженной с системой даек ультраосновных фойдитов. По разрезу трубки до глубины 500 м наблюдается незакономерное чередование участков щелочных пикритов и оливиновых меланефелинитов, связанных переходными разностями. Породы в разной степени карбонатизированы. Приведенные наблюдения сви-

детельствуют о пространственной и временной сопряженности всех разновидностей щелочных ультраосновных дайковых пород. Рассмотрим далее их петрографические особенности.

Щелочные пикриты имеют ограниченное распространение и встречаются главным образом в цементе трубок взрыва и смежных с ними дайках северного сектора Хибин, в районе месторождения Олений ручей и в пределах карбонатитового штока. В обрамлении массива дайки пород встречены в районе р. Чуды, а также в Соустовском массиве. Породы представлены главным образом слюдяными разностями, имеют массивную текстуру и скрытокристаллическое сложение основной массы, на фоне которой видны вкрапленники оливина, клинопироксена и флогопита. Цвет пород варьирует от буровато-черного до светло-бурого в зависимости от степени вторичных изменений. При микроскопическом изучении выявляется лампрофировая структура основной массы, сложенная слюдой, клинопироксеном, магнетитом, иногда гранатом (рис. 6, 7). Оливин присутствует только во вкрапленниках и образует выделения двух генераций: резорбированные с краев крупные вкрапленники и эвгедральные фенокристы иногда с округлыми контурами. Клинопироксен образует крупные эвгедральные выделения часто с ярко выраженной буро-зеленой центральной частью и бледной, почти бесцветной краевой зоной. Флогопит, присутствующий в большом количестве как в виде вкрапленников, так и в составе основной массы, часто представлен зональными фенокристаллами, плеохроирующими в коричневых тонах. Как вкрапленники, так и базис чаще всего интенсивно серпентинизированы и карбонатизированы.

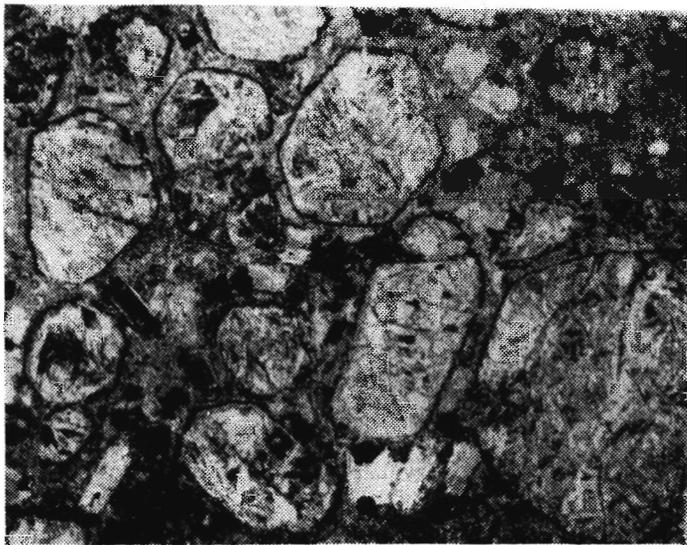


Рис. 6. Структура сильно измененного щелочного пикрита. Обр. 2040, южное обрамление массива. Ув. 30, с анализатором. Коллекция С. М. Никульшина.

Оливиновые меланефелиниты (нефелиновые мончикиты) являются преобладающей разновидностью в этой группе и связаны с пикритами постепенными переходами. Они представляют собой порфировые породы черного или темно-серого цвета с массивной, часто миндалекаменной текстурой. Вкрапленники, составляющие от 10 до 50% объема породы, представлены преимущественно оливином, моноклинным пироксеном, флогопитом, реже встречаются амфибол, магнетит.

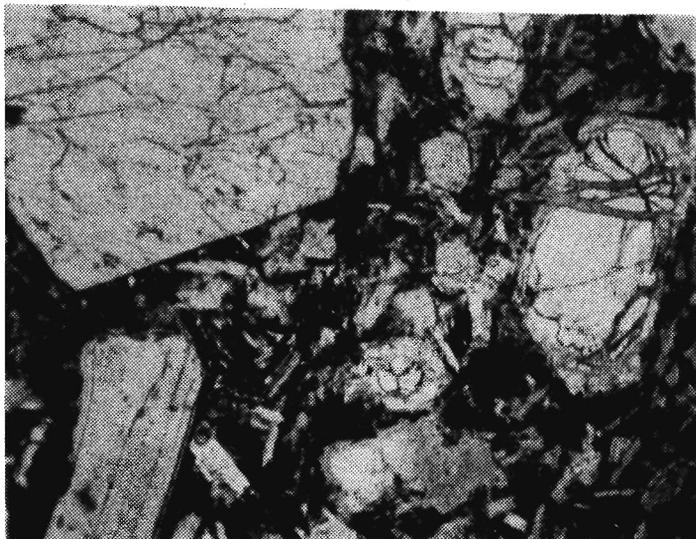


Рис.7. Структура слюдяного щелочного пикрита. Образец 1626/353.2, северный сектор массива. Ув.40, без анализатора.

Обломки и отдельные кристаллы апатита, сфена и нефелина имеют, по-видимому, ксеногенное происхождение и родственны вмещающим дайки апатит- и сфен-содержащим щелочным породам. Как и в пикритовых разновидностях, оливин присутствует только в виде вкрапленников, среди которых выделяются крупные эвгедральные, сильно корродированные фенокристы и более мелкие идиоморфные выделения с округлыми очертаниями. Клинопироксен часто зонален, причем иногда наблюдаются три зоны: внутренняя - зеленая, средняя - бледно окрашенная и тонкая краевая яркого травяно-зеленого цвета. Флогопит, присутствующий во вкрапленниках, образует крупные красно-коричневые зональные выделения, иногда с признаками катаклаза.

В отдельных разновидностях меланефелинитов нами обнаружены субсферические агрегаты - оцелли, отграниченные от вмещающей основной массы тонкой каемкой чешуек слюды (рис.8). Оцелли состоят из кальцита, сильно удлинённых кристаллов биотита, удлинённых прямоугольников нефелина и магнетита. Подобные образования описаны в сходных по составу лампрофирах Квебека, Онтарио, Лабрадора, Западной Норвегии /83, 82,79,85/ и рассматриваются исследователями как признак ликвидационного разделения исходного гомогенного расплава на существенно мафическую и карбонатную жидкости. Основная масса пород имеет лампрофировую структуру, обусловленную наличием идиоморфных микролитов моноклинного пироксена, часто флогопита и магнетита (рис.9). Интерстиции между этими минералами обычно заполнены мельчайшими выделениями карбоната, хлорита, серпентина, цеолитов, канкринита, пектолита; в наименее изменённых разновидностях в мезостазице различимы нефелин, анальцим, редко плагиоклаз. Гранат, представленный шорломитом, образует в основной массе как скопления мелких зональных зерен, так и крупные, размером до 2-4 мм изометричные выделения. Кроме названных минералов в составе тяжелой фракции диагностированы перовскит, флюорит, лопарит, халькопирит, пирит, пирротин анатаз, рутил, лимонит, ильменит, гематит, хромшпинелиды, рамзаит, хромдиоксид.

К описанным выше породам близки мелилитсодержащие пикриты, встреченные как в дайках массива (район Куэльпор, скв. 204, 618 и Ньюрпакх,

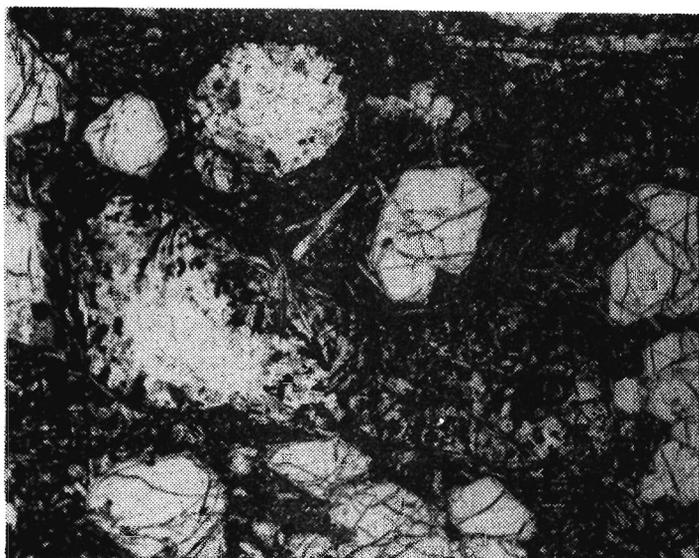


Рис.8. Карбонатные оцелли (в центре) в оливиновом меланеферините. Обр. 595/764.5, участок Партомчорр. Ув.30, без анализатора.

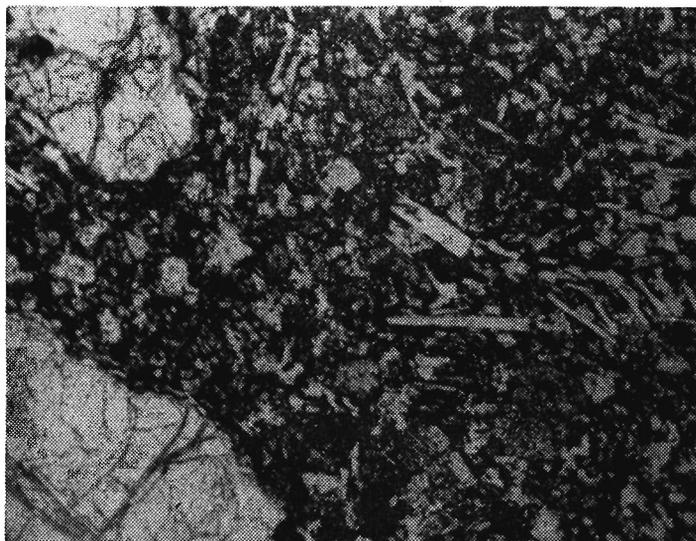


Рис.9. Структура мончикита (оливинового меланеферинита). Обр. 640/702. Ув.30, без анализатора.

скв. 1141), так и в его обрамлении, в Соустовском массиве. Породы, являющиеся по существу разновидностями описанных выше пикритов, содержат мелилит только в основной массе в виде призматических микролитов, замещенных агрегатом вторичных минералов. Содержание мелилита в этих породах не превышает 15–20%.

Редкие дайки камптонитов встречены нами в долине реки М.Белая, в ийолит-ургитах северного сектора Хибин и долине р.Тулюк. Геологические наблюдения показывают, что они образуют маломощные зональные крутопадающие тела, сопряженные с радиальными тектоническими нарушениями в массиве. Согласно принятой нами терминологии эффузивных пород, хибинские камптониты принадлежат щелочно-базальтовой серии, однако, петрографические признаки позволяют оставить за этими породами их название. Микропорфировая структура камптонитов обусловлена наличием мелких вкрапленников титанавгита и баркевикита, основная масса - типично лампрофировая, состоит из четко идиоморфных микролитов баркевикита (50%), авгита (20%), магнетита (8%), базис между которыми выполнен лейстами плагиоклаза. Наложенные изменения пород, проявленные в виде карбонатизации, цеолитизации, серицитизации, хлоритизации затрагивают, как правило, интерстиции и развиты незначительно.

Нефелиниты, имеющие незначительное распространение, образуют обособленную группу, связанную переходами с породами щелочно-ультраосновной дайковой серии. Единичные геологические наблюдения обнаруживают их пространственную приуроченность к системе радиальных тектонических нарушений. Эти темные породы с массивной текстурой имеют микропорфировую структуру, обусловленную наличием мелких идиоморфных вкрапленников нефелина, зонального титанавгита с тонкой каемкой эгирин-диоксида, биотита, а также амфибола, по оптическим свойствам отвечающего щелочной роговой обманке. Нефелинитовую структуру основной массы образуют идиоморфные выделения эгирин-авгита, биотита, магнетита. Наряду с порфировыми встречены и афировые разности нефелинитов, характеризующиеся пойкило-микрогипидиоморфной структурой, образованной крупными изометричными выделениями нефелина, пронизанными мелкими кристалликами эгирин-авгита. Вторичные изменения в нефелинитах проявлены незначительно в виде развития каемок канкринита, натролита, цеолитов, а также биотита и реже карбонатов.

Фонолиты, тингуаиты, щелочные трахиты. Ранее в составе этой группы хибинских даек были известны главным образом тингуаиты и щелочные трахиты /46,31,17/, но проведенное нами изучение химизма этих пород позволило выявить непрерывный спектр взаимопереходов от нефелиновых фонолитов к фонолитам, трахифонолитам и трахитам. Более четко определены породы, относимые собственно к тингуаитам: согласно геологическим наблюдениям, тингуаитами сложены лишь центральные осевые зоны отдельных наиболее крупных фонолитовых даек. Часто в поперечном разрезе тел наблюдается вся гамма структурных переходов от аповитрофировых нефелиновых фонолитов до тингуаитов. В этой связи отметим, что если установленный ряд нефелиновый фонолит-фонолит-трахит обусловлен вариациями химического состава, то существование переходных разновидностей этих пород к тингуаитам и нефелиновым микросиенитам связано с проявлением гетероморфизма.

Породы описываемой группы не образуют единой серии со щелочными пикритами-меланефелинитами. Последние контролируются крутопадающей системой кольцевых тектонических нарушений, в то время как фонолиты-тингуаиты образуют более пологие тела, субсогласные с общей структурой вмещающих комплексов (рис.3). Кроме того, имеются прямые доказательства разновозрастности этих групп пород (рис.10).

В составе описываемой группы пород количественно преобладают фонолиты, слагающие многочисленные дайковые тела, в пределах которых наблюдались переходы от фонолитовых нефелинитов к нефелиновым фонолитам и фонолитам. Светло-зеленая окраска пород, характерная неоднородная текстура, часто с элементами флюидальности, наличием псевдосферолитовых образований и порфировидных вкрапленников нефелина и полевого шпата, позволяет легко визуально диагностировать эти породы. Нередки также микропорфировые разновидности с криптокристаллическим базисом и массивной текстурой, дающие постепенные переходы к типичным тингуаитам и нефелиновым микросиенитам. Структурный мотив основной массы породы образуют мелкие идиоморфные микролиты нефелина, тонкие лейстовидные индивиды калиевого полевого шпата, спутанноволокнис-

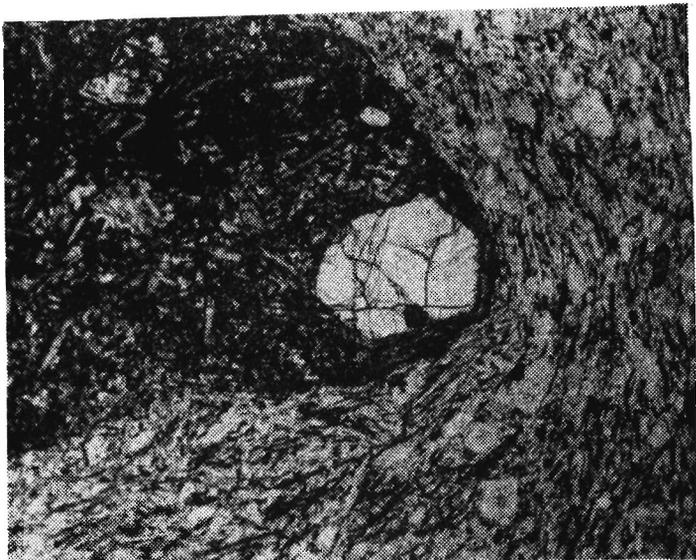


Рис.10. Ксенолит оливниного меланефелинита (темное) в фонолите. Обр. А-1025, северный сектор массива. Ув.20, без анализатора.

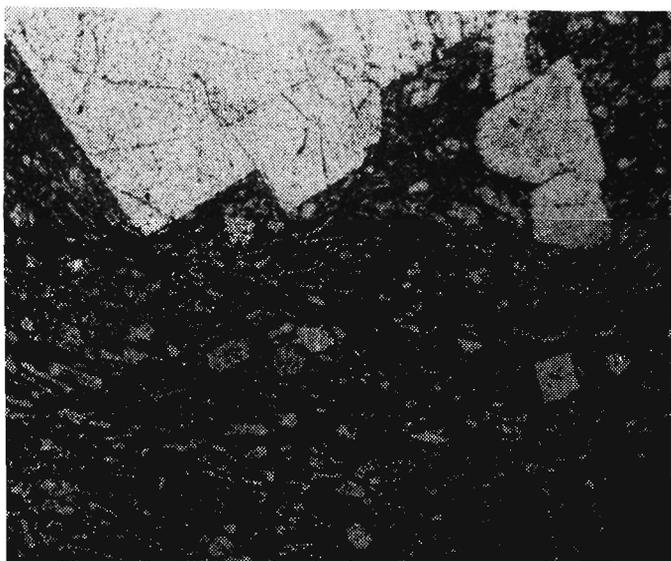


Рис.11. Структура фонолита. Светлые вкрапленники – нефелин. Обр. А-1026, центральная часть массива. Ув.20, без анализатора.

тые и веерообразные агрегаты эгирина (рис.11). Кроме названных минералов могут присутствовать содалит, флюорит, апатит, канкринит, в отдельных разновидностях в составе фонолитов наряду с нефелином присутствует нозеан в количестве до 15–20%, образующий микропорфировые выделения в составе основной массы. Примечательно сходство данных пород с нозеановыми фонолитами

из Далбыхского района Маймеча-Котуйской провинции /30/. Наиболее характерные вторичные изменения фонолитов – развитие крупных пойкилобластических выделений натролита, а также альбита, полностью замещающих лейкократовые минералы базиса.

Тингуаиты, слагающие центральные зоны ряда дайковых тел фонолитов, представляют собой тонкозернистые полнокристаллические породы, в которых на фоне трахитоидной структуры основной массы, обусловленной субпараллельной ориентировкой лейст ортоклаза, призматических микролитов эгирина, а также зерен нефелина (рис.12), присутствуют фенокристы нефелина и ортоклаза. Наиболее раскристаллизованные разновидности этих пород по структуре и минеральному составу отвечают нефелиновым микросиенит-порфирам. Кроме названных минералов в них также встречаются амфибол, сфен, ильменит, циркон, апатит, сульфиды. Среди тингуаитов распространены альбитизированные разновидности, нередко канкринит, биотит. Широко проявлен и процесс карбонатизации, однако, какие-либо вкрапленники кальцита, как это отмечено в ковдорских дайках кальцитовых тингуаит-порфиров /49/, в хибинских образцах отсутствуют.

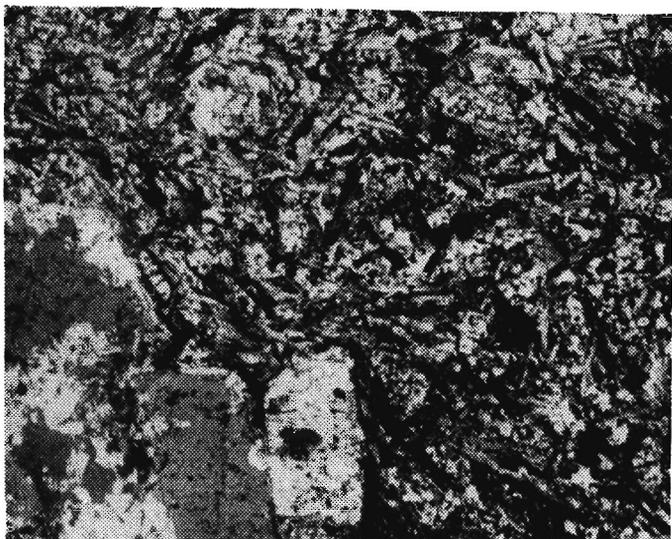


Рис.12. Структура тингуаита. Обр. 509/210, участок Олений ручей. Ув.30, с анализатором.

Щелочные трахиты и трахит-порфиры встречаются редко и сосредоточены в основном в районе карбонатитового штока Хибин, где они ассоциируют с тингуаитами-фонолитами. Породы имеют порфировое сложение, сочетающееся с типично трахитовой структурой основной массы, состоящей из удлиненных лейст ортоклаза, микролитов эгирина и редких зерен нефелина. Фенокристаллы представлены эвгедральными индивидами калиевого полевого шпата, реже эгирина.

Дайки карбонатитов, локализованные главным образом в обрамлении карбонатитового штока во вмещающих фойяитах, являются по существу, его апофизами и по структурно-текстурным признакам, вещественному составу не отличаются от главного карбонатитового тела. Их подробное описание содержится в работе О.Б.Дудкина с соавторами /27/ и здесь не приводится. Карбонатиты, слагающие отдельные дайковые тела в пределах ийолит-уртитовой дуги, представлены обычно севитами. Таковой является, например, взрывчатая брекчия

трубки взрыва горы Намуайв, в которой ксенолиты ранней пикрит-лампрофировой фазы сцементированы карбонатным материалом. Кальцитовый состав имеют также карбонатные дайки участков Вуоннемиок, Снежный цирк. Вместе с тем карбонатная брекчия, пространственно сопряженная с дайками лампрофиров участков Олений ручей, а также Коашва содержит как севитовую, так и более поздние доломитовые и анкеритовые фазы карбонатитов с хлоритом. Карбонатиты этих районов по типу минеральных ассоциаций и вещественному составу могут быть параллелизованы с породами центрального карбонатитового штока Хибин.

## Глава 2. МИНЕРАЛЫ ДАЙКОВЫХ ПОРОД И ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ

### 2.1. Оливин

В составе дайковых пород массива оливин является одним из главных минералов всех разновидностей щелочных-ультраосновных пород, в небольшом количестве он присутствует в щелочных габброидах. В фонолитах оливин присутствует в единичных образцах (гора Рестинькон) в виде ксеногенного материала совместно с ксенолитами меланефелинитов. В карбонатных дайках этот минерал содержится лишь в составе пикритовых обломков, самостоятельные выделения оливина в карбонатитах отсутствуют. В настоящем разделе представляется уместным рассмотреть особенности оливина из нодулей шпинелевых перидотитов из трубки взрыва горы Намуайв.

Оливин щелочных ультраосновных пород образует вкрапленники размером 1-10 мм и в основной массе встречается очень редко. Средняя железистость ( $f = 100\text{Fe}:\text{Fe}+\text{Mg}$ ), определенная по данным микросондового анализа (табл.1), составляет 12,2, что почти точно соответствует таковой для оливинов из ультрамафических лампрофиров /118/ и существенно превышает железистость оливинов из кимберлитов Южной Африки /25/ и Якутии /42,5,8/ (рис.13). Экспериментальные данные обнаруживают зависимость коэффициентов распределения как магния и железа, так и кальция и марганца в системе оливин — расплав от РТ-параметров /86/. Для названных элементов, а также для никеля и кобальта /127/ известно, что в ходе кристаллизационной дифференциации расплав должен обогащаться Fe, Co, Ca, Mn и терять Ni, что проявляется как в соответствующей зональности минеральных индивидов, так и в наличии разных по составу генераций кристаллов. В этой связи представляют интерес выделенные в хибинских меланефелинитах морфологические типы вкрапленников оливинитов:

1) резорбированные крупные выделения, в которых лампрофировый базис заполняет растворенные участки в минерале (рис.14). Очевидно, что резорбция кристаллов завершилась до кристаллизации основной массы породы;

2) крупные и мелкие эвгедральные и округленные выделения без признаков резорбции (кристалл П), составляющие основной объем оливина в меланефелинитах.

Проведенное определение содержаний главных элементов и микропримесей в выделенных типах выявило существенные различия в составе оливинов. Так, при близких значениях железистости во всех типах кристаллов наблюдается отчетливая закономерность: в ряду оливины из перидотитового нодуля — резорбированные кристаллы — субэвгедральные фенокристы снижается содержание никеля и соответственно увеличивается содержание кальция (табл.1). Данная закономерность в целом отвечает известному эмпирически установленному тренду изменения состава оливинов кимберлитов и родственных им пород, который свя-

Таблица 1

## Химический состав и кристаллохимические формулы оливинов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	39.36	39.05	40.43	40.46	40.61	40.35	40.34	40.45	40.35	40.55	40.07	40.41	40.05
FeO	16.59	17.72	12.62	12.03	9.77	12.41	12.15	10.69	11.52	9.35	11.41	11.62	13.36
MnO	0.19	0.23	0.14	0.17	0.12	0.17	0.18	0.11	0.16	0.14	0.17	0.12	0.15
CaO	0.09	0.09	0.05	0.07	0.06	0.06	0.05	0.10	0.21	0.10	0.24	0.10	0.31
MgO	43.97	43.00	46.71	46.97	48.72	46.69	46.93	48.89	47.81	49.14	47.39	48.19	46.32
NiO	0.11	0.14	0.30	0.39	0.39	0.38	0.33	0.38	0.23	0.27	0.15	0.26	0.17
CoO	0.03	0.05	0.06	0.03	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.03	0.03	0.05	0.00
Сумма	100.34	100.28	100.31	100.12	99.67	100.08	100.00	100.62	100.30	99.58	99.46	100.75	100.36
Si	0.994	0.993	1.001	1.000	0.999	1.001	1.000	0.991	0.995	0.997	0.996	0.992	0.995
Fe <sup>2+</sup>	0.349	0.371	0.261	0.256	0.201	0.257	0.251	0.219	0.237	0.192	0.237	0.238	0.277
Mn	0.003	0.003	0.002	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002	0.003	0.002	0.003	0.002	0.003
Mg	1.652	1.630	1.724	1.730	1.787	1.726	1.733	1.786	1.758	1.801	1.756	1.764	1.716
Ca	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.005	0.003	0.006	0.002	0.008
Ni	0.002	0.002	0.006	0.006	0.007	0.006	0.006	0.007	0.004	0.005	0.003	0.005	0.003
Co	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
$\frac{100Fe}{Fe+Mg}$	17.4	18.5	13.1	12.9	10.1	13.0	12.7	10.9	11.9	9.6	11.9	11.9	13.9

Окончание табл.1

Компоненты	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO <sub>2</sub>	40.57	39.90	40.21	40.26	40.12	40.95	40.90	41.30
FeO	11.79	12.69	12.30	11.68	11.73	9.91	11.06	8.65
MnO	0.17	0.14	0.22	0.16	0.19	0.14	0.16	0.09
CaO	0.14	0.17	0.27	0.07	0.07	0.15	0.17	0.02
MgO	47.64	47.02	47.10	46.86	46.88	48.61	47.99	50.15
NiO	0.17	0.17	0.05	0.12	0.17	0.23	0.21	0.30
CoO	0.02	0.02	0.000	0.03	0.03	0.00	0.02	-
Сумма	100.50	100.11	100.15	99.18	99.19	99.99	100.51	100.51
Si	0.998	0.992	0.996	1.003	1.000	1.004	1.003	1.001
Fe <sup>2+</sup>	0.242	0.263	0.254	0.243	0.244	0.203	0.226	0.175
Mn	0.003	0.002	0.004	0.003	0.003	0.002	0.003	0.001
Mg	1.748	1.741	1.740	1.741	1.743	1.777	1.754	1.813
Ca	0.003	0.004	0.007	0.001	0.001	0.003	0.004	0.000
Ni	0.003	0.003	0.001	0.002	0.003	0.004	0.004	0.005
Co	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-
$\frac{100\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}}$	12.2	13.1	12.7	12.2	12.3	10.3	11.4	8.8

ПРИМЕЧАНИЕ. Все железо как FeO. Кристаллохимическая формула в расчете на 4 атома кислорода, 1,2 - оливины из вкрапленников в тералит-диабазе. Оливины из щелочных лампрофиров: 3-7,8,10,12 - крупные корродированные ксенокристы, 9,11,13-20 - идиоморфные ксенокристаллы, 21 - оливин из ксенолита шпинелевого перидотита в трубке взрыва горы Намуайв, 19 - центр крупного вкрапленника, 16, 20 - соответственно края вкрапленников. Местоположение: 1,2 - скв.846, гл.118.3 м, уч.Ньюрпакк, 3-7 - скв.914, гл.180.7 м, уч.Партомчорр, 8,9 - скв.1001, гл.76.1 м, уч.Партомчорр, 10,11 - скв.595, гл.764.5 м, уч.Партомчорр, 12 - скв.1040, гл.302.3 м, уч.Партомчорр, 13 - скв.1039, гл.393.3 м, уч.Партомчорр, 14,15 - скв.504, гл.98.3 м, уч.Олений ручей, 16-18 - скв.1626, гл.236.8 м, уч.Валепакк, 19,20 - скв.1635, гл.193.5 м, уч.Намуайв, трубка взрыва.

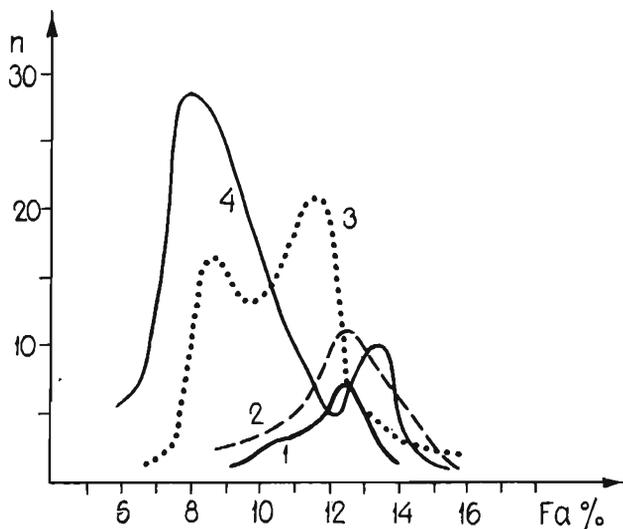


Рис.13. Составы оливинов.

1 - из меланонефелинитов Хибин (N = 19); 2 - из альпегитов Якутии, ассоциирующих с кимберлитами (N = 23) /5/; 3 - мелких идиоморфных вкрапленников в кимберлитах Якутии (N = 67) /8/; 4 - крупных вкрапленников из кимберлитов Якутии (N = 107) /5/.

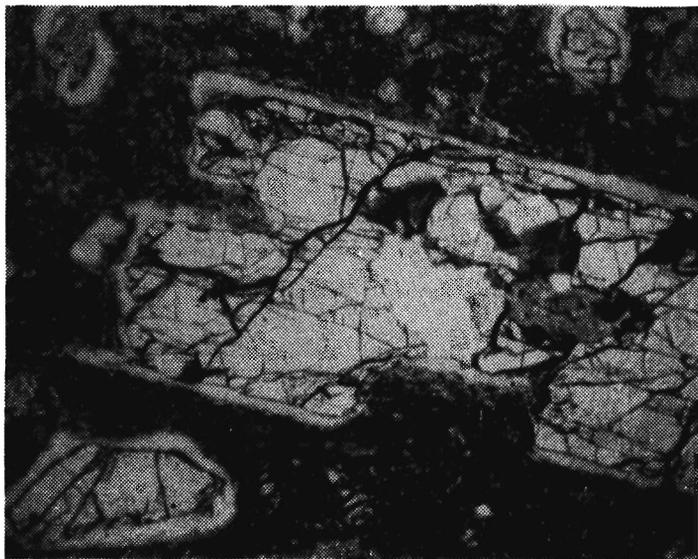


Рис.14. Крупный резорбированный вкрапленник оливина в щелочном пикрите. Обр. 914/180.7, участок Партомчорр. Ув.40, без анализатора.

зан с изменением РТ-параметров на разных этапах их кристаллизации. Если рассматривать распределение кальция в оливине как следствие проявления фактора глубины кристаллизации /24/, то можно предполагать, что выделенные типы оливинов характеризуют существенно разные РТ-условия их кристаллиза-

ции, причем распределение примесей в оливине контролировалось как процессом кристаллизационной дифференциации, так и свидетельствует о том, что этот процесс проходил на разных уровнях глубинности.

Проведенное исследование химизма крупных зерен оливина выявило в некоторых из них неоднородное распределение микропримесей. Так, в ряде крупных эвгедральных зерен оливина П установлена зональность, выражающаяся в обеднении краевой зоны кристаллов никелем, кобальтом, марганцем и обогащении железом и кальцием. Подобный тип зональности обычен для оливинов из щелочных лампрофиров и кимберлитов /109,57,107/ и совпадает с трендом изменения состава в намеченном ряду разнотипных фенокристов.

Оливин в щелочных габброидах встречается в виде крупных эвгедральных вкрапленников в центральных частях даек тералитов и эссекситов, где его количество не превышает 10%. Характеризуется более высокой железистостью по сравнению с оливином щелочных лампрофиров (табл.1).

## 2.2. Клинопироксены

Клинопироксен является главным породообразующим минералом всех типов дайковых пород, причем в большинстве разновидностей он количественно преобладает и присутствует как в составе вкрапленников, так и в основной массе. Выделения клинопироксена характеризуются большим разнообразием как морфологических типов, так и химизма: составы пироксенов варьируют от почти чистых диопсидов до эгиринов-салитов, фассаитов, авгитов, хромдиопсидов и эгиринов.

Пироксены щелочных ультраосновных дайковых пород представлены главным образом салитами, имеющими переходные разновидности к эгиринов-салитам, эгиринов-диопсидам, фассаитам и авгитам. Особую группу составляют хромсодержащие диопсиды, являющиеся редкими аксессуориями. Вкрапленники клинопироксена обычно отчетливо эвгедральны, признаки резорбции отсутствуют. Преобладают короткопризматические фенокристаллы размером от 1 до 5 мм. Микролиты пироксена, составляющие лампрофировый структурный мотив базиса, имеют обычно сильно удлиненную форму.

Проведенное сопоставление обнаружило соответствие химизма хибинских образцов составам пироксенов ультрамафических лампрофиров /118/, щелочных лампрофиров /107,101/, а также ряда щелочных эффузивов /78,100,122/. Представительные данные о химизме пироксенов дайковых комплексов Балтийского щита имеются только для дамкьернитов района Фен /91,106/, последние показывают некоторую обогащенность фассаитовым минералом при их общем сходстве с хибинскими образцами. Следует отметить, что сравнительный анализ валового состава пироксенов даек весьма затруднителен, поскольку в большинстве лампрофиров и родственных им пород присутствуют как правило, несколько генераций пироксенов, существенно различающихся по химизму и характеризующих разные этапы формирования пород. Картина усложняется также присутствием специфических по составу ксенокристов, обнаруживающих признаки неравновесности с вмешавшим их расплавом. Кроме того, для многих вкрапленников установлено зональное строение, причем вариации химического состава зон кристаллов весьма значительны. Сказанное привело к необходимости исследования хибинских пироксенов локальными методами и позволило получить информацию по разным типам минеральных индивидов.

В таблице 2 представлены данные микронзондового анализа разных зон вкрапленников пироксенов и микролитов основной массы хибинских даек. Большинство мелких фенокристаллов отвечают по составу салитам и близки по химизму микролитам пироксена основной массы (табл.2, анализы 6-13). Во многих из них выявлена зональность, проявляющаяся в обогащении краевых частей железом, титаном, алюминием, натрием (рис.15), причем края фенокристов отвечают по составу микролитам основной массы. Аналогичное явление описано для пироксенов из дамкьернитов комплекса Фен /106/, щелочных базальтов грабена Осло /123/ и, по-видимому, связано с процессом кристаллизации фенокристаллов из собственно лампрофирового расплава.



Продолжение табл.2

Компоненты	5		6	7	8	9	10	11	12
	я	кр	-	-	φ	ом	ом	φ	φ
SiO <sub>2</sub>	52.18	47.26	48.25	48.52	50.62	48.22	47.15	49.93	50.99
TiO <sub>2</sub>	1.37	2.86	1.31	1.18	1.54	2.16	3.02	1.84	1.59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.16	6.39	6.33	6.31	3.11	5.09	6.01	3.51	3.80
FeO	10.91	5.69	13.46	13.40	4.77	5.10	6.50	4.39	5.92
MnO	0.40	0.11	0.29	0.27	0.07	0.07	0.08	0.18	0.11
MgO	10.31	12.90	7.76	8.27	14.57	14.30	13.56	14.35	12.90
CaO	19.89	23.44	20.35	20.56	24.19	24.14	23.40	24.98	22.90
Na <sub>2</sub> O	2.61	0.34	2.48	2.14	0.30	0.35	0.30	0.21	0.85
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.63	0.02	0.00	0.11	0.00	0.02	0.15	0.06
Сумма	99.83	99.64	100.25	100.65	99.27	99.43	100.04	99.54	99.12
Si	1.970	1.770	1.844	1.844	1.844	1.802	1.763	1.860	1.904
Al	0.095	0.279	0.285	0.282	0.136	0.224	0.265	0.152	0.166
Ti	0.038	0.081	0.037	0.033	0.043	0.060	0.085	0.051	0.045
Ca	0.804	0.940	0.833	0.837	0.965	0.966	0.936	0.999	0.915
Na	0.190	0.025	0.183	0.157	0.021	0.025	0.022	0.013	0.063
Mn	0.012	0.004	0.009	0.008	0.002	0.002	0.002	0.007	0.002
Mg	0.580	0.719	0.442	0.468	0.808	0.796	0.754	0.798	0.718
Fe	0.344	0.178	0.430	0.425	0.148	0.159	0.202	0.137	0.184
Cr	0.000	0.018	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.005	0.002

Компоненты	13	14	15	16	17	18	19	20
	ф	ф	ом					
SiO <sub>2</sub>	54.39	54.26	49.76	50.15	53.14	51.68	52.66	51.10
TiO <sub>2</sub>	0.34	0.44	2.19	1.19	0.19	0.83	0.60	1.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.71	2.73	4.07	4.83	0.82	3.71	2.72	4.45
FeO	3.64	3.79	5.32	7.50	11.44	8.97	9.82	10.11
MnO	0.10	0.10	0.07	0.16	0.55	0.28	0.40	0.27
MgO	15.27	14.69	13.86	13.79	11.66	13.39	13.71	13.51
CaO	22.70	22.69	24.17	21.35	21.93	20.35	19.35	19.64
Na <sub>2</sub> O	0.61	0.73	0.26	0.44	0.71	0.49	0.46	0.57
Cr <sub>2</sub> O	0.22	0.13	0.06	0.07	0.00	0.02	0.00	0.00
Сумма	99.98	99.56	99.76	99.48	100.44	99.71	99.72	100.82
Si	1.976	1.981	1.849	1.871	1.999	1.924	1.960	1.889
Al	0.115	0.117	0.177	0.210	0.036	0.162	0.119	0.194
Ti	0.009	0.012	0.060	0.034	0.005	0.023	0.016	0.032
Ca	0.883	0.887	0.962	0.854	0.883	0.811	0.771	0.778
Na	0.042	0.051	0.018	0.031	0.050	0.035	0.033	0.040
Mn	0.003	0.003	0.002	0.004	0.018	0.008	0.012	0.008
Mg	0.827	0.799	0.768	0.767	0.652	0.742	0.760	0.744
Fe	0.110	0.115	0.165	0.233	0.359	0.279	0.305	0.312
Cr	0.006	0.003	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000

ПРИМЕЧАНИЕ. Все железо как FeO, Анализы 1-5; 8-15 - из ультраосновных фойдитов, 6,7 - из ксенолита пироксени-та в трубке взрыва горы Намуайв, 16-20 - из щелочных габброидов. Зональные кристаллы: я - ядро, пр - промежуточная зона, кр - краевая зона кристалла, ф - фенокристалл, ом - выделения в основной массе. З - местоположение: 1 - скв.1039/3933 Партомчорр, 2,3,8,9 - скв.504/98.3 и 4 - скв.1342/466.6 Олений ручей, 5,15 - скв.1001/76.1 - Партомчорр, 6,7,13,14 - скв.1635/193.5 Намуайв, 10,11 - соответственно скв.1040/302.3 и 595/764.5 Партомчорр, 16,17 - скв.846/118.3 Ньоркпахк, 18-20 - скв.320/188 Коашва. Кристаллическая формула в расчете на 6 атомов кислорода.

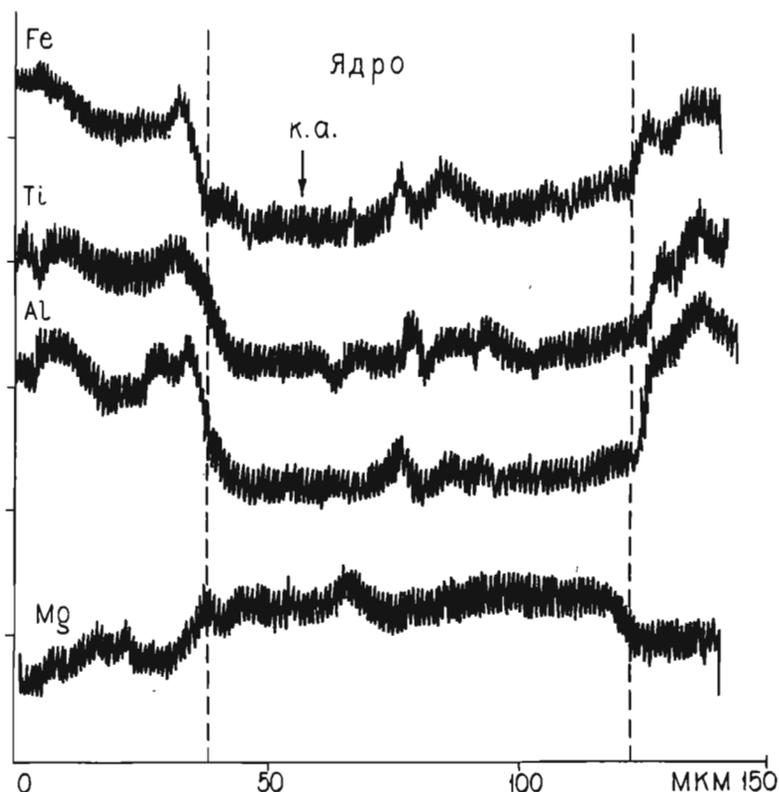


Рис.15. Распределение элементов в фенокристалле клинопироксена из меланефелинита. Обр.595/764.5. Стрелкой обозначена точка количественного определения элементов.

В отдельных образцах щелочных пикритов, нефелиновых мончикитов и меланефелинитов при микроскопическом изучении выявлены эвгедральные выделения, в центральной части сложенные ярко-зеленым эгирин-диопсидом, окруженным каймой бесцветного салита, Ti-Al-салита реже фассаита, причем в пределах каймы от центра к краю нередко наблюдается постепенное усиление окраски от почти бесцветной до бледно-коричневой с фиолетовым оттенком (рис.16). В ряде образцов все вкрапленники окружены тонкой, резко отграниченной от внутренних зон ярко-зеленой каемкой эгирина. Зондовое сканирование вкрапленников обнаружило отчетливо выраженную зональность в распределении элементов по разрезу зерен (рис.17). Во вкрапленниках резко обозначена ядерная часть, характеризующаяся повышенными содержаниями Fe, Na, Mn и соответственно пониженными Mg, Ca, Ti, Al (табл.2), в пределах этой части колебания элементов незначительны, что свидетельствует о ее однородности. Примечательно, что близкий состав имеют пироксены из апатитовых пироксенитов, ксенолиты которых встречены в трубке взрыва горы Намуайв. Это позволяет предположить, что зеленые ядра имеют ксеногенное происхождение, и их источником могли являться названные пироксениты (вероятно, связанные со щелочно-ультраосновным этапом формирования массива), продуктами дезинтеграции которых они являются. Окружающие ядра каймы, возникшие по-видимому, уже на этапе кристаллизации меланефелинита, при общем повышенном содержании магния, кальция, титана обнаруживают зональность, сходную с зональностью фенокритов, не содержащих зеленых эгирин-диопсидовых ядер (рис.18).

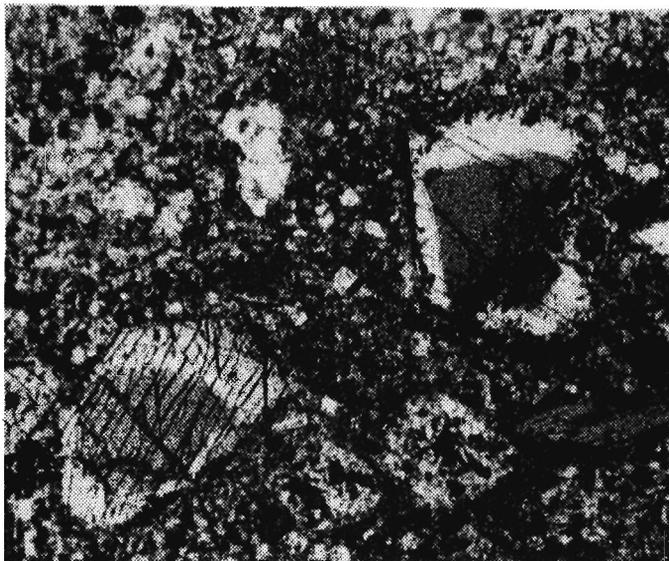


Рис.16. Зеленые (темное) ядра во вкрапленниках клинопироксенов из щелочного пикрита. Обр.А-1005. Ув.40, без анализатора.

Вкрапленники подобного строения описаны в дамкьернитах комплекса Фен /91,106/, щелочных лампрофирах Западной Гренландии /75/, ультракалиевых лавах Лейцит Хиллс /69/, а также щелочных базальтах и щелочных вулканитах /131,100,78/. При существенном различии в составах вмещающих пород в пироксенах во всех случаях наблюдается существование близких по составу ярко-зеленых ядер, сложенных эгирином-диопсидом или эгирином-авгитом, которые окружены каймой более магниезального диопсида (рис.19). Различия наблюдаются главным образом в составе краевых частей фенокристаллов: состав каймы начинает постепенно обогащаться Са, Ti, Al, как это наблюдается в щелочных лампрофирах Западной Гренландии /75/ и породах грабена Осло /123/, либо фенокристаллы обрастают тонкой каймой высокожелезистого эгирина или эгирина-салита /92,69/. В хибинских образцах имеет место, по-видимому, совмещение этих типов зональности, причем, можно предположить, что если наблюдаемый внутри каймы "фассаитовый" тренд связан с процессом кристаллизации нефелининовой расплава, то образование обрамляющей фенокристы тонкой эгириновой каемки обязано контаминации породы вмещающими ультращелочными хибинскими породами. Таким образом, наиболее сложные по строению зональные вкрапленники клинопироксена отражают несколько этапов их образования, причем не все этапы могут быть непосредственно связаны с эволюцией собственно меланефелининовой магмы.

В тяжелой фракции ряда даек щелочных пикритов, выполняющих трубку взрыва горы Намуайв, и сопряженные с ней дайковые тела были выявлены исключительно редкие зерна хромистого клинопироксена, которые были проанализированы на микрозонде (табл.3). По составу они близки кристаллам хромдиопсида, встреченным в щелочных базальтах /16/, кимберлитах /25,20,57/, щелочных пикритах и лампрофирах /24/. Для перечисленных пород клинопироксены подобного состава являются ксеногенным материалом, что подтверждает их сходство с хромистыми пироксенами из перидотитовых нодулей присутствующих в тех же щелочных базальтах и кимберлитах. Некоторые вариации в содержаниях хрома, кальция и магния в хромдиопсидах связаны с различиями в вещественного состава включающих их глубинных пород, продуктами дезинтеграции ко-

Таблица 3

Химический состав и кристаллохимические формулы хромистых клинопироксенов из даек щелочных ультраосновных пород

Компо- ненты	Скв.1632		Скв.1625				Скв.1635				Скв.1635	
					глубина, м							
	1793.6		1162-1182		114		270-289		404-429		189	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	52.45	53.22	53.81	54.38	53.29	53.89	54.38	53.93	53.72	53.24	53.45	53.42
TiO <sub>2</sub>	0.50	0.40	0.34	0.24	0.61	0.46	0.44	0.23	0.47	0.54	0.28	0.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.12	3.46	4.39	3.42	2.20	1.57	1.05	1.97	1.48	2.13	4.50	4.86
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.27	1.24	0.93	1.15	0.86	1.05	0.45	0.78	0.60	0.90	1.56	1.45
FeO	3.03	2.93	2.97	3.10	3.22	2.76	3.05	2.39	3.86	3.25	2.78	2.78
MnO	0.10	0.08	0.07	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08	0.00	0.02
MgO	15.44	16.40	15.52	15.87	16.46	16.99	17.50	17.88	15.97	16.85	16.38	16.75
CaO	21.45	21.48	20.41	20.10	22.34	22.02	21.77	21.81	22.85	22.58	19.18	19.27
Na <sub>2</sub> O	0.84	0.84	0.99	1.14	0.51	0.47	0.38	0.47	0.53	0.52	1.36	1.15
Сумма	99.20	100.05	99.43	99.48	99.57	99.28	99.09	99.53	99.55	100.09	99.49	100.04
Si	1.920	1.930	1.930	1.971	1.950	1.964	1.985	1.985	1.969	1.932	1.934	1.922
Al	0.177	0.147	0.181	0.144	0.094	0.067	0.045	0.084	0.064	0.092	0.191	0.205
Ti	0.013	0.010	0.009	0.006	0.016	0.012	0.012	0.006	0.013	0.015	0.007	0.008
Ca	0.841	0.834	0.784	0.786	0.872	0.865	0.853	0.845	0.906	0.887	0.743	0.743
Na	0.059	0.059	0.070	0.080	0.036	0.033	0.027	0.033	0.038	0.036	0.095	0.080
Mn	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.000	0.000
Mg	0.842	0.886	0.827	0.856	0.896	0.928	0.954	0.969	0.867	0.918	0.884	0.898
Fe	0.092	0.088	0.091	0.092	0.096	0.084	0.093	0.072	0.117	0.100	0.084	0.083
Cr	0.036	0.035	0.026	0.033	0.024	0.030	0.012	0.022	0.017	0.025	0.044	0.041

ПРИМЕЧАНИЕ. 1 - все железо пересчитано на FeO; 2 - кристаллохимические формулы в расчете на 6 атомов кислорода; 3 - хромдиоксиды из щелочных пикритов (анализы 1-4), цемента трубки взрыва горы Намуайв (ан.5-10), из перидотитового нодуля в трубке взрыва горы Намуайв (ан.11-12).

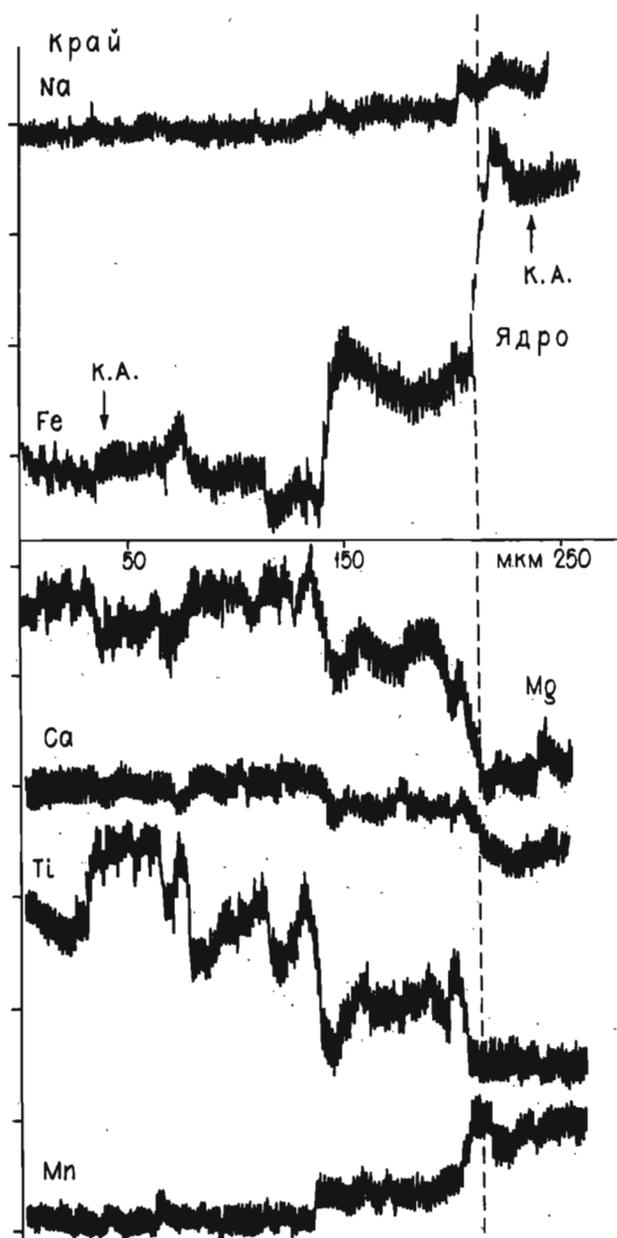


Рис.17. Распределение элементов во вкрапленнике клинопироксена из щелочного пикрита. Обр.504/98.3. Стрелками обозначены точки количественных определений.

торых они являются. В отличие от этого в основной массе кимберлитов содержатся, как правило, диопсиды и авгиты, содержание хрома в которых не превышает 0.1–0.2%. Хромдиопсиды из хибинских пикритов также, по-видимому, являются ксеногенными образованиями, источником которых был шпинелевый перидотит, присутствующий в трубке взрыва горы Намуайв в виде ксенолитов. Доказательством этому являются обнаруженные в перидотите зерна клинопироксена, идентичного по составу аксессуарному хромдиопсиду из даек. Фигуративные точки составов хибинских хромдиопсидов в целом отвечают составам пиро-

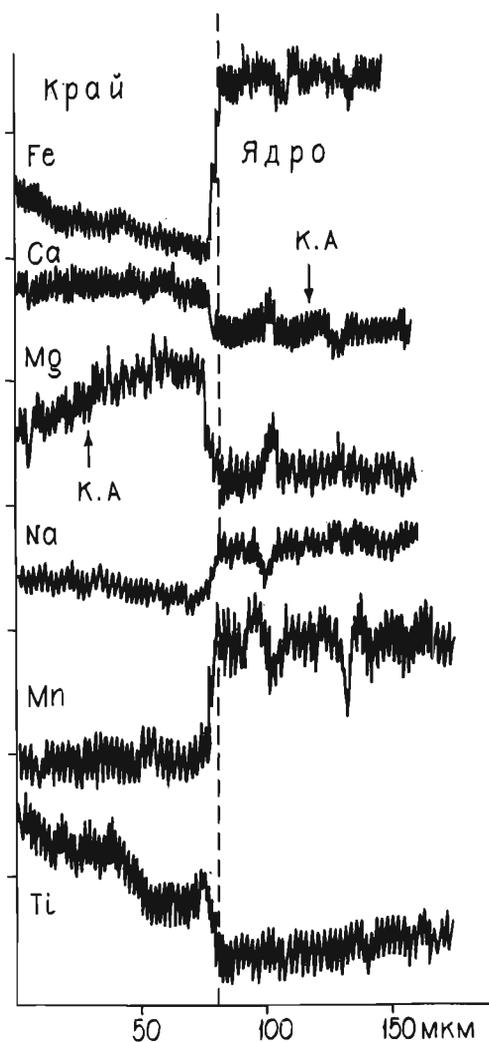


Рис.18. Распределение элементов во вкрапленнике клинопироксена из меланефелинита. Обр.1001/76.1. Стрелками обозначены точки количественных определений.

Амфиболы в породах меланефелинитовой серии присутствуют как в виде эвгедральных вкрапленников, так и в виде микролитов в основной массе камптонитов. Представлены базальтической роговой обманкой, имеющей, по данным Н.П.Лупановой /51/, состав, %:  $\text{SiO}_2$  - 39.57,  $\text{TiO}_2$  - 4.19,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 16.29,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  - 7.13,  $\text{FeO}$  - 1.56,  $\text{MnO}$  - 0.21,  $\text{MgO}$  - 14.92,  $\text{CaO}$  - 9.32,  $\text{Na}_2\text{O}$  - 3.48,  $\text{K}_2\text{O}$  - 1.95,  $\text{H}_2\text{O}$  - 0.23, п.п.п. - 0.84.

Состав амфиболов из различных ксенолитов в трубке взрыва горы Намуайв приведен в табл.4. Так, в обломках существенно амфиболовых пород с апатитом, присутствуют в основном гастингситы и керсутиты. Наиболее интересны высокохромистые паргаситы, встреченные нами в составе шпинелевого перидоти-

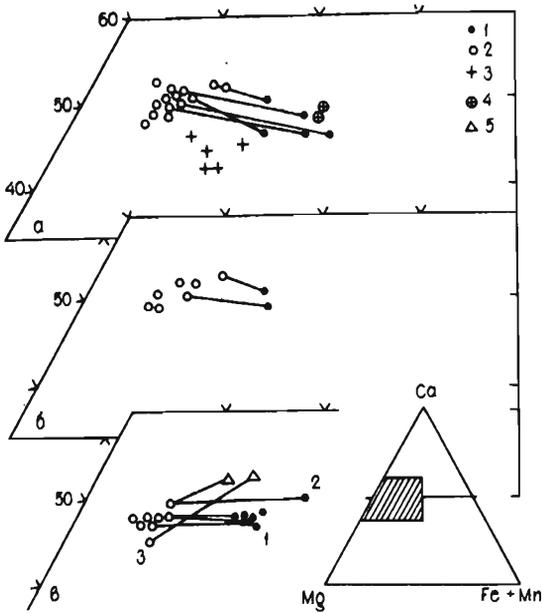
ксенов из нодулей шпинелевых перидотитов, встреченных в разных кимберлитовых телах Сибири /16/ и Южной Африки /25/ (рис.20).

Пироксены в щелочных габброидах слагают до 60% всего объема пород и присутствуют как в виде крупных эвгедральных вкрапленников, так и главным образом в основной массе. По составу клинопироксены отвечают авгитам (табл.2), а отличаются от описанных выше диопсидов и салитов из основной массы ультраосновных фойдитов меньшим содержанием кальция и повышенной железистостью (рис.19). В большинстве зерен в разной степени проявлена однотипная зональность, связанная с возрастанием в краевых частях фенокристов или микролитов пироксена доли эгиринового минала. Зерна клинопироксена часто ассоциируют с изометричными выделениями керсутита и ферригастингсита и замещаются последними.

### 2.3. Амфиболы

В дайковых породах массива амфиболы встречаются в щелочных габброидах, в оливиновых меланефелинитах, камптонитах, а также присутствуют в составе ксенолитов в трубке взрыва горы Намуайв. В щелочных габброидах - тералитах и эссекситах содержание амфибола не превышает 10-15%, этот минерал содержится в составе основной массы в виде ксеноморфных выделений, ассоциирующих с зернами клинопироксена и нередко замещает последний. По составу отвечает керсутиту, ферригастингситу (табл.4).

Рис.19. Химические составы клинопироксенов на диаграмме Ca-Mg-Fe+Mn.



а - составы пироксенов из дайковых пород Хибин, б - составы пироксенов дамкьернитов комплекса Фен /106/; в - составы пироксенов из лампрофиров Западной Гренландии /75/. 1 - эгирин-диопсиды и эгирин-авгиты из зеленой ядерной части фенокристаллов в щелочных пикритах; 2 - краевые зоны этих же фенокристаллов (соединены линиями) и пироксены основной массы; 3 - составы фенокристов пироксенов из щелочных габброидов Хибин; 4 - составы пироксенов из ксенолитов апатитсодержащих пироксенитов в трубке взрыва горы Намуайв; 5 - составы краевых частей зональных фенокристаллов из лампрофиров Западной Гренландии /75/ и

щелочных базальтов Осло (1) и ультракалиевых лав Лейцит-Хиллс, Вайоминг /69/ (2) и щелочных базальтов грабена Осло (3) /123/.

та. По составу они весьма близки паргаситам из перидотитовых нодулей в кимберлитовых трубках Весселтон, Монастери, Хеброн в Южной Африке, а также отдельных разновидностей щелочных базальтов /76/ (рис.21). Примечательно сходство хибинского паргасита с амфиболом из перцолитового нодуля в дамкьернитах комплекса Фен /90/, от которого он отличается повышенным содержанием хрома.

#### 2.4. Слюды

Среди дайковых пород Хибин слюда наиболее распространена во всех разновидностях щелочных-ультраосновных пород, где она является наряду с клинопироксеном главным породообразующим минералом. Оптические свойства /43/, а также наши данные локального микроанализа состава позволяют диагностировать основную массу слюды как флогопит (табл.5), причем в отдельных образцах в краевых частях вкрапленников флогопита и вокруг зерен основной массы наблюдается развитие коричнево-красных каемок тетраферрифлогопита.

По составу слюды хибинских ультраосновных фойдитов не отличаются от таковых из аналогичных пород других регионов. В отличие от лампрофиров для флогопитов характерно повышенное содержание титана и более высокое, по сравнению со слюдами лампроитов, содержание глинозема (рис.22,23). Это позволяет их рассматривать в рамках синтетической безжелезистой системы, описанной Д.Робертом /116/. Фигуративные точки составов хибинских слюд попадают в поле стабильности титанистого флогопита при температуре 1000°C и заданном давлении 1 кбар, что в целом согласуется с представлениями об условиях кристаллизации меланефелинитов (рис.24). Содержание хрома, определенное в трех хибинских образцах породообразующих слюд, более чем на порядок ниже, чем во флогопитах из кимберлитов Якутии /57/ и слюдяных кимберлитов Канады и Южной Африки /125/. В отличие от этого флогопит, обнаруженный в шпинелевом перидотите из трубки взрыва горы Намуайв, близок по составу слюдам из названных пород и имеет, по-видимому, глубинное происхождение.

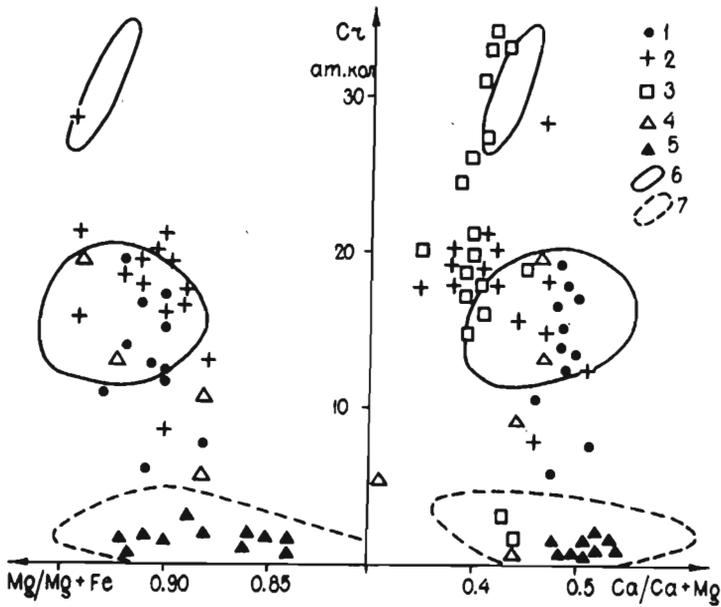


Рис.20. Составы хромдиоксидов на диаграммах Cr-Mg:Mg+Fe и Cr-Ca:Ca+Mg.

1 - хромдиоксиды из пикритов Хибин; 2 - хромистые клинопироксены из пикритов Тимана; 3 - ксенокристы хромдиоксида из кимберлитов одного из районов СССР; 4 - кимберлитов Южной Африки; 5 - типичные пироксены из основной массы кимберлитов; 6 - поля составов хромдиоксидов из нодулей шпинелевых перидотитов в кимберлитах Южной Африки и Якутии; 7 - поле составов пироксенов из эклогитовых нодулей Южной Африки и Якутии. Данные заимствованы: 2 - из /24/; 3 - из /20/; 4,5,6 - из /25/; 7 - из /16/.

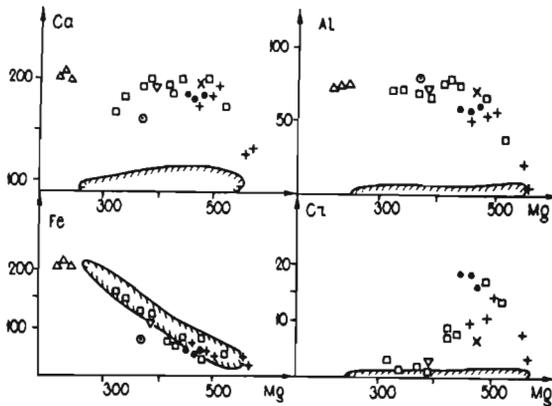


Рис.21. Содержание отдельных элементов в амфиболах из нодуля шпинелевого перидотита Хибин (1), гипоксенолитов перидотитов из кимберлитовых трубок Южной Африки (2) из перцолитового нодуля в дамъерните комплекса Фен (3), из перидотитовых нодулей в щелочных базальтах разных регионов мира (4), из ксенолита апатит-амфиболовой породы в трубке взрыва Хибин (5), средний состав амфибола из меланефелинитов Хибин (6), из эклогитов трубки взрыва о.Еловый (7), из лампрофиров (8). Данные по 2,4 - заимствованы из /25,76/, по 3 - из /90/, по 7 - из /65/, по 8 - из /108/.

амфибола из меланефелинитов Хибин (6), из эклогитов трубки взрыва о.Еловый (7), из лампрофиров (8). Данные по 2,4 - заимствованы из /25,76/, по 3 - из /90/, по 7 - из /65/, по 8 - из /108/.

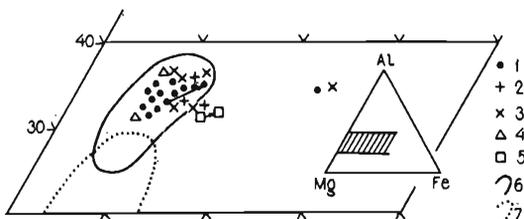


Рис.22. Химический состав слюд на диаграмме Mg - Fe - Al.

1 - щелочных пикритов Хибин; 2 - дамкьернита комплекса Фен, Норвегия; 3 - щелочных лампрофиров района Калликс-Лулео, Швеция; 4-5 - лампрофиров районов Пиктон и

Вава, Канада; 6 - поле составов слюд из кимбёрлитов и ультрамафических лампрофиров; 7 - поле составов слюд из лампроитов. Конноды соединяют составы ядер и краевых частей зональных вкрапленников. Данные по 2 - из /91/, по 3 - из /97/, по 4 - из /68/, по 5 - из /107/, по 6 - из /118/, по 7 - из /108/.

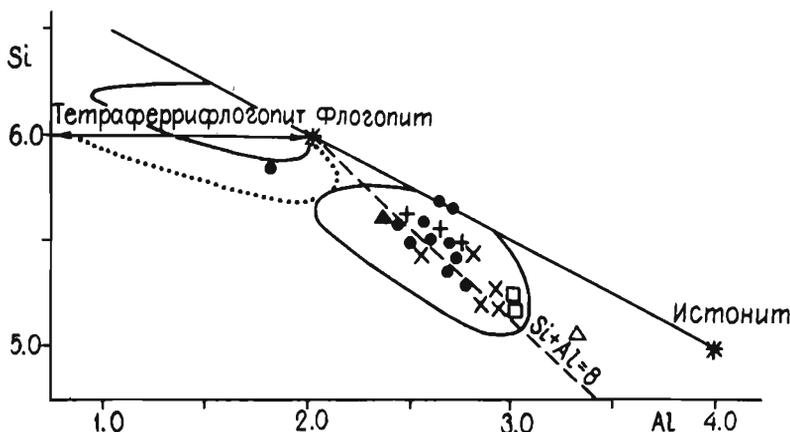


Рис.23. Составы слюд на диаграмме Si - Al.

Условные обозначения см. рис.22.

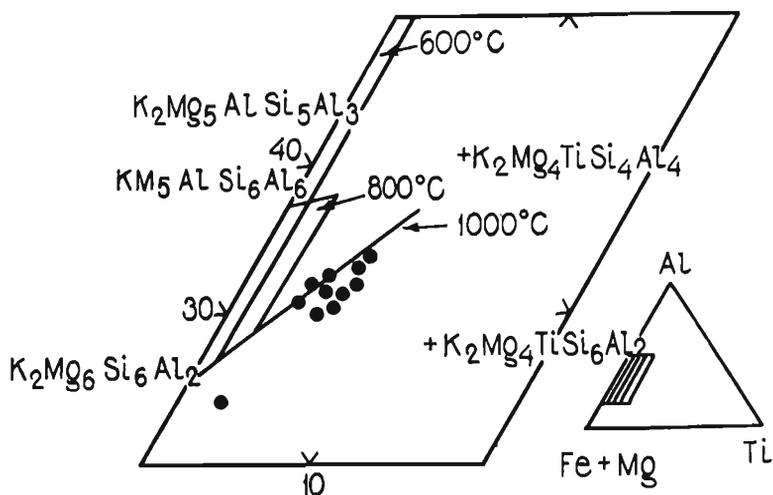


Рис.24. Составы флогопита из щелочных пикритов Хибин.

Линиями обозначены области стабильности титанистого флогопита при указанных температурах и давлении 1 кбар, по Д.Роберту /116/.

## Химический состав и кристаллохимические формулы амфиболов из дайковых пород и ксенолитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
		скв.846		скв.1635			скв.1635	
				глубина, м				
		118.3		110			189.0	
SiO <sub>2</sub>	41.85	41.13	36.81	36.72	36.45	45.42	43.76	42.42
TiO <sub>2</sub>	3.11	0.71	4.74	3.68	3.64	0.61	0.68	0.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.27	11.43	14.45	14.53	14.64	12.13	11.45	11.41
FeO	13.60	20.40	14.55	15.16	14.93	3.51	3.31	3.17
MnO	0.30	0.36	0.35	0.32	0.30	0.08	0.03	0.06
MgO	11.75	7.36	9.39	9.53	9.94	18.24	19.06	19.46
CaO	10.22	10.37	11.29	11.20	11.44	10.17	10.20	10.00
Na <sub>2</sub> O	2.73	4.14	2.20	2.44	2.55	3.10	3.02	2.91
K <sub>2</sub> O	0.39	0.09	1.50	1.45	1.36	1.17	0.79	0.69
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	2.81	2.83	2.59
Сумма	94.22	95.99	95.28	95.03	95.25	97.28	95.13	93.35
Si	6.437	6.433	5.722	5.740	5.687	6.473	6.381	6.305
Al	1.862	2.107	2.648	2.677	2.691	2.038	1.967	1.998
Ti	0.359	0.083	0.553	0.433	0.427	0.065	0.074	0.071
Fe	1.749	2.668	1.892	1.982	1.947	0.418	0.403	0.394
Mn	0.039	0.047	0.046	0.041	0.039	0.009	0.003	0.008
Mg	2.694	1.715	2.175	2.220	2.312	3.874	4.144	4.311
Ca	1.683	1.737	1.880	1.876	1.911	1.553	1.594	1.592
Na	0.813	1.254	0.662	0.739	0.771	0.857	0.853	0.838
K	0.075	0.018	0.296	0.290	0.269	0.212	0.147	0.131
Cr	-	-	-	-	-	0.316	0.326	0.304

ПРИМЕЧАНИЕ. Все железо в виде FeO; 1,2 - керсутит и феррогастингсит из эссексит-диабазы Хибин; 3-5 - гастингсит из ксенолита апатит-амфиболовой породы в трубке взрыва горы Намуайв; 6-8 - хромистый паргасит из перидотитового нодуля в трубке взрыва горы Намуайв, Хибин. Кристаллохимические формулы в расчете на 23 атома кислорода.

Таблица 5

## Химический состав и кристаллохимические формулы слюд хибинских дайковых пород

Компо- ненты	Скв.504		Скв.1039		Скв.1342		Скв.1635				Скв.1626		Скв.598	Скв.1635	
							глубина, м								
	98.3		393.3		466.6		320		193.5		236.8		494.6		189.0
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14		
SiO <sub>2</sub>	38.10	37.63	37.22	38.63	39.48	40.21	37.71	38.87	37.63	37.66	38.38	36.75	43.57		
TiO <sub>2</sub>	4.60	3.78	4.70	3.54	3.61	2.32	2.51	2.72	3.49	3.59	3.41	2.45	0.39		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.96	16.07	17.04	16.19	16.19	16.27	15.77	15.49	14.83	15.49	14.25	9.43	12.66		
FeO	6.97	6.32	8.27	5.25	4.92	6.54	8.65	5.89	5.92	6.04	5.80	25.36	3.52		
MnO	0.02	0.03	0.02	0.03	0.00	0.03	0.06	0.03	0.02	0.03	0.02	0.50	0.02		
MgO	21.36	20.80	19.65	21.79	22.47	19.79	18.41	21.55	22.04	22.24	22.17	10.79	22.93		
CaO	0.04	0.05	0.05	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.03	0.08	0.02		
Na <sub>2</sub> O	0.81	0.55	0.69	0.39	0.44	0.63	0.11	0.47	0.30	0.17	0.09	0.17	0.31		
K <sub>2</sub> O	9.03	8.97	8.96	9.79	9.99	9.63	10.53	9.67	9.55	9.79	9.23	8.41	10.75		
BaO	0.84	0.79	1.07	0.53	0.43	-	-	0.48	0.51	0.59	0.56	-	-		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	0.04	0.07	0.16	-	-	-	0.00	1.86		
Сумма	97.73	95.01	97.67	96.17	97.55	95.46	93.83	95.33	94.29	95.64	93.94	93.95	96.03		

Окончание табл.5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Si	2.687	2.718	2.646	2.742	2.755	2.954	2.916	2.789	2.738	2.706	2.791	2.922	3.061
Ti	0.244	0.205	0.251	0.188	0.189	0.134	0.146	0.146	0.190	0.194	0.186	0.146	0.021
Al	1.327	1.367	1.428	1.354	1.331	1.391	1.437	1.310	1.272	1.312	1.221	0.883	1.047
Fe	0.411	0.381	0.491	0.311	0.287	0.423	0.559	0.353	0.360	0.362	0.352	1.517	0.207
Mn	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.004	0.001	0.000	0.001	0.000	0.033	0.000
Mg	2.246	2.239	2.082	2.305	2.337	2.281	2.121	2.305	2.392	2.383	2.404	1.279	2.403
Ca	0.002	0.003	0.003	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	0.007	0.000
Na	0.111	0.077	0.094	0.053	0.059	0.094	0.016	0.064	0.041	0.023	0.013	0.026	0.042
K	0.812	0.826	0.812	0.886	0.889	0.949	1.038	0.885	0.887	0.897	0.856	0.853	0.963
Ba	0.023	0.022	0.029	0.014	0.011	-	-	0.013	0.014	0.016	0.015	-	-
Cr	-	-	-	-	-	0.002	0.04	0.009	-	-	-	0.000	0.101

ПРИМЕЧАНИЕ. 1 - все железо как FeO; 2 - кристаллохимические формулы в расчете на 11 атомов кислорода. Местоположение: 1,2,4,5 - участок Олений ручей; 3,12 - уч.Партомчорр; 6-11 - уч.Намуайв; 13 - из перидотитового нодуля в трубке взрыва горы Намуайв.

## Химический состав и кристаллохимические формулы гранатов из дайковых щелочных пикритов и оливиновых меланефелинитов

Компо- ненты	Скв.1635				Скв.1342			Скв.2040	Скв.1001		Скв.1720		
	глубина, м												
	100		203.1		466			46.1			300		
	1	2	3 центр	4 край	5	6	7	8	9 центр	10 край	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	29.91	34.12	39.02	38.63	38.24	37.84	37.20	37.41	34.65	36.98	39.16	39.67	39.03
TiO <sub>2</sub>	12.92	4.95	0.18	0.16	0.00	0.00	0.02	0.01	6.51	1.78	0.06	0.02	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.32	0.81	20.82	20.43	21.73	20.76	21.08	21.12	1.51	1.42	21.59	21.72	21.77
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00
FeO	22.47	24.31	25.06	25.88	30.42	32.04	33.96	35.44	22.45	25.95	21.54	22.42	24.20
MnO	0.23	0.20	0.92	0.89	0.64	1.34	0.61	0.46	0.18	0.16	0.42	0.30	1.12
MgO	1.02	1.05	7.72	7.14	7.44	4.48	0.71	0.84	0.83	0.38	6.27	6.62	4.03
CaO	31.99	33.56	6.13	6.19	1.39	2.98	6.77	5.02	32.86	32.80	10.02	9.24	10.48
Na <sub>2</sub> O	0.48	0.10	-	-	-	-	-	-	0.04	0.07	-	-	-
Сумма	99.55	99.11	99.88	99.34	99.88	99.44	100.36	100.29	99.07	99.58	99.06	100.00	100.66
Si	2.530	2.876	3.021	3.023	2.989	3.023	2.997	3.016	3.076	3.296	3.031	3.040	3.021
Ti	0.821	0.313	0.010	0.009	0.000	0.000	0.001	0.000	0.434	0.119	0.003	0.001	0.001
Al	0.031	0.080	1.900	1.885	2.002	1.955	2.001	2.006	0.158	0.149	1.969	1.962	1.986
Cr	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000
Fe	1.430	1.542	1.623	1.693	1.989	2.141	2.288	2.389	1.493	1.740	1.394	1.437	1.566
Mn	0.016	0.013	0.060	0.059	0.042	0.090	0.041	0.031	0.013	0.012	0.027	0.019	0.073
Mg	0.128	0.132	0.891	0.833	0.866	0.533	0.085	0.100	0.109	0.051	0.723	0.756	0.464
Ca	2.900	3.030	0.508	0.519	0.116	0.254	0.584	0.433	3.116	3.132	0.830	0.759	0.869
Na	0.079	0.018	-	-	-	-	-	-	0.006	0.011	-	-	-

ПРИМЕЧАНИЕ. 1 - все железо как FeO; в анализах 1,2,9,10 - как Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; кристаллохимические формулы в расчете на 12 атомов кислорода. 1 - содержание ZrO<sub>2</sub>=0.19%. Анализы 1-2,3-4,9-10 - соответственно центры края зональных зерен. Местоположение: 1-4 - уч. Намуайв; 5,6,11-13 - Олений ручей; 7-8 - район массива Соустова, южное обрамление Хибин; 9,10 - Паргом-чорр. Образец 2040 из коллекции С.М. Никульшина.

## 2.5. Гранаты

В дайковых породах массива гранат распространен преимущественно в щелочных пикритах и меланефелинитах, где встречены две его разновидности - андрадит-меланиты и альмандины.

Андрадит и меланит являются второстепенными минералами меланефелинитов и пикритов, в последних их содержание иногда достигает 10%. Формы выделения разнообразны: от мелких эвгедральных зерен в составе основной массы до крупных изометричных выделений. Наиболее характерная особенность - отчетливо выраженная зональность, проявленная в существовании вокруг темно-коричневого ядра более светлых бурых и желтых кайм. Микросондовое сканирование зональных зерен позволило выявить закономерное снижение по направлению к периферии содержания титана и возрастание железа и кремния (табл.6, анализы 1-2 и 9-10). Хибинские андрадиты и меланиты близки по составу аналогичным гранатам из щелочных лампрофиров различных регионов /118/, в которых их происхождение рассматривается как результат замещения мелилита или амфибола.

Второй тип гранатов - альмандины - встречены в хибинских образцах в виде единичных знаков в тяжелой фракции щелочных пикритов на участках Олений ручей, Партоморр, в пикритовых дайках, секущих Соустовский массив, а также в дайках карбонатитов, содержащих ксенолиты пикритов в районе горы Коашва (скв.21 КП). По химическому составу эти гранаты однозначно диагностируются как альмандины, в которых железистость не опускается ниже значения 0.65 и содержание хрома не превышает значений 0.04% (табл.6). Для сравнения укажем, что гранаты из алмазонасных кимберлитовых трубок Якутии имеют железистость в пределах 16-30, неалмазонасных кимберлитов этого же района - 10-85 /37/, разных типов гранатов из диатрем одного из районов СССР /19/ - 11.3-39.3 (рис.25). Сопоставление с данными по известным районам развития кимберлитового магматизма позволяет полагать, что альмандины в хибинских лампрофирах являются ксеногенными. Широкий разброс значений главных компонентов позволяет допустить различные источники их происхождения, среди которых представляется наиболее вероятной их связь с глубинными породами фации гранатовых перцолитов.

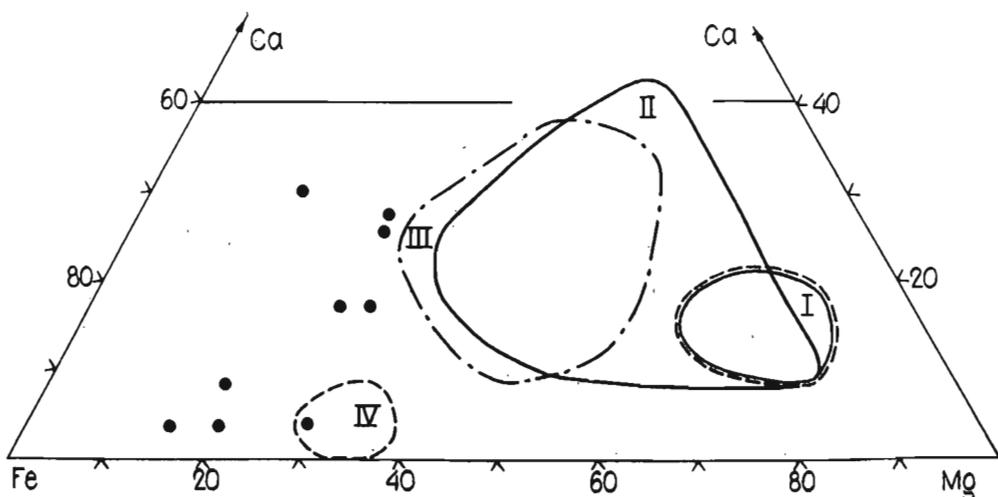


Рис.25. Составы гранатов из щелочных пикритов Хибин (точки), кимберлитов Якутии и ультраосновных включений в них (поле I), обломков эклогитов и эклогитоподобных пород кимберлитов Якутии и Африки (поле II), алмазонасных эклогитов, сростков гранатов с алмазами Якутии и включений гранатов в алмазах (поле III), кимберлитоподобных пород трубки Сомерсет, Канада (поле IV). Данные по 1-IV из /37/.

Таблица 7

Состав и кристаллохимическая формула ильменитов из щелочных пикритов, %

Компоненты	Скв.1635		Скв.1625		Скв.1632		Скв.1384	
	глубина, м							
	206.1		1162		1790.3		170	
	1.	2	3	4	5	6	7	8
TiO <sub>2</sub>	53.04	53.74	51.03	50.93	51.17	51.42	52.46	52.78
FeO	42.35	39.49	44.87	45.14	41.20	43.08	42.25	41.56
MnO	3.30	4.20	2.95	3.17	7.57	5.09	4.62	4.61
MgO	1.68	2.61	0.14	0.16	0.09	0.17	0.09	0.16
SiO <sub>2</sub>	0.00	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05
Сумма	100.37	100.05	99.01	99.41	100.06	99.77	99.44	99.16
Ti	0.993	0.999	0.983	0.979	0.978	0.983	1.000	1.006
Fe	0.881	0.816	0.961	0.965	0.875	0.916	0.895	0.881
Mn	0.069	0.087	0.064	0.068	0.162	0.109	0.099	0.099
Mg	0.062	0.096	0.005	0.006	0.003	0.006	0.003	0.006

ПРИМЕЧАНИЕ. Все железо как FeO. Кристаллохимические формулы в расчете на 3 атома кислорода. Местоположение: 1-6 - уч.Намуайв; 7,8 - уч.Олений ручей.

Таблица 8

Химический состав и кристаллохимические формулы хромшпинелидов из щелочных пикритов и перидотитовых нодулей в трубке взрыва горы Намуайв

Компо- ненты	Скв.1342	Скв.1635		Скв.21-КП			Скв.1635				
				глубина, м							
	466	92-370		359-393			189				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.59	27.00	27.07	31.89	15.50	16.90	16.07	27.41	15.11	15.58	16.17
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.97	49.34	48.93	30.56	38.82	34.95	43.57	48.09	35.20	43.52	36.49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.72	8.09	7.79	21.04	29.49	31.05	23.62	10.57	33.25	24.76	28.93
MgO	12.93	12.76	11.96	12.91	16.75	15.91	15.34	11.67	16.44	14.52	17.02
TiO <sub>2</sub>	1.55	3.10	2.77	1.22	0.11	0.47	0.39	2.11	0.47	0.48	0.43
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.08	0.11	0.10	0.13	0.07	-	-	-	0.17	0.17	0.15
MnO	0.31	0.21	0.33	0.23	0.21	0.29	0.17	0.59	0.13	0.20	0.15
NiO	0.08	-	-	0.17	0.08	0.17	0.17	0.13	0.23	0.14	0.12
CoO	0.00	-	-	0.06	0.00	-	-	-	0.00	0.03	0.02
ZnO	0.01	0.09	0.06	0.14	0.10	0.06	0.05	0.06	0.08	0.07	0.09
Сумма	99.24	100.70	99.00	98.36	101.13	99.81	99.38	100.63	101.08	99.47	99.56

Окончание табл.8

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Fe	0.694	0.693	0.710	0.805	0.350	0.379	0.374	0.701	0.330	0.360	0.365
Cr	0.790	1.331	1.350	0.810	0.839	0.825	1.065	1.293	0.808	1.058	0.876
Al	0.939	0.325	0.320	0.832	1.074	1.092	0.861	0.423	1.138	0.897	1.024
Mg	0.621	0.648	0.622	0.646	0.758	0.708	0.707	0.592	0.712	0.665	0.762
Ti	0.037	0.079	0.072	0.030	0.002	0.010	0.009	0.054	0.010	0.011	0.009
V	0.002	0.003	0.002	0.003	0.001	-	-	-	0.003	0.004	0.003
Mn	0.008	0.006	0.009	0.006	0.005	0.007	0.004	0.016	0.003	0.005	0.003
Ni	0.002	-	-	0.004	0.001	0.004	0.004	0.003	0.005	0.003	0.002
Co	-	-	-	0.001	0.000	-	-	-	0.000	0.000	0.000
Zn	-	0.002	0.001	0.003	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001

ПРИМЕЧАНИЕ. Все железо как  $Fe_2O_3$ ; кристаллохимические формулы в расчете на 4 атома кислорода. Анализы: 1 - из щелочных пикритов Оленьего ручья; 2,3 - из цемента трубки взрыва горы Намуайв; 6-11 - из нодуля шпинелевого перидотита в той же трубке взрыва; 4,5 - из карбонатитовой дайки с ксенолитами лампрофира уч.Коашва.

## 2.6. Ильменит

Минерал встречается в виде редкого аксессуара главным образом в щелочных пикритах. Химический состав минерала, приведенный в табл.7, свидетельствует о преобладании в нем железистого минала с небольшой примесью пирофанитовой составляющей. Лишь в двух образцах ильменита из трубки взрыва горы Намуайв содержание гейкилитового минала достигает 10%. Сравнение с составами ильменитов из других щелочных и карбонатитовых комплексов Балтийского щита обнаруживает их сходство с ильменитами из дамкьернитов комплекса Фен и даек района Каликс-Лулео, которые в отличие от ильменитов кимберлитов, относящихся к ряду кричтонит-гейкилит, образуют ряд пирофанит-кричтонит (рис.26).

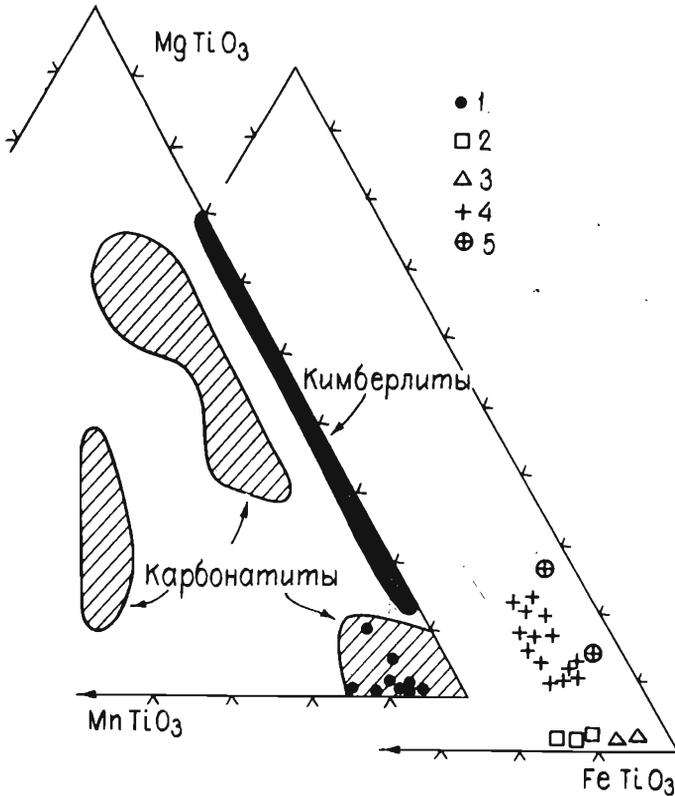


Рис.26. Составы ильменитов на диаграмме  $MgTiO_3 - FeTiO_3 - MnTiO_3$  (мол.%). Составы ильменитов из дайковых пород Хибин (1), дамкьернитов Фен (2), лампрофиров районов Каликс, Швеция (3), комплекса Сокли, Финляндия (4), комплекса Ально (5). Данные по 2-5 заимствованы из /91,97,129,118/. Поля ильменитов из кимберлитов и карбонатитов - по данным /89/.

## 2.7. Хромшпинелиды

Минералы группы шпинели встречаются в виде единичных зерен в тяжелой фракции щелочных пикритов и карбонатитов Коашвы, Оленьего ручья, а также в цементе трубки взрыва горы Намуайв. Кроме того, хромшпинелиды являются второстепенным минералом перидотитовых нодулей в той же трубке взрыва. По составу хибинские хромшпинелиды отличаются невысоким содержанием титана

(табл.8), что не позволяет отнести их к вторичным образованиям, которые могли возникнуть в результате замещения зерен пикроильменита, как это имеет место в кимберлитах /25,128/. Логичнее полагать их появление в кимберлитах в результате дезинтеграции глубинных шпинелевых перидотитов, тем более, что нодулы этих пород обнаружены в трубке взрыва. На рис.27 выявляется близость составов хромитов в перидотите и акцессорных зерен хромита, что указывает на ксеногенность последних. В целом хромшпинелиды, обнаруженные в хибинских лампрофирах, отвечают по составу средним значениям главных и второстепенных элементов в хромшпинелидах из лампрофиров других регионов, а также кимберлитов /105/.

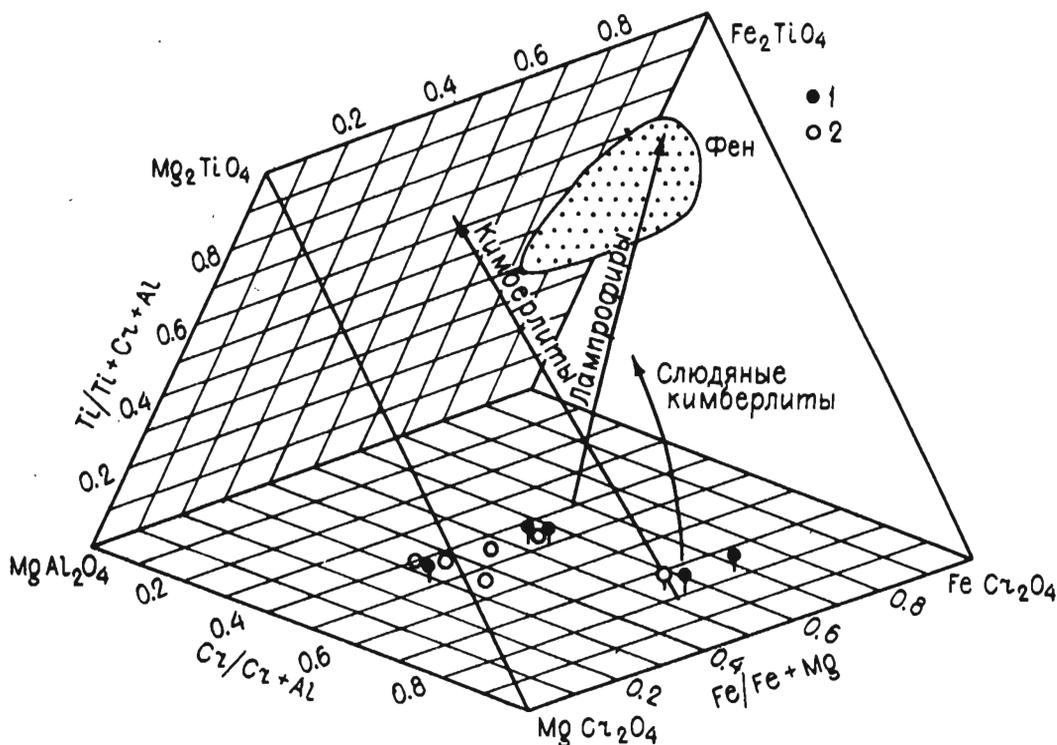


Рис.27. Составы хибинских хромшпинелидов в объеме "шпинелевой призмы".

Тренды составов хромшпинелидов из кимберлитов, лампрофиров и пород комплекса Фен по данным Р.Митчелла /105/. 1 – акцессорные хромшпинелиды даек Хибин; 2 – хромшпинелиды из перидотитовых нодул в трубке взрыва горы Намуайв.

## 2.8. Прочие минералы дайковых пород

**Перовскит** установлен в протолочных пробах цемента трубки взрыва горы Намуайв в количестве единичных зерен, а также в породах карбонатитового штока /27/. По составу (табл.9) он соответствует перовскитам из кимберлитов и лампрофиров разных регионов /118,120,68/. Сравнение с составами перовскитов из щелочно-ультраосновных комплексов с карбонатитами /34/ также свидетельствует об их сходстве и не позволяет выявить типоморфный набор элементов, характерных для перовскитов из разных типов пород.

Таблица 9

Химический состав перовскита, апатита и энстатита из цемента и ксенолитов трубки взрыва горы Намуайв  
по скважине 1635

Компоненты	Перовскит		Апатит				Энстатит				
			глубина, м								
	404		110		189		189.0				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9		
SiO <sub>2</sub>	0.03	0.02	0.63	1.21	0.68	0.00	56.90	56.68	54.70		
TiO <sub>2</sub>	55.68	56.00	-	-	-	-	0.02	0.00	0.02		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.22	0.21	0.02	0.00	0.01	-	2.10	1.80	1.98		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	0.56	0.58	0.65		
FeO	1.16	1.14	-	-	-	-	5.54	5.53	5.36		
MnO	0.04	0.05	-	-	-	-	0.13	0.11	0.13		
MgO	0.00	0.00	-	-	-	-	33.99	34.76	35.67		
CaO	36.10	36.91	52.07	51.65	52.29	54.69	0.87	0.75	0.82		
SrO	0.56	0.38	2.18	1.93	2.06	0.54	-	-	-		
Na <sub>2</sub> O	1.15	1.01	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	41.54	41.05	41.33	42.21	-	-	-		
Ga <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0.27	0.66	0.26	-	-	-	-		
CeO <sub>2</sub>	3.13	3.23	0.43	1.19	0.67	0.30	-	-	-		
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0.03	0.03	0.03	-	-	-	-		
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0.13	0.30	0.14	-	-	-	-		
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.86	0.38	-	-	-	-	-	-	-		
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.11	-	-	-	-	-	-	-		
ThO <sub>2</sub>	0.31	0.07	-	-	-	-	-	-	-		
Сумма	99.33	99.51	97.30	98.01	97.49	97.75	100.09	100.21	99.33		

ПРИМЕЧАНИЕ. 1 - все железо как FeO.

Таблица 10

Химический состав нефелина, калиевого полевого шпата и плагиоклаза из дайковых пород, %

Компоненты	Скв. 1635		Скв. 509			Скв. 846	
	глубина, м						
	193,5		210			118,3	
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	43.02	42.61	65.75	67.23	64.11	65.81	64.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.54	32.59	17.38	16.68	18.27	22.90	19.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.85	2.85	0.01	0.02	0.03	0.15	0.17
CaO	0.03	0.03	0.01	0.00	0.00	0.28	0.74
Na <sub>2</sub> O	14.83	14.86	0.18	0.12	0.03	10.77	11.58
K <sub>2</sub> O	7.03	7.02	16.84	16.89	16.61	0.32	3.80
Сумма	100.30	99.96	100.16	100.95	99.06	100.33	99.44

ПРИМЕЧАНИЕ. 1 - все железо как Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Анализы: 1,2 - нефелин из миндалины в нефелиновом мончиките; 3-5 - вкрапленники ортоклаза в фонолите; 6,7 - альбит в эссексит-диабазе. Местоположение: 1,2 - трубка горы Намуайв; 3-5 - Олений ручей, 6,7 - Ньюкпахк.

Таблица 11

Средний химический состав основных разновидностей дайковых пород Хибинского массива

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	34.95	36.15	38.78	39.69	42.63	42.00	50.56	54.72	51.21
TiO <sub>2</sub>	2.46	2.65	2.74	2.69	2.45	2.45	0.96	0.39	1.89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.25	9.80	10.52	10.82	16.49	13.57	17.21	18.17	14.87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.00	5.93	5.67	4.58	4.72	5.11	3.08	3.32	4.07
FeO	6.02	4.50	4.90	6.28	4.24	6.40	4.17	2.39	4.43
MnO	0.24	0.21	0.20	0.16	0.21	0.21	0.28	0.17	0.20
MgO	16.76	11.38	10.74	8.12	3.28	4.70	1.11	0.22	2.77
CaO	12.44	13.38	11.77	13.14	8.73	9.70	2.60	0.85	4.90
Na <sub>2</sub> O	1.47	3.46	4.55	4.85	7.33	5.44	9.57	9.82	7.68
K <sub>2</sub> O	3.29	3.39	3.03	2.11	4.67	2.82	5.70	5.20	4.43
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.54	0.54	0.21	0.23	-	0.32	0.23	0.28	0.14
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3.29	3.67	2.57	-	-	2.10	2.98	3.86	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.73	1.02	0.71	0.65	0.84	0.94	0.22	0.16	0.52
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.17	0.079	0.09	0.09	0.04	0.01	0.02	0.007	0.01
F	0.25	0.30	0.34	0.47	0.28	0.25	0.16	0.06	0.24
S	0.19	0.11	0.21	0.22	0.21	0.30	0.09	0.07	0.16
BaO	0.18	-	0.17	0.20	0.26	0.12	0.22	0.04	0.19

Окончание табл.11

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SrO	0.17	0.25	0.23	0.28	0.41	0.31	0.26	0.11	0.19
CO <sub>2</sub>	3.16	3.04	2.77	3.51	2.94	3.45	1.03	0.17	0.66
П.п.п.	-	-	-	1.70		-	-	-	1.66
Сумма	99.56	99.86	100.20	99.79	99.73	100.20	100.45	100.01	100.22
F, S ~ 0	0.20	0.18	0.25	0.31	0.22	0.25	0.11	0.06	0.18
Сумма	99.36	99.68	99.95	99.48	99.51	99.95	100.34	99.95	100.04
Количество анализов	9	15	13	5	6	3	11	6	19

ПРИМЕЧАНИЕ. Средний состав: 1 - щелочных пикритов; 2 - цемента трубки взрыва горы Намуайв; 3 - оливиновых меланефелинитов (нефелиновых мончикитов); 4 - меланефелинитов; 5 - нефелинитов; 6 - камптонитов; 7 - нефелиновых фоновитов; 8 - фоновитов; 9 - щелочных габброидов. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Геологического института Кольского филиала АН СССР. Аналитики К.М.Бабкина, Т.М.Иваненко, Т.В.Ивонина, Л.В.Мальшева, Е.К.Таравкова.

Апатит характерен для всех дайковых пород, причем для оливиновых меланефелинитов установлено его постоянное присутствие в количестве 2–5%. В отдельных дайках, пересекающих апатито-нефелиновые рудные тела центральной зоны массива, его содержание достигает 10–15% (участок Олений ручей), причем в основной массе пород наряду с изометричными и округлыми выделениями присутствуют обломки кристаллов. В ксенолите апатит-амфиболовой породы из трубки взрыва апатит образует мелкие идиоморфные выделения среди крупных зерен амфибола. Его состав приведен в табл.9.

Ортопироксен встречен нами только в составе нодулей шпинелевого перидотита в трубке взрыва горы Намуайв, где его содержание в породе составляет 12%. По составу, приведенному в табл.9, он близок энстатитам из нодулей шпинелевых перидотитов, встреченных в дамкьернитах комплекса Фен /90/, мончикитах Шотландии /115/, щелочных базальтах Западного Шпицбергена /88/, а также кимберлитах Южной Африки /25/, причем в хибинских ортопироксенах отмечены наиболее высокие содержания хрома.

Помимо описанных выше минералов был определен также состав таких породообразующих минеральных фаз, дайковых пород, как нефелин, ортоклаз и альбит (табл.10).

### Глава 3. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ДАЙКОВЫХ ПОРОД

Особенности химизма даек массива и его обрамления рассмотрены на основе 110 оригинальных химических анализов, учтены также аналитические данные из работ С.И.Зака и др. /31/, Л.В.Григорьевой и А.В.Савицкого /23/, О.Б.Дудкина и др. /27/. Средние химические составы главных разновидностей дайковых пород приведены в табл.11. В соответствии с классификацией и номенклатурой /52/ породы массива могут быть отнесены к группе пересыщенных щелочами, исключение составляют трахиты, фигуративные точки составов которых располагаются на диаграмме щелочи-кремнезем в поле субщелочных типов (рис.28).

Щелочные пикриты. В группу объединены крайние по основности члены меланефелинитовой серии пород, в которых содержание оксида магния превышает 14–15% (рис.29). Резкая недосыщенность кремнеземом в сочетании с повышенной щелочностью реализована в присутствии нормативных нефелина, лейцита и калиофиллита, содержание каждого из которых достигает 10–20%. На диаграмме (рис.30) выявляется обогащенность хибинских пикритов щелочами по сравнению со средними значениями для слюдяных кимберлитов и ультрамафических лампрофиров. Отметим также обратную зависимость между содержаниями натрия и калия в щелочных пикритах, которая меняется на противоположную в петрохимическом ряду меланефелиниты-нефелиниты-фонолиты. Тип щелочности определяет минеральный состав пород: разновидности с преобладанием натрия над калием по петрографическим особенностям наиболее близки нефелин-содержащим лампрофирам, в калиевых (лейцит и калиофиллит нормативных) разновидностях главным породообразующим минералом является флогопит, что сближает их со слюдяными кимберлитоподобными породами.

Сравнение состава хибинских пикритов с аналогичными дайковыми породами щелочно-ультраосновных комплексов Балтийского щита (рис.31) при общем сходстве по большинству параметров выявило отчетливые различия по содержанию титана, железа и хрома. Следует отметить, что если пикриты массивов Ковдор и Вуориярви образуют обособленную петрохимическую группу, тяготеющую по составу к кимберлитоподобным породам, то хибинские пикриты связаны целой гаммой переходов с породами оливин-меланефелинитовой серии, которая в этих массивах почти не проявлена.

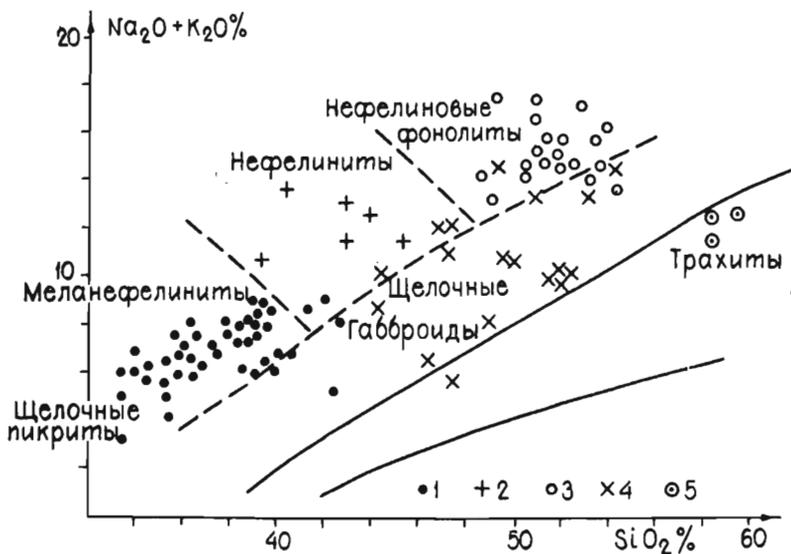


Рис.28. Составы дайковых пород Хибинского массива и его обрмления на классификационной диаграмме сумма щелочей – кремнезем.

Помимо описанных разновидностей, обособленную группу составляют пикриты, в значительной степени обогащенные карбонатами. Для них характерна резкая недосыщенность кремнеземом, преимущественно калиевый тип щелочности и широкие вариации содержаний всех главных петрогенных элементов, зависящие от содержания в породах карбонатов. Последние, как свидетельствуют пересчеты анализов, могут быть представлены наряду с кальцитом магнезиальными и железистыми типами. Такой же характер карбонатной минерализации установлен в лампрофирах комплексов Сокли /129/, и Альнэ /80/, в которых содержание нормативных магнезита и сидерита достигает 15–20%. Вместе с тем дамкьерниты комплекса Фен, а также лампрофиры Ковдора содержат только нормативный кальцит. В отдельных массивах (Сокли, Вуориярви) отмечена обогащенность карбонатизированных пикритов апатитом, в хибинских образцах такой связи не выявлено, содержание  $P_2O_5$  в них не превышает 1.8%, составляя в среднем 0.85%.

Оливиновые меланефелиниты образуют единый петрохимический ряд с щелочными пикритами, с которыми связаны серией переходных разновидностей. По содержаниям главных петрогенных элементов (рис.31) эти породы наиболее близки средним значениям для оливиновых меланефелинитов и меланефелинитов /10/, от которых они отличаются большей основностью. Сравнение с породами аналогичного состава обнаруживает сходство хибинских пород с меланефелинитами Ковдорского массива и Турьего мыса /13,15/, а также дамкьернитами комплекса Фен, которые имеют более высокое калинатровое отношение и относительно обогащены титаном и фосфором.

Как показано в главе 1 работы, меланефелиниты совместно с пикритами слагают дайки и трубообразные тела эксплозивных брекчий. Данные бурения одного из таких тел в районе горы Намуайв позволяют выявить особенности химизма слагающих его пород до глубины 470 м. На рис.32 можно видеть широкие вариации содержаний как главных петрогенных элементов, так и элементов-примесей по разрезу тела, причем цемент варьирует по составу от меланефелинитов до пикритов. Содержание магния колеблется синбатно с хромом, никелем и окисным железом, на фоне обратной корреляционной связи натрия и калия наблюдается преобладание последнего в пикритах нижних горизон-

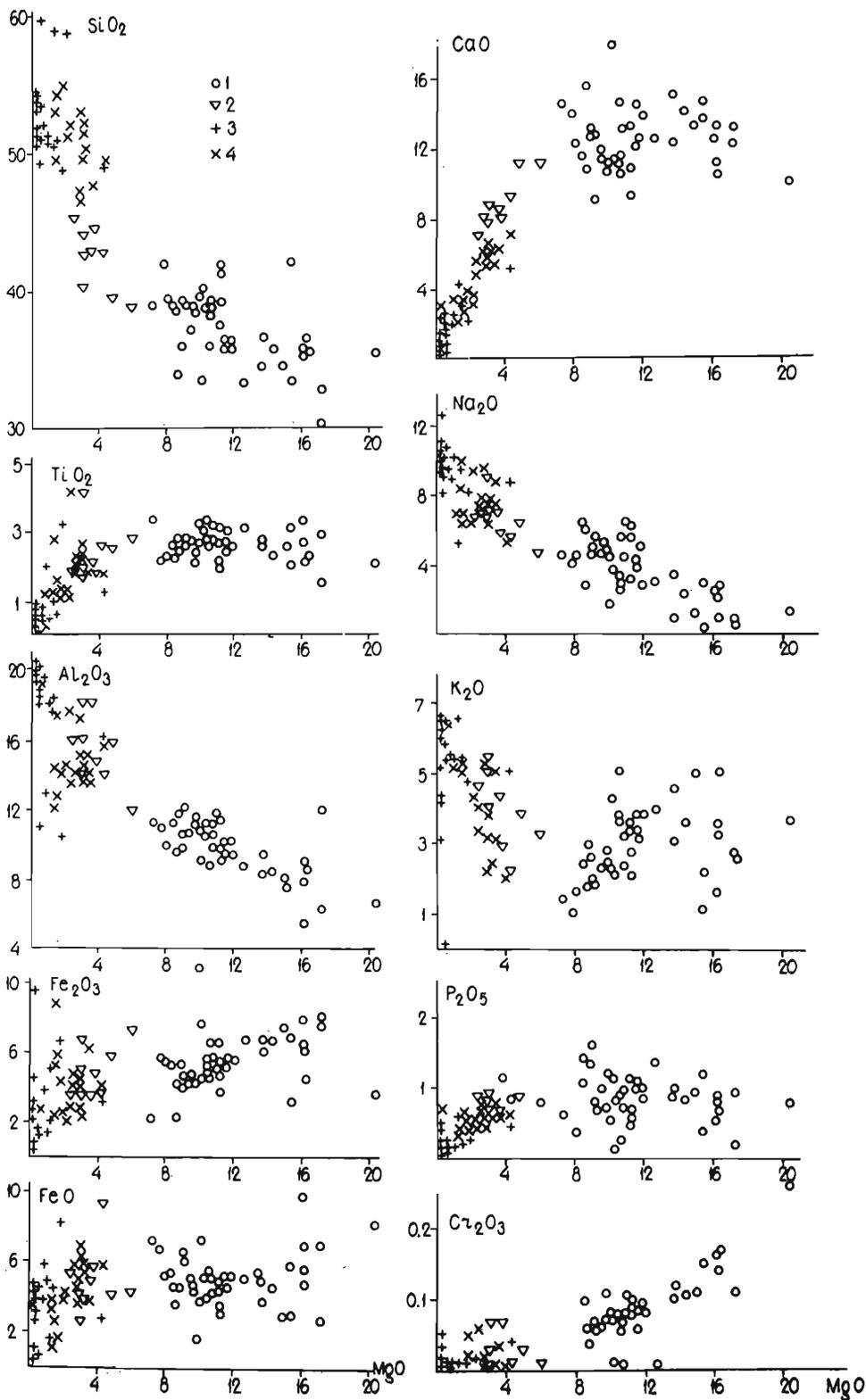


Рис.29. Вариационная диаграмма дайковых пород Хибин, %.

1 - щелочные пикриты и меланефелиниты; 2 - нефелиниты; 3 - фонылиты; 4 - щелочные габброиды.

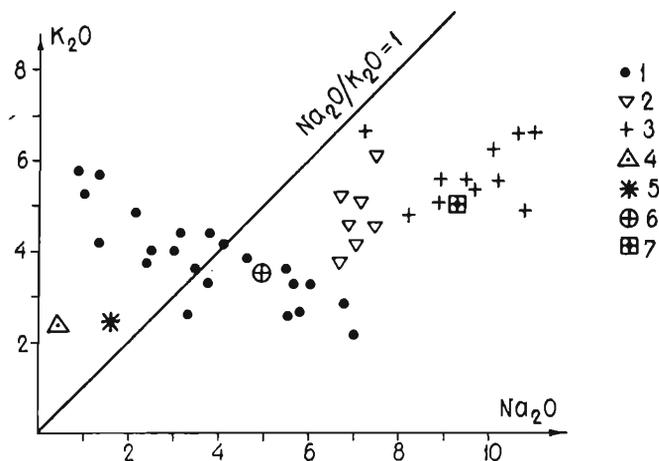


Рис.30. Соотношение щелочей в пикритах и меланефелинитах (1), нефелинитах (2) и фонолитах (3) массива.

Анализы пересчитаны на бескарбонатное и безводное вещество. Средние составы: 4 – слюдяных кимберлитов; 5 – ультрамафических лампрофиров; 6 – нефелинитов по /118/; 7 – фонолитов по /10/.

тов, причем калий достаточно явно коррелирует с магнием, что выражается в развитии на глубине, начиная с 260 м слюдяных щелочных пикритов. Характер вариаций содержаний элементов подтверждают данные геолого-петрографических наблюдений, свидетельствующие о существовании в пределах трубки двух типов цементов – слюдяного пикритового, участками оливин-меланефелинитового и существенного карбонатного, со значительной примесью пикритового материала. Незакономерное чередование этих двух типов цементов прослеживается в пределах всей изученной части разреза тела.

Нефелиниты и нефелиновые фонолиты образуют обособленную от меланефелинитов петрохимическую группу, характеризующуюся отчетливо выраженным салическим уклоном и высоким содержанием щелочных металлов. В отличие от пикритов в этой группе пород устанавливается четкая положительная корреляционная связь между натрием и калием, проявляющаяся в последовательном обогащении нефелинитов и фонолитов фойдовой составляющей (рис.30). По соотношению петрогенных элементов к хибинским образцам наиболее близки дайковые породы из района Вуориярви, а также наиболее лейкократовые члены дайковых серий Ковдорского массива и Турьего мыса /15/. Однако наиболее существенным является сходство химизма дайковых фонолитов и пород интрузивных нефелин-сиенитовых комплексов Хибинского массива, что может свидетельствовать о генетическом родстве этих пород.

Щелочные трахиты среди хибинских дайковых пород являются единственными представителями субщелочной серии. Для них характерно высокое содержание кремнезема, вплоть до образования кварцнормативных составов, присутствие нормативного акмита и преобладание в нормах полевых шпатов калинатрового типа. По соотношению главных петрогенных элементов названных пород приближаются к щелочным трахитам Ловозерского массива /26/.

Щелочные габброиды, выделяющиеся среди дайковых пород автономной геологической позицией, характеризуются более низким по сравнению с фонолитами содержанием щелочей и глинозема при том же уровне кремнезема и повышенном CaO (рис.29), что обуславливает преобладание в их составе нормативных альбита, анортита и ортоклаза. По соотношению петрогенных элементов породы наиболее близки ряду средних значений для тералитов-эссекситов-гешенитов, отличаясь от них повышенным содержанием Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O, причем их соотношение не позволяет отнести какие-либо разновидности к шон-

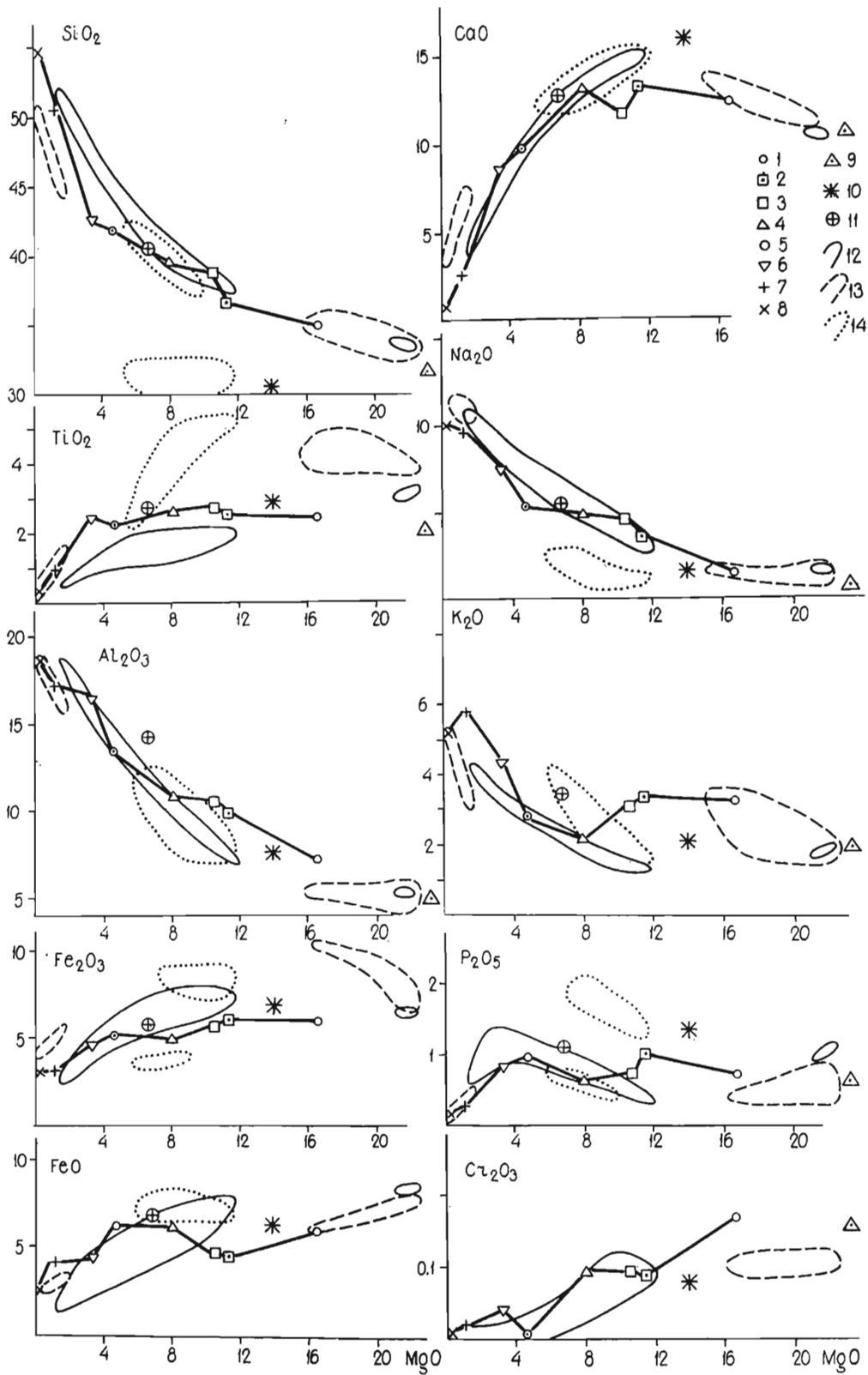


Рис.31. Вариационные диаграммы Харкера для дайковых пород.

Дайковые породы Хибин (средние составы, %): 1 - пикриты; 2 - цемент трубки взрыва; 3 - оливковые меланефелиниты; 4 - меланефелиниты; 5 - камптониты; 6 - нефелиниты; 7 - фонолитовые нефелиниты; 8 - фонолиты. Средние составы: 9 - слюдяной кимберлит /25/, 10 - ультрамафический лампрофир /118/, 11 - нефелинит /118/. Поля составов дайковых пород Ковдорского массива (12), Вуориярви (13), Фен (14). Данные по массиву Фен из работы /91/.

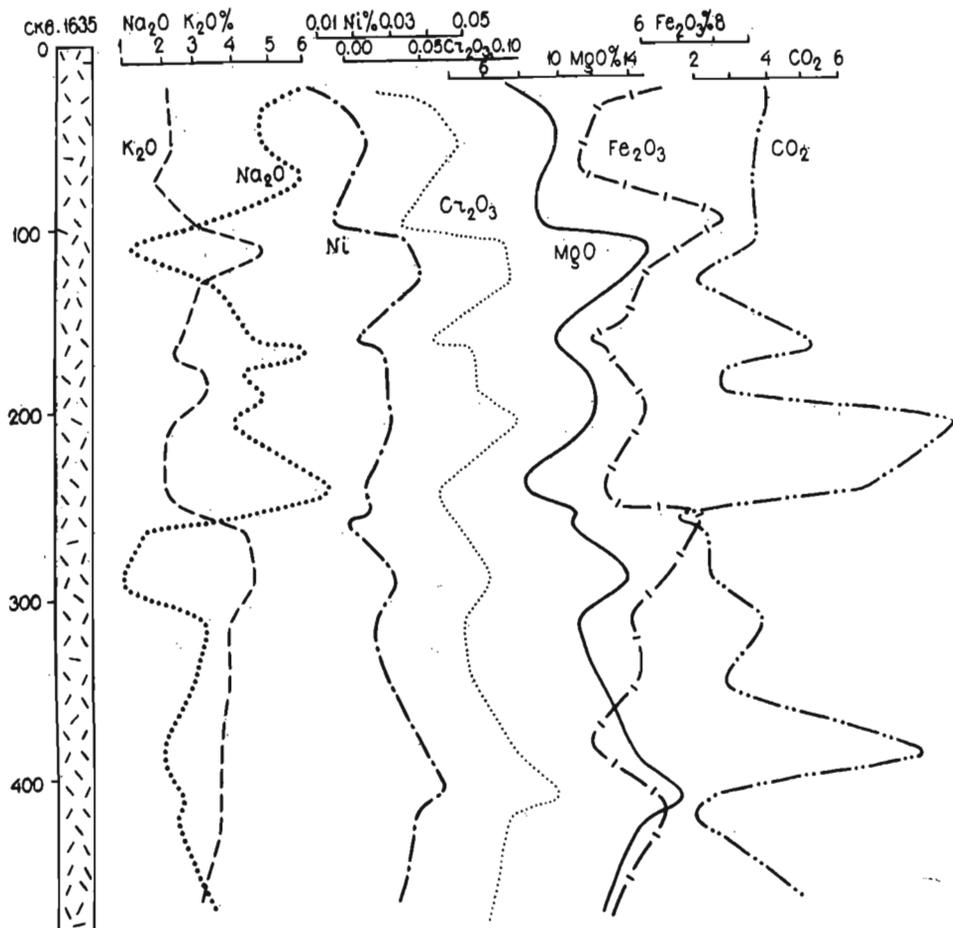


Рис.32. Вариации содержаний ряда элементов по разрезу трубки взрыва горы Намуайв (сква.1635).

кинтам. Повышенное содержание калия в единичных образцах (рис.33) связано, по-видимому, с влиянием ультракалиевых пород массива (рисчорритов), в которые произошло внедрение этих даек. Кроме того, в отличие от типичных шонкинитов, характеризующихся высокой магниальностью в пределах 6-8% MgO, в хибинских тералитах и эссекситах содержание магния не превышает 4%.

Сравнение составов хибинских образцов со щелочными базальтами вулканогенно-осадочной толщи Ловозера и Контозера /11,12/, а также с пардалитами грабена Осло выявляет наибольшее сходство с последними по содержанию

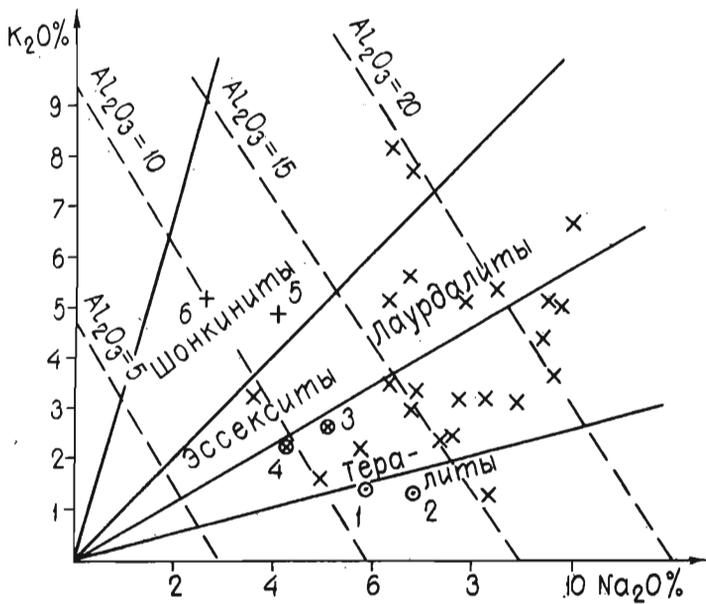


Рис.33. Соотношение щелочей в щелочных габброидах массива (косые крестики) на диаграмме  $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$  (%). Поля составов по /54/. Средние составы тералита по О.А.Богатикову и др. (1), по С.П.Соловьёву (2), эссексита по О.А.Богатикову (3), по Нокколдсу (4), шонкинита по Дэли (6), по С.П.Соловьёву (5). Данные по средним составам заимствованы из /64, 10/.

практически всех петрогенных элементов. В отличие от ловозерских и конт-озерских оливинсодержащих щелочных базальтов эссексит-диабазы Хибин имеют пониженное содержание феррических компонентов и более высокую щелочность.

Имеющиеся данные по редким элементам в разных типах дайковых пород позволяют в общем виде оценить их геохимические особенности (табл.12). Уровень концентрации элементов сидерофильной группы ( $\text{Cr}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{V}$ ) в целом несколько превышает средние значения для соответствующих типов пород Кандалакшского пояса /13/, а также типичных меланефелинит-фонолитовых серий, связанных с карбонатитами /21/, причем содержание хрома в пикритах достигают значений, близких средним для кимберлитов (рис.29 и 34). Сравнение содержаний указанных элементов в дайковых меланефелинитах Хибин со средними значениями их для интрузивных комплексов отдельных щелочно-ультраосновных массивов Кольского региона /61/ показывает единый тип распределения и уровня содержаний в ряду оливиниты-пироксениты-мельтейгиты-ийолиты для таких элементов, как хром, никель, кобальт и более высокие значения для ванадия.

Распределение бария и стронция, являющихся характерными маркерами принадлежности дайковых пород к кимберлитовой либо нефелинит-карбонатитовой ассоциации пород /101/, свидетельствует об относительной обогащенности хибинских пород этими элементами по сравнению с кимберлитами и ультрамафическими лампрофирами. На приведенных графиках зависимости бария и стронция от магнезиальности (рис.34) в петрохимическом ряду щелочной пикрит-меланефелинит-нефелинит-фонолит выявляется максимальная обогащенность этими элементами нефелинитов. Примечательно, что подобный тип распределения наблюдается в сериях кандалакшских даек /13/, а также меланефелинит-фонолитовой серии Восточной Африки /21/. Постепенное снижение содержания стронция имеет место также в ряду хибинских интрузивных аналогов дайковых нефелинитов-фонолитов: от мельтейгитов к ийолитам и далее к нефелиновым сие-

Таблица 12

Среднее содержание элементов-примесей в дайковых породах массива, г/т

Породы	Rb	Ba	Nb	Ce	Zr	Y	Ni	Co	Cu	Ni:Co	Ca:Sr
Щелочные пикриты	110	1600	160	230	220	22	580	80	150	7.25	43.0
Оливиновые мела- нефелиниты	146	1790	165	278	330	30	240	55	140	4.36	32.7
Нефелиниты	174	2300	230	300	350	31	80	45	90	1.77	14.6
Камптониты	82	1100	140	400	300	25	75	60	-	1.25	14.6
Нефелиновые фонолиты	158	2000	340	300	600	27	50	30	-	1.65	11.8
Фонолиты	150	440	510	300	1200	27	25	17	-	1.47	11.8
Щелочные габброиды	128	1650	180	-	230	-	40	30	30	1.33	19.3

ПРИМЕЧАНИЕ. Определения никеля, кобальта, меди выполнены атомно-абсорбционным методом, остальные - флуоресцентным рентгеноспектральным анализом в лабораториях Геологического института Кольского филиала АН СССР, аналитики В.А.Победоносцев, Т.В.Ивонина, Е.К.Таравкова, Л.В.Мальшева.

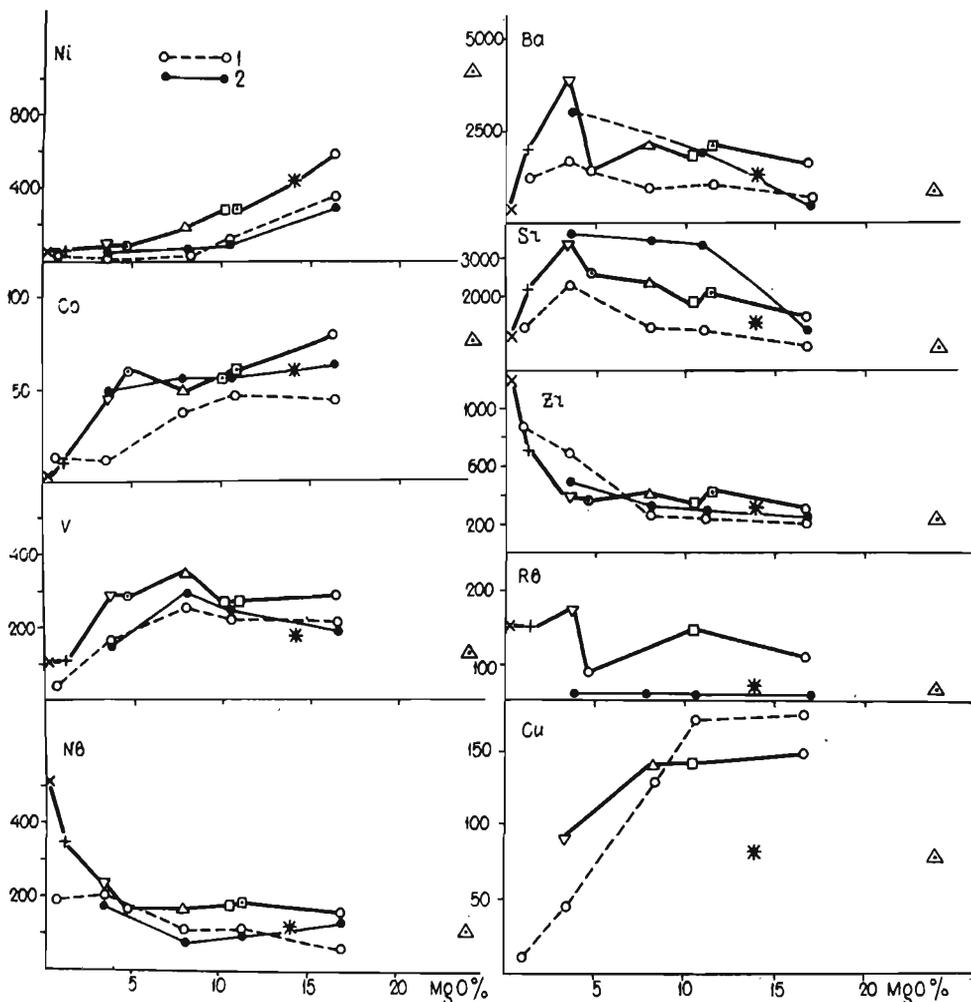


Рис.34. Вариационная диаграмма элементов примесей в дайковых породах Хибин, г/т.

1 – составы пикритов, меланефелинитов, феолитов Восточной Африки /21/, 2 – составы дайковых пород Кандалакшского пояса по /13/, остальные условные обозначения см. рис.31.

нитам центральной дуги плутона содержание стронция меняется соответственно от 0.4 до 0.18% /45/.

Распределение ниобия и циркония в различных группах дайковых пород Хибин неравномерно и закономерно увеличивается в лейкократовых разновидностях (феолитах) по сравнению с меланефелинитами (рис.34). Сравнение со средними значениями пробы Хибинь-генеральная /48/ показывает обогащенность дайковых феолитов ниобием и цирконием по сравнению со средним составом пород интрузивных комплексов массива. В связи с этим отметим повышенные содержания данных элементов в нефелиновых сиенитах соседнего с Хибинами Ловозерского плутона, где для ниобия и циркония в главных интрузивных фазах они колеблются соответственно в пределах 440–700 и 1400–2900 г/т /12/, что ненамного превышает значения, полученные в изученных феолитах.

## Глава 4. ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ДАЙКОВЫХ ПОРОД

### 4.1. Состав нодулей шпинелевых перидотитов как индикатор условий магмогенерации

Вопрос о происхождении дайковых серий в составе Хибинского плутона неразрывно связан с решением более общей проблемы источников и путей эволюции расплавов, давших начало всем проявлениям палеозойского щелочного и щелочно-ультраосновного магматизма в Карело-Кольском регионе. Достигнутый в последние годы прогресс в изучении щелочных пород, базирующийся на применении изотопно-геохимических методов исследования как к породам щелочных плутонов, так и при анализе состава глубинных ксенолитов, характеризующих условия областей магмогенерации, позволил подойти к построению количественных генетических моделей, в том числе и на примере Карело-Кольского региона /40/. В основу подобных построений положены представления о происхождении пород большей части щелочных провинций как производных мантийного субстрата, аномально обогащенного некогерентными элементами. При этом предполагается, что селективному плавлению подвергался частично метасоматизированный мантийный перидотит, содержащий водосодержащие минеральные фазы и карбонаты /6,102,60,113,72,44/. Такими фазами являются, прежде всего, амфиболы типа рихтерита и паргасита, либо флогопиты, причем как показывают экспериментальные исследования, предел их стабильности в условиях мантии увеличивается в ряду паргасит-рихтерит-флогопит /93/. Прямым доказательством участия этих минералов в мантийных процессах является обнаружение их в нодулях из трубок взрыва кимберлитов, лампрофиров и щелочных базальтоидов различных щелочных провинций /71,76,25/. В качестве метасоматизирующих агентов могут рассматриваться как флюиды, так и более глубинные силикатные расплавы, причем роль последних, по-видимому, является определяющей /121/. Проведенная М.Мензесом и С.Васс /103/ оценка состава метасоматических флюидов для щелочной провинции Восточной Австралии, показывает значительную долю в них  $\text{CO}_2$ , фтора, хлора, щелочей, а также легких редких земель.

В связи с вопросом о составе верхней мантии в области развития палеозойского щелочного магматизма на Кольском полуострове представляют интерес данные, полученные нами в результате изучения глубинных ксенолитов из трубки взрыва горы Намуайв. Встреченные в керне скважины ксенолиты перидотита имеют крупнозернистую структуру без признаков катаклаза, изменения на контакте с вмещающим лампрофиром практически отсутствуют. Порода состоит, %: из оливина (75), энстатита (12), паргасита (5), шпинели (3), а также незначительных количеств клинопироксена, апатита, флогопита и кальцита. Данные по составам всех перечисленных минералов приведены в минералогическом разделе работы, здесь следует отметить следующие моменты:

1. В щелочных пикритах и лампрофирах из даек в разных частях массива Намуайв, Коашва, Олений ручей встречены акцессорные хромдиопсиды и хромшпинелиды, сходные по составу с таковыми в шпинелевом перидотите из трубки взрыва. Это указывает на ксеногенный характер данных акцессориев и их возникновение в результате дезинтеграции глубинного материала. Весьма вероятной представляется такое же происхождение обогащенной никелем генерации резорбированных вкрапленников оливина в составе ряда лампрофиров. Содержание  $\text{CaO}$  в оливинах этой группы не превышает первых сотых долей процента (в оливине из нодуля - 0.02%  $\text{CaO}$ , что согласуется с экспериментальными данными А.Финнерти и Р.Бойда /84/, свидетельствующими об уменьшении

растворимости кальция в оливине с ростом давления и позволяет отнести хибинские оливины к наиболее глубинным бескальциевым аналогам.

2. Общей особенностью химизма минеральных фаз, слагающих перидотит, является их высокая хромистость, причем для ортопироксена, паргасита, клинопироксена, флогопита и шпинели она близка хромистости тех же минералов, встречаемых в кимберлитах и щелочных базальтах. Так, в паргасите содержание хрома превышает известные, установленные для амфиболов из перцолитовых нодулей в трубках Монастери и Весселтон в Южной Африке и трубках Южного Йемена /76/, содержания оксида хрома в энстатите (0.56–0.65%) также максимальны.

3. Особое значение имеет присутствие в составе глубинного ксенолита таких водосодержащих минеральных фаз, как хромистые паргасит и флогопит. Кроме того, отметим присутствие в составе породы незначительных количеств апатита, отличающегося низкими содержаниями стронция и цезия (табл.9).

Особенности состава минеральных фаз позволяют отнести хибинские образцы к группе хромшпинелевых перидотитов /73/ (рис.35). Вместе с тем следует

указать, что наряду с хромшпинелидами, имеющими отношение  $Cr:Cr+Al = 0.42-0.56$ , в составе нодулей присутствуют хромиты, в которых это отношение достигает значений 0.76–0.82. Хромиты подобного состава наблюдаются в равновесной ассоциации с гранатом и являются, по-видимому, первичными, в то время как для хромшпинелидов с более высоким содержанием  $Al_2O_3$  можно предполагать их образование за счет распада граната (существование последнего в незначительных количествах установлено в материале трубки и отдельных даек) /73/. Для сравнения отметим, что перцолиты из нодулей в дамкьернитах

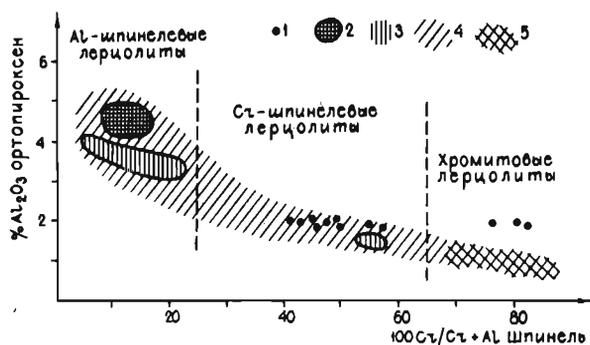


Рис.35. Диаграмма  $Al_2O_3$  в ортопироксене, %:  $100 Cr:Cr+Al$  в шпинели для перидотитов из глубинных ксенолитов Хибин (1), комплекса Фен (2) /90/, щелочных базальтов Шпицбергена (3) /88/. Поля составов безгранатовых (4) и гранатсодержащих (5) перцолитов по /73/.

комплекса Фен /90/, несмотря на сходство минерального и химического состава, могут быть отнесены к группе алюмошпинелевых перцолитов.

Рассмотрим далее химический состав шпинелевого перидотита из хибинских нодулей, приведенный в табл.13. Сравнение со средними составами шпинелевых перидотитов из нодулей в щелочных базальтоидах и кимберлитах /16, 73/ позволяет отнести его к группе дунитов, сходных с теми, которые встречаются совместно с ксенолитами перцолитов в кимберлитовых трубках Южной Африки, Якутии, нефелинитах Кении и других регионов. Для дунитов характерна деплетированность компонентами базальтового расплава, что выражается в увеличении отношений  $Mg:Mg+Fe$  и  $Cr:Cr+Al$ , причем хибинские образцы занимают область наиболее истощенных составов (рис.36). Учитывая данные О\*Хары с соавторами /112/, а также Хервига и др. /94/, показавших тенденцию к увеличению соотношения модалных содержаний оливин:ортопироксен в процессе экстракции базальтоидных расплавов и смещению состава остатка в ходе селективного плавления к дуниту, а не к ортопироксениту (как это имело бы место в случае образования породы в результате кумулятивных процессов), можно полагать, что для хибинских дунитов более вероятно образование их как реститов в результате значительных степеней плавления мантийного субстрата типа гранатового перцолита.

Таблица 13

Химический состав шпинелевого перидотита из нодуля в трубке  
взрыва горы Намуайв

Петрогенные элементы, %		Элементы- примеси, г/т	Нормативный состав
SiO <sub>2</sub>	41.60	Ba 150	ap 0.15
TiO <sub>2</sub>	0.06	Nb 6	fr 0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.82	Zr 9	pr 0.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.52	Sr 112	cm 0.84
FeO	6.63	Rb 5	cc 0.73
MnO	0.11	Co 120	il 0.11
MgO	44.09	Li 7	mt 2.20
CaO	1.55		or 1.83
Na <sub>2</sub> O	0.20		ab 1.69
K <sub>2</sub> O	0.31		an 3.15
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.07	100 Mg:Mg + Fe 91.5	wo 0.77
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.74	100 Cr:Cr + Al 17.4	en 7.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07		fs 0.68
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.57		fo 71.95
F	0.04		fa 7.53
S	0.04		
CO <sub>2</sub>	0.32		
NiO	0.31		
Сумма	100.05		
S,F=0	0.03		
Сумма	100.02		

ПРИМЕЧАНИЕ. Анализ выполнен в лаборатории Геологического института  
Кольского филиала АН СССР, аналитик Е.К.Таравкова.

Минеральный парагенезис и составы сосуществующих минералов позволяют оценить РТ-условия образования шпинелевого перидотита. Определение температур с помощью оливин-шпинелевых термометров П.Редера и др. /119/, а также Ж.Фабрие /81/ показывает, что равновесие минеральных фаз было достигнуто при 990–1030°C. Такие же значения (950–1050°C) получены и при использовании данных Б.Майсена /111/ по соотношению Ca:Ca+Mg в клинопироксене. Вместе с тем, температуры по двуокисеновому термометру П.Веллса /132/ существенно завышены (более 1400°C) и не согласуются с экспериментальными данными об образовании этих пород /53/.

Для оценки давления при формировании хибинского перидотита могут быть привлечены следующие данные. Во-первых, присутствие в минеральном составе перидотита равновесной водосодержащей минеральной фазы – паргасита, согласно данным /93/, ограничивает предельное давление (при температуре 1000°C)

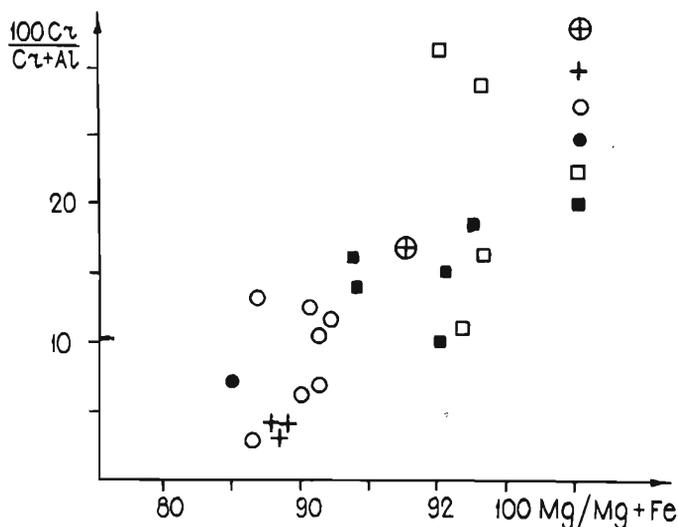


Рис.36. Вариационная диаграмма составов глубинных нодулей в координатах  $100 \text{ Cr} : \text{Cr} + \text{Al} - 100 \text{ Mg} : \text{Mg} + \text{Fe}$ .

1 - шпинелевый перидотит из Хибин; 2 - шпинелевые перцолиты из дамкьернитов комплекса Фең; 3 - средний состав шпинелевых перидотитов из щелочных базальтов; 4 - гранатовые перцолиты из щелочных базальтов Японии; 5 - шпинелевые перидотиты из кимберлитовых трубок и нефелинитов Кении, Лесото, Якутии (трубка "Мир"); 6 - гранатовые перцолиты из кимберлитовых трубок Южной Африки: Кимберли, Бултфонтейн, Весселтон, а также Якутии (трубка "Мир") и Лесото. Все составы, кроме (1), - средние значения по нескольким ксенолитам, из /73/.

областью 20 кбар (рис.37). Во-вторых, расчет величины давления по данным химизма ортопироксена при заданной температуре  $1000^\circ\text{C}$  /111/ дает значение  $15 \pm 1$  кбар, что соответствует глубине примерно 40-50 км. Таким образом, полученные РТ-условия образования хибинского нодуля в целом отвечают полю стабильности, установленному для шпинелевых перцолитов из нодулей в породах щелочнобазальт-базанит-нефелиновой серии (рис.38).

Приведенные данные изучения ксенолитов шпинелевого перидотита позволяют сделать следующее заключение.

1. Обнаруженные в составе трубки взрыва нодули являются глубинными образованиями, которые по петрогеохимическим особенностям, фазовому составу и химизму минеральных фаз идентичны тем, которые встречены в областях развития щелочного и кимберлитового магматизма.

2. Судя по величинам давления и температуры, полученным для образцов шпинелевых перидотитов, можно предполагать, что РТ-условия образования расплавов включающих их ультраосновных фойдитов были близки значениям 15 кбар и  $990-1030^\circ\text{C}$ .

3. Значительная деплетированность хибинского шпинелевого перидотита позволяет рассматривать его как остаточный продукт экстракции базальтоидных расплавов, причем можно допустить, что эти расплавы могли быть родоначальными как для щелочной дайковой серии, так и для интрузивной щелочной серии Хибинского массива.

4. Присутствие в составе шпинелевого перидотита таких водосодержащих минеральных фаз, как хромистый паргасит и флогопит, свидетельствует о метасоматической подготовке первичного мантийного субстрата, подвергшегося селективному плавлению. Исследования последних лет приносят все больше

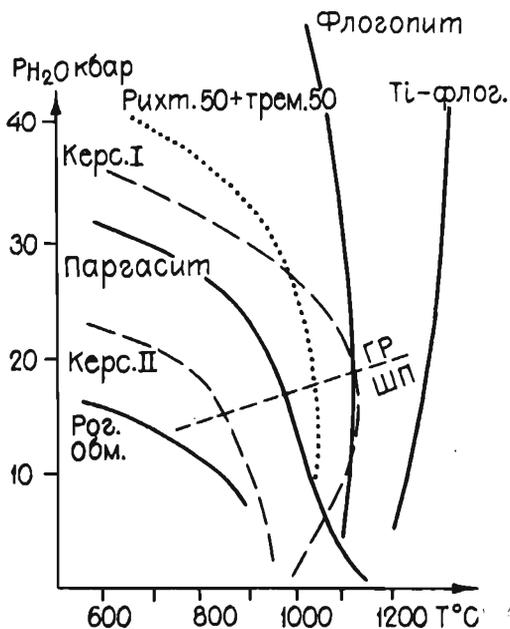


Рис. 37. Поля стабильности водо-содержащих минеральных фаз на РТ-диаграмме по данным /93,67/. Линия ГР/ШП разделяет поля гранатовых и шпинелевых перидотитов.

доказательств существования областей метасоматизированной мантии в зонах развития щелочного и кимберлитового магматизма. Можно предполагать, что щелочная провинция Балтийского щита не является в этом плане исключением. Наряду с полученными нами данными отметим находки паргаситсодержащих шпинелевых перидотитов в глубинных нодулях из дамкьернитов комплекса Фен в Южной Норвегии /90/, керсутита, железистого паргасита, слюды в оливин-клинопироксеновых агрегатах из палеозойских мончикитов Шотландии /74/, а также паргасита в шпинелевых перидотитах из четвертичных щелочных базальтоидов Западного Шпицбергена /88/.

Обнаружение в трубке взрыва Хибинского массива глубинных ксенолитов, а также данные изучения таких аксессуарных минералов, как гранат, ильменит, хромдиопсид и хромшпинелиды позволяют рассмотреть вопрос о связи пикритовых разновидностей хибинских даек с кимберлитовыми расплавами. Этот вопрос приобретает новую окраску в связи с обнаружением в кимберлитоподобных дайковых породах комплекса Альне алмазов /98/ и их минералов-спутников /96/, что свидетельствует о происхождении альнеитов в РТ-условиях, соответствующих алмаз-пироповой фации глубинности. Касаясь хибинского материала, отметим, что полученные оценки РТ-условий свидетельствуют о меньших глубинах формирования нодулей по сравнению с таковыми, установленными для кимберлитов и альнеитов (рис. 38). На это указывает отсутствие в образцах пикритов таких характерных для кимберлитов высокохромистых и магнезиальных минеральных фаз, как хромит, хромсодержащий пироп, хромдиопсид, пикроильменит. В настоящее время работами отечественных и зарубежных исследователей разработаны достаточно определенные минералогические критерии, позволяющие различать собственно кимберлиты и сходные с ними породы /104,18,57,42,118,35/. Сравнительный анализ минералов из хибинских пикритов и типичных кимберлитов проведен в минералогическом разделе настоящей работы, здесь мы отметим лишь главные особенности: составы граната и шпинели из пород хибинских даек характеризуются либо значительно более низким содержанием хрома, либо почти полным его отсутствием. Магнезиальность аксессуарных гранатов и ильменитов также не отвечает таковой, установленной для этих минералов в кимберлитах (рис. 25). Существенно различаются и химические составы пород кимберлитовой серии и хибинских дайковых пикритов. При некотором общем сходстве отдельных образцов для последних характерны в целом более низкие содержания магния, а также повышенная щелочность и глиноземистость, что выявляет их принадлежность к породам меланфелинит-нефелиновой ассоциации, с которыми они тесно пространственно связаны в составе одних и тех же дайковых тел и единой системы тектонических нарушений, контролирующих их размещения. Таким образом, совокупность данных по химизму минеральных фаз-индикаторов, а также геологические и петрохимические данные позволяют с большой вероятностью отвергнуть предположение о принадлежности хибинских дайковых пикритов к производным кимберлитовых расплавов.

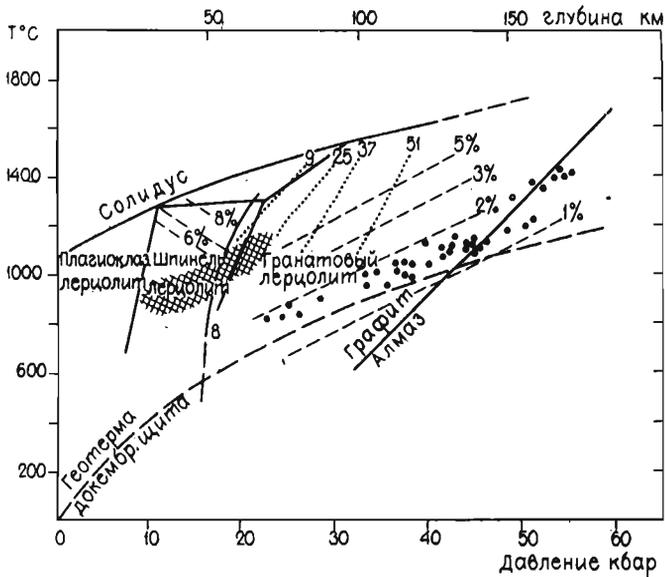


Рис.38. РТ-диаграмма перцолитовых минеральных ассоциаций для нодулей в породах щелочнобазальтовой – базанитовой-нефелинитовой серии (заштриховано) по Д.Карсвелу /73/ на основе диаграммы Д.Грина и А.Рингвуда. Штриховые линии со значениями 1,2,3,5% показывают содержания  $Al_2O_3$  в ортопироксене, находящемся в равновесии с гранатом в поле гранатового перцолита, 6–8% – в поле шпинелевого перцолита. Пунктирные линии со значениями 9–51 обозначают положение реакционного перехода шпинелевый перцолит-гранатовый перцолит при разных значениях  $100 Cr:Cr+Al$ . Точками обозначены составы гранат-перцолитовых нодулей из кимберлитовых трубок Южной Африки.

#### 4.2. Вопросы эволюции дайковых серий массива

Накопленный к настоящему времени геолого-геохимический материал позволяет сделать однозначный вывод о тесной связи щелочных пород Хибинского плутона с мантийным источником. Главными доказательствами этому являются данные изотопно-геохимического исследования пород: величина изотопного отношения  $^{87}Sr:^{86}Sr = 0.70366 \pm 0.0003$  попадает в поле магм мантийного генезиса /39/. Аналогичные результаты дает изучение Sm-Nd системы в хибинских магматитах /77/. К числу геохимических критериев первично мантийного генезиса магм, основанных на анализе содержаний микрокомпонентов, можно отнести особенности распределения никеля и кобальта в изученных сериях щелочных пород. Установлено, что магмы, являющиеся результатом плавления мантии, характеризуются отношением  $Ni:Co$ , варьирующим от 2.2 до 7.6, причем в ходе дифференциации расплавов это отношение понижается /38/. Распределение отношения в дайковых породах Хибин удовлетворяет этой закономерности: в петрохимическом ряду пикриты-оливиновые нефелиниты-нефелиниты (камptonиты) – фонопиты имеет место постепенное снижение отношения  $Ni:Co$  вплоть до значений, установленных в средней пробе нефелиновых сиенитов массива (табл.12). Таким образом, если допустить общность источников для интрузивных и дайковых серий Хибин, а также прямые находки глубинных нодулей, показывающие РТ-условия, характерные для верхнемантийных областей магмогенерации, то вывод об отсутствии влияния коровых процессов на происхождение пород представляется обоснованным.

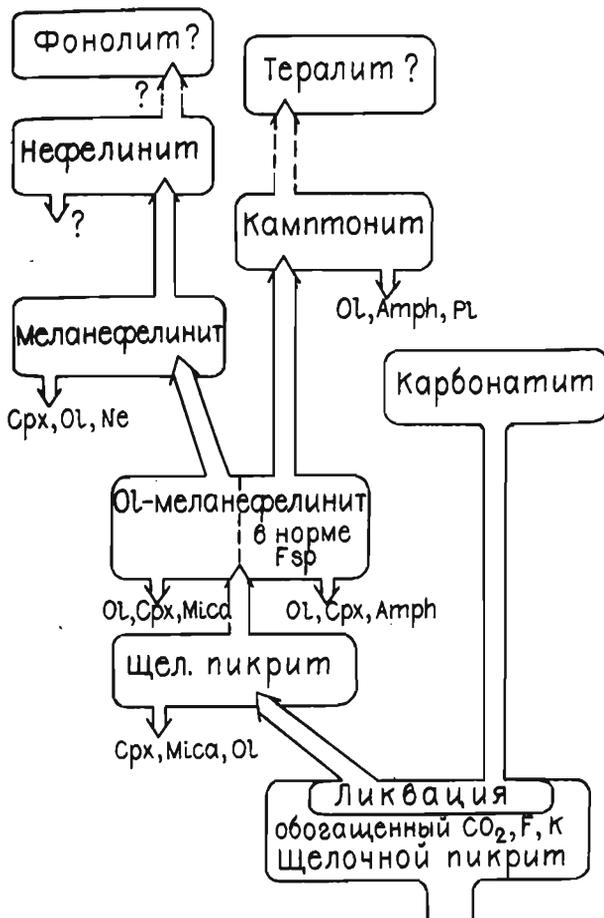


Рис.39. Петрогенетическая модель эволюции дайковых серий Хибинского плутона.

Ол - оливин, Срх - клинопироксен, Миса - слюда, Amph - амфибол, Pl - плагиоклаз, Fsp - полевоый шпат.

Более сложен вопрос о типе первичных расплавов, эволюция которых обусловила появление наблюдаемого спектра щелочных интрузивных и дайковых пород массива. В качестве наиболее вероятных типов исходных магм для Хибин могут быть рассмотрены как оливиновые щелочные базальты, так и более недосыщенные в отношении  $\text{SiO}_2$  базальтоиды - оливиновые и оливин-мелилитовые нефелиниты (мелилитовые базальты), возникшие в результате селективного плавления мантийного субстрата. В последние годы получены доказательства в пользу возникновения хибинской серии магматитов как дифференциатов первичных расплавов, близких по составу к оливиновому нефелиниту [38, 40]. В числе наиболее важных моментов отметим данные по распределению редких земель в породах массива, для которых положительная европиевая аномалия может рассматриваться как доказательство их связи не со щелочно-базальтовой, а со щелочно-ультрасионой магмой [4, 58]. Эти данные согласуются с выводами Л.Н.Когарко [38], полученными в результате анализа вариаций Ca: Sr.

Учитывая, что величина кальций-стронциевого отношения отражает пути эволюции расплавов, различные для дифференциатов нефелинит-фонолитовой и

щелочной базальт-фонолитовой серий, рассмотрим вариации этого отношения в дайковых породах массива. Из приведенных в табл.12 данных можно видеть постепенное накопление стронция в последовательном ряду от пикритов к фонолитам, что может быть связано, учитывая коэффициенты распределения этих элементов в минеральных фазах, с преимущественной кристаллизацией клинопироксена (а не совместно клинопироксена и плагиоклаза) /38/ и, следовательно, указывает на принадлежность дайковых серий массива, как и его нефелин-сиенитовых комплексов, к дифференциатам мелилит-базальтовых расплавов.

В предыдущих главах на основе геолого-структурных, минералогических и петрогеохимических данных в составе плутона были выделены группы относительно разновозрастных дайковых пород; в настоящей главе представляется важным рассмотреть вопрос о характере генетических связей между этими породами и таким образом определить наиболее вероятный петрологический процесс, контролировавший образование дайковых серий плутона.

Кристаллизационное фракционирование. Проведенные в последние два десятилетия экспериментальные работы по изучению особенностей кристаллизации щелочных и щелочно-ультраосновных расплавов позволили определить наиболее вероятные пути эволюции природных систем в зависимости от РТ-условий, химизма исходных магм и содержания в них летучих компонентов. В связи с рассматриваемым вопросом выделим результаты исследований Д.Шайрера и Х.Йодера, а также Р.Платта и А.Эдгара по недосыщенной кремнеземом части "расширенного базальтового тетраэдра" /66/. Ими показана определяющая роль оливина, клинопироксена, а также мелилита в кристаллизации щелочно-ультраосновных магм, обоснована возможность фонолитовой тенденции в ходе их дифференциации и выделены основные комагматичные типы щелочно-ультраосновных магм натриевого ряда: оливиновые меланефелиниты, оливин-мелилитовые нефелиниты и оливиновые мелилититы. Среди моделируемых рядов пород в применении к хибинским сериям наибольший интерес представляют два:

- 1) оливиновый меланефелинит — нефелинит — фонолит;
- 2) оливиновый меланефелинит (с нормативным полевым шпатом)

базанит — фонолит.

Можно полагать, что мелилитовая тенденция в хибинских сериях не реализуется, о чем свидетельствует отсутствие в дайковых породах как модалного, так и нормативного мелилита.\* Это может быть связано с кристаллизацией ультраосновных-щелочных расплавов в малоглубинных условиях, поскольку при высокobarическом фракционировании мелилитовая тенденция подавляется /114/. Однако более вероятной причиной представляется высокое содержание в расплаве летучих компонентов ( $H_2O$  и  $CO_2$ ), а также щелочей (при  $K:Na > 1$ ), что приводит к кристаллизации флогопита и кальцита /135,130,109/.

Установленные на основе экспериментальных данных эволюционные ряды находят подтверждение в природных сериях дайковых щелочно-ультраосновных пород и вулканитов. Так, они очень близки геологически установленным последовательностям формирования пород в дайковых сериях Кандалакшского грабена /15/, вулканитах Восточно-Африканского рифта /99/ и других регионах.

Для решения вопросов о характере взаимосвязей и путях эволюции хибинских дайковых серий нами предпринята попытка расчета моделей фракционирования исходных расплавов на основе данных реальных химических составов пород и главных фракционирующих минеральных фаз. Не останавливаясь на методической основе расчетов, которая подробно изложена в работах Т.Райта, П.Догерти /133,134/ и П.Морриса /110/, укажем, что она сводится к вычислению методом наименьших квадратов пропорций фракционирующих минеральных фаз при заданном химическом составе исходного субстрата и предполагаемого дочернего продукта фракционирования. Степень приближения модели (вероятность) оценива-

\* Собственно мелилит в дайковых породах не установлен, лишь в двух дайках характерные псевдоморфозы допускают его первоначальное присутствие в составе основной массы меланефелинита.

ется величиной суммы квадратов остатков между компонентами заданного и вычисленного химического состава исходного расплава. Для расчетов были взяты средние химические составы главных типов дайковых пород (табл.11), которые были приведены к 100%, пересчитаны на безводное вещество и из них было вычтено содержание нормативного кальцита. Составы минеральных фаз отвечают средним значениям, определенным для вкрапленников в соответствующей группе пород. В качестве основной проверялась гипотеза получения в ходе фракционирования последовательного ряда составов: щелочной пикрит-оливиновый меланефелинит-нефелинит-нефелиновый фонолит-фонолит. Задача решалась как сумма этапов, в которых каждый последующий член ряда являлся дочерним продуктом предыдущего. Результаты вычислений представлены в табл.14. Наиболее удовлетворительные результаты получены для ряда щелочной пикрит-нефелинит, в котором при фракционировании ультраосновных расплавов определяющую роль, наряду с оливином и клинопироксеном, играл флогопит. Это подтверждают и петрографические наблюдения в дайковых пикритах и оливиновые меланефелинитах, в которых присутствуют вкрапленники названных минералов.

Дальнейшая эволюция расплавов была, по-видимому, связана с фракционированием кристаллизующихся оливина и клинопироксена и приобрела щелочную тенденцию, на что указывает появление в числе фракционирующих фаз нефелина. В качестве одного из доказательств участия в процессе фракционирования меланократовых фаз и, прежде всего, оливина может рассматриваться характер распределения никеля и хрома в установленном ряду пород. В соответствии с коэффициентами распределения оливин:расплав содержание никеля в ходе фракционирования в остаточных расплавах должно падать, что согласуется с имеющимися наблюдениями.

Попытки получить путем фракционирования из нефелинитов более салитические члены ряда - фонолиты - дали неудовлетворительные результаты. Принимая во внимание геологические данные, свидетельствующие об обособленной, более поздней структурной позиции фонолитов, можно предположить, что последние либо возникли из нефелинитов в ходе иного процесса, либо нефелиниты и фонолиты не представляют комагматичной серии пород.

Второй дайковой серией, при возникновении которой в качестве определяющего процесса можно допустить кристаллизационное фракционирование, является оливиновый меланефелинит - камптонит. Проведенные расчеты (табл.14) показывают, что в отличие от нефелинитовой серии главной фракционирующей фазой здесь является базальтическая роговая обманка, которая широко распространена в этих породах в виде вкрапленников. Можно предположить, что исходным составом для данной серии являлся оливиновый меланефелинит с нормативным полевым шпатом, тем более, что подобные разновидности названных пород в составе группы мончикитов - меланефелинитов выявлены. В качестве следующего, более салитического члена базанитовой серии могли быть рассмотрены щелочные габброиды, представленные в массиве многочисленными дайками эссекситов и тералитов, однако, их принадлежность к субщелочному ряду, минералогические и геохимические особенности, а также относительная возрастная позиция указывают на необходимость выделения в автономную группу.

Приведенные данные позволяют сделать вывод о значительной роли процессов кристаллизационного фракционирования в образовании пород меланефелинит-нефелинитовой и меланефелинит-камптонитовой серий, общим исходным расплавом для которых могли быть магмы оливин-меланефелинитового либо щелочного пикритового состава.

**Ликвация.** Связь дайковых пород нефелиновой серии с присутствующими в составе плутона немногочисленными дайками карбонатитов, широкое развитие карбонатизированных пикритов в составе цемента трубок взрыва, а также тесная пространственная связь наиболее ультраосновных членов нефелинового ряда с карбонатитами Хибин не может быть объяснена с позиций кристаллизационного фракционирования. В настоящее время накоплен значительный материал, позволяющий подойти к решению проблемы генезиса кимберлитов, карбонатитов и щелочных-ультраосновных пород с позиций ликвации /95,36,87,70,55/. Не рас-

Таблица 14

Результаты расчета моделей фракционирования дайковых расплавов,  
% от исходного расплава

Компо- ненты	Исходный расплав					
	пикрит щелочной	ол-мелане- фелинит	меланефе- линит	ол-мелане- фелинит	ол-мелане- фелинит	кампто- нит
	дочерний продукт					
	ол-мела- нефелинит	мелане- фелинит	нефелинит	нефелинит	камптонит	тералит
Процент дочер- него продукта	24.2	82.5	71.5	60.9	53.8	55.4
Фракцио- нирующие минераль- ные фазы						
оливин	13.5	3.8	8.1	15.4	8.6	5.7
клино- пирок- сен	25.4	1.6	15.1	16.9	12.4	-
амфи- бол	-	-	-	-	21.2	7.0
спюда	27.6	10.7	-	-	-	-
нефе- лин	-	-	1.3	1.5	-	-
плаггио- клаз	-	-	-	-	-	22.2
апатит	2.1	1.0	0.3	0.8	1.5	2.2
магне- тит	7.2	0.4	3.7	4.1	2.5	7.5
Сумма квадратов остатков	0.36	0.56	1.13	0.35	1.05	0.82

полагая достаточными данными для рассмотрения вопроса о взаимосвязях хибинских карбонатитов и проявлений щелочно-ультраосновного магматизма в массиве, остановимся лишь на тех ее деталях, которые получены в ходе изучения дайковых комплексов плутона. Среди них отметим следующие:

1. Размещение карбонатитовых даек в пределах массива контролируется той же системой кольцевых тектонических нарушений, с которой связаны дайки пикритов и оливиновых нефелинитов. В отдельных случаях пикриты и карбонатиты слагают единые дайковые тела (участки Олений ручей, Коашва), причем в этих случаях можно выделить два типа цемента, из которых существенно карбонатный является более поздним по отношению к пикритовому. Подобные возрастные соотношения установлены и в карбонатитовом штоке Хибин /27/.

2. Карбонаты в составе карбонатитовых даек представлены, помимо кальцита, мангандоломитом и мангананкеритом, то есть минералами, встреченными в составе карбонатитового штока.

3. В оливиновых меланефелинитах нередко округлые обособления – оцелли, в составе которых преобладает кальцит, присутствуют также флогопит, нефелин и магнетит. Большинство исследователей, обнаруживших подобные образования в лампрофирах и меланефелинитах ряда регионов /83,82,79,85,62/, они рассматриваются как признак ликвидационного разделения исходного щелочно-ультраосновного расплава на существенно силикатную мафическую и карбонатную жидкости.

Приведенные данные позволяют предположить тесную генетическую связь дайковых пород оливин–меланефелинитовой серии с карбонатитами массива, причем распространение последних ограничивается не только собственно центральной областью карбонатитового штока, о чем свидетельствуют находки карбонатных даек за его пределами. Процесс ликвидации, обусловивший отщепление карбонатитовых жидкостей, имел место, по-видимому, на относительно ранних стадиях дифференциации материнской магмы и предшествовал кристаллизационному фракционированию. Как отмечают А.Г.Булах и В.В.Иваников /15/, пришедшие к тем же выводам на основе изучения дайковых серий Кандалакшского грабена, дальнейший путь эволюции щелочно-ультраосновных расплавов может объясняться, помимо незначительного изменения химизма оливин–меланефелинитового расплава при ликвидации также и тем, что кристаллизационное фракционирование и расслоение протекали на разных уровнях.

Выявленные на основе проведенных исследований взаимосвязи между различными группами пород позволили создать петрогенетическую модель эволюции дайковых серий массива, представленную на рис.39. Несмотря на гипотетичность данной модели в отношении, прежде всего, происхождения щелочных габброидов, а также фонолитов, представляется допустимым предположить их образование в ходе эволюции единой щелочно-пикритовой магмы.

Проведенный анализ путей эволюции дайковых серий позволяет в общем виде наметить их связи с плутоническими сериями Хибинского массива. Прежде всего, сравнение содержаний петрогенных элементов в главных разновидностях пород выявляет сходство химизма дайковых меланефелинитов и нефелинитов с породами комплекса мельтейгитов–ийолитов–уртитов /2/, а фонолитов и тингуаитов – с породами нефелин–сиенитовых комплексов (рис.40). Определенные аналогии могут быть проведены между дайковыми щелочными пикритами и представителями щелочно-ультраосновного ряда, которые присутствуют в составе плутона в виде крупных останцов и ксенолитов в более молодых породах /17/. Следует, однако, учитывать, что если для первых представляется наиболее вероятным непосредственная связь с глубинным источником, то для плутонических аналогов допустимо их образование в результате процессов кристаллизационного фракционирования, которое могло привести к существенному смещению их состава.

Важным моментом является совпадение общей последовательности внедрения разновозрастных членов плутонической и дайковой серий. Последние данные по геологии и вещественному составу Хибинского плутона /3/ вызвали необходимость пересмотра существующей последовательности формирования главных интрузивных комплексов. С позиций развиваемых представлений о полиочаговой природе Хибинского плутона /2/ наиболее вероятна связь дайковых пород нефелинитовой серии со щелочно-ультраосновным источником, ответственным за формирование как редуцированного комплекса перидотитов и пироксенитов, так и расслоенной серии мельтейгитов–ийолит–уртитов. Это подтверждают данные по распределению элементов–примесей в дайковых пикритах и меланефелинитах и их плутонических аналогах (рис.41), которые обнаруживают значительное сходство содержаний большинства элементов. С другой стороны, образование фонолитовых расплавов, по-видимому, обусловлено эволюцией второго источника, с которым связаны гигантские объемы нефелин–сиенитовых расплавов. Сравнение средних содержаний примесных элементов в дайковых фонолитах со средни-

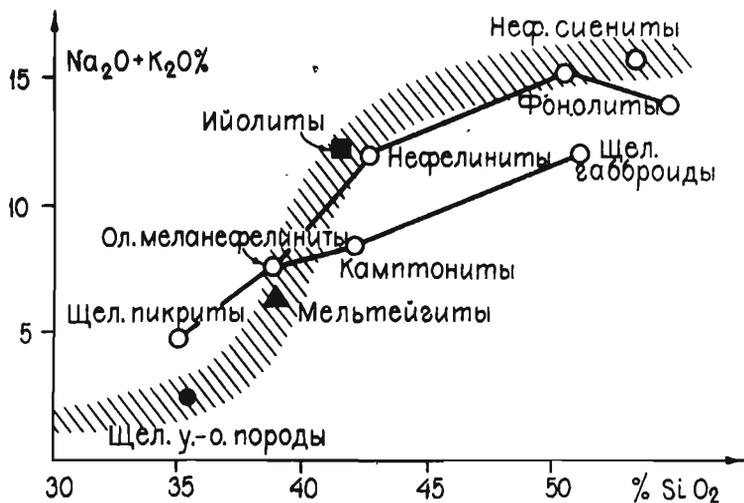


Рис.40. Средние составы пород дайковой и plutонической (заштриховано) серий Хибин на диаграмме сумма щелочей – кремнезем.

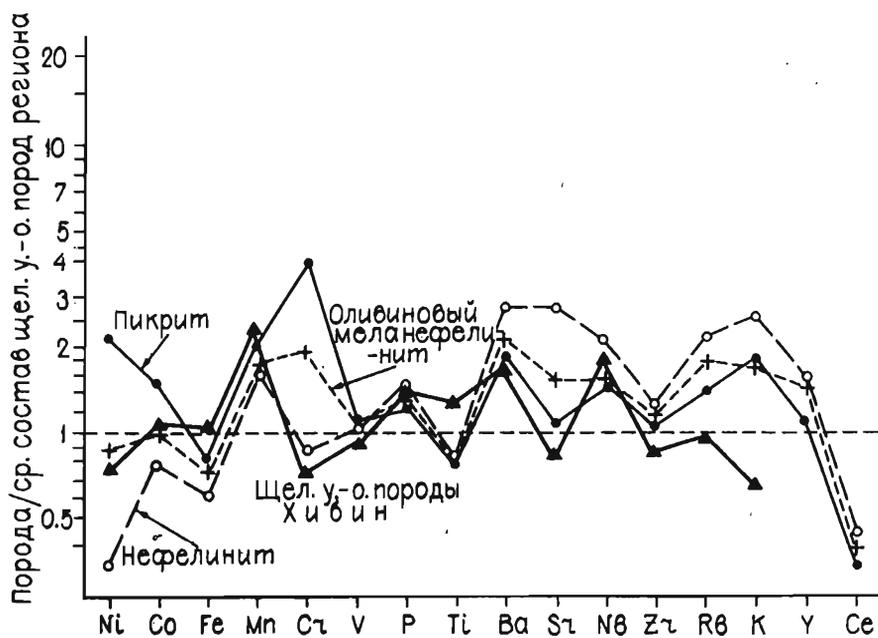


Рис.41. Распределение элементов-примесей в дайковых пикритах, оливиновых меланефелинитах, нефелинитах и щелочно-ультраосновных породах Хибин, нормированное к среднему составу щелочно-ультраосновных пород Кольского региона. Данные по plutоническим породам заимствованы из работ /47,17/.

ми значениями для нефелин-сиенитовых комплексов (рис.42) позволяет выявить существенную обогащенность фенолитов такими элементами, как никель, хром и ванадий. Отметим также повышенные содержания ниобия и циркония в дайках по сравнению с хибинскими нефелиновыми сиенитами. В целом же необходимо

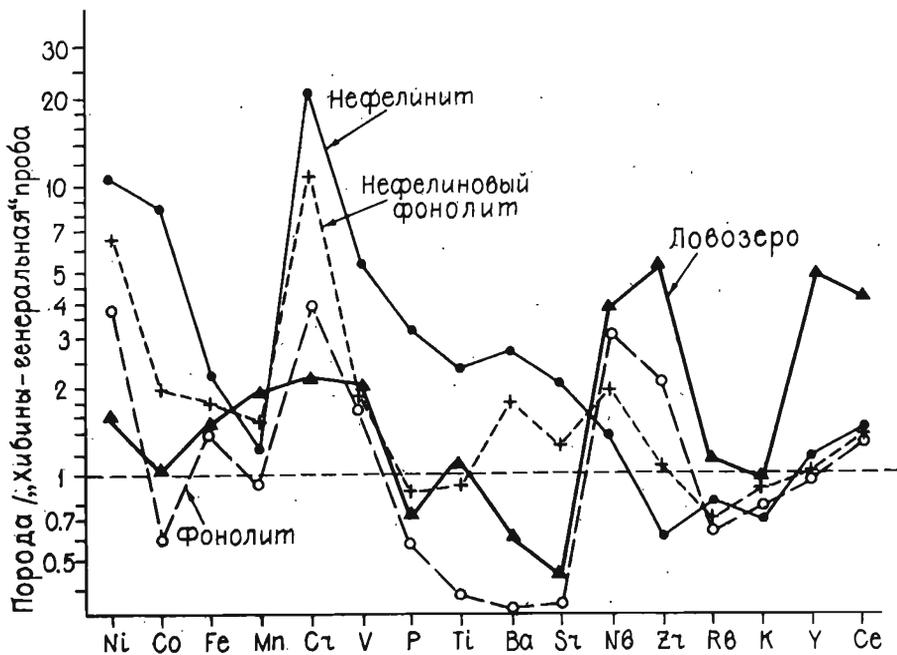


Рис.42. Распределение элементов-примесей в дайковых нефелинитах и фонолитах, нормированное к среднему составу пробы "Хибины-генеральная" /48/. Данные по нефелиновым сиенитам Ловозера заимствованы из работы /47/.

указать главную особенность: распределение элементов-примесей фонолитовой дайковой серии отражает геохимическую специфику нефелин-сиенитового магматизма как Хибинского, так и Ловозерского комплексов, причем последнего в большей степени, о чем свидетельствует наличие ниобиево-циркониевой аномалии в хибинских дайках. Примечательно, что повышенными содержаниями этих же элементов характеризуются и породы хибинской щелочно-ультраосновной серии (рис.41), что в общем согласуется с представлениями Л.Н.Когарко /40/ об обогащенности мантийного субстрата некогерентными элементами.

К числу сложных проблем петрологии дайковых пород Хибинского массива следует отнести вопросы генезиса щелочных габброидов и связи их с породами массива, тем более, что в составе плутонических серий аналоги этих пород отсутствуют. Имеющиеся данные позволяют предложить три различных пути образования щелочных габброидов.

В качестве первого пути может рассматриваться возникновение субщелочной габброидной серии в ходе эволюции ультраосновного-щелочного расплава, родоначального хибинским магмам. В принципе подобный тип эволюции рассмотрен Н.Роком /117/, который показал, что щелочно-габброидное направление проявляется в ходе нормальной дифференциации при низких содержаниях  $CO_2$  в расплаве, в то время как карбонатитовое, вследствие "задавливания" реакции кристаллизации плагиоклаза при высоком давлении  $CO_2$  ведет к фракционированию пироксена и образованию оливин-нефелинитовых магм. В этом случае щелочно-габброидная и нефелинитовая дайковые серии могут рассматриваться как две ветви эволюционного процесса, возникшие при разных режимах летучих компонентов в исходном расплаве.

Второй путь образования хибинских тералитов и эссекитов может быть связан с принадлежностью их к трапповой палеозойской формации Кольского региона, проявления которой в виде даек имеют широкое распространение /7/.

Здесь следует обратить внимание на существенные различия в вещественном составе долеритов и хибинских габброидов: последние имеют ярко выраженную щелочную специфику, которая проявляется в их химизме и минеральном составе, а также в химическом составе главных минеральных фаз. Вместе с тем, если допустить возможность интенсивного ошелачивания пород под воздействием вмещающих дайки ультрааглитовых нефелиновых сиенитов (доказательства реальности проявления этого процесса приведены в главах 1 и 3), а также в результате гибридности на более глубоких уровнях, то указанные различия могут быть вполне объяснимы.

В качестве третьего пути образования щелочных габброидов может быть рассмотрена их возможная связь со щелочными базальтами ловозерской вулкано-огенной свиты. Сравнение химизма обеих групп пород как по содержаниям главных петрогенных элементов, так и элементов-примесей /12/, выявляет между ними значительное сходство. Некоторая обогащенность хибинских образцов щелочами и, в первую очередь калием, может быть вызвана воздействием на них вмещающих ультракалиевых нефелиновых сиенитов (рисчорритов). Помимо сходства химического состава обнаружена близость структурно-петрографических черт пород, а также химизма главных породообразующих минералов: как и в ловозерских эссексит-порфиритах, в хибинских образцах вкрапленники представлены олигоклаз-андезином, клинопироксен имеет авгитовый и эгирин-авгитовый состав. Учитывая сказанное, наиболее логично рассматривать хибинские эссекситы и тералиты в качестве продуктов щелочно-базальтовой ветви палеозойского щелочного магматизма.

Полученный материал позволяет однозначно ответить на вопрос о связи щелочных габброидов Хибин с породами лампроитовой серии и принципиальной возможности обнаружения в составе плутона лампроитов. В настоящее время разработаны критерии выделения последних как по данным химического состава /9/, так и минералогическим признакам /108/. Сравнительный анализ химизма минеральных фаз, проведенный в минералогическом разделе настоящей работы, не выявил среди всех дайковых пород массива разновидностей, сходных с лампроитами. В отношении щелочных габброидов следует указать, что данные их химического состава свидетельствуют об их принадлежности к натровой ветви щелочных габброидов, шонкинитовые разновидности среди них крайне редки, и их появление связано с контаминацией вмещающими ультракалиевыми рисчорритами (содержание  $K_2O$  до 15%). Поскольку подобная тенденция в щелочно-габброидной серии не проявлена, обнаружение еще более калиевых и высокомагнезиальных основных фойдитов представляется маловероятными.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные авторами геолого-структурные, петрографические и минерало-геохимические исследования хибинских даек позволили последовательно решить следующие задачи: 1) определить главные типы дайковых пород, их относительную возрастную позицию и упорядочить их терминологию; 2) выяснить закономерности пространственного размещения разных групп даек в пределах массива и его обрамления; 3) выявить и изучить типоморфные минеральные ассоциации дайковых пород и заключенных в них глубинных ксенолитов; 4) определить петрогеохимические особенности разных групп даек и на этой основе с позиций сериального анализа оценить эволюцию дайковых пород и их связи с плутоническими породами массива.

На основании полученного фактического материала сделаны следующие выводы.

1. Среди дайковых пород массива выделены дайковые фации главных интрузивных комплексов (перидотитов и пироксенитов, мельтейгитов и ийолитов, нефелиновых и канкринитовых сиенитов) и дайки заключительного этапа его становления (автономные серии) от древних к молодым:

- а) щелочные габброиды (герапит- и эссексит-диабазы, тешениты);
- б) щелочные пикриты, оливиновые меланефелиниты;
- в) нефелиниты;
- г) фонолиты, тингуаиты, щелочные трахиты;
- д) карбонатиты.

Наиболее распространены дайки меланефелинитов (50% всех даек), щелочные габброиды и фонолиты имеют одинаковую распространенность, нефелиниты, камптониты, карбонатиты (за пределами карбонатитового штока) встречены в единичных дайках.

Пространственное размещение дайковых тел внутри плутона контролируется системой радиальных и кольцевых тектонических нарушений, причем с последними связано преобладающее количество даек. Размещение даек в обрамляющих массив породах преимущественно связано с разломами северо-восточного простирания.

2. Выделенные на основе геолого-петрографических признаков группы дайковых пород имеют различия в составе слагающих их минеральных фаз: сравнительный анализ выявил сходство минералов хибинских ультраосновных фойдитов с минералами дайковых серий щелочно-ультраосновных массивов Балтийского и других регионов. Наиболее близки изученным минералам дайковые серии массивов Ковдор и Vuoriaarvi, а также комплекс Фен в Норвегии. Среди минералов щелочных пикритов и меланефелинитов выявлены акцессорные ксеногенные фазы глубинного происхождения, образование которых, по-видимому, связано с дезинтеграцией нодулей шпинелевых и гранатовых перидотитов: хромдиопсиды, алмадинды, хромшпинелиды, ильмениты.

3. В пикритовом цементе трубки взрыва горы Намуайв, прорывающей щелочные породы массива, обнаружены ксенолиты шпинелевых перидотитов, состоящие из оливина, энстатита, паргасита, хромшпинелида, хромдиопсида, хромсодержащего флогопита и апатита. Проведенное изучение ксенолитов привело к следующим заключениям: а) шпинелевые перидотиты являются глубинными образованиями, которые по петрогеохимическим особенностям, фазовому составу и химизму минеральных фаз идентичны тем, которые встречены в областях развития щелочного и кимберлитового магматизма; б) РТ-условия образования перидотита (температура 990–1030°C и давление 15 кбар) соответствуют условиям глубинной фации шпинелевых перидотитов; в) значительная деплетированность хибинских перидотитовых нодулей позволяет рассматривать их как остаточный продукт экстракции базальтоидных расплавов из мантийного субстрата перцолитового состава, причем можно допустить, что эти расплавы могли быть родоначальными как для щелочной дайковой серии, так и для интрузивной щелочной

серии Хибинского массива; г) присутствие в составе шпинелевого перидотита таких водосодержащих минеральных фаз, как хромистый паргасит и флогопит, свидетельствует о метасоматической подготовке первичного мантийного субстрата, подвергшегося селективному плавлению.

4. Оценка путей эволюции дайковых расплавов позволила наметить три серии пород: а) щелочно-габброидную; б) пикрит-меланефелинит-нефелинитовую с карбонатитами; в) фонолитовую. В качестве главных факторов эволюции может рассматриваться процесс кристаллизационного фракционирования, в ходе которого возникли породы меланефелинитовой серии, обособление карбонатитовых расплавов от исходной щелочно-пикритовой магмы было связано, вероятно, с процессами ликвации.

5. Сравнительный анализ гипабиссальной дайковой и плутонической серий Хибинского массива приводит к выводу об аналогии в их эволюции, многие интрузивные породы имеют среди даек петрохимические аналоги. С позиций развиваемых в последние годы представлений о полиочаговой природе Хибин и на основе данных по распределению элементов-примесей наиболее вероятно связь дайковых пород нефелинитовой серии со щелочно-ультраосновным источником, ответственным за формирование перидотитов, пироксенитов и мельтейгит-йиолитов. Образование фонолитовых расплавов обусловлено эволюцией второго источника, с которым связаны гигантские объемы нефелин-сиенитовых магм. Связь с породами массива щелочных габброидов представляется маловероятной, сравнение петрогеохимических особенностей этих пород со щелочными базальтами ловозерской вулканогенной свиты, а также с аналогичными породами грабена Осло выявляет их сходство и позволяет рассматривать хибинские эссекситы и тералиты в качестве продуктов щелочно-базальтовой ветви палеозойского щелочного магматизма.

## ЛИТЕРАТУРА

1. АНДРЕЕВА Е.Д. Классификация и номенклатура интрузивных щелочных габброидов. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1975, № 2, с.49–60.
2. АРЗАМАСЦЕВ А.А., ИВАНОВА Т.Н., КОРОБЕЙНИКОВ А.Н. Петрология ийолит–уртитов Хибин и закономерности размещения в них залежей апатита. Л., Наука, 1987, 112 с.
3. АРЗАМАСЦЕВ А.А., СМИРНОВ В.В. Перспективы апатитоносности комплекса ультраосновных фойдолитов Хибин: геолого–минералогические критерии. – В кн.: Геология и минералогия месторождений апатита Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1987, с.23–29.
4. БАЛАШОВ Ю.А., РОМАНЧЕВ Б.П. Распределение редкоземельных элементов в Хибинском щелочном массиве. – Геохимия, 1977, № 3, с.352–359.
5. БАРАШКОВ Ю.П. Некоторые вопросы генезиса оливина кимберлитовых пород. – В кн.: Парагенезисы минералов кимберлитовых пород. – Якутск, изд. ЯФ СО АН СССР, 1981, с.36–55.
6. БЕЙЛИ Д.К. Континентальное рифтообразование и щелочной магматизм. – В кн.: Щелочные породы. М., Мир, 1976, с.169–183.
7. БЕЛЯЕВ К.Д., УВАДЬЕВ Л.И. Палеозойские дайковые комплексы Кольского полуострова и Северной Карелии. – Сов. геология, 1977, № 2, с.67–76.
8. БЛАГУЛЬКИНА В.А. О составе фенокристаллов оливина из кимберлитов Якутии. – В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород. Л., Наука, 1976, с.53–61.
9. БОГАТИКОВ О.А., МАХОТКИН И.Л., КОНОНОВА В.А. Лампроиты и их место в систематике калиевых пород. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1985, № 12, с.3–10.
10. БОГАТИКОВ О.А., КОСАРЕВА Л.В., ШАРКОВ Е.В. Средние химические составы магматических горных пород. М., Недра, 1987, 152 с.
11. БОРОДИН Л.С., ГЛАДКИХ В.С. Новые данные по петрографии и геохимии вулканогенных щелочных пород контозерской свиты. – В кн.: Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. М., Наука, 1973, с.48–54.
12. БОРОДИН Л.С., ГЛАДКИХ В.С., ЕГОРОВА Н.Ф. К петрологии и геохимии эффузивных пород Ловозерского щелочного массива в связи с проблемой его генезиса. Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. М., Наука, 1973, с.48–54.
13. БОРОДИН Л.С., ЛАПИН А.В., ПЯТЕНКО И.К. Петрология и геохимия щелочно–ультраосновных пород и кимберлитов. М., Наука, 1976, 242 с.
14. БОРУЦКИЙ Б.Е. Возрастные соотношения пегматитов Хибинского массива с дайковыми породами. Автореф. работ сотр. ИГЕМ за 1964 г. М., изд.ИГЕМ, 1965, с.186–187.

15. БУЛАХ А.Г., ИВАНИКОВ В.В. Проблемы минералогии и петрологии карбонатитов. Л., изд. ЛГУ, 1984, 244 с.
16. ВЛАДИМИРОВ Б.М., ВОЛЯНЮК Н.Я., ПОНОМАРЕНКО А.И. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М., Наука, 1976, 283 с.
17. ГАЛАХОВ А.В. Петрология Хибинского щелочного массива. Л., Наука, 1975, 256 с.
18. ГАРАНИН В.К., КУДРЯВЦЕВА Г.П., СОШКИНА Л.Т. Ильменит из кимберлитов. М., изд. МГУ, 1984, 240 с.
19. ГАРАНИН В.К., КРОТ А.Н., КУДРЯВЦЕВА Г.Т. и др. Минеральные парагенезисы гранатов из пород диатрем одного из районов СССР. - В кн.: Минералогия кимберлитов и родственных им пород. М., изд. МГУ, 1986, с.26-45. Деп. ВИНТИ 02.10.86, № 6967-В.
20. ГАРАНИН В.К., ЛУНЕЖЕВА Е.С., ПОСУХОВА Т.В. и др. Морфологические особенности, состав, физические свойства и минеральные парагенезисы хромдиопсида из брекчий одного из районов СССР. - В кн.: Минералогия кимберлитов и родственных им пород. М., изд. МГУ, 1986, с.155-170. Деп. в ВИНТИ 02.10.86, № 6967-В.
21. ГЕРАСИМОВСКИЙ В.И., ПОЛЯКОВ А.И. Геохимия вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки. - В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система, т.3, М., Наука, 1974, с.5-194.
22. ГОРСТКА В.Н. Геолого-петрографические особенности дайкового комплекса юго-восточной части ийолит-уртитовой дуги Хибинского массива. - В кн.: Щелочные породы Кольского полуострова и их апатитоносность. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1978, с.44-49.
23. ГРИГОРЬЕВА Л.В., САВИЦКИЙ А.В. Новые данные о щелочных лампрофирах северо-восточного обрамления Хибинского массива. - Докл. АН СССР, 1979, т.248, № 6, с.1400-1403.
24. ДОВЖИКОВ Н.А., ДОВЖИКОВА Е.Г., СМЫСЛОВ С.А. Клинопироксены из щелочно-ультраосновных пород дайкового комплекса Среднего Тимана. - Зап. ВМО, 1985, ч.114, вып.5, с.599-608.
25. ДОУСОН Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М., Мир, 1983, с.300.
26. ДУДКИН О.Б., САВИЦКИЙ А.В. Поздние ортоклазиты Ловозерского массива и его обрамления. - Докл. АН СССР, 1979, т.247, № 6, с.1441-1443.
27. ДУДКИН О.Б., МИНАКОВ Ф.В., КРАВЧЕНКО М.П. и др. Карбонатиты Хибин. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1984, с.98.
28. ЕГОРОВ Л.С. Щелочно-ультраосновной магматизм и его минерогения. - Геол. руд. мест-й, 1985, № 4, с.13-24.
29. ЕЛИСЕЕВ Н.А., ОЖИНСКИЙ И.С., ВОЛОДИН Е.Н. Геологическая карта Хибинских тундр. Л.-М., ГОНТИ, 1939, 68 с.
30. ЖАБИН А.Г., СУРИНА Н.П. Петрология даек, силлов и грубок взрыва Маймеча-Котуйской провинции. М., Наука, 1970, 203 с.

31. ЗАК С.И., КАМЕНЕВ Е.А., МИНАКОВ Ф.В. и др. Хибинский щелочной массив. Л., Недра, 1972, 175 с.
32. ИВАНОВА Т.Н., ДУДКИН О.Б., КОЗЫРЕВА Л.В. и др. Ийолит-уртиты Хибинского массива. Л., Наука, 1970, 180 с.
33. КАЛИНКИН М.М., КОЗЫРЕВА Л.В., ЕФИМОВ М.М. и др. Трубки взрыва Онежско-Кандалакшской зоны в восточной части Балтийского щита. - В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых на Кольском полуострове. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1985, с.94-100.
34. КАПУСТИН Ю.Л. Особенности распределения титана, ниобия и тантала в породах и минералах карбонатитовых комплексов. - Докл. АН СССР, 1986, т.288, № 5, с.1204-1209.
35. КАПУСТИН Ю.Л. Кимберлиты, кимберлитоподобные породы и проблема алмазоносности трубок взрыва. - Сов. геол., 1987, № 2, с.96-110.
36. Карбонатиты. Под ред. О.Таттл, Дж.Гиттинса. М., Мир, 1969, 486 с.
37. Кимберлитовые породы Приазовья. М., Наука, 1978, 320 с.
38. КОГАРКО Л.Н. Проблемы генезиса апатитовых магм. М., Наука, 1977, 294 с.
39. КОГАРКО Л.Н., КРАММ У., БЛАКСЛАНД А. и др. Возраст и происхождение щелочных пород Хибинского массива (изотопия рубидия и стронция). - Докл. АН СССР, 1981, т.260, № 4, с.1001-1004.
40. КОГАРКО Л.Н. Неоднородность верхней мантии Земли и щелочной магматизм."27 Международ. геол. конгр., Москва, 4-14 авг., 1984, Докл. Т. 11. Сек. С. 11. Геохимия и космохимия". М., Наука, 1984, с.157-164.
41. КОЗЫРЕВА Л.В. К минералогии эруптивных брекчий Хибинского массива. - В кн.: Новые данные по минералогии магматических и метаморфических комплексов Кольского полуострова, Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1985, с.10-15.
42. КОСТРОВИЦКИЙ С.И. Геохимические особенности минералов кимберлитов. Новосибирск, Наука, 1986, 264 с.
43. КОСТЫЛЕВА-ЛАБУНЦОВА Е.Е., БОРУЦКИЙ Б.Е., СОКОЛОВА М.Н. и др. Минералогия Хибинского массива, т.1 и П, М., Наука, 1978, 228 с., 586 с.
44. КОТОВ Н.В., ДОНСКИХ А.В., ШИНКАРЕВ Н.Ф. Петрогенетические взаимоотношения основных и щелочных пород (по экспериментальным данным). Л., изд. ЛГУ, 1984, 132 с.
45. КРАВЧЕНКО С.М., МИНЕЕВ Д.А., КАМЕНЕВ Е.А. и др. Редкие земли и стронций в породах и минералах ийолит-уртитового комплекса Хибинского массива. - Геохимия, 1979, № 7, с.1035-1045.
46. КУПЛЕТСКИЙ Б.М. Петрографический очерк Хибинских тундр. - В кн.: Хибинские и Ловозерские тундры. - Труды Ин-та по изуч. Севера, вып.39, 1928, т.2, с.76-202.

47. КУХАРЕНКО А.А., БУЛАХ А.Г., ИЛЬИНСКИЙ Г.А. и др. Металлогенетические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. – Труды Ленингр. об-ва естествоиспыт., т.72, 1971, вып.2, 280 с.

48. КУХАРЕНКО А.А., ИЛЬИНСКИЙ Г.А. Уточненные данные о кларках Хибинского щелочного массива. – Зап. ВМО, 1984, ч.113, вып.4, с.393–397.

49. ЛАПИН А.В. Закономерности формирования щелочных дайковых комплексов в связи с проблемой генезиса карбонатитов. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 7.

50. ЛАПИН А.В. Закономерности формирования щелочных дайковых комплексов в связи с проблемой генезиса карбонатитов (на примере Ковдорского массива). – В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. М-лы регион. петр. совещ., Л., Наука, 1971, с.277–283.

51. ЛУПАНОВА Н.П. Поачвумчорр и прилегающие к нему с запада высоты. – Труды Аркт. ин-та, т.23, 1935, с.59–112.

52. Магматические горные породы, т.2. Щелочные породы. Под ред. В.А.Кононова. М., Наука, 1984, 416 с.

53. МАЙСЕН Б., БЕТТЧЕР А. Плавление водосодержащей мантии. М., Мир, 1979, 124 с.

54. МАРАКУШЕВ А.А., ФИНОГЕНОВ А.Н., ЕМЕЛЬЯНЕНКО П.Ф. и др. Петрохимическая систематика и номенклатура интрузивных пород, их количественный минеральный состав. – Бюлл. МОИП отд. геол., 1979, т.54, вып.1, с.96–109.

55. МАРАКУШЕВ А.А., БЕЗМЕН Н.И. Вариолиты и их петрогенетическое значение. – Вестник МГУ, сер.4, геология, 1987, № 5, с.62–77.

56. МИНАКОВ Ф.В., ДУДКИН О.Б., КАМЕНЕВ Е.А. О карбонатитовом комплексе Хибин. – Докл. АН СССР, 1981, т.259, № 3, с.672–675.

57. НИКИШОВ К.Н. Петролого–минералогическая модель кимберлитового процесса. М., Наука, 1984, 214 с.

58. Новые хибинские апатитовые месторождения. (Под ред. Каменева Е.А., Минеева Д.А.). М., Недра, 1982, 182 с.

59. ПЕРЕКРЕСТ И.И., СМИРНОВ В.В. Геологическая и структурная позиция апатитового месторождения Снежный цирк. – В кн.: Структурный контроль оруденения в магматических и метаморфических комплексах Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1984, с.13–22.

60. РЯБЧИКОВ И.Д., ШРАЙЕР В., АБРАХАМ К. Состав флюида в разрезах форстерит–кремнезем–вода и жадеит–диопсид–вода при параметрах верхней мантии. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1982, № 5, с.13–21.

61. САМОЙЛОВ В.С. Геохимия карбонатитов. М., Наука, 1984, 191 с.

62. САМОЙЛОВ В.С., КОВАЛЕНКО В.М., ИВАНОВ В.Г. Карбонатитовые ликваты в щелочных породах комплекса Мушугай–Худук (Южная Монголия). – Докл. АН СССР, 1987, т.294, № 2, с.453–456.

63. СНЯТКОВА О.Л., ПРОНЯГИН Н.И., МАРКИТАХИНА Т.М., ХОМЯКОВ А.П. Карбонатитовый комплекс Хибинского массива и перспективы обнаружения в массиве промышленных скоплений природной соды. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1984, № 11, с.124-128.

64. СОЛОВЬЕВ С.П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., Наука, 1970, 312 с.

65. ШАРКОВ Е.В., ПУХТЕЛЬ И.С. Минералы эклогитов (гранатовых вебстеритов) и эклогитоподобных пород из трубки взрыва о-ва Еловый (Кольский полуостров). В кн.: "Глубин. ксенолиты и строение литосф.", М., Наука, 1987, с.127-147.

66. ШИНКАРЕВ Н.Ф., ИВАНИКОВ В.В. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л., Недра, 1983, 271 с.

67. ARAI S. K:Na variation in phlogopite and amphibole of upper mantle peridotites due to fractionation of the metasomatizing fluids.-Journ. Geol. 1986, v.94, N 3, p.436-444.

68. BARNETT R.L., ARIMA M., BLACKWELL J.D. et al. The Picton and Varty Lake ultramaphic dikes: Jurassic magmatism in the St. Lawrence Platform near Belleville, Ontario. - Canad.-J. Earth Sci., 1984, v.21, N 12, p.1460-1472.

69. BARTON M., BERGEN M.J. Green clinopyroxenes and associated phases in a potassium-rich lava from Leicite Hills, Wyoming. - Contrib. Mineral. Petrol., 1981, v.77, N 2, p.101-114.

70. BEDSON P., HAMILTON D.K. Kimberlites, carbonatites and liquid immiscibility. - Progress in experiment. petrol. Ed. C.E.Ford, 1981, Swindon, p.29-33.

71. BOETICHER A.L., O'NEIL J.R. Stable isotopes, chemical and petrographic studies of high-pressure amphiboles and micas: evidence for metasomatizm in the mantle source region of alkali basalts and kimberlites. - Amer. J. Sci., 1980, v.280A, p.594-621.

72. BREY G., BRICE W.R., ELLIS D.H. et al. Pyroxene-carbonate reactions in the upper mantle. - Earth Planet. Sci. Lett., 1983, v.62, N 1, p.63-74.

73. CARSWELL D.A. Mantle derived lherzolite nodules associated with kimberlite, carbonatite and basalt magmatism: a review. - Lithos, 1980, v.13, p.121-138.

74. CHAPMAN N.A. Inclusions and megacrysts from under-saturated tuffs and basanites, East Fife, Scotland. - J. Petrol., 1976, v.17, N 4, p.472-498.

75. CLARKE D.B., MUECKE G.K., Pe-PIPER G. The lamprophyres of Ubekendt Ejland, West Greenland: products of renewed partial melting or extreme differentiation? - Contrib. Mineral. Petrol., 1983, v.83, N 1-2, p.117-127.

76. DAWSON J.B., SMITH J.V. Upper-mantle amphiboles: a review. - Mineral. Mag., 1982, v.45, N 37, p.35-46.

77. De PAOLO D.J., WASSERBURG G.J. Nd isotopic variations and petrogenetic models. - *Geophys. Res. Lett.*, 1976, v.3, N 5, p.249-252.

78. DUDA A., SCHMINCKE H.U. Polibarc differentiation of alkali basaltic magmas: evidence from green-core clinopyroxenes (Eifel, FRG). - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1985, v.91, N 4, p.340-353.

79. EBY G.N. Minor and trace element partitioning between immiscible ocelli-matrix pairs from lamprophyre dikes and sills, Quebec. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1980, v.75, N 3, p.269-278.

80. ECKERMANN H., von. Contributions to the knowledge of the alkaline dikes of the Alno region. I-III.-*Arkiv for Mineral. Geol.*, b.2, h.6, 1960, p.539-550.

81. FABRIES J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1979, v.69, N 4, p.329-336.

82. FAERSETH R.B., MACINTYRE R.M., NATERSTAD J. Mesozoic alkaline dikes in the Sunnhordland region, W.Norway: ages, geochemistry and regional significance. - *Lithos*, 1976, v.9, N 4, p.331-345.

83. FERGUSON J., CURRIE K.L. Evidence of liquid immiscibility in alkaline ultrabasic rocks at Callander Bay, Ontario. - *J. Petrol.*, 1971, v.12, N 3, p.561-585.

84. FINNERTY A.A., BOYD F.R. Pressure dependent solubility of calcium in forsterite coexisting with diopside and enstatite. - *Carnegie Inst. Annual Rept. Dir. Geophys. Lab.* 1977-1978. Wash. D.C., 1978, p.713-717.

85. FOLEY S.F. Liquid immiscibility and melt segregation in alkaline lamprophyres from Labrador. - *Lithos*, 1984, v.17, p.127-137.

86. FORD C., RUSSEL D., CRAVEN J. et al. Olivine-liquid equilibria: temperature, pressure, and composition dependence of the crystal-liquid cation partition coefficients for Mg, Fe<sup>2+</sup>, Ca and Mn. - *J. Petrol.*, 1983, v.24, N 3, p.256-265.

87. FREESTONE I.C., HAMILTON D.L. The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites - an experimental study. - *Progr. experiment. petrol.* 1978-1980. Ed. C.E.Ford, Swindon, 1981, p.27-29.

88. FURNES H., PEDERSEN R.B., MAALOE S. Petrology and geochemistry of spinel peridotite nodules and host basalt, Vestspitsbergen. - *Norsk. Geol. Tidsskr.*, 1986, v.66, N 1, p.53-68.

89. GASPAR J.C., WYLLIE P.J. Ilmenite (high Mg, Mn, Nb) in the carbonatites from the Jacupiranga Complex, Brasil. - *Amer. Mineral.* 1983, v.68, p.960-971.

90. GRIFFIN W.L. Lherzolite nodules from the Fen alkaline complex, Norway. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1973, v.38, N 2, p.135-146.
91. GRIFFIN W.L., TAYLOR P.N. The Fen damkjernite: Petrology of a "Central-complex kimberlite". - *Phys. Chem. Earth.*, 1975, v.9, p.163-177.
92. HANSEN K. Lamprophyres and carbonatitic lamprophyres related to rifting in the Labrador Sea. - *Lithos*, 1980, v.13, N 2; p.145-152.
93. HARIJA Y. H<sub>2</sub>O in the Earth's interior. *Materials Science of the Earth's interior*. Ed. I.Sunagawa, Tokyo, 1984, p.463-475.
94. HERVIG R.L., SMITH J.V., STEELE I.M. et al. Fertile and barren Al-Cr-spinel harzburgites from the upper mantle: ion and electron probe analyses of trace elements in olivine and orthopyroxene: relation to lherzolites. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1980, v.50, N 1, p.41-58.
95. KOSTER van GROOS A.F., WYLLIE P.J. Liquid immiscibility in the join NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O and its bearing on the genesis of carbonatites. - *Amer. J. Sci.*, 1968, v.266, p.932-967.
96. KRESTEN P. Chrome pyrope from the Alno complex. - *Geol. Foren. Stockholm Forh.* 1976, v.98, p.179-180.
97. KRESTEN P., AHMAN E., BRUNFELT A.O. Alkaline ultramafic lamprophyres and associated carbonatite dikes from the Kalix area, N. Sweden. - *Geol. Rundsch.*, 1981, B.70, H.3, p.1215-1231.
98. KRESTEN P., NAIRIS H.J. Alno diamonds. *Geol. Foren. Forh.*, 1982, v.104, pt.3, p.210.
99. Le BAS M.J. Carbonatite-nephelinite volcanism. N-York, Wiley, 1977, 318 p.
100. LLOYD F.E. Upper-mantle metasomatism beneath a continental rift: clinopyroxenes in alkali mafic lavas and nodules from South West Uganda. - *Mineral. Mag.*, 1981, v.44, p.315-323.
101. MALPAS J., FOLEY S.F., KING A.F. Alkaline mafic lamprophyres from the Aillik Bay area, Labrador. - *Canad. J. Earth Sci.*, 1986, v.23, N 12, p.1902-1918.
102. MENZIES M.A., MURTHY V.R. Mantle metasomatism as a precursor to the genesis of alkaline magmas - isotopic evidence. - *Amer. J. Sci.*, 1980, v.280A, p.622-638.
103. MENZIES M.A., WASS S.Y. CO<sub>2</sub> and LREE-rich mantle below eastern Australia: a REE and isotopic study of alkaline magmas and apatite-rich mantle xenoliths from the Southern Highlands Province, Australia. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1983, v.65, N 2, p.287-302.

104. MITCHELL R.H. Kimberlites and related rocks - a critical reappraisal. - *J. Geology*, 1970, v.78, N 6, p.686-704.
105. MITCHELL R.H. The alleged kimberlite-carbonatite relationship; additional contrary mineralogical evidence. - *Amer. J. Sci.*, 1979, v.279, N 5, p.570-589.
106. MITCHELL R.H. Pyroxenes of the Fen alkaline complex, Norway.-*Amer. Mineral.*, 1980, v.65, N 1-2, p.45-54.
107. MITCHELL R.H. A harzburgite-bearing monchiquite from Wawa, Ontario. - *Canad. Mineral.*, 1982, v.20, N 2, p.211-216.
108. MITCHELL R.H. Mineralogy of lamproites: a review. - *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 1985, v.88, pt.2, p.411-437.
109. MOORE A.E., ERLANK A.J. Unusual olivine zoning - evidence for complex physico-chemical changes during the evolution of olivine melilitite and kimberlite magmas. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1979, v.70, N 4, p.391-405.
110. MORRIS P.A. Magfrac: A basic program for least-squares approximation of fractional crystallization. - *Computers Geosci.*, 1984, v.10, N 4, p.437-444.
111. MYSEN B.O. Experimental determination of some geochemical parameters relating to conditions of equilibration of peridotite in the upper mantle. - *Amer. Mineral.*, 1976, v.61, N 7-8, p.677-683.
112. O'HARA M.J., SANNDERS M.J., MERCY E.L.P. Garnet-peridotite, primary ultrabasic magma and eclogite; interpretation of upper mantle processes in kimberlite. - *Phys. Chem. Earth.*, 1975, v.9, p.571-604.
113. OLAFSSON M., EGGLER D.H. Phase relations of amphibole, amphibole-carbonate and phlogopite-carbonate peridotite: petrologic constraints of the asthenosphere. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1983, v.64, p.305-315.
114. ONUMA K., YAMAMOTO M. Crystallization in the silica-undersaturated portion of the system diopside-nepheline-akermanite-silica and its bearing on the formation of melilitites and nephelinites.-*Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, 1976, ser.2, v.17, N 2, p.247-255.
115. PRAEGEL N.O. Origin of ultramafic inclusions and megacrysts in a monchiquite dike at Streap, Inverness-shire, Scotland. - *Lithos*, 1981, v.14, N 4, p.305-322.
116. ROBERT J.L. Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions. - *Chem. Geol.*, 1976, v.17, p.213-227.
117. ROCK N.M.S. The role of CO<sub>2</sub> in alkali rock genesis. - *Geol. Mag.*, 1976, v.113, N 2, p.97-113.

118. ROCK N.M.S. The nature and origin of ultramafic lamprophyres: alnoites and allied rocks. - J. Petrol., 1986, v.27, N 1, p.155-196.
119. ROEDER P.L., CAMPBELL I.H., JAMIESON H.E. A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. - Contrib. Mineral. Petrol., 1979, v.68, N 3, p.325-334.
120. SALPAS P.A., TAYLOR L.A., SHERVAIS J.W. The Blue Ball, Arkansas Kimberlite: Mineralogy, Petrology and Geochemistry. - J. Geol., 1986, v.94, N 6, p.891-901.
121. SCHNEIDER M.E., EGGLER D.H. Fluids in equilibrium with peridotite minerals: implications for mantle metasomatism. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1986, v.50, N 5, p.711-724.
122. SCOTT P.W. Crystallization trends of pyroxenes from the alkaline volcanic rocks of Tenerife, Canary Islands. - Mineral. Mag., 1976, v.40, p.805-816.
123. SEGALSTAD T.V. Petrology of the Scien basaltic rocks, southwestern Oslo Region, Norway. - Lithos, 1979, v.12, N 3, p.221-240.
124. SIMKIN T., SMITH J.V. Minor-element distribution in olivine. - J. Geology, 1970, v.78, N 3, p.304-325.
125. SMITH J.V., BRENNESHOLTZ R., DAWSON J.B. Chemistry of micar from kimberlites and xenoliths. - 1. Micaceous kimberlites. Geochim. Cosmochim. Acta, 1978, v.42, N 7, p.959-971.
126. STRECKEISEN A. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS Subcommittee on the systematics of igneous rocks. - Geology, 1979, v.7, N 7, p.331-335.
127. TAKAHASHI E. Partitioning of Ni, Co, Fe, Mn and Mg between olivine and silicate melts: compositional dependence of partition coefficients. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1978, v.42, N 9, p.1829-1844.
128. TOMPKINS L.A. Groundmass oxide minerals in the Koidu kimberlite dikes, Sierra Leone, West Africa. - Contrib. Mineral. Petrol. 1985, v.91, N 3, p.245-253.
129. VARTIAINEN H., KRESTEN P., KAFKAS Y. Alkaline lamprophyres from the Sokli complex Northern Finland. - Bull. Geol. Soc. Finland, 1978, N 50, pt.1-2, p.59-68.
130. VELDE D., YODER H.S. The chemical composition of melilite-bearing eruptive rocks. - Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1976, v.75, p.574-580.
131. WASS S.Y. Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. - Lithos, 1979, v.12, N 1, p.115-132.

132. WELLS P.R.A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. - Contrib. Mineral. Petrol., 1977, v.62, N 2, p.129-139

133. WRIGHT T.L., DOHERTY P.C. A linear programming and least squares computer method for solving petrologic mixing problems. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, v.81, p.1995-2008.

134. WRIGHT T.L. Presentation and interpretation of chemical data for igneous rocks. - Contrib. Mineral. Petrol., 1974, v.48, N 4, p.233-248.

135. YODER H.S. Melilite stability and paragenesis. - Fortschr. Mineral., 1973, v.50, p.140-173.

## О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
В В Е Д Е Н И Е .....	3
Глава 1. ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ ДАЙКОВЫХ ПОРОД .....	4
1.1. Краткие сведения о геологическом строении Хибинского массива и состояние изученности дайковых пород (А.А. Арзамасцев, В.А.Каверина) .....	4
1.2. Геология и закономерности размещения даек (А.А.Арза- масцев, В.А.Каверина) .....	5
1.3. Петрографическая характеристика дайковых пород (А.А. Арзамасцев) .....	12
Глава 2. МИНЕРАЛЫ ДАЙКОВЫХ ПОРОД И ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ (А.А.Арзамасцев, Л.И.Полежаева) .....	21
2.1. Оливин .....	21
2.2. Клинопироксены .....	25
2.3. Амфиболы .....	33
2.4. Слюды .....	34
2.5. Гранаты .....	41
2.6. Ильменит .....	45
2.7. Хромшпинелиды .....	45
2.8. Прочие минералы дайковых пород .....	46
Глава 3. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ДАЙКОВЫХ ПОРОД (А.А.Арзамасцев)	51
Глава 4. ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ДАЙКОВЫХ ПОРОД (А.А.Арзамасцев)	60
4.1. Состав нодулей шпинелевых перидотитов как индикатор условий магмогенерации .....	60
4.2. Вопросы эволюции дайковых серий массива .....	65
З А К Л Ю Ч Е Н И Е .....	74
Л И Т Е Р А Т У Р А .....	76

Арзамасцев А.А., Каверина В.А., Полежаева Л.И.

ДАЙКОВЫЕ ПОРОДЫ ХИБИНСКОГО МАССИВА  
И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

Редактор В.И.Хяргинен  
Технический редактор В.А.Ганичев

Подписано к печати 30.09.88. ПН - 02501.  
Формат бумаги 60x84 1/8. Бумага офсетная. Печать офсетная.  
Усл.печ.л. 10.23. Уч.-изд.л. 6.71. Кр.-оттиск 10.23.  
Тираж 310 экз. Заказ № 418.  
Цена 80 коп.

---

Кольский научный центр АН СССР  
184200, Апатиты, Мурманская область, Ферсмана, 14