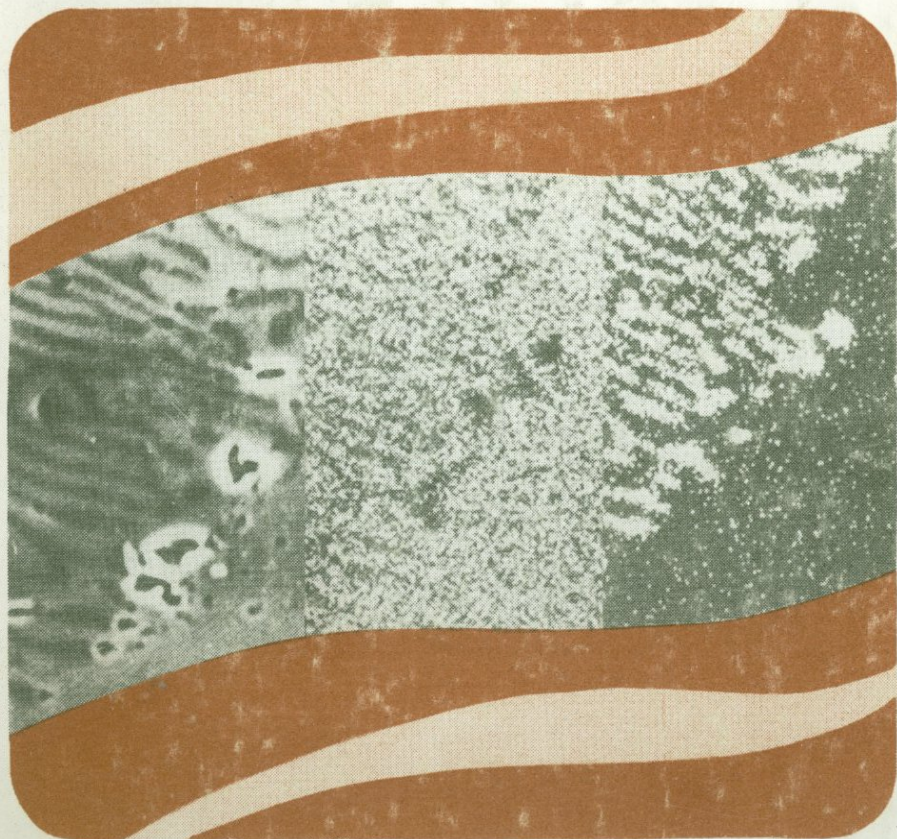


**Б. Е. БОРУЦКИЙ**

**ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ  
МИНЕРАЛЫ  
ВЫСОКОЩЕЛОЧНЫХ  
КОМПЛЕКСОВ**



« НАУКА »

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,  
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

Б. Е. БОРУЦКИЙ

**ПОРОДОБРАЗУЮЩИЕ  
МИНЕРАЛЫ  
ВЫСОКОЩЕЛОЧНЫХ  
КОМПЛЕКСОВ**

Ответственный редактор  
член-корреспондент АН СССР А. С. МАРФУНИН

5013



МОСКВА "НАУКА"  
1988



Породообразующие минералы высокощелочных комплексов /  
Б.Е. Боруцкий. — М.: Наука, 1988. — 215 с. — ISBN 5-02-002627-1.

Монография является сводкой по минералогии породообразующих минералов высокощелочных плутоно-магматических комплексов, в составе которых ведущее положение занимают агпаитовые нефелиновые сиениты. В основу работы положены многолетние изучения щелочных полевых шпатов, нефелина, пироксена, амфиболов, слюд и других породообразующих минералов хибинского и отчасти ловозерского и илимаусакского комплексов, выполненные автором с использованием микрозондовых и рентгеновских определений, а также методов электронной микроскопии и микродифракции. Данные о породообразующих минералах применены при решении различных геолого-петрологических задач в хибинском щелочном комплексе.

Для геологов, минералогов, петрографов, геохимиков.

Табл. 37. Ил. 46. Библиогр.: 144 назв.

Рецензенты: *Е.И. Семенов, Л.В. Бершов*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Целью данной работы было выявление характерных особенностей минералов в породах высокощелочных магматических комплексов. Такие комплексы редки, но с ними связаны уникальные по составу и кристаллической структуре щелочные минералы, содержащие ценные редкие и рассеянные элементы и обладающие полезными техническими свойствами, хотя еще и недостаточно изученными. Скопления этих минералов нередко образуют месторождения, с освоением которых связано настоящее и будущее нашей экономики. Возникновение щелочных минералов, пород и руд в конечном итоге обусловлено особыми условиями минералообразования из высокощелочных расплавов и растворов. Однако в каждом отдельном случае их формирование протекает в результате сочетания многообразных геологических, петрохимических, геохимических и термодинамических факторов, приводящих к существенным различиям. Пути эволюции родоначальной магмы в конкретной тектонической обстановке петрогенеза, характер вмещающих пород и степень ассимиляции их магмой, флюидный режим и интенсивность постмагматических преобразований пород (метаморфизм, перекристаллизация, метасоматическое процессы) по-разному сказались на облике и химизме формирующихся щелочных пород, слагающих их минеральных ассоциаций, составе и свойствах породообразующих минералов.

Так или иначе, минералы могут быть использованы в качестве индикаторов тех минералообразующих процессов, в результате которых они образовались, — это одна из основных задач учения о типоморфизме минералов [96]. Обычно данные о типоморфизме минералов используются для весьма широких обобщений. Закономерности, найденные в обобщающих работах по типоморфизму отдельных минералов или их групп — кварца, полевых шпатов, рудных минералов и др., чаще всего "не работают" применительно к решению конкретных геолого-петрологических задач. Это происходит из-за невозможности учета всех факторов минералообразования при абстрагировании от конкретных ситуаций, что ведет к потере информативности минералогических индикаторов. Отсюда следует единственный, на наш взгляд, вывод — необходимость детального минералогического изучения заслуживающих того геологических объектов, выявления конкретных, присущих этим объектам закономерностей для использования их с целью расширения или углубления знаний о тех же самых

объектах. Такие исследования имеют непосредственную практическую значимость, так как их выводы могут быть использованы для самых разнообразных задач — интерпретации данных бурения при изучении глубинного строения плутонов или месторождений, геологическом картировании, разработке поисковых критериев рудных залежей в данном регионе, для технологической характеристики руд и перспективных площадей в целях комплексного извлечения полезных компонентов при эксплуатации.

В качестве примеров в работе рассмотрены наиболее крупные и богато минерализованные высокощелочные магматические комплексы: ловозерский и хибинский (Кольский полуостров) и илимаусакский (Южная Гренландия), в составе которых существенную роль играют породы экстремально высокой щелочности — агпайтовые нефелиновые сиениты. Эти комплексы (хотя все они относятся к единой формации агпайтовых нефелиновых сиенитов) имеют собственную сложную и длительную историю развития, отличающуюся по характеру минерализации и рудоносности. Кроме агпайтовых пород, в их строении принимают участие нормальные нефелиновые сиениты, щелочные гранитоиды, габбро-сиениты, мельтейгит-уртиты, древние вулканогенные породы, разнообразные дайки, пегматиты, метасоматиты. Их изучение дает тот необходимый фон, в отрыве от которого невозможно понять природу и условия возникновения высокощелочных дериватов и связанных с ними месторождений.

Минералогия — фундаментальная наука. Как и все естественные науки, она опирается на строгие факты наблюдений и экспериментов, но в то же время это, как теперь говорят, банк данных о составе и строении природного вещества, полученных точными, чувствительными методами, с региональной привязкой. Эти данные имеют не меньшую ценность, чем основанные на них заключения, и могут использоваться как фактическая основа для решения совершенно иных задач и другими исследователями. Поэтому мы стремились к насыщению текста новыми оригинальными анализами, которые нередко опускаются в работах обобщающего характера.

Автор глубоко благодарен сотрудникам аналитических лабораторий ИГЕМ АН СССР: А.И. Цепину и Т.И. Головановой, Н.И. Органовой, В.П. Иванову и И.М. Марсий, А.И. Горшкову, Н.Д. Самотойну, Н.В. Трубкину, А.В. Мохову и А.В. Сивцову, Б.Б. Звягину и С.В. Соболевой, М.М. Аракелянц, Л.П. Некрасовой, Г.Е. Каленчук, И.Б. Никитиной, а также работникам кафедр кристаллографии: Е.П. Железину, Е.Л. Белоконовой, О.В. Якубович и Н.А. Ямновой (МГУ) и И.Е. Каменцеву (ЛГУ). Автор признателен проф. Р.Ф. Мартину (университет Мак-Гилл, Монреаль, Канада) за прецизионные измерения ряда хибинских полевых шпатов в камере Гинье, послужившие основой для совместного доклада на XXVII Международном геологическом конгрессе в Москве.

Мы постоянно чувствовали поддержку своих коллег по совместной работе в Хибинах и благодарны за это М.Н. Соколовой, З.В. Шлюковой, В.А. Юдинцевой (ИГЕМ АН СССР), И.В. Белькову, Т.Н. Ивановой, О.Б. Дудкину, Н.Г. Померанцевой, Л.В. Козыревой, С.В. Икор-

скому, В.А. Припачкину, Е.А. Каменеву, А.А. Арзамасцеву (Кол. фил. АН СССР), В.П. Павлову, Ф.В. Минакову, В.В. Смирнову, И.И. Перекресту, В.В. Малыгину (Хибиногорская ГРП Мурманской ГРЭ ПГО "Севзапгеология"), А.М. Амбарникову, Ж.М. Кузнецову, А.С. Деревцову (ПО "Апатит") и др.

Монография состоит из трех частей. Первая посвящена вопросам геологии и петрологии изучаемых магматических комплексов, рассмотрению общих их черт и индивидуальных различий, обсуждению гипотез о последовательности и способе образования слагающих их пород, определению первоочередных задач исследований. Во второй части приводятся основные сведения о химическом составе и структуре породообразующих минералов и их типоморфизме. Она составлена на основе новых данных автора и критического обзора обширной литературы по данному вопросу и может служить справочным пособием. Последняя часть работы посвящена использованию полученных результатов для решения некоторых геолого-петрологических задач и проблем применительно к породам хибинского комплекса, изучавшегося автором около 30 лет. Она охватывает вопросы геохронологии, выяснение первичного состава и природы реликтовых палеозойских пород внутри массива, природы хибинских мельтейгит-уртитов и люавритов. Здесь также приводятся специально подобранные аналитические данные. Хибинский комплекс рассматривается как вулканогенно-плутонический, в строении которого принимают участие эффузивы — авгитовые порфириды, меланефелиниты, нефелиниты, фонолиты, ромбенопорфиры и интрузивные аналоги фонолитовой магмы — нефелиновые сиениты. Широко проявлены постмагматические преобразования пород — перекристаллизация, сопровождавшаяся метасоматозом; с ними связано и формирование промышленных апатитовых залежей в современном их виде. К сожалению, ограниченный объем монографии не позволил привести все имеющиеся аналитические данные, в частности результаты минералогического картирования мельтейгит-уртитовой толщи. Мы надеемся, что они будут предметом самостоятельной работы.

## ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЫСОКОЩЕЛОЧНЫХ ПЛУТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Минерал есть не только физико-химическая система, он есть природное тело, часть сложнейшей геологической обстановки, и он не может не изучаться поэтому только в связи с этой обстановкой, во всем сложном анализе тех многочисленных факторов, из которых она складывается...

*А. Е. Ферсман*

Использование термина "комплекс" применительно к рассматриваемым образованиям иногда встречает возражение. С одной стороны, указывают, что "магматический комплекс" — более глобальное понятие и в нашем случае предпочтительнее термины "массив" или "плутон". С другой стороны, этот термин применяют и в более узком смысле, например "комплекс—плутон" — для обозначения сложно дифференцированных толщ, соответствующих отдельным эруптивным фазам в Ловозере [22]. Мы считаем, что применение данного термина к рассматриваемым сложным плутонам или вулcano-плутонам центрального типа вполне оправданно и не противоречит определению "магматического комплекса", данному в работе "Магматические формации СССР" [67. Т. 1. С. 8—9], так как в них развиты ассоциации щелочных пород близкого возраста, слагающих на ограниченном пространстве самостоятельные тела — цилиндрические, конические или пластовые интрузии с захваченными гигантскими ксенолитами более ранней вулканической деятельности, системы даек и жил, штоки, трубки взрыва, пегматиты, осложненные развитием поздних метасоматитов.

Кроме того, термин комплекс в данном случае не только соответствует наименьшей "единице" (объекту) при формационном анализе, но и шире этого понятия (в силу, как отмечалось выше, конкретных индивидуальных особенностей рассматриваемых геологических образований). Действительно, хотя наиболее впечатляющими среди пород всех сопоставляемых комплексов являются агпайтовые<sup>1</sup> разности (за что все эти комплексы отнесены к единой формации

<sup>1</sup> Термин "агпайтовый" введен Н.В. Уссингом для выделения пород, обогащенных щелочными металлами относительно алюминия, что является причиной вхождения щелочей в темноцветные силикаты и образования щелочных пироксенов и амфиболов. Агпат — местность в Илимаусакском массиве, что в переводе с эскимосского означает "Белая чайка".

агпайтовых нефелиновых сиенитов), ряд слагающих их пород формально должны быть отнесены к другим формациям (например, щелочные граниты в Илимауске или мельтейгит-уртиты в Хибинах), т.е. они являются полиформационными комплексами, полигенными образованиями. Кстати, на эту особенность образований данного типа обращала внимание Е.В. Свешникова [66, с. 214—218] при анализе щелочных пород, развитых в структурах центрального типа. Хотя ни один из рассматриваемых здесь комплексов там не назывался, все сказанное о сложности строения, разнообразии слагающих их пород, полиформационности, совмещении в пространстве дериватов различных магм, происходящих из разных по глубине зарождения очагов, относится к ним полностью.

С другой стороны, вряд ли целесообразно объединять Хибин и Ловозеро, а также массив Суостова, поздние дериваты Контозерской депрессии и серии даек Кольского полуострова и Карельского побережья Белого моря в единый, так называемый "Хибинский" комплекс, относящийся к формации фonoлитов—щелочных трахитов—агпайтовых нефелиновых сиенитов, как это сделали авторы работы "Магматические формации СССР" [67. Т. 2. С. 173—174]. В отношении массива Суостова это просто неверно: ранее он рассматривался как спателлит или апофиза Хибинского массива, однако новые данные [2] свидетельствуют о протерозойском (2000—2100 млн лет) возрасте слагающих его нефелиновых сиенитов, которые, кстати, и ранее по своей минерализации никак не сопоставлялись с агпайтовыми породами. Скорее всего, он является аналогом габбро-нефелин-сиенитовых комплексов Гремяха—Вырмес и Еletzозерского или Сахарюкского массива миаскитовых нефелиновых сиенитов.

Вопрос об объединении Хибин и Ловозера в единый комплекс сложный и имеет большую историю. Многие исследователи предполагали и предполагают сейчас возможность их образования из единого магматического очага. В качестве аргументов обычно приводят территориальную близость массивов (между ними всего 7 км) и сходство средних химических составов, а также обширный список обнаруженных в обоих массивах весьма редких щелочных минералов. Что касается средних составов (табл. 1), то их сходство отражает всего лишь близость к статистическому среднему составу нефелинового сиенита, причем, как и следовало ожидать, для Хибин он более близок среднестатистическому составу фоййита, а для Ловозера — среднестатистическому составу луаврита (сравнить с данными табл. 57 в работе [66]), т.е. пород, преобладающих в этих комплексах. Это свидетельствует о сходстве условий формирования нефелиновых сиенитов, но ничего не говорит о единстве или различии очагов, в которых они формировались. Возникновение в обоих массивах одинаковых высокощелочных редких минералов свидетельствует об условиях высокой щелочности—основности минералообразования, характерных для агпайтовых пород. Состав породообразующих минералов в них, однако, заметно различается. Таким образом, в решении вопроса о единстве магматического очага существенным может быть только их территориальная близость.

Средние химические составы  
(в мас. %) высокощелочных магматических комплексов

Компоненты	Комплексы			Компоненты	Комплексы		
	хибинский [63, 71]	ловозерский [22]	илимаусакский [71, 117]		хибинский [63, 71]	ловозерский [22]	илимаусакский [71, 117]
SiO <sub>2</sub>	53,22	53,35	49,78*	BaO	0,133	0,05	0,012
TiO <sub>2</sub>	1,05	0,91	0,33	Na <sub>2</sub> O	9,81	10,11***	12,99
ZrO <sub>2</sub>	0,09	0,53	0,72	K <sub>2</sub> O	6,52	5,20***	3,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,26	17,62	18,73	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,29	0,15	0,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,59	5,73**	8,99****	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,15	0,35	—
FeO	1,58	1,55**	—	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,65	1,01	—
MnO	0,18	0,31	0,23	CO <sub>2</sub>	0,14	0,04	—
MgO	0,65	0,95	0,22	SO <sub>3</sub>	0,02	0,01***	0,17
CaO	1,80	1,36	1,40	Cl	0,04	0,12***	1,38
SrO	0,126	0,10	0,014	F	0,12	0,09***	0,25

\* SiO<sub>2</sub>, возможно, занижено, так как сумма анализа 99% без поправки на Cl. F.

\*\* согласно данным В.И. Герасимовского с соавторами [32], содержание Fe, возможно ниже.

\*\*\* те же авторы приводят более высокие содержания.

\*\*\*\* Fe рассчитано в трехвалентной форме.

Продолжая вышесказанное, следует подчеркнуть, что хибинский и ловозерский комплексы имеют существенные различия как во внутреннем строении, так и в составе слагающих их пород, геохимических и минералогических особенностях. Согласно сравнительному изучению, проведенному М.Н. Соколовой [93], акцессорная минерализация пород, а также минерализация пегматитов и поздних гидротермальных жил в Ловозере имеет отчетливый натриевый характер и лучше сопоставляется с минерализацией пород и пегматитов илимаусакского комплекса, в то время как в Хибинах она характеризуется значительным возрастанием роли калия и напоминает минерализацию мурунского комплекса (Алданский щит). Особенно это характерно для минеральных ассоциаций высокой и сверхвысокой щелочности (так называемых апаитовых и ультраапаитовых), которые и определяют специфику минерализации этих комплексов (см. табл. 17 в работе [93]). Кроме ряда более обычных щелочных минералов, таких, как эвдиалит, лампрофиллит, пектолит и др., распространенных во всех четырех комплексах, некоторые обнаружены только в Ловозере и Илимауске (тугтупит, стенструпин, эпистолит, лейкофенит, нарсарсуцит) или только в Хибинах и Муруне (кальсилит, канасит, тинаксит, калиевый лабунцовит, юкспорит). В Хибинах и Ловозере действительно встречается много общих минералов (фосинаит, раит, вуоннемит, щербаковит, рамзаит, келдышит, виноградит, казаквит, цирсианалит, натросилит, натисит, натрит, натрофосфат, расрумит) и есть найденный только в Хибинах и Илимауске (илимаусит). Однако многие минералы еще не имеют своих аналогов в других комплексах: фенаксит, ферсманит, имандрит, кальборсит, денисовит,

перлиалит, шафрановскит, коашвит, умбит, арктит, олимпит, накафит, нефедовит, сидоренкит, костылевит, бонштедтит, хибинскит, найденные пока лишь в Хибинах; зорит, сажинит, борнеманит, ильмайокит, умбозерит, лапландит, найденные только в Ловозере; даванит, федорит, чароит, мурунскит, найденные только в Муруне.

Щелочные минералы редки и отличаются крайней сложностью состава, необычными сложными кристаллическими структурами и легко разрушаются при изменении окружающей среды. Очевидно, что и образуются они в крайне специфических условиях, на фоне общей химической неоднородности минералообразующей среды и неравномерности минералообразующих процессов. Несмотря на идеальную приспособленность к таким условиям, выражающуюся в высокой изоморфной емкости кристаллических структур, допущении существенных искажений в них при вхождении разновеликих и разнозарядных атомов (их "гуттаперчивости"), "цеолитоподобности" структур, т.е. способности принимать и отдавать без разрушения основного каркаса структуры отдельных атомов или целых их группировок (щелочных металлов, хлора, серы,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и др.), эти минералы оказываются все же легкоранимыми и недолговечными. Поэтому, с точки зрения минералога, каждый из щелочных комплексов представляет собой природную кунсткамеру и только за это заслуживает индивидуального изучения и крайне осторожного обращения при создании обобщающих схем и концепций.

Сказанное подкрепляется и индивидуальностью промышленной минерализации щелочных комплексов, требующей разработки конкретных поисковых критериев и изучения технологической специфики заготавливаемого сырья.

### ЛОВОЗЕРСКИЙ ЩЕЛОЧНОЙ КОМПЛЕКС

Ловозерский щелочной комплекс расположен на Кольском полуострове между озерами Умбъявр (Умбозеро) и Луявр (Ловозеро). Его площадь —  $587 \text{ км}^2$  [22], по другим данным —  $650 \text{ км}^2$  [66]. Это один из крупнейших щелочных комплексов в мире и наиболее детально изученный (эталонный) комплекс аспаитовых нефелиновых сиенитов.

Ловозерский комплекс известен около 100 лет и изучался многими исследователями. Первое описание его геологии, горных пород и минералов выполнено Вильгельмом Рамзаем (1890—1900 гг.), открывшим здесь ряд редких щелочных минералов, новые виды горных пород и предложившим первую схему его строения и формирования. Именно отсюда впервые описаны луювриты (по названию массива Луявурт) и тавиты (по нахождению в верховьях р. Тавийок). В дальнейшем огромную роль в изучении геологии, петрологии, минералогии и геохимии ловозерского комплекса сыграли знаменитые экспедиции минералогов и петрологов под руководством академика А.Е. Ферсмана [72], работы исследователей под руководством Н.А. Елисеева, исследования А.А. Полканова, О.А. Воробьевой, Р.М. Яшиной, сотрудников ИМГРЭ под руководством К.А. Власова [24], геохи-

мические исследования сотрудников ГЕОХИ, руководимые В.И. Герасимовским [32], и др. Фундаментальное петрологическое описание ловозерского комплекса выполнено И.В. Буссен и А.С. Сахаровым [22]. Основополагающие минералогические данные получены Э.М. Бонштедт-Куплетской, Е.Е. Костылевой-Лабунцовой, И.Д. Борнеман-Старынкевич, В.И. Герасимовским, Е.М. Еськовой, М.В. Кузьменко, Л.С. Бородиным, И.П. Тихоненковым, Е.И. Семеновым, А.П. Хомяковым и др. Наиболее полная сводка о минералах ловозерского комплекса дана Е.И. Семеновым [88].

Щелочной комплекс залегает среди биотитовых, плагиоклазовых и двуслюдяных микроклино-плагиоклазовых гнейсов, относимых к кольской свите AR, включающих прослои амфиболитов, кварцитов с магнетитом и силлиманитовых сланцев. Согласно современным представлениям, он расположен в пределах субширотной грабенообразной структуры, ограниченной глубинными разломами, наложенной на кристаллическое основание Балтийского щита. Эту структуру иногда рассматривают как продолжение палеорифта Осло на Кольский полуостров. Однако если в районе Осло толщи базальтов и ассоциирующих с ними ромбен-порфиоров развиты в пределах большой площади ( $200 \times 35 = 65 \text{ км}^2$ ) и имеют нижнепермский возраст (подтверждено многочисленными находками остатков наземных растений, пресноводных рыб и моллюсков в глинистых сланцах, подстилающих базальный слой базальтов), то в Кольском регионе вулканогенные породы сохранились только в кальдере обрушения Контозерского плутона (северо-восточнее ловозерского комплекса) и в виде ксенолитов в кровле ловозерского и хибинского щелочных комплексов и имеют более древний возраст. Согласно определению А.П. Криштофовича [60], по отпечаткам растений в породах ксенолитов Ловозера возраст их оценивается как верхнедевонский.

Состав вулканитов несколько различен в Контозере и Ловозере, в связи с чем выделяют контозерскую и ловозерскую свиты D<sub>3</sub>. В Контозерской структуре, согласно А.С. Попову [82], мощность вулканогенно-осадочной толщи 700—1000 м (на площади 65 км<sup>2</sup>). Она сложена эффузивными щелочными ультрамафитами — авгититами, меймечитами, мончикитами, нефелинитами, нефелиновыми и мелилитовыми базальтами, туфами и туффитами того же состава и карбонатизированными брекчиями, а также осадочно-вулканогенными породами (аргиллитами, туфогенными и мергелистыми сланцами). Обнаружены и интрузивные породы: щелочные ультрамафиты — пироксениты (меланитовые якупирангиты), мельтейгиты и более кислые щелочные породы — нефелиновые и щелочные сиениты. Согласно данным Э.К. Герлинга и А.А. Полканова, возраст интрузивных пород Контозера 330—410 млн лет.

В Ловозерском массиве к палеозойским образованиям ловозерской свиты достоверно относят только ксенолиты слабо метаморфизованных осадочных пород (глинистых и мергелистых сланцев, филлитов, кварцитов и аркозовых песчаников), в которых были обнаружены отпечатки флоры девона, переслаивающихся с основными эффу-

зивами (пикрит-, авгит-, эссексит-порфирами), их туфами и туфогенными сланцами. С ними ассоциирует большая группа щелочных эффузивов — нефелиновые и щелочные сиенит-порфиры, щелочные овоидофиры, псевдолейцитовые фонолит-порфиры и ромбен-порфиры. Одни исследователи отождествляют их с породами ловозерской свиты [32], другие [22] выделяют в самостоятельную раннюю интрузивную фазу ловозерского комплекса. Эти образования сильно метаморфизованы, частично ороговикованы под влиянием магматического расплава. Они образуют пластообразные залежи, в которых переслаиваются отмеченные разности, иногда в виде жил секут осадочно-вулканогенные породы или цементируют их в эруптивных брекчиях.

Возраст интрузивных пород ловозерского комплекса, по современным данным [121], 396—412( $\pm 12$ ) млн лет. Эти цифры получены К/Аг-методом по нефелину и биотиту (4 образца). Л.Н. Когарко совместно с учеными ФРГ Rb/Sr-методом [55] получена цифра 362 $\pm 17$  млн лет. Это указывает на существенно более древний возраст пород комплекса, чем считалось ранее (280—300 млн лет [см. 22]). Забегая вперед, отметим, что, по данным Л.Н. Когарко с соавторами [54], возраст пород хибинского щелочного комплекса 365 $\pm 13$  млн лет, что соответствует также возрасту некоторых щелочно-ультраосновных комплексов Кольского полуострова (363 млн лет для Африканды и 365 млн лет для Хабозера).

Возвращение к работам А.П. Криштофовича показывает, что в ксенолитах осадочных пород Ловозера были обнаружены крупные удлиненные вмятины, принятые за отпечатки стволов древесных наземных растений; возникновение же наиболее древних древесных растений датируется  $D_3$ — $C_1$ . Однако видовых определений деревьев не было произведено, и надежность этих данных невысока. Поскольку верхняя граница девона в настоящее время принимается как 350 $\pm 30$  млн лет, а нижняя его граница — 410 $\pm 15$  млн лет, то можно говорить лишь о существовании на Кольском полуострове палеорифтовой системы с девонскими базанитами, щелочными базальтоидами, нефелинитами, фонолитами и ромбен-порфирами с последующим развитием plutonic комплексов агпайтовых нефелиновых сиенитов. В этой же палеорифтовой системе формировались и некоторые щелочно-ультраосновные комплексы, такие, как Африканда или Хабозеро. Более детальное возрастное деление провести невозможно, так как верхняя граница девона проведена условно и интервал  $\pm 30$  млн лет (320—380 млн лет) охватывает период от  $D_{2-3}$  до  $C_1$ . Таким образом, формирование вулканогенных и plutonic пород самого разного состава происходило в относительно узкий отрезок времени. В то же время для некоторых щелочно-ультраосновных комплексов Кольского полуострова установлен длительный интервал времени образования пород, например 700—360 млн лет для Ковдора [66]. Поэтому можно предположить, что палеорифтовая система Хибин—Осло была долгоживущей: вулканогенные и plutonic породы района Осло формировались в основном в перми, комплексы Контозера, Ловозера и Хибин — в девоне, а

формирование пород других районов Кольского полуострова прослеживается до силура и кембрия, вплоть до позднего рифея.

Почему вулканогенные породы сохранились только в кровле плутонов? Согласно [73], контозерский, ловозерский и хибинский щелочные комплексы находятся в пределах Центрального Кольского горста, ограниченного Туломской и Хибинской зонами глубинных разломов и поднятого относительно соседних блоков на 4—5 и 8—10 км и поэтому сильно денудированного, так что на его поверхности обнажены сейчас самые древние на Кольском полуострове породы фундамента архея. Сохранение здесь палеозойских осадков было возможно только в случае возникновения над указанными нефелин-сиенитовыми плутонами гигантских кальдер проседания, подобных наиболее хорошо сохранившейся в настоящее время кальдере Контозерского массива. Одновременно это указывает на относительно небольшую глубину формирования нефелин-сиенитовых комплексов (субвулканическую их природу), хотя даже в прикровельных их частях не обнаружены нераскристаллизованные стекловатые разности нефелиновых сиенитов.

Ловозерский плутон имеет, согласно геофизическим данным, двухъярусное строение. Верхняя его часть представляет чашеобразное лополитоподобное тело диаметром около 27 км при мощности свыше 2 км, ограниченное крутыми внешними контактами. Оно сложено расслоенными породами, слоистость которых полагая, волнообразно изгибающаяся, с общим падением на северо-восток, и только вблизи контактов с вмещающими породами углы падения ее резко возрастают до  $50^\circ$  внутрь массива. Нижняя часть плутона имеет штокообразную форму диаметром около 20 км и прослежена до глубины 6—7 км геофизическими методами. Верхняя часть хорошо обнажена и разбурена скважинами до 1,5—2,0 км. В плане плутон имеет округлую форму, несколько вытянутую в широтном направлении (так же как и Хибины), и зонально-концентрическое строение, осложненное присутствием большого количества ксенолитов (рис. 1, см. вкл.).

Доступная исследованию верхняя часть ловозерского щелочного комплекса полностью сложена агапитовыми нефелиновыми сиенитами, основную массу которых составляют образования двух типов: дифференцированная толща уртитов-фойяитов-луявритов (так называемый "дифференцированный комплекс"), обнажающаяся, по подсчетам И.В. Буссен и А.С. Сахарова [22], на площади  $\sim 250 \text{ км}^2$  (42,3%), и интрузия ("комплекс—плутон") эвдиалитовых луювритов, занимающая  $257 \text{ км}^2$  (43,8%). В плане дифференцированная толща занимает периферическую часть массива, а эвдиалитовые луювриты — центральную; в разрезе интрузивное тело, сложенное эвдиалитовыми луювритами, прорывает горизонтально залегающую дифференцированную толщу и захватывает ее в виде ксенолитов.

Дифференцированная толща прослежена на глубину 2200 м и детально расчленена на пласты и пачки, объединенные в три зоны: верхнюю, среднюю и нижнюю. Всего насчитывается около 200 прослоев, в том числе 97 луювритовых, 64 фойяитовых, 29 ювитовых и

13 уртитовых. Они объединяются в трехчленные или двухчленные пачки, в которых соответственно чередуются уртит—фойяит—луаврит или фойяит—луаврит (уртит выпадает). Расслоение определяется изменением количественных соотношений между пироксеном, нефелином и щелочным полевым шпатом, в результате чего вверх по разрезу уртит через полевошпатовые уртиты и ювиты постепенно переходит в фойяит, а фойяит через лейкократовые луавриты — в луаврит. Граница между уртитом и подстилающим луавритом предыдущей пачки всегда резкая. Однако, согласно И.В. Буссен и А.С. Сахарову [22], на границе между ними также развиваются переходные разности, хотя и маломощные — трахитоидные ювиты или малиньиты. В ряде уртитовых горизонтов малиньиты заменяют подстилающие луавриты. Иногда среди них развиваются различные полевошпатовые ийолиты или такситовые ювиты (линзовидно-полосчатые с линзочками мелкозернистого ийолита в ювитовой массе). Слои и пачки характеризуются согласным залеганием и прослеживаются на всем протяжении ловозерского комплекса, хотя мощность их может меняться.

В целом дифференцированная толща имеет зонально-симметричное строение: средняя, слабослоенная, преимущественно луавритовая зона расположена между более контрастно дифференцированными верхней и нижней зонами, в которых преобладают фойяиты, переслаивающиеся с урритами и меланократовыми луавритами (рис. 2, см. вкл.). Верхняя зона имеет мощность 200—400 м. Для нее характерны трехчленные пачки. Фойяиты составляют 55—65% и широко варьируют по текстуре и количественному минеральному составу, луавриты — 25—30, уртиты — до 15%. Луавриты более выдержаны по составу и структуре. Уртитовые же слои, несмотря на небольшую мощность, выдержаны по простираению и являются маркирующими горизонтами. В средней зоне (мощность 640—670 м) переслаиваются мезократовые, меланократовые и лейкократовые луавриты, на их долю приходится 90% всех пород. Редко встречаются трехчленные и двухчленные фойяит-луавритовые пачки. В нижней зоне, прослеженной на 600 м, чередуются дву- и трехчленные пачки, где фойяиты образуют большее число менее мощных прослоев по сравнению с верхней зоной. Уртитовых прослоев меньше, а содержание полевого шпата в них больше, вплоть до образования ювита. Здесь также преобладают лейкократовые разности, но они очень тонко переслаиваются с луавритами.

В эндоконтактах массива породы дифференцированной толщи полевошпатизируются, фойяиты становятся лейкократовыми, луавриты сменяются фойяитами, а уртиты — ювитами. На контакте с вмещающими гнейсами и в кровле массива выделяются мелкозернистые нефелиновые сиениты (фойяиты) краевой фации [66]. Здесь же присутствуют многочисленные ксенолиты мелкозернистых, неравномернозернистых и порфириовидных (с вкрапленниками нефелина) нефелиновых сиенитов. С ними ассоциируют равномернозернистые и порфириовидные нефелино-содалитовые сиениты, переходящие

в пойкилитовые нефелино-содалитовые сиениты. Все эти породы обычно рассматриваются как продукты более ранней фазы внедрения, почти полностью уничтоженной при последующей магматической деятельности [22]. Однако некоторые исследователи указывают на ошибочность отнесения к этой фазе пород с пойкилитовой структурой, рассматривая их как наиболее поздние образования ловозерского щелочного комплекса [66].

"Комплекс—плутон" эвдиалитовых луявритов прорывает и частично перекрывает дифференцированную толщу, образуя пологозалегающее интрузивное тело в верхней части массива; в западной и центральной частях его мощность достигает 600 м, к востоку уменьшается до 200 м. Проведенное И.В. Буссен и А.С. Сахаровым [22] детальное изучение этого комплекса также выявило его дифференцированное строение, проявляющееся в чередовании меланократовых, мезократовых и лейкократовых эвдиалитовых луявритов, связанных постепенными переходами. На их долю приходится около 90% объема. Фойяиты, ювиты и уртиты находятся в подчиненном развитии на разных уровнях и выклиниваются по простиранию. Эти авторы подразделяют толщу эвдиалитовых луявритов на две зоны. Верхняя зона состоит из двух пачек: верхняя сложена преимущественно крупнозернистыми эвдиалитовыми луявритами с линзовидными залежами какортоцитов, эвдиалитовых ийолитов и "очковых" эгириновых луявритов (мощность 150—200 м), нижняя — преимущественно среднезернистыми эвдиалитовыми луявритами (мощность 200 м). Нижняя зона состоит из более лейкократовых пород. Ее также разбивают на две пачки: верхняя сложена лейкократовыми луявритами, в верхней части которых развиты неравномернозернистые и порфириовидные фойяиты с мурманитом (мощность 30—120 м), сменяющимися "серыми" эвдиалитовыми луявритами (мощностью 100—120 м), нижняя сложена сфеновыми луявритами и ийолитами, а также такситовыми сфеновыми и эвдиалитовыми луяврит-ийолитами.

Главной особенностью пород данного "комплекса—плутона" является появление здесь хорошо образованных кристаллов эвдиалита. В результате обтекания этого минерала лейстами полевого шпата трахитоидность пород выражена слабее, чем в породах дифференцированной толщи. Пойкилитовые структуры вообще редки.

Краевая фация эвдиалитовых луявритов, а также отдельные жилы, секущие породы дифференцированной толщи, сложены порфириовидными эвдиалитовыми луявритами — мелкозернистыми меланократовыми разностями с вкрапленниками K-Na полевого шпата, нефелина, эвдиалита и других редкометаллических минералов. По-видимому, они являются результатом закалки луявритовой магмы. Однако если порфириовидные луявриты с полевым шпатом, эвдиалитом и ловозеритом уверенно относят к эндоконтактовой фации, то разности с вкрапленниками лампрофиллита, мурманита и ломоносита, реже энigmatита и рамзаита, приближающиеся по строению к тингуаитам, вслед за О.А. Воробьевой обычно выделяют в отдельную субфазу или самостоятельную позднюю интрузивную фазу [22]. Они образуют жилоподобные тела размером в несколько сот

метров, дайки и крупные штокообразные или пластообразные залежи (длина до 1—2 км при мощности до 150 м) в эвдиалитовых луавритах, реже за их пределами, а также цементируют обломки вулканогенно-осадочных пород в зонах эруптивных брекчий.

Обращает на себя внимание присутствие в эвдиалитовых луавритах разностей, резко обогащенных эвдиалитом, — какортokitов (аналогичных гренландским) и гнездообразных и линзовидных тел эвдиалитов, сложенных (на 70—80%) идиоморфными кристаллами эвдиалита.

В ловозерском щелочном комплексе главной петрологической проблемой является объяснение возникновения ритмичной расслоенности его пород. Пологая слоистость, проседающая от краевых частей массива к середине под углом 10—15°, характерна для уртит-фойяит-луавритовой дифференцированной толщи, эвдиалитовых луавритов и проявляется в наиболее крупных телах порфиroidных эвдиалитовых луавритов. Ее генезис обсуждается обычно на примере дифференцированной толщи. Еще Н.А. Елисеевым и Е.Э. Федоровым [41] и Р.М. Яшиной (1953 г.) была выдвинута гипотеза, предполагающая выделение элементарной пачки в породах дифференцированной толщи начиная с уррита и кристаллизацию пород в пределах пачки в последовательности: уртит—фойяит—луаврит. Впоследствии Л.Н. Когарко [53] конкретизировала эту гипотезу, связав порядок кристаллизации в пределах пачки ("сингенетическая серия") с последовательностью кристаллизации пород ловозерского щелочного комплекса в целом в направлении от пойкилитовых нефелин-содалитовых сиенитов (I фаза внедрения) к породам дифференцированной толщи (II фаза) и к эвдиалитовым луавритам (III фаза) ("эпигенетическая серия"), а также с агпаитовым порядком кристаллизации нефелиновых сиенитов (нефелин—полево́й шпат—темноцветные минералы—аксессуарные редкометальные минералы). Вывод о данном порядке кристаллизации был доказан ею с помощью физико-химических построений с использованием гипотетической диаграммы  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—H}_2\text{O—NaFeSi}_2\text{O}_6$ : урриты и породы I фазы внедрения на этой диаграмме попадали в поле кристаллизации нефелина с последующим смещением тренда составов к нефелин-полевошпатовой котектике, а затем к линии совместной кристаллизации нефелина, полево́го шпата и пироксена. В результате было показано, что механизм образования расслоенности является кристаллизационная дифференциация. Подтверждением данной гипотезы служат выдержанность сложения пачек по простираанию в пределах массива, отсутствие интрузивных контактов между слоями пачки и, наоборот, постепенные переходы между ними, различие пород, определяемое изменением количественных соотношений между минералами, и единый агпаитовый порядок кристаллизации всех пород пачки. Выпадение слоев в пачке объясняется некоторым изменением первичного состава магмы, поэтому составы попадали сразу на котектику, минуя поле кристаллизации нефелина.

При всей стройности этой гипотезы она не объясняет главного — возникновения ритмичности полосчатости. Кроме того (и на

это справедливо обращают внимание И.В. Буссен и А.С. Сахаров [22]), слои-пачки чередуются снизу вверх. Плотность нефелина — 2,60; щелочного полевого шпата (2,56—2,60); эгирина (3,38—3,72) и соответственно уртитов-ювитов (2,60—2,74); фойяитов (2,63—2,72); люавритов (2,73—2,94). Трудно ожидать, что соотношение плотностей породивших их расплавов будет обратным, поэтому неясно, почему менее плотные нефелин и полевые шпаты (или уртиты-ювиты и фойяиты) формировались в нижней части пачки, не всплывая в более тяжелом расплаве, который отжимался кверху и закристаллизовался в виде более плотных люавритов. Рассматривая расслоенность эвдиалитовых люавритов, И.В. Буссен и А.С. Сахаров обращают внимание на развитие в верхней части разреза меланократовых люавритов и ийолитов с плотностью 2,81 над лейкократовыми эвдиалитовыми люавритами (плотность 2,757), а в средней части разреза — эвдиалитовых люавритов (2,68—2,75) выше эвдиалитовых фойяитов (2,50—2,60).

Объяснение возникновения расслоенности И.В. Буссен и А.С. Сахаров строят на допущении первичной спонтанной неоднородности расплава, причиной чему может быть его химическая неоднородность — наличие легкоплавких и трудноплавких компонентов, летучих соединений, различное сродство химических элементов друг к другу, явления ликвации. Это может объяснить образование капель, слоев, но, к сожалению, тоже не объясняет ни выдержанности слоев по простиранию, ни тем более ритмичности.

Выдвигались также гипотезы о послойном многократном внедрении расплавов разного состава. Л.С. Бородин и В.С. Гладких [4] предполагали, что расслоенность может явиться результатом взаимодействия щелочной агапитовой магмы со слоистыми вмещающими осадочно-вулканогенными породами.

Второй петрологической проблемой является выяснение природы гетерогенности пойкилитовых нефелиновых и нефелин-содалитовых сиенитов. Как указывалось выше, обычно их относят к I фазе внедрения, сохранившейся в виде ксенолитов в более молодых породах. Однако по ряду антагонистических химических и минералогических признаков ясно, что в эту группу объединены генетически различные образования.

К I интрузивной фазе следует относить только мелкозернистые, порфиоровидные и пойкилитовые нозеан-нефелиновые сиениты, действительно захваченные в виде ксенолитов. Они характеризуются наиболее высоким содержанием  $\text{SiO}_2$ , высоким содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{SrO}$ , F и S и низкими содержаниями  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и Cl (см. табл. 28 в [66]). Минерализация их относительно бедная, хотя по сравнению с породами других типов даже эти наиболее ранние образования ловозерского щелочного комплекса обогащены цирконием, ниобием, танталом, редкими землями.

Пойкилитовые нефелин-содалитовые сиениты с гакманитом, согласно данным О.А. Воробьевой, Р.М. Яшиной [66], Е.И. Семенова [88] и др., являются наиболее поздними образованиями ловозерского комплекса и могут быть выделены в завершающую IV интрузивную фазу. По составу и структуре они являются аналогами илимаусак-

ских науяитов. Кроме мелких бесформенных тел, ошибочно отождествляемых с ксенолитами, они образуют крупные межпластовые и секущие интрузии, сложноветвящиеся жильные тела. Многие из них тяготеют к внешним и внутренним контактам дифференцированной толщи уртитов-фойяитов-луавритов, но большинство находится среди эвдиалитовых луавритов. Нечетко линейное радиальное их расположение относительно впадины оз. Сейдъявр позволяет связывать образование этих пород с внедрением остаточного расплава, наиболее обогащенного щелочами, летучими и редкометалльными компонентами, вдоль постинтрузивных разрывных нарушений, вызванных кальдерообразным проседанием Ловозерского плутона. Химически эти разности содалит-нефелиновых сиенитов (науяиты, тавиты) отличаются наиболее низким содержанием  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  и высокими содержаниями  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{Cl}$ . С ними связано образование большого числа высокощелочных редкометалльных аксессуарных минералов, сложных и богато минерализованных пегматитов и гидротермальных жил, что позволяет рассматривать эти образования как ультраагпаитовые.

Одновременно данные А.И. Полякова и Е.В. Костецкой [81], поддержанные экспериментальными исследованиями Л.Н. Когарко [53], указывают на ликвационную природу содалитовых сиенитов; многие из сложенных этими породами тел имеют постепенные согласные переходы к заключающим их луавритам.

Эксперименты Л.Н. Когарко показывают, что ликвационный эффект может быть вызван резким накоплением в остаточном расплаве хлора, не входящего в ранние породообразующие минералы; "хлоридная жидкость" имеет низкую вязкость и в соответствующей тектонической обстановке легко могла выжиматься в трещины.

50 B  
Согласно [66], формирование пород ловозерского щелочного комплекса осуществлялось в результате длительной дифференциации исходного фонолитового (фойяитового) расплава, предельно насыщенного щелочами (14,5—15,5%  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ), с пониженным относительно других комплексов (например, Хибин) содержанием алюминия (15—17%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ). Дифференциация расплава в магматическом очаге была направлена в сторону образования пород с наибольшей основностью и щелочностью, т.е. к образованию нефелин-содалитовых пород (науяитов и тавитов) с содержанием  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 17,5—19,5\%$ . Содержание  $\text{K}_2\text{O}$  при этом падало, что привело к образованию существенно натриевых агпаитовых пород — луавритов, содержащих натриевые пироксены и амфиболы (эгирин, арфведсонит), обогащенные натрием нефелин и щелочные полевые шпаты и натриевые редкометалльные аксессуарные минералы (эвдиалит, лопарит, ломоносовит, мурманит, ловозерит, лампрофиллит и др.), а затем существенно натриевых ультраагпаитовых пород — науяитов и тавитов, содержащих эгирин, содалит, уссингит и ряд редких натриевых высокощелочных аксессуарных редкометалльных минералов.

Обращает на себя внимание, что эволюция химизма пород внутри элементарного ритма дифференцированной толщи (от уртита к луавриту) меняется иначе, чем от I фазы к IV: содержание  $\text{SiO}_2$ , наоборот, возрастает, а содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  падает, уменьшается

и основность пород  $\Delta Z_T^0$  (в ккал). Однако это не сказывается на химическом составе минералов; уменьшение содержания алюминия (при росте окисного железа) опережает падение содержания натрия, что обуславливает рост относительной щелочности породообразующих минералов и коэффициентов агпаитности  $K_{\text{агп}} = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ .

Становление ловозерского щелочного комплекса заканчивается внедрением лампрофиров: оливино-анальцимовых гъозитов, мончицитов, минверитов, уачититов и др. [22]. Завершая описание ловозерского щелочного комплекса, хочется вновь вернуться к работе И.В. Буссен и А.С. Сахарова. Характеризуя проявление расслоенности комплекса, эти исследователи отмечают, что "одноименные породы из различных частей разреза и разных комплекс-плутонов аналогичны, но не идентичны и совершенно одинаковых пород нет даже в соседних пачках... Облик, свойства и состав минералов изменяются и по разрезам комплекс-плутонов, и в элементе ритмичности, и по мощности каждого слоя, составляя то, что называют скрытой расслоенностью. Поэтому детальное изучение породообразующих минералов является необходимым при исследовании расслоенных комплекс-плутонов. По облику и составу ряда минералов можно установить принадлежность образца не только к определенной группе пород, но иногда и к определенной части разреза комплекс-плутона ([22], с. 256). Анализ литературных данных показывает, что минералогическое изучение ловозерского комплекса еще не детализировано. В Ловозере изучались в основном минералогические редкости, но данные о породообразующих минералах отрывочны; систематических исследований не проведено. Задача ждет своего решения.

### ИЛИМАУСАКСКИЙ ЩЕЛОЧНОЙ КОМПЛЕКС

Илимаусакский щелочной комплекс (Южная Гренландия) имеет меньшую площадь (136 км<sup>2</sup>) и значительно более древний, верхнепротерозойский возраст (1168±21 млн лет) по сравнению с ловозерским. Он расположен в пределах докембрийской Гардарской провинции, прорывает докембрийские юлианехабские граниты, перекрытые гардарскими песчаниками и лавами. В настоящее время структура, в которой сформировались илимаусакский комплекс и расположенный рядом щелочно-основной плутон Нарсак, рассматривается как рифтовая [66].

Описываемый щелочной комплекс является самым ближайшим аналогом ловозерского комплекса; в его строении принимают участие почти все разности пород, характерные для Ловозера: агпаитовые фойяиты и расслоенные многообразные разности луавритов, а также ультраагпаитовые пойкилитовые содалитовые сиениты—науяиты. Индивидуальные особенности илимаусакского щелочного комплекса — отсутствие уртитов, развитие ранних магматических дифференциатов, давших начало агпаитовым разностям, и участие в сложении комплекса кислых пород (щелочных гранитов, кварцевых сиенитов). Геологическое строение илимаусакского комплекса показано на рис. 3 (в плане) и на рис. 4 (в разрезе).

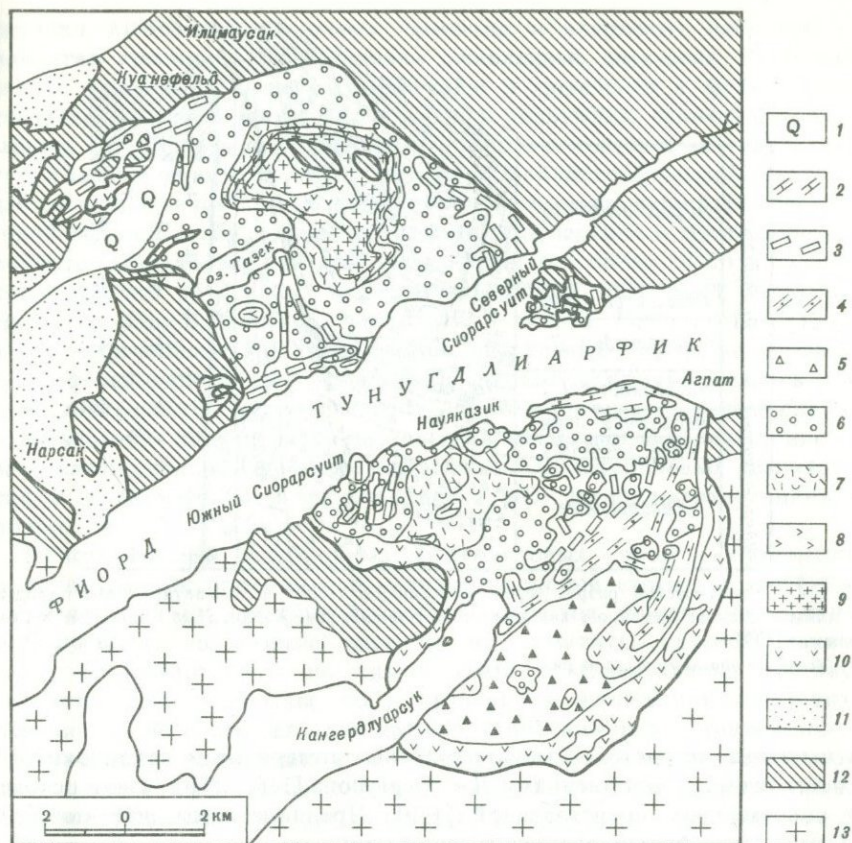


Рис. 3. Схематическая геологическая карта илимаусакского щелочного комплекса (Южная Гренландия), по Дж. Фергусону [116] с дополнениями Х. Соренсена, С. Андерсена, Х. Боза, А. Деминой, А. Стенфельта и Дж. Энгеля [139]

1 — четвертичные отложения; 2 — среднезернистые и грубозернистые лавуиты (лавуиты "М-С"; 3 — черные арфедсонитовые лавуиты (включая науказитсодержащую разновидность); 4 — зеленые эгириновые лавуиты (включая обе их генерации I и II); 5 — какорто киты; 6 — пойкилитовые содалитовые нефелиновые сиениты—науайты; 7 — содалитовые фойяиты; 8 — пуласкиты и нормальные фойяиты; 9 — щелочные граниты и кварцевые сиениты; 10 — авгитовые сиениты; 11 — породы интрузии Нарсак; 12 — гардарские песчаники и лавы; 13 — граниты кристаллического основания

Строение комплекса, петрология, геохимия и минералогия слагающих его пород, последовательность формирования и возможные пути дифференциации, а также особенности минерализации илимаусакского комплекса рассматривались Дж. Фергусоном [116, 117], Х. Соренсеном [110, 133—135], В.И. Герасимовским [30], Е.И. Семеновым [87] и многими другими исследователями [102, 122, 129]. Еще Н.В. Уссинг [141] высказал предположение, что щелочная магма, сформировавшая породы Илимаусака, была очень подвижной, что способствовало кристаллизационной дифференциации. Это привело к всплыванию наиболее легкого из минералов — содалита и образованию в верхней части камеры обогащенных содалитом науайтов,

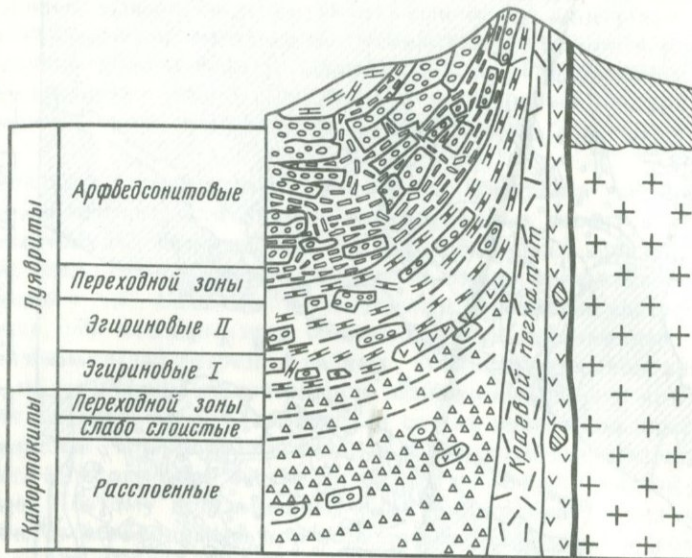


Рис. 4. Схематический разрез через расслоенную толщу и контактирующие породы в илимаусакском щелочном комплексе, по данным Дж. Бэйли, Л.М. Ларсен и Х.Соренсена [139]

Условные обозначения см. на рис. 3

а в нижней ее части — меланократовых луавритов и какортокитов. Эта гипотеза с дополнениями Дж. Фергусона [116, 117] лежит в основе и современных представлений [139]. Предполагается, что породы Илимаусака сформировались в три стадии.

Самыми ранними являются авгитовые сиениты (аналоги лаурвритов в палеорифте Осло, т.е. монзонитов). Они слагают прикровельную и боковые части магматической камеры и имеют резкие закаленные контакты с вмещающими вулканитами и песчаниками. Судя по ассоциации пород, развитых в Гардарской провинции, первичная магма имела щелочно-базальтовый состав и слабую недосыщенность  $\text{SiO}_2$ . Расплав, из которого кристаллизовались авгитовые сиениты, был производной первичной магмы и, по-видимому, занимал значительный объем камеры. В результате кристаллизации полевого шпата, ферросилита и оливина авгитовых сиенитов остаточный расплав обеднялся  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и обогащался щелочами и железом, что в дальнейшем привело к формированию в той же камере агпаитовых пород. Кристаллизация шла сверху вниз в последовательности: авгитовые сиениты—пуласкиты—фойяиты—содалитовые фойяиты—науайты, причем ультраагпаитовый характер науайтов, как говорилось выше, обусловлен флотационной кумуляцией высокощелочного содалита в верхнюю часть столба магматической жидкости.

Однако еще до консолидации науайтов в затвердевшие породы кровли интродировали щелочные граниты и кварцевые сиениты. Ассоциация агпаитовых щелочных пород с кислыми необычна, поэтому

находки включений щелочных гранитов и кварцевых сиенитов в фойяитах кровли плутона вызвали оживленные дискуссии. Развитие вокруг включений пуласкитовых кайм и появление в фойяите на контакте с включениями зерен кварца послужили основанием для вывода об образовании щелочных гранитов и кварцевых сиенитов путем ассимиляции ксенолитов песчаников фойяитовой магмой. Наблюдается аналогичная ассимиляция ксенолитов песчаников авгит-сиенитовой магмой с образованием включений пуласкита и гетерогенного фойяита. Однако все эти включения мелки (не более 10 м) и таким путем трудно объяснить образование мощных пластовых интрузий кислых пород. В настоящее время вслед за Е.И. Гамильтоном [120] и Дж. Фергусоном [117] принимается, что кислые породы не связаны с дифференциацией авгит-сиенитовой магмы и сформировались из самостоятельного магматического очага. Допускается, что слабо недосыщенная  $\text{SiO}_2$  щелочно-базальтовая магма могла эволюционировать как в сторону еще более недосыщенных нефелиновых сиенитов, так и с образованием пересыщенных  $\text{SiO}_2$  щелочно-гранитоидных пород.

Кристаллизация основной массы агпайтовых пород — луавритов и какортокитов проходила в кальдероподобной структуре (глубина не менее 1600 м), заткнутой пробкой науайтов. Вдоль стенок консолидировались авгитовые сиениты и пегматиты краевой фации (рис. 4). Какортокиты по химическому и минеральному составу соответствуют луавритам, но в отличие от других илимаусакских луавритов они содержат один щелочной полевой шпат (микроклин — пертит), в то время как в субсолидусных луавритах кристаллизовались две полевошпатовые фазы — лейсты альбита и микроклина. Темноцветный минерал представлен арфведсонитом. Залегают они в придонной части камеры, проявляя четкую расслоенность. Среди типичных какортокитов нижней части разреза выделяют 29 ритмов. Идеальный ритм соответствует 10 м и представляет собой трехслойный сандвич, в основании которого лежит четкослоистый, богатый арфведсонитом "черный" какортокит, в средней части — сахаровидный "красный" эвдиалитовый какортокит, а сверху — преобладающий в объеме фойяитоподобный "белый" какортокит, обогащенный полевым шпатом и нефелином. Вверх по разрезу какортокиты переходят в эгириновые луавриты.

Среди луавритов выделяют три основные толщи (снизу вверх): эгириновые луавриты I, эгириновые луавриты II (они более мелкозернистые, и зеленые иголки эгирина придают общий зеленый цвет породе) и арфведсонитовые луавриты. Какортокиты и луавриты содержат ксенолиты авгитовых сиенитов, краевых пегматитов и науайтов, число последних возрастает вверх по разрезу. Ксенолиты окаймляются более грубозернистой породой и пегматитами с кристаллами арфведсонита, ориентированного перпендикулярно контактам.

Обнаружены также среднегрубозернистые массивные луавриты с субпараллельными шлирами грубозернистого материала в мелкозернистой породе (или наоборот). Они представляют собой наиболее позднюю стадию формирования агпайтовых пород в Илимаусаке, так

как имеют резкие секущие контакты с окружающими породами. Пластовая интрузия таких луювритов (мощность 50 м) сечет науaitы вблизи местечка Агпат. Поздние луювриты насыщены летучими компонентами и отличаются повышенной концентрацией стенструпина, особенно в пегматитах.

Необычные "очковые" луювриты с овоидами, сложенными содалитом или псевдоморфозами анальцима по нему, установлены как ксенолиты в луювритах или в реакционной зоне вокруг ксенолитов науaitа в луювритах. В агпатитовых породах Илимаусака еще больше Na, Fe, Zr, TR, чем в породах Ловозера, но резко понижено содержание Sr и Ba, что объясняется генерацией расплавов из щелочно-основной магмы. Согласно Л.Н. Когарко [53], дифференциация самих высокощелочных пород определялась агпатитовым порядком кристаллизации, кристаллизационной дифференциацией и ликвацией расплава.

### ХИБИНСКИЙ ЩЕЛОЧНОЙ КОМПЛЕКС

Геологическое строение Хибинского плутона, петрология и минералогия его пород широко известны благодаря работам В. Рамзая (1894), А.Е. Ферсмана [72, 104], Б.М. Куплетского, [62, 72], Э.М. Бонштедт, А.Н. Лабунцова, Е.Е. Костылевой [72], Н.А. Елисеева, И.С. Ожинского, Е.Н. Володина [40], А.В. Галахова [26—28], М.Д. Дорфмана [35], И.П. Тихоненкова [98], С.А. Руденко [84, 85], Т.Н. Ивановой с соавторами [1, 48, 49], С.И. Зака, Е.А. Каменева, Ф.В. Минакова [45, 70, 74], О.Б. Дудкина с соавторами [35—37], Р.П. Тихоненковой [99], С.М. Кравченко [59], З.В. Шлюковой [109], М.Н. Соколовой [93], автора монографии [8, 9, 19, 71] и др. Такой интерес обусловлен не только уникальностью слагающих этот комплекс пород и минералов, но в первую очередь получением надежных данных о геологии апатитовых месторождений в связи с интенсивной их эксплуатацией. Сложность решения апатитовой проблемы прежде всего в отсутствии аналогов подобных месторождений в мире. Еще нет четкого представления о возрастных и пространственных взаимоотношениях между всеми породами комплекса, понимания их природы и условий формирования, данных о строении плутона на глубину. Таким образом, любые геолого-петрологические и минералого-геохимические исследования Хибин вносят свою лепту и в решение апатитовой проблемы.

Хибинский комплекс сложен агпатитовыми породами и является самым крупным (1327 км<sup>2</sup>). Он находится в центральной части Кольского полуострова всего лишь в 10 км от Ловозерского и прорывает кристаллическое основание на стыке пород архея и протерозоя. Северная, восточная и юго-восточная его части залегают в палеоконтуре архейских гранито-гнейсов и мигматитов кольской серии, западная и юго-западная части — в палеоконтуре среднепротерозойских пород комплекса имандра-варзуга, представленного в Прихлебине кварцитами, кварцито-песчаниками, кварц-биотитовыми, глинистыми, песчанико-глинистыми, мергелистыми и туфогенными сланцами, туфобрекчиями, шаровыми лавами и метадиабазами, метаморфизованными в фации зеленых сланцев.

Хибинский комплекс относят к массивам центрального типа с концентрически-зональным строением (рис. 5, см. вкл.); в плане он имеет форму овала, вытянутого в широтном направлении. По геофизическим данным Г.Н. Шаблинского [107], комплекс прослеживается на глубину до 6—8 км с крутыми контактами ( $90-70^\circ$ ), которые с глубиной выполаживаются (до  $60-40^\circ$ ); лишь на востоке контакты пологие ( $45^\circ$ ) и прослеживаются до 2—2,5 км. Большая часть (83,8%) площади комплекса сложена нефелиновыми сиенитами, занимающими центральную и периферическую его части. Это лейкократовые пироксеновые, амфиболовые и слюдяные разности фоййитового ряда, как массивные, так и трахитоидные, характеризующиеся среди пород плутона наиболее высокой кремнекислотью, низкими  $\Delta Z_T^0$  (по А.А. Маркушеву [68]) и относительно низкой щелочностью (табл. 2). Принято выделять ряд их субинтрузий, соответствующих предположительно разновозрастным фазам внедрения от периферии к центру плутона, получивших специальные названия: грубозернистые трахитоидные хибиниты — среднезернистые трахитоидные хибиниты — неравномернозернистые эгриновые нефелиновые сиениты или лявочорриты — среднезернистые трахитоидные арфведсонитовые фоййиты — слюдяные трахитоидные фоййиты — массивные пироксеновые фоййиты центрального ядра. Среди трахитоидных разностей наблюдаются, однако, участки и массивных пород. Присутствуют нефелиновые сиениты жильной фации и разнообразные пегматиты. Вдоль контактов с гнейсами и зеленокаменными породами возникли фениты нефелин-сиенитового состава. Большинство из этих нефелиновых сиенитов лишь весьма условно можно отнести к агпайтовым породам, так как  $K_{агп}$  их чуть превышает 1<sup>1</sup>. Максимальную щелочность и основность и наиболее высокие  $K_{агп}$  при наименьшей кремнекислотности имеют среднезернистые трахитоидные хибиниты и лявочорриты, локализованные в средней части комплекса, между его периферией и центральным ядром. Это не согласуется ни с предположением о последовательной эволюции расплава с кристаллизацией пород от краев плутона к центру (гипотеза А.Н. Елисеева [40]), ни с предположением о возникновении нефелиновых сиенитов в два разорванных во времени этапа (развитие второго субвулкана — Т.Н. Иванова [47], С.И. Зак и др. [45]). Именно эти разности характеризуются наиболее широким развитием аксессуарных агпайтовых минералов: эвдиалита, энigmatита, ринкита, лампрофиллита, лопарита, рамзаита.

Контакты между "субинтрузиями", как правило, не выражены и определяются по зажатым между ними блокам древних метаморфических и вулканогенно-осадочных пород или дайкам жильных нефелиновых сиенитов. Ксенолиты относят либо к породам архейско-протерозойской рамы, либо к проявлениям более позднего палеозойского

<sup>1</sup>  $K_{агп}$  рассчитывался нами по А.Е. Ферсману (1928) как отношение  $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$  (в мол. %) или, что в данном случае то же самое, как  $(Na+K)/Al$  (ат. кол.). Если выражать  $K_{агп}$  в весовых процентах окислов, как это рекомендуется в [52], его значение будет сильно занижено из-за высокого молекулярного веса  $Al_2O_3$ . Например, для фоййитов Хибин (см. табл. 2)  $K_{агп}$  будет равно не 1,02, а всего лишь 0,71.

Средние показатели основности и отношения элементов  
(ат. кол.) для пород хибинского комплекса  
Дополненные данные [12]

Породы*	$Z^{\circ}$ , 600 К, ккал	$Z^{\circ}$ , 1200 К, ккал	$\frac{Na+K}{Si}$	$\frac{Na+K}{Al}$	Si
	Гранито-гнейсы AR (3)	1,86	2,84	0,18	
Комплекс имандра-варзуга PR (12)	3,20	4,17	0,11	0,36	809
Вулканиды PZ (10)	4,20	5,62	0,38	0,97	809
Дайки щелочных габброидов (15)	4,78	6,28	0,38	0,83	770
Щелочные пироксениты (6)	5,42	6,74	0,15	0,58	610
Фойяиты (18)	4,03	5,62	0,46	1,02	919
Грубозернистые хибиниты (23)	4,17	5,80	0,47	1,03	902
Среднезернистые хибиниты (17)	4,48	6,22	0,50	1,13	891
Лявочорриты (24)	4,31	5,97	0,46	1,07	879
Луявриты (3)	4,27	5,84	0,41	1,04	830
Трахитоидные ийолитуртиты нижней части толщи (51)	5,49	7,26	0,55	1,09	715
Трахитоидные мельтейгит-уртиты и малиниты верхней части толщи (58)	5,45	7,14	0,53	1,04	682
Ийолитовые линзы в руде (5)	5,76	7,52	0,53	1,26	748
Апатит-нефелиновые руды (12)	5,75	7,12	0,51	1,00	317
Массивные грубозернистые уртиты (рудовмещающие) (46)	5,70	7,42	0,64	1,06	712
Массивные ювиты (19)	5,54	7,45	0,63	1,10	773
Рисчорриты (87)	5,01	6,84	0,54	1,08	854

\*Цифры в скобках — число образцов.

рифтогенного вулканизма [99; 109]. Чужеродные породы ороговикованы, фенитизированы и сиенитизированы. Благодаря интенсивному поисково-разведочному бурению крупные ксенолиты были обнаружены и на глубине. Обилие ксенолитов указывает на сложную тектоническую обстановку формирования пород хибинского комплекса, многократное возникновение дугообразных разломов и проседание блоков разнообразных пород кровли в магматическую камеру, заполненную жидким нефелин-сиенитовым расплавом. Таким образом, Хибинский плутон можно рассматривать как гигантскую кальдеру проседания, а весь комплекс в целом — как вулcano-плутонический.

Погруженные ксенолиты испытывали глубокие преобразования, а возможно, и частичную ассимиляцию щелочной магмой с образованием локальных вторичных очагов. Такую природу, по нашему

мнению, могут иметь хибинские щелочные габброиды, образующие серию крутопадающих даек в узкой серповидной зоне среди среднезернистых трахитоидных хибинитов гор Часначорр, Петрелиуса и ущелья Рамзая, вблизи мощного блока палеозойских вулканитов, обнажающихся на вершинах Часначорра, Юмъечорра и Юдичвумчорра. Щелочные габброиды нигде больше не обнаружены в Хибинах. Они имеют крайне невыдержанный петрохимический и минеральный состав и эволюционируют от габбро-сиенита до тералит-, шонкнит- и сиенит-порфиров.

Нефелиновые сиениты Хибин в отличие от ловозерских и илимау-ских практически не проявляют признаков ритмичной расслоенности за исключением обнаруженной А.В. Галаховым [28] небольшой зоны вдоль лежащего бока "субинтрузии" среднезернистых трахитоидных хибинитов на контакте с ксенолитом палеозойских вулканитов. Отсутствуют в Хибинах и типичные луавриты. Меланократовые луавритоподобные нефелиновые сиениты имеют в этом регионе незначительное развитие и еще мало изучены. Судя по ограниченному числу анализов (см. табл. 2), они отличаются от всех нефелиновых сиенитов комплекса пониженной щелочностью и кремнекислотностью, а также пониженными значениями  $aI = Al / (Al + Mg + \Sigma Fe)$  (0,67 против 0,81—0,86 в остальных нефелиновых сиенитах) и  $K_{\phi} = \Sigma Fe / (\Sigma Fe + Mg)$  (0,64 против 0,76—0,87), но заметно обогащены Са, Mg и Fe. Эти породы выполняют трещины отдельности в льявочорритах и секут их в виде жил, но в то же время имеют с ними постепенные переходы (с сохранением шлиров лейкократовой породы в луаврит-сиените), секут в виде жил трахитоидные мельтейгит-уртиты, но имеют постепенные переходы с ними через зону малиньитов, секут рисчорриты и цементируют апатит-нефелиновую брекчию на апатитовых месторождениях восточной группы. По нашему мнению, к этой же группе пород следует отнести и меланократовые среднезернистые трахитоидные нефелиновые сиениты, развитые на контакте гнейсовидных рисчорритов и фойяитов в Эвеслогчоррской зоне смятия. Наблюдались постепенные переходы луавритов в тингуаиты, являющиеся эффузивными их аналогами, в апикальных частях луавритовых даек (гора Поачвумчорр). Рассматриваемые луаврит-сиениты несут типичную агапитовую акцессорную минерализацию — обогащены эвдиалитом, энigmatитом, лампрофиллитом, иногда содержат мурманит и другие минералы. По-видимому, это наиболее поздние породы хибинского комплекса.

Между "субинтрузиями" среднезернистых трахитоидных хибинитов и льявочорритов в хибинском комплексе выделяют зону так называемой Центральной дуги, сложенную породами, наиболее разнообразными по составу и структуре (спорного генезиса), к которым приурочены промышленные залежи апатита. Наиболее широким развитием здесь пользуются пойкилитовые нефелиновые сиениты — рисчорриты (10,5% площади хибинского комплекса). Они сложены крупными (5—10 см и более) пойкилокристаллами существенно калиевого полевого шпата, нафаршированными включениями нефелина. Согласно А.Н. Елисееву [40], а также С.И. Заку с соавт. [45], они внедрились после хибинитов, но до льявочорритов, занимая со-

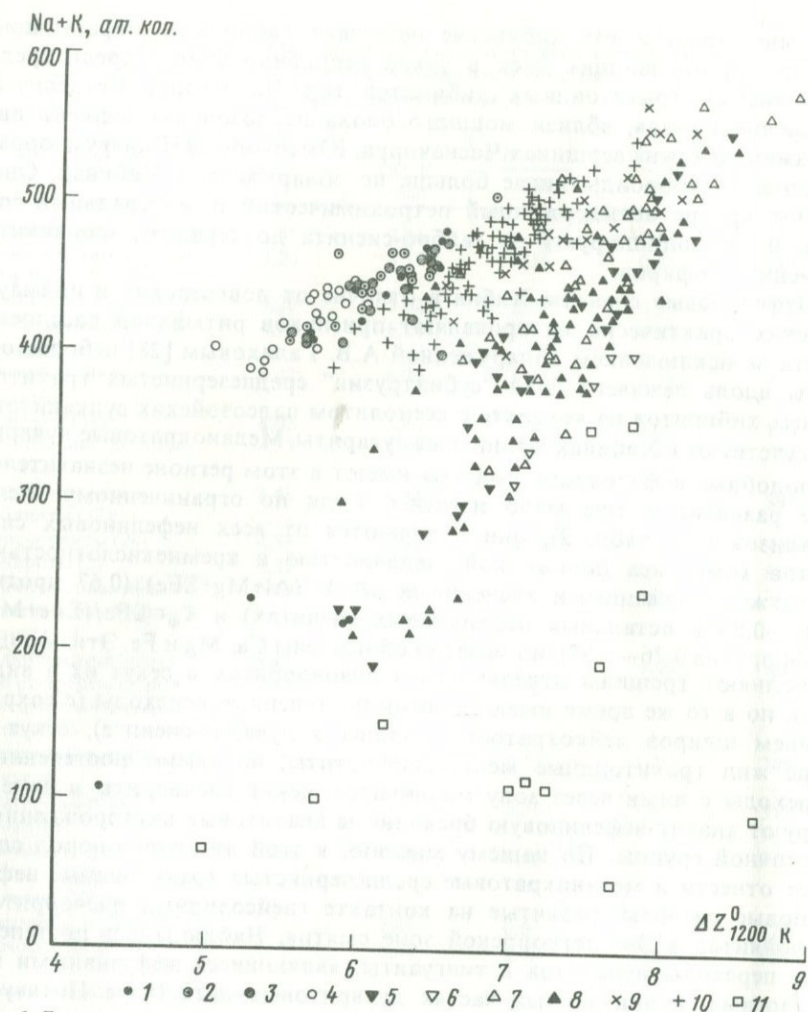


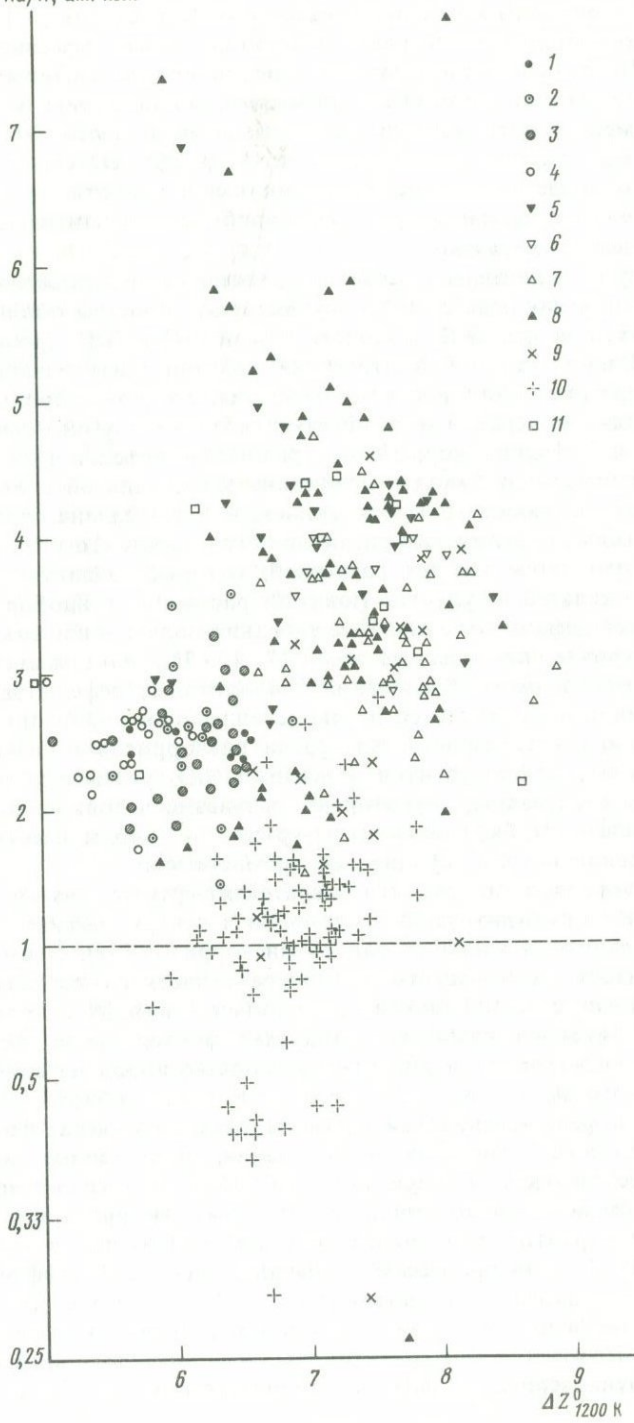
Рис. 6. Сопоставление щелочности ( $\text{Na} + \text{K}$ , ат. кол.) и основности ( $\Delta Z^0_{1200 \text{ К}}$ , по А.А. Маракушеву) пород хибинского щелочного комплекса, по данным химических определений А.В. Галахова [28], Т.Н. Ивановой [47], сотрудников Хибиногорской ГРП Мурманской ГРЭ (1964—1970 гг.) и др.

1 — среднезернистые трахитоидные хибиниты; 2 — грубозернистые трахитоидные хибиниты; 3 — неравномернoзернистые нефелиновые сиениты (лявчорриты); 4 — фойяиты; 5 — трахитоидные мельтейгит-уртиты нижней части дифференцированной толщи; 6 — мелкозернистые ийолиты внутри апатитовых залежей; 7 — массивные неравномернoзернистые уртиты, подстилающие рудные залежи; 8 — трахитоидные мельтейгит-уртиты и малиньиты верхней части дифференцированной толщи; 9 — массивные ювиты; 10 — пойкилитовые нефелиновые сиениты (рисчорриты); 11 — апатит-нефелиновые породы

Рис. 7. Соотношение  $\text{Na}/\text{K}$  (ат. кол.) для пород разной основности ( $\Delta Z^0_{1200 \text{ К}}$ , по А.А. Маракушеву) в хибинском щелочном комплексе

Условные обозначения см. на рис. 6

№/К, ат. кол.



ответствующее место в последовательности формирования пород плутона от периферии к центру, однако Б.М. Куплетский [72] настаивал на более молодом их возрасте относительно всех нефелиновых сиенитов. По сравнению с нормальными нефелиновыми сиенитами рисчорриты существенно обогащены щелочами, но обеднены Si и за счет этого имеют более высокие показатели основности (см. табл. 2, рис. 6). Содержание Al повышено, но  $K_{\text{агп}}=1,08$ . Но самое характерное их отличие — низкое Na/K-отношение, вплоть до преобладания калия над натрием (рис. 7); подобное в агпайтовых породах нигде более не встречено.

Наряду с представлениями о магматическом происхождении пойкилитовых нефелиновых сиенитов существуют гипотезы о постмагматической их природе. Л.Л. Солодовниковой [94] и И.П. Тихоненковым [98] показано, что пойкилитический полевой шпат развивается путем интерстиционного роста и замещения, с одной стороны, породообразующих минералов мельтейгит-уртитов, а с другой — микроклинпертита и нефелина нормальных разностей нефелиновых сиенитов. Предполагалось, что метасоматические замещения обусловлены воздействием растворов, богатых калием и  $\text{SiO}_2$ . Химические анализы пойкилитовых нефелиновых сиенитов показывают, что это может быть справедливо лишь для тех разностей, которые развиваются при замещении мельтейгит-уртитов (ювиты); рисчорриты, наоборот, характеризуются дефицитом  $\text{SiO}_2$ . Исследования полевых шпатов на структурном уровне, проведенные нами [7, 10, 71], показывают, что основным механизмом образования пойкилитовых нефелиновых сиенитов, по-видимому, является перекристаллизация пород при температуре около  $600^\circ\text{C}$ . Присутствие среди рисчорритов многочисленных реликтов мельтейгит-уртитов и дефицит  $\text{SiO}_2$  указывают на то, что основным субстратом, по которому развивались пойкилитовые нефелиновые сиениты, были мельтейгит-уртиты — породы высокой щелочности и основности, но обедненные кремнеземом.

Ранее предполагалось, что мельтейгит-уртиты слагают гигантскую коническую интрузию, падающую к центру массива под углом  $\sim 30^\circ$ , и являются жильной фацией рисчорритов [72]. Этим объяснялась близость химического и минералогического состава данных пород. Позднее А.В. Галахов [28] пришел к выводу о полигенности пород хибинского комплекса, допуская формирование мельтейгит-уртитов, рисчорритов и апатит-нефелиновых пород из единого промежуточного магматического очага, отдельного от того, где формировалась нефелин-сиенитовая магма. Детальные минералого-геохимические и петрологические исследования, проведенные на основе геологической съемки масштаба 1:10 000 и поисково-разведочного бурения, показали неоднородность и стратифицированность толщи мельтейгит-уртитов, что объяснялось внедрением пород в несколько субфаз [45, 47] или процессами кристаллизационной дифференциации щелочно-ультраосновной магмы [53, 59]. Вместе с тем для трактовки существенных структурно-текстурных различий мельтейгит-уртитов — от мелкозернистых трахитоидных или порфиоровидно-трахитоидных до крупнозернистых массивных и пегматоидных разностей — пред-

лагались гипотезы о последующей перекристаллизации мелкозернистых ийолитов [84, 97], уртитизации нефелиновых сиенитов [98] или образовании грубозернистых массивных разностей (полевошпатовых) из самостоятельного магматического очага [48].

Как показывают последние данные глубокого бурения, мельтейгит-уртитовое тело в висячем боку срезается лавочорритами, а снизу подстилается трахитоидными хибинитами. Оно, не являясь уходящей на глубину пластовой конической интрузией, представляет собой изолированный гигантский блок, аналогичный по структуре Часначорр-Юдичвумчоррскому блоку осадочно-вулканогенных пород девона, зажатых между субинтрузиями хибинитов, погруженному Вудьяврчоррскому блоку роговиков и другим подобным образованиям. Это поставило под сомнение первичную магматическую природу мельтейгит-уртитов. Опираясь на выводы А.В. Галахова [27] о проявлении в хибинском комплексе предшествующего каледонского магматизма, геологи Хибиногорской ГРП И.И. Перекрест и В.В. Смирнов [77] и сотрудники Кол. фил. АН СССР О.Б. Дудкин с соавт. [35] недавно предложили гипотезу о формировании хибинских мельтейгит-уртитов в результате преобразования (нефелинизации) древних пироксенитов. Возникшие таким путем мелкозернистые трахитоидные мельтейгиты, ийолиты и уртиты впоследствии перекристаллизовывались и метасоматически замещались грубозернистыми и пойкилитовыми разностями пород. Одним из доводов, подтверждающим эту гипотезу, являются находки среди мельтейгит-уртитов реликтов оливиновых пироксенитов, превращенных в оливин-нефелин-слюдающую породу.

Последняя гипотеза вносит существенные изменения в представления о формировании пород хибинского комплекса. Однако нам представляется, что для трактовки образования трахитоидных мельтейгит-уртитов нет необходимости привлекать процесс нефелинизации каледонских пироксенитов. Учитывая их сходную геологическую позицию с осадочно-вулканогенными породами, мы предполагаем, что они также являются продуктами предшествовавшего рифтогенного вулканизма. Этим объясняется пологая параллельная слоистость толщи, ритмичное чередование слоев, линзовидное строение некоторых разностей, планпараллельная текстура пород, общая их мелкозернистость. Нефелиниты были бы естественным недостающим звеном между установленными здесь феолитами и ромбен-порфирами, с одной стороны, и меланефелинитами и авгитит-пикритами — с другой.

Как известно, сенсацией последних лет является обнаружение в Хибинах карбонатитов [37], которые образуют шток в ядре массива. Карбонатизации подверглись вмещающие фойяиты, многочисленные дайки тингуаитов и щелочных пироксенитов. Карбонатиты, как и разнообразные породы дайкового комплекса и эруптивные трубки взрыва, относят к завершающей стадии становления хибинского комплекса.

*Апатит-нефелиновые руды.* В настоящее время доказана пространственная и генетическая связь апатитовой минерализации с мельтейгит-уртитам: апатитовые залежи обнаружены только в толще этих

пород или среди пойкилитовых нефелиновых сиенитов, содержащих, как известно, реликты мельтейгит-уртитов. Локализация крупных промышленных тел несомненно связана с формированием массивных грубозернистых уртитов, как правило, подстилающих апатитовые залежи, но условия образования этих уртитов еще не выяснены. Мы полагаем, что "секущее" положение грубозернистых уртитов в мельтейгит-уртитовой толще (на что указывалось С.А. Руденко [84], В.Н. Титовым с соавт. [97] и др.), резко отличная специфическая структура этих пород, развитие метакристаллов нефелина, постепенные переходы в полевошпатовые уртиты, ювиты и рисчорриты, тенденция к мономинеральности — все это свидетельствует о формировании их путем постмагматической перекристаллизации [19, 71]. Вероятно, грубозернистые уртиты возникли в раннюю стадию этого процесса, а затем формировались полевошпатовые разности, но полученные в последнее время данные заставляют думать, что главной причиной изменения состава возникающих таким путем пород явились различия в составе исходного субстрата — химическая неоднородность мельтейгит-уртитовой толщи, присутствие в ней пропластов фонолитов, ромбен-порфинов, нефелиновых сиенитов, разностей, обогащенных кальцитом.

Существуют гипотезы и о первично-магматическом генезисе массивных уртитов [1, 28, 49, 53, 59, 70, 74], в том числе и их полевошпатовых разностей [48].

Связь апатитовых месторождений с уртитамы согласуется с тенденцией обогащения фосфором существенно нефелинитовых магм [34]. Однако до сих пор неясно, как в данном случае произошло концентрирование фосфора в уникальные по размерам апатитовые залежи, не имеющие себе аналогов в мире. Гипотезы их формирования в процессе кристаллизационной дифференциации магмы или ее ликвации, природной флотации апатита, внедрения особой "apatитовой магмы", пневматолитической или гидротермальной переработки пород с рассеянным апатитом являются в равной степени вероятными, но требуют экспериментальных подтверждений с учетом реальной геологической обстановки. В частности, при создании физико-химических моделей нередко упускается из виду, что апатитовые тела сложены разнообразными типами руд (хотя преобладают линзовидно-полосчатые разности с линзами мелкозернистого ийолита), месторождения ассоциируются с мощными зонами разломов и даже залежи в "ненарушенном" залегании представляют собой гигантобрекчию, отдельные блоки в которой разобщены телами грубозернистых уртитов и ийолитов (обычно полевошпатовых) и пегматитов. Кроме того, широко распространена (на месторождениях Юго-Восточного поля) типичная апатитовая брекчия с многочисленными развнутыми фрагментами разных типов руд, сцементированных разноликими бесполевошпатовыми и полевошпатовыми грубозернистыми урритами и ийолитами, малиньитами, ювитами, нередко с прожилками вторичного апатита. Каким бы ни было происхождение первичных апатитовых залежей, несомненно, что синхронно с постмагматической уртитизацией и рисчорритизацией пород происходила перекрис-

таллизация их и переотложение, что привело к изменению морфологии и цвета апатита, содержания полезных микропримесей.

Завершая данный раздел работы, мы приходим к выводу, что интересующие нас в первую очередь породы экстремально высокой щелочности в рассмотренных комплексах сформировались в результате разных процессов. Причины и условия возникновения высокощелочных дериватов невозможно понять без изучения сопутствующих пород и комплексов в целом, воссоздания истории их развития и выяснения конкретных геологических условий формирования данных регионов. Важное значение при этом имеет характер кислотности—основности кристаллизующихся расплавов, во многом определяющий активность щелочных компонентов. Высокая основность магмы способствует наилучшему проявлению щелочных свойств, и даже при относительно невысоком содержании щелочных металлов может возникнуть реакция среды, аналогичная условиям формирования агпаитовых нефелиновых сиенитов.

Минералогические данные, в частности изменение химического состава и структуры породообразующих минералов, приобретают решающее значение для петрологии, начиная со стадии кристаллизации расплавов и в ходе постмагматических преобразований пород.

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ, КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И ТИПОМОРФИЗМ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ВЫСОКОЩЕЛОЧНЫХ ПЛУТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Главным фактором, определяющим особенности состава и структуры минералов в породах рассматриваемых комплексов, является высокая щелочность—основность минералообразующей среды. В силу эффекта кислотно-основного взаимодействия Д.С. Коржинского это приводит к аномальному повышению содержания в минералах не только щелочных металлов, но и всех присутствующих в расплаве (или растворе) основных и амфотерных элементов с многообразным проявлением изоморфизма в катионной части структуры. С другой стороны, в соответствии с законом максимального соответствия силы основания и силы кислоты оно должно компенсироваться повышением кислотных свойств анионного радикала, что выражается в высокой степени полимеризации  $\text{SiO}_4$ -тетраэдров в кольца, "фонари", стенки, слои, разнообразные каркасы. По той же причине происходит замещение O на F, вхождение в полости структуры Cl, S, встраивание в каркас фосфатных, Ti-, Nb- и Zr-радикалов, замещение части Si в тетраэдрах на Al и  $\text{Fe}^{3+}$ . Наряду с кристаллизацией щелочных разностей породообразующих минералов (щелочные полевые шпаты, пироксены, амфиболы) указанные выше особенности состава и структуры минералов могут быть использованы в качестве индикаторов формирования в условиях экстремально высокой щелочности.

Многие из щелочных минералов часто проявляют "цеолитоподобные" свойства, позволяющие структуре приспособляться к колебаниям щелочности—основности среды, изменениям ее с падением температуры или вследствие метасоматических процессов.

Рассмотрим особенности состава и структуры минералов разных групп из пород сравниваемых щелочных комплексов.

### ЩЕЛОЧНЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

Полевые шпаты — наиболее хорошо изученные породообразующие минералы. Интригующие структурные их особенности, допускающие возможность как неупорядоченного, так и упорядоченного расположения атомов в решетке и многообразные проявления фазовых превращений после кристаллизации в твердом состоянии, привлекли в свое время к этой группе минералов пристальное внимание не только геологов, но и ведущих специалистов в области физики твердого тела, физической химии, структурного анализа и электронной микроскопии, исследования которых сделали полевошпатовую проблему

одной из центральных в науке о минеральном веществе. Успехи в решении этой темы последовательно отражались в справочниках, обобщающих монографиях, тематических сборниках<sup>1</sup>. В данной работе нас интересует в основном генетический аспект полевошпатовой проблемы, поэтому мы кратко коснемся основных представлений, необходимых для понимания излагаемого материала.

Полевые шпаты — каркасные алюмосиликаты. Простейшим элементом строения их каркаса являются кольца из четырех кремнекислородных тетраэдров, из которых одна пара ориентирована вершинами в одну сторону, а другая — в противоположную. Эти кольца в соответствии с элементами симметрии пространственной группы  $C2/m$  — плоскостью симметрии и двойной осью (для моноклинного калишпата) сочленяются в слои, лежащие в плоскости осей  $b$  и  $c$ . В направлении оси  $a$  слои накладываются друг на друга со сдвигом, и тетраэдры с противоположной ориентацией сочленяют их в бесконечный каркас. При этом между кольцами возникают крупные полости, способные разместить атомы только с большими радиусами: K, Ba, Rb, Na, Sr, Ca. В тетраэдры входят также атомы Al. В щелочных полевых шпатах (калиево-натриевых) для компенсации зарядов необходимо разместить в тетраэдрах три атома Si и один атом Al; в плагиоклазах (натриево-кальциевых) и цельзиангидрофанах (бариево-калиевых) алюминия должно быть больше, вплоть до соотношения  $2Si$  и  $2Al$  в конечных членах ряда. Алюминий, особенно в щелочной обстановке, может частично замещаться на  $Fe^{3+}$ . Расположение атомов в структуре моноклинного калиевого полевого шпата в разных проекциях показано на рис. 8, 9.

Для понимания сложных структурных соотношений в группе полевых шпатов, фазовых взаимоотношений и природы посткристаллизационных превращений необходимо кратко остановиться на основных кристаллохимических их особенностях.

1. Калиевый полевой шпат (калишпат) и бариевый полевой шпат (цельзиан) кристаллизуются в моноклинной симметрии ( $C2/m, J2_1/c$ ).

<sup>1</sup> Наиболее подробное освещение проблемы можно найти в работах: А.С. Марфуни. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М.: Изд-во АН СССР. 1962. 277 с. (Тр. ИГЕМ: Вып. 78). Афонина Г.Г., Макагон В.М., Шмакин В.М. Барий- и рубидийсодержащие калиевые полевые шпаты. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. 112 с. Разделы в книгах: У.Л. Брегг, Г.Ф. Кларингбулл. Кристаллическая структура минералов. М.: Мир, 1967. С. 291—338 и Электронная микроскопия в минералогии/ под ред. Г.Р. Венка. М.: Мир, 1979. 541 с. Proceedings of the NATO Advanced Study Institute of Feldspars, Oslo, 1962/Ed. O.H.J. Christie. Norsk. Geologisk. Tidsskrift, 1962. 42/2, 606 p. Barth T.F.W. Feldspars. N.Y.: Wiley—Interscience, 1969, 261 p. The Feldspars. Proc. NATO Adv. Study Institute, Manchester, 1972/Ed. W.S. Mackenzie, J. Zussman. Manchester: University Press, 1974, 717 p. Leß Solutions Solidesen Mineralogie, Colloque International du C.N.R.S., Orleans, 1974/Ed. G. Sabatier. Bull. Soc. franc. Mineral., Cristallogr. 1974. T. 97, p. 89—404. Feldspar Mineralogy. short coursenotes. Mineralogical Society of America / Ed. P.H. Ribbe. Blacksburg, Virginia: South. Print. Co., 1975, 225 p. Smith J.V. Feldspar Minerals Berlin, Heidelberg, N.Y.: Springer 1974. T. 1. Crystal Structure and Physical Properties, 627 p. T. 2. Chemical and Textural Properties, 690 p.

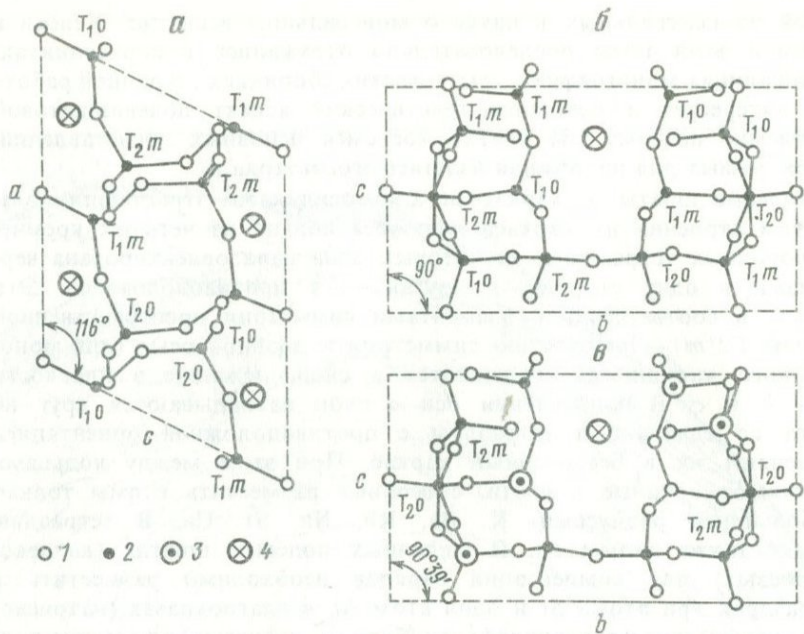


Рис. 8. Структурные позиции атомов в калиевом полевоом шпате, по Д.Б. Стюарту и П.Х. Риббе [136]

*a, б* — санидин в проекции на плоскости (010) и (100) соответственно; *в* — микроклины в проекции на плоскость (100); 1 — атомы O; 2 — атомы Si и Al; 3 — атомы Al (в микроклинне); 4 — атомы K.

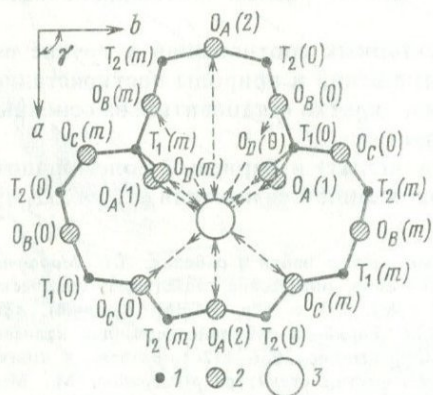


Рис. 9. Фрагмент кристаллической структуры калиевого полевого шпата в проекции на (001), показывающий связи щелочного атома в координационном девятивершиннике

1 — атомы Si и Al; 2 — атомы O; 3 — атом K. Стрелками показано сжатие или расширение межатомных расстояний в микроклинне по сравнению с санидином

Вокруг менее крупных атомов Na и Ca происходит сжатие алюмокремнекислородного каркаса, что приводит к снижению симметрии альбита и анортита до триклинной ( $C\bar{1}$ ,  $P\bar{1}$ ). Таким образом, симметрия полевых шпатов прежде всего является функцией их химического состава. В интересующей нас щелочно-полевошпатовой серии по этой причине происходит изменение моноклинной симметрии в триклинную при переходе от калиевых полевых шпатов к существенно натриевым анортоклазам. Этот переход относится к разряду незакали-

вающихся сдвиговых превращений; составы, при которых происходит данная инверсия, зависят только от температуры ( $Or_{37}Ab_{63}$  при нормальных условиях).

2. Изоморфные замещения проявляются обычно при высоких температурах, когда алюмо-кремнекислородный каркас становится более "эластичным" и допускает вхождение разновеликих атомов. Изоморфные серии известны между калишпатом и альбитом (щелочные полевые шпаты), калишпатом и цельзианом (гиалофаны), альбитом и анортитом (плаггиоклазы). Изоморфизм между K и Ca сильно ограничен; калиево-кальциево-натриевые полевые шпаты (анортоклазы) образуются только в очень ограниченной области составов. По этой причине за пределами анортоклазовой области, соответствующей минералообразованию в условиях высокой натриевой щелочности, образуются полевые шпаты либо щелочной серии, либо плаггиоклазовой, либо обе серии одновременно.

При падении температуры каркас сжимается вокруг менее крупных атомов, что делает неустойчивой общую структуру и в конечном итоге приводит к распаду гомогенных твердых растворов, обособлению калиевой и натриевой фаз в щелочных полевых шпатах (пертиты) или фаз с разным соотношением кальция и натрия в плаггиоклазах (перистериты и др.).

3. Распределение Si и Al в каркасе полевошпатовой структуры также является функцией температуры. В моноклинном полевошпате они занимают две пространственные системы точек  $T_1$  и  $T_2$ ; при утрате плоскости симметрии в триклинных полевых шпатах две системы разбиваются на четыре позиции:  $T_{10}$ ,  $T_{1m}$ ,  $T_{20}$  и  $T_{2m}$ . Исходя из требования локального баланса зарядов, устойчивым будет только такой полевошпатовый каркас, в котором атомы Al окружены атомами Si (отсутствуют связи Al—O—Al). В цельзиане и анортите, где Al:Si = 1:1, Si и Al поэтому строго упорядочены, чередуясь друг с другом в цепях каркаса. В щелочных полевых шпатах, где Al:Si = 1:3, они могут быть распределены статистически неупорядоченно, но так, чтобы атомы Al не были бы соседями. Тетраэдры  $T_{10}$  и  $T_{1m}$  развернуты ребрами внутрь полости, занимаемой щелочным атомом, т.е. два их кислорода  $O_A(1)$  и  $O_D(0)$  или  $O_A(1)$  и  $O_D(m)$  сближены со щелочным атомом (см. рис. 9), что увеличивает их кулоновское притяжение, но одновременно ослабляет связи в соответствующих кремнекислородных тетраэдрах. Это объясняет избирательность данных тетраэдров в отношении малозарядного алюминия и преимущественное перераспределение его в позиции  $T_1$  из  $T_2$  при снижении температуры (этот процесс называется "моноклинным" Si/Al-упорядочением).

Преимущества позиции  $T_{10}$  перед  $T_{1m}$  для накопления Al в моноклинном полевошпате нет, однако сжатие каркаса вокруг щелочного атома при охлаждении сразу же выделяет позицию  $T_{10}$ , поскольку расстояния до кислорода  $O_D(0)$  и  $O_C(0)$  становятся меньше, а до  $O_D(m)$  и  $O_C(m)$ , наоборот, возрастают. Это объясняет перераспределение Al в позицию  $T_{10}$  в микроклине, обозначаемое как процесс "триклинного" Si/Al-упорядочения. Изменения межатомных расстоя-

ний и связь их с Si/Al-упорядочением в ряду санидин — ортоклаз — микроклин можно оценить исходя из данных табл. 12. В триклинном альбите есть преимущество позиции  $T_10$  и Si/Al-упорядочение идет как единый одноступенчатый процесс. В калишпатах оно проходит две стадии: "моноклинное" и "триклинное" упорядочение. Очевидно, что в зависимости от начальной температуры, скорости охлаждения, равномерности остывания разных частей кристалла, режима летучих и др. процесс может остановиться на первой стадии, вторая может накладываться на первую стадию или процесс может дойти до конца. Фактически их можно рассматривать как два процесса, идущие при разных температурах и с разными скоростями.

Таким образом, при охлаждении в щелочных полевых шпатах идут три сопряженных процесса: сжатие каркаса структуры с понижением симметрии в области составов  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ , обособление обогащенных K и Na участков (распад твердого раствора) и упорядочение Si и Al в структуре, сопровождаемое в калишпатах также понижением симметрии. Распад может происходить путем диффузии K и Na в неизменном кремнекислородном каркасе (спинодальное разложение). При этом сначала возникают модулированные (напряженные) структуры, в которых в результате изгиба соприкасающихся решеток обогащенных калием и обогащенных натрием полевошпатовых участков (не сильно различающихся в параметрах и углах ячейки) нет еще поверхностей раздела между фазами, а их состав приближается к кривой когерентного сольвуса (рис. 10). В дальнейшем в результате сжатия структур углы решетки Na-фазы уже не могут приспособляться к K-матрице, когерентность нарушается (перпендикулярно оси  $a$ , тогда как по осям  $b$  и  $c$  решетки еще когерентны) и возникают плоскости раздела по  $(\bar{6}01)$ . Согласно расчетам, этой плоскости межфазных границ соответствует минимум упругой энергии в случае, когда обе фазы распада моноклинны или когда K-фаза моноклинна, а Na-фаза триклинна, но sdвойникова. Двойникование ("двойники превращения"), как известно, возникает при понижении симметрии от моноклинной до триклинной; ячейка при этом может занять одну из четырех возможных ориентаций относительно бывшей плоскости симметрии и оси второго порядка, две из которых соответствуют "левому" и "правому" альбитовым двойникам, а две другие — периклиновым. Плоскость срastания альбитовых двойников —  $(010)$ ,  $D_0 = \perp(010) = b^*$ , периклиновых —  $(001)$ ,  $D_0 = b$ . Двойниковаться могут как Na-, так и K-триклинные фазы. В случае, когда обе фазы пертита триклинны, плоскостями раздела становятся плоскости  $(\bar{6}61)$  и  $(\bar{6}\bar{6}1)$ , также соответствующие минимуму упругой энергии. Эти стадии распада представлены на Табл. I, II. Поверхностная энергия плоскости  $(010)$  меньше, чем  $(001)$ , поэтому в ходе последующей собирательной перекристаллизации альбитовые двойники могут разрастаться за счет периклиновых.

Фазовый распад может осуществляться по другому механизму — гетерогенного зарождения (нуклеации), когда примесная фаза растет в дефектах структуры без упругого взаимодействия с решеткой



также щелочность среды. Процессы идут с разными скоростями, поэтому одни из них могут достигнуть равновесия, а другие еще нет. Так, при фиксированной температуре Na-фаза (в силу более высокой скорости диффузии натрия) быстрее достигает равновесия, чем калиевая, а составы фаз пертита приходят в равновесие раньше, чем достигается равновесная степень Si/Al-распределения в них. Поэтому в калишпатовой фазе пертитов всегда содержится больше примесного Na-компонента, чем калия в альбитовой фазе, а температура, определенная по двуполевошпатовому геотермометру исходя из составов фаз пертита, оказывается на 100—200°С ниже, чем найденная, исходя из данных о Si/Al-распределении. Все это приводит к разнообразию структурно-текстурных взаимоотношений между фазами в полевошпатовых блок-кристаллах, среди которых, если рассматривать их в динамике, иногда сохраняются следы ранних (реликтовых) состояний, уцелевших от последующих преобразований. Некоторые из этих структур представлены на Табл. I, II и V—VIII.

Данные о твердофазовых превращениях в полевых шпатах используются для реставрации физико-химических условий минералообразования и последующей эволюции. При этом следует иметь в виду, что автометасоматические и наложенные метасоматические процессы, постмагматическая перекристаллизация пород приводят к существенному дальнейшему преобразованию первичных структур распада в полевых шпатах — собирательной перекристаллизации альбитовых и калишпатовых обособлений, альбитизации или калишпатизации зерен, выносу натриевого компонента в трещины, росту вторичных полевых шпатов или других минералов (например, цеолитов). С одной стороны, это уничтожает информативность полевых шпатов для выяснения условий кристаллизации и ранних стадий преобразования пород, а с другой — позволяет использовать эти данные как индикатор постмагматического преобразования.

Высокощелочная среда минералообразования, свойственная формированию пород рассматриваемых магматических комплексов, определяет ряд характерных особенностей кристаллизующихся полевых шпатов. Она способствует вхождению в структуру наиболее основных компонентов — Ba и Sr, а иногда и Ca, повышению содержания Rb, замещению Al на Fe<sup>3+</sup> в тетраэдрах. Она способствует также увеличению скорости Si/Al-упорядочения и непосредственной кристаллизации упорядоченных модификаций полевого шпата.

### *Полевые шпаты ловозерского комплекса*

Как известно, агпайтовым нефелиновым сиенитам свойственен особый, так называемый агпайтовый порядок кристаллизации: первыми из расплава выделяются лейкократовые минералы — нефелин и щелочной полевой шпат, а остальные порции магмы обогащаются темноцветными. Содержание полевого шпата в породах варьирует, но во всех случаях он является преобладающей или одной из главных фаз. Отсюда ясно, что полевые шпаты данного типа пород могут служить источником важной генетической информации на всем протяжении их формирования и преобразования.

В ловозерском комплексе щелочные полевые шпаты слагают около 50% объема пород. В основном они представлены разностями с высоким содержанием натриевого компонента вплоть до анортоклазов.

В породах дифференцированной толщи, эвдиалитовых луювритах и мурманитовых порфириовидных луювритах щелочные полевые шпаты образуют уплощенные по (010) лейсты размером  $1,0 \times 0,6 \times 0,1$  см, в пегматоидных разностях — до 4 см, ориентировка которых в породах и определяет их трахитоидный облик. Обычны карлсбадские двойники. Как правило, зерна полевого шпата переполнены мелкоигльчатыми включениями эгирина. Химический состав полевых шпатов закономерно меняется в разных типах пород и в пределах элементарного ритма расслоенности дифференцированной толщи; для уртитов и ювитов характерны анортоклазы состава  $Or_{10-25}Ab_{90-75}$ , для фойяитов и луювритов — более обогащенные калишпатовой составляющей  $Or_{40-70}Ab_{60-30}$  (табл. 3). Согласно И.В. Буссен и А.С. Сахарову [22], в пределах ритма состав полевого шпата меняется от  $Or_{10}Ab_{90}$  в урритах и  $Or_{10-40}Ab_{90-60}$  в ювитах до  $Or_{40-70}Ab_{60-30}$  в фойяитах, где достигается максимум содержания калишпатовой составляющей, после чего оно снижается до  $Or_{50-40}Ab_{50-60}$  в луювритах. Содержание анортитовой составляющей не превышает 2,5%. Вариации SrO и BaO изучены плохо.

Микроструктуры полевых шпатов этих пород разнообразны. Преобладают "продольно-полосчатые" микропертиты с обособлениями калиевой и натриевой фаз, вытянутыми вдоль трещинок спайности (010). Обе фазы обычно сдвойникованы по альбитовому закону, с плоскостью срастания (010). Реже встречаются "поперечно-полосчатые" и "сетчатые" микропертиты и криптопертиты. Судя по оптическим и рентгеновским данным, натриевая и калиевая фазы пертитов представлены чистыми, близкими к максимально упорядоченным альбитом и микроклином; микроклин характеризуется высокими углами оптических осей ( $2V=75 \div 80^\circ$ ) и степенью рентгеновской триклинности ( $\Delta_p = 0,80 \div 0,90$ ). Согласно данным А.Л. Косого (1965 г.), калиевая фаза уртитов и фойяитов более упорядочена (в среднем  $\Delta_p = 0,86$ ), чем луювритов ( $\Delta_p = 0,80$ ). Это согласуется и с полученными нами результатами изучения образцов полевого шпата из кол. Е.И. Семенова. Для образца из фойяита горы Карнасурт (N 6) найденное отношение интенсивностей отражений  $\bar{2}01$  альбитовой и калишпатовой фаз (0,80—0,89) соответствует ~35% альбита, содержащего в твердом растворе 3,5%  $KAlSi_3O_8$  ( $d_{201} = 4,035 \text{ \AA}$ ); калишпатовая фаза чистая (1%  $NaAlSi_3O_8$ ,  $d_{201} = 4,224 \text{ \AA}$ ) с  $\Delta_p = 0,88$ .

Кроме пертитового альбита, в полевых шпатах данных типов пород наблюдается "шахматный" и лейстовый альбит. Шахматный альбит представляет собой частный случай двойников прорастания по альбитовому и периклиновому законам. Они развиваются, как правило, в периферических частях полевошпатовых лейст и вдоль двойниковых швов и наиболее характерны для существенно натриевых разностей (анортоклазов) в урритах и ювитах, где нередко

Химический состав (в мас. %) щелочных полевых шпатов из пород ловозерского щелочного комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5
K <sub>2</sub> O	5,27	5,64	2,05	4,60	11,55
Na <sub>2</sub> O	7,23	8,67	11,96	9,24	3,78
CaO	1,27	0,30	0,26	0,22	0,09
SrO	0,29	0,002	—	—	—
BaO	0,58	0,00	—	—	0,00
MgO	0,16	0,10	—	—	0,15
MnO	0,01	0,00	—	—	0,01
FeO	0,36	0,17	—	—	0,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,06	0,27	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,87	18,77	20,52	20,20	18,91
SiO <sub>2</sub>	61,29	65,50	65,46	64,34	65,43
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,00	—	—	0,00
H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>	1,10	0,53	—	—	0,15
Сумма	99,51	99,95	100,25	98,6	100,16
Миналы:					
Or	31,0	32,1	8,8	23,6	69,0
Sp	1,0	0,0	—	—	—
Ab	64,6	76,5	90,0	76,3	31,0
An	6,3	2,1	1,2	1,1	0,0

*Примечание.* 1 — анортоклаз из овоидофира, гора Куамдеспакх, аналитик Е.И. Успенская, дополнительно найдено 0,13% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 0,13% SO<sub>3</sub> [22]; 2 — решетчатый анортоклаз из ильменитового сиенита, скв. 234, 268,5 м, аналитик А.В. Мокрецова [22]; 3—10 — из пород дифференцированной толщи: 3, 4 — анортоклаз: 3 — из уртита, гора Карнасурт, горизонт IV-3, скв. 12, 534—535 м, аналитик Л.Б. Тумилович [32], 4 — из ювита, над горизонтом IV-2, 5 — микроклин-пертит из фойяита, горизонт III-1, гора Карнасурт, аналитик Ю.Н. Новикова [22], 6 — микроклин из фойяита, гора Вавнбед, аналитик В.А. Молева [32], 7—9 микроклин-пертит: 7 — из луюврита, ниже горизонта IV-5, долина

образуют пойкилитовые обособления в породе с включениями нефелина или содалита. В полевых шпатах фойяитов "шахматный" альбит развивается реже, а в луювритах отсутствует. Образование "шахматного" альбита объясняют первичной кристаллизацией, но более вероятно вторичное его происхождение как результат реакционного взаимодействия постагматических растворов с ранее закристаллизовавшимся щелочным полевым шпатом. Состав такого альбита  $An_{2-5}$ , причем содержание кальция повышается в более богатых натрием породах — урритах и ювитах. Следует иметь в виду, что в тех же породах часто присутствует "шахматный" микроклин — гомогенный, аналогичным образом сдвойникованный калиевый полевой шпат без пертитовых вростков альбита. Детальнее он будет рассмотрен при описании илимаусацских полевых шпатов.

Лейстовый альбит образует сростки в кристаллах щелочного полевого шпата, реже в нефелине. Он наиболее обогащен кальцием  $An_{4-7}$ . Агпаитовые нефелиновые сиениты — гиперсольвусные образования, и наличие лейст альбита вряд ли можно рассматривать как

6	7	8	9	10	11	12
11,04	9,74	10,70	7,26	11,72	9,00	9,80
3,56	5,00	4,90	5,82	3,18	5,20	4,45
0,50	0,00	0,08	0,44	0,20	0,38	0,52
0,01	—	—	—	0,08	0,039	—
—	0,00	—	—	0,05	0,00	—
0,04	—	0,04	—	0,03	0,20	0,06
—	—	0,03	—	—	0,00	—
—	—	—	—	—	0,14	—
0,17	0,31	0,70	—	0,25	0,89	0,15
19,67	18,60	18,70	19,60	19,75	18,70	19,71
64,40	65,45	64,10	65,57	65,00	65,11	65,20
—	—	0,04	—	—	0,20	—
0,42	—	0,15	—	0,15	0,47	0,41
99,81	99,10	99,44	98,69	100,41	100,33	100,30
64,2	56,7	60,6	41,8	67,6	55,2	56,5
—	—	—	—	0,1	0,1	—
31,5	44,3	38,5	50,9	27,9	40,4	39,0
2,4	0,0	0,4	2,0	1,0	1,8	2,5

р. Шомнок, аналитик Ю.Н. Новикова [22], 8 — из луяврита, под горизонтом IV-5, там же, скв. 202, 94,1 м, аналитик В.А. Астафьева, п.п.п. 0,59% [22], 9 — из меланократового луяврита, под горизонтом IV-3, гора Карнасурт, скв. 12, 534—535 м, аналитик Л.Б. Тумилович [32], 10 — микроклин из эгиринового луяврита, гора Пункаруай, аналитик В.А. Молева [32]; 11, 12 — микроклин-пертит из пойкилитовых нефелиновых сиенитов: 11 — гора Пункаруай, скв. 1, 121,8 м, аналитик А.В. Мокрецова, дополнительно найдено 0,13%  $P_2O_5$  [22], 12 — руч. Анкисуай, аналитик В.А. Молева [24].

возникновение второй полевошпатовой фазы в ходе магматической кристаллизации. Скорее всего, это постмагматический альбит. Однако для луявритов и их жильных фаций (тингвайтов) такая возможность допускается [110].

Полевые шпаты метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород, нефелиновых сиенит-порфиров и ромбен-порфиров отличаются порфиroidным обликом и отсутствием карлсбадских двойников. По составу они, по-видимому, должны быть отнесены к анортоклазу, хотя пертитовое строение иногда неразличимо. Но чаще они являются "поперечно-полосчатыми" микропертитами. Химический анализ имеется только для анортоклаза из овоидофира (см. табл. 3, ан. 1). Хотя этот образец оптически гомогенный, содержание натриевой составляющей в нем достигает 64,5 мол. %. Одновременно он в наибольшей степени обогащен кальциевой составляющей ( $An_{6,3}$ ) и выделяется максимальным среди исследованных образцов содержанием  $BaO$  (0,58 мас. %) и  $SrO$  (0,29 мас. %).

Наибольший интерес представляет изучение щелочных полевых

шпатов из пойкилитовых нефелиновых и нефелин-содалитовых сиенитов, поскольку они могут явиться одним из критериев отнесения этих пород к ранней или поздней интрузивным фазам. Особенностью полевого шпата мелкозернистых нефелиновых сиенитов и ювитов красной фации ловозерского комплекса (ксенолиты) является развитие веерообразных сростков его лейсточек ( $0,4 \times 0,6 - 1,0 \times 2,0$  мм) с волнистым угасанием в шлифах. Полевой шпат — микроклин-пертит с полосчатыми обособлениями полисинтетически сдвойникового альбита; К-фаза в сростках не сдвойникова. Вместе со щелочным полевым шпатом присутствует и лейстовый альбит. Полевой шпат порфирированных нефелиновых сиенитов, ассоциирующих с мелкозернистыми их разностями, выделяется в виде клиновидных несдвойникованных зерен, в которых пертитовое строение проявляется только в краевых частях. Подобные клиновидные зерна полевого шпата типичны и для нефелин-содалитовых сиенитов.

Для пойкилитовых нефелин-содалитовых сиенитов характерны крупные (от  $1 \times 3$  до  $2 \times 5$  см, иногда до  $10 \times 15$  см) таблитчатые кристаллы К-Na полевого шпата часто с мозаичным строением, с включениями идиоморфных кристаллов нефелина или содалита, иногда замещенных темным агрегатом сульфат-канкринита и цеолитов. Обычно это нерешетчатый крипто- или микропертит; встречаются также неправильной формы дендритовидные обособления натриевой фазы с тонким полисинтетическим двойникованием, а в краевых частях зерен "шахматный" или лейстовый альбит.

Более определенными являются химические отличия. По-видимому, в данных породах можно выделить две группы щелочных полевых шпатов по химическому составу: существенно натриевые анортоклазы (см. табл. 3, ан. 2) и обогащенные калием (ан. 11, 12). Результаты структурного исследования полевых шпатов пойкилитовых нефелиновых сиенитов и развитых в этих породах разнообразных пегматитов, проведенного на материале из кол. Е.И. Семенова, рассмотрены в табл. 4, 5. Все образцы оказались обогащенными калием (анортоклазов среди них не было). Наиболее высокое содержание натриевой составляющей отмечалось в полевом шпате пород (~35 мол.%) (см. табл. 4, N 1) и снижалось в полевых шпатах пегматитов до чистых калишпатов (см. табл. 4, N 5, 8—10). Типоморфной особенностью полевых шпатов пойкилитовых нефелиновых и нозеановых сиенитов, как собственно пород, так и развитых в них пегматитов, является постоянное присутствие в кристаллах "жемчужных" опалесцирующих периферических каемок. Эффект жемчужной опалесценции создается отражением света от плоскости (010) и лучше всего проявляется в сечении  $\perp b^*$ . Характерно, что "жемчужные полосы" проникают внутрь зерен полевого шпата вдоль трещинок с образованием дендритов. В приповерхностных условиях каемки изменяются с образованием непрозрачного фарфоровидного агрегата, расслаивающегося на параллельные слои, но не теряющего опалесценции. Происхождение этих каемок явно вторичное, а их типичность указывает на повсеместное развитие соответствующих процессов изменения в пойкилитовых сиени-

Результаты структурного изучения щелочных полевых шпатов пойкилитовых нефелиновых и содалитовых сиенитов ловозерского щелочного комплекса и развитых в них пегматитов

№ п/п	Полевой шпат	№ образца	$\frac{I_{201} Ab}{I_{201} Ab}$	$\Delta p$	$d_{201} Or^*$	Ab. % [125]	$d_{201} Ab^*$	Or. % [125]
1	Ортоклаз-криптоперит	8	0,75—0,88	0,0	4,229	7,0	4,035	3,5
2	То же	8	0,23	0,0	4,222	10,0	4,033	2,5
3	"	4	0,57	0,0	4,220	12,0	4,035	3,5
4	"	4	0,52—0,56	0,0	4,215	14,0	4,032	2,0
5	Микроклин	2	Нет	0,90	4,224	1,0	—	—
6	Микроклин-пертит	3	0,57	0,79	4,224	1,5	4,033	2,5
7	Ортоклаз	1	Сл.	0,0	4,211	16,0	—	—
8	Микроклин	1	Нет	0,93	4,224	1,0	—	—
9	"Шахматный" микроклин	40	"	0,75	4,236	0	—	—
10	Микроклин	5	"	0,95	4,225	0,5	—	—

\*Скорректировано по внутреннему стандарту  $KBrO_3$ , ( $2\theta_{01} FeK\alpha = 25^\circ 28'$ ).

*Примечание.* 1, 2 — полевой шпат биотитовых пойкилитовых сиенитов, р. Суолауй; 3, 4 — из пегматита в биотитовых пойкилитовых сиенитах, р. Муруай; 1, 3 — иризирующие в голубых тонах центральные части кристаллов; 2, 4 — жемчужная опалесцирующая кайма; 5—8 — пегматит в пойкилитовых сиенитах, гора Непха: 5 — лейстовый микроклин периферической зоны, 6 — центральной зоны, 7 — ядро пегматита с иризирующим ортоклазом ("лунный камень"), 8 — прожилки со скрытокристаллическим микроклином; 9 — "шахматный" микроклин в пегматите среди науяитов горы Сенгисчорр; 10 — скрытокристаллический микроклин в пегматите горы Карнасурт.

тах. Второй характерной особенностью полевых шпатов данного типа пород является широкое развитие разностей, иризирующих в голубых тонах ("лунный камень"), что указывает на очень тонкий крипто- или субмикроскопический фазовый распад. Встречаются монокристаллы, в которых одновременно присутствуют прозрачные участки без видимых обособлений натриевой фазы, микропертитовые, иризирующие криптопертитовые и опалесцирующая жемчужная кайма.

Наиболее детально иризирующий криптопертит с жемчужной каймой исследован нами из биотитовых пойкилитовых сиенитов р. Суолауй (см. табл. 4, N 1, 2; табл. 5 и Табл. I, II). В иризирующих внутренних частях кристаллов по рентгеновским данным присутствует ~ 35 мол. % Na-фазы, представленной, по-видимому, чистым альбитом. K-фаза является ортоклазом с высокой степенью моноклинного Si/Al-упорядочения ( $T_1 = 0,91$ ); полученные разными методами данные о содержании в ней изоморфного натриевого компонента противоречивы, в среднем ~ 7 мол. %  $NaAlSi_3O_8$ . Наиболее отклоняются от этой цифры результаты, рассчитанные по объему ячейки ( $17 \pm 3$  мол. %). Следует отметить, что "лунный камень" дает плохие линии на порошкограмме (детали методики см. в разделе о хибинских полевых шпатах) и для расчета параметров ячейки K-фазы в итоге было использовано всего 11 рефлексов; число рефлексов Na-фазы вообще недостаточно для расчета.

Параметры элементарной ячейки,  
 состав (в мол. %  $Or$ ,  $Ab$ ) и Si/Al-распределение в полевых шпатах  
 биотитовых пойкилитовых нефелиновых снейнтов  
 ловозерского комплекса

Состав и свойства	Иризирующий ортоклаз	Жемчужная каемка вокруг иризирующего ортоклаза		
	1	2	3	4
$a, \text{Å}$	8,583(2)	8,556(7)	8,554(5)	8,554(5)
$b, \text{Å}$	12,925(7)	12,972(14)	12,957(19)	12,972(15)
$c, \text{Å}$	7,195(1)	7,202(2)	7,204(0)	7,202(1)
$\alpha$ , град	90,00	90,00	90,00	90,00
$\beta$ , град	116,13	115,98	116,05	115,98
$\gamma$ , град	90,00	90,00	90,00	90,00
Объем, $\text{Å}^3$	716,7(1,1)	718,6(2,5)	717,4(2,6)	718(2,6)
Число рефлексов	13/11	13/13	13/6	11/10
$O_r$ [142]	83,0(2,8)	87,8(6,8)	84,7(6,8)	87,5(6,8)
$N_{Or}$ [124]	93,1	87,2	86,9	86,8
$2\theta_{201}$ $\text{Cu K}\alpha_1$ :				
K-фаза, град	20,97	21,07	31,07	21,07
Na-фаза, град	22,07	22,15	22,15	22,15
$O_r$ $_{201}$ [137]	96,8	87,2	87,2	87,2
$Ab$ $_{201}$ [137]	-2,7	-9,6	-9,6	-9,6
$T$ [123]	0,911(24)	0,848(48)	0,897(46)	0,848(44)
$t_0 = t_1$ $m$ [123]	0,455(12)	0,424(24)	0,448(23)	0,424(22)
$t_2 = t_2$ $m$ [123]	0,045	0,076	0,052	0,076

Примечание. Число рефлексов натриевой фазы недостаточно для расчета; в скобках — точность определений (2 $\sigma$ ).

Под электронным микроскопом (аналитик Н.В. Трубкин, Лаборатория электронной микроскопии, ИГЕМ) в иризирующих участках наблюдаются зигзагообразные ромбовидные ламели Na-фазы (светлое на снимке *a* Табл. I), тонко полисинтетически сдвойникованные по альбитовому закону, что подтверждается соответствующим расщеплением ее пятен на картине микродифракции. Ромбовидные ламели сочленяются в бусообразные нити, вытянутые в направлении оси *b*\*. Ромбы имеют по короткой диагонали 0,2—0,3 мкм, по длинной — до 0,7—0,8 мкм; масштаб пластинок в альбитовых двойниках 0,01—0,02 мкм. Очень редко на сочленении ромбов наблюдаются слабо развитые полисинтетические периклиновые двойники. Энергодисперсионные спектры, снятые на приставке "Kevex"-5100, подтверждают относительные количественные соотношения между K- и Na-фазами. Характерная голубая иризация, по-видимому, обусловлена преломлением света в агрегате тонкосдвойникового альбита; в более грубых пертитах она исчезает.

Как уже указывалось К-фаза является моноклинной. Но электронно-микроскопическое изучение показало, что одновременно с ортоклазом внутри иризирующих участков присутствует и микроклин, так же как и рассмотренный выше альбит, полисинтетически сдвойникованный по альбитовому закону (Табл. II). Размеры обособлений микроклина ~1 мкм. Диагностика его подтверждается наличием расщепленных перпендикулярно (010) пятен только К-фазы на картинах микродифракции и отсутствием пика натрия в энергодисперсионном спектре.

Опалесцирующая жемчужная кайма представлена криптопертитом с меньшим содержанием Na-фазы и более грубым распадом. Ориентация плоскости, отражающей свет, та же, что и для иризирующих участков, т.е. (010), но эффект голубого окрашивания отсутствует. Рентгеновская картина образца еще хуже, и наибольший разброс происходит в отношении параметра  $b$ , перпендикулярного плоскостям расслаивания полевого шпата. Для натриевой фазы получены очень неточные результаты по шести рефлексам, и мы их не приводим. Определения по рефлексу  $\bar{2}01$  в камере Гинье дают сильно заниженные результаты; аналогичные определения на дифрактометре соответствуют содержанию 2,5 мол. % изоморфного калиевого компонента. К-фаза представлена ортоклазом с несколько меньшей степенью Si/Al-упорядоченности, чем в иризирующих участках ( $T_1 = 0,897 \div 0,848$ ) с более высоким содержанием изоморфного Na-компонента (13—15 мол. %  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ), в чем хорошо согласуются данные, полученные разными методами (см. табл. 5, N 2—4). Примерно аналогичные данные получены для иризирующих ортоклазпертитов с жемчужной каемкой из пегматита в биотитовом пойкилитовом сиените р. Суолуай (см. табл. 4, N 3, 4).

В сложных зональных пегматитах горы Непха (Лепхе-Нельм) иризирующий ортоклаз-криптопертит ("лунный камень") наблюдается в периферической ортоклаз-нефелин-эгириновой зоне, во внутренней блоковой ортоклаз-арфведсонитовой зоне и в центральном ортоклазовом или ортоклаз-натролитовом ядре. Описания этих пегматитов приводятся в монографии К.А. Власова с соавт. [24] и в работе Е.И. Семенова [88]. Пегматиты сформировались среди гидросодалитовых (нозеевых ?) пойкилитовых сиенитов, присутствующих в виде неправильной формы обособлений среди эгириновых лувитов.

Химический анализ этого "лунного камня" (в мас. %):  $\text{K}_2\text{O}$  — 13,68;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 2,48;  $\text{CaO}$  — 0,72;  $\text{BaO}$  — 0,21;  $\text{MgO}$  — 0,23;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 0,16;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 19,02;  $\text{SiO}_2$  — 63,40, сумма — 99,90, аналитик М.Н. Вепринцева. Он соответствует формуле  $(\text{K}_{0,80}\text{Na}_{0,22}\text{Ca}_{0,035}\text{Ba}_{0,04})_{1,06}(\text{Al}_{1,03}\text{Fe}_{0,006})_{1,035}\text{Si}_{2,91}\text{O}_8$  или 75,5 — ортоклазового, 20,8 — альбитового, 3,3 — анортитового и 0,4 мол. % — цельзианового миналов. Плотность 2,55.  $2V = -70^\circ$ ,  $n_g = 1,524$ ,  $n_p = 1,518$ ,  $n_g - n_p = 0,06$  [88]. Рентгеновские данные указывают на моноклинную упорядоченность К-фазы и высокое содержание в ней изоморфного натриевого компонента (16 мол. %  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ). Характерно, что в натролитизированных участках ортоклаз сечется

прожилками фарфоровидного скрытокристаллического агрегата, который оказался чистым как в отношении Na-фазы, так и изоморфного Na-компонента, максимально упорядоченным ( $\Delta_p = 0,93$ ) микроклином. Аналогичный скрытокристаллический поздний микроклин исследован из пегматита горы Карнасурт (см. табл. 4, ан. 10).

Согласно К.А. Власову с соавт. [24], ортоклаз никогда не встречается в гакманитовых пойкилитовых сиенитах (науяитах), пойкилокристаллы в которых представлены исключительно микроклином. Подобный микроклин исследован нами из пегматита в науяитах горы Сенгисчорр (см. табл. 4, ан. 9). Он оказался "шахматным" микроклином с  $\Delta_p = 0,75$ , без примеси Na-фазы или изоморфного Na-компонента.

Заканчивая рассмотрение полевых шпатов пойкилитовых нефелиновых и содалитовых сиенитов, следует упомянуть о микроклинах и микроклин-пертитах, обнаруженных в периферической зоне пегматитов горы Непха в контакте с луавритами (см. табл. 4, ан. 5, 6). Образование полевого шпата того же типа, что и во вмещающих луавритах, ориентированное его нарастание на лейсты породы свидетельствует о сложной гетерогенной природе данных пегматитов, развивающихся внутри реликтов пойкилитового нозеанового сиенита (с ортоклаз-криптопертитом) при взаимодействии с луавритовой магмой.

Следовательно, для большинства пород ловозерского щелочного комплекса (уртитов, фойяитов и луавритов дифференцированной толщи, эвдиалитовых и мурманитовых луавритов, гакманитовых пойкилитовых сиенитов) характерны высоконатриевые, распавшиеся на фазы полевые шпаты (пертиты) с высокой степенью собирательной перекристаллизации продуктов распада и близкой к максимальной триклинной Si/Al-упорядоченностью. В ряде случаев (и особенно в пегматитах) разобшение продуктов распада и Si/Al-упорядоченность идут еще дальше — до образования специфических форм — "шахматного" альбита и "шахматного" микроклина. В случае гранитов или сиенитов распространение подобных разностей щелочного полевого шпата указывало бы на интенсивное проявление твердофазовых превращений, сопряженных с деятельностью позднемагматических или постмагматических водных растворов. Однако в данном случае мы не наблюдаем реликтов слабораспавшихся или слабоупорядоченных щелочных полевых шпатов, что однозначно указывало бы на проявление посткристаллизационных превращений в них.

Экспериментальные исследования Р.Ф. Мартина [124] по изучению равновесного сольвуса показали, что в отличие от синтеза полевых шпатов из стехиометричных смесей или с избытком алюминия при кристаллизации составов с избытком щелочей равновесие достигается быстрее и сосуществующие при низких температурах фазы характеризуются существенным возрастанием степени Si/Al-упорядоченности; при этом Na-фаза более упорядочена, чем равновесная с ней калиевая. Скорости Si/Al-упорядочения в калишпате гораздо ниже, чем в альбите. Поэтому экспериментально ни максимально упорядоченный микроклин, ни максимально упорядоченной ортоклаз синте-

зировать не удалось даже в опытах, длившихся более года. Это является причиной метастабильной кристаллизации и сохранения неупорядоченного ортоклаза при низких температурах в поле устойчивости максимально упорядоченных фаз. Однако в высокощелочных породах, таких, как агпаитовые и ультраагпаитовые ловозерского комплекса, равновесие могло достигаться. Таким образом, формирование высоконатриевых высокоупорядоченных щелочных полевых шпатов является наиболее яркой типоморфной особенностью минералообразования в условиях высокой щелочности.

На этом фоне широкое распространение в пойкилитовых нефелиновых и нозеановых сиенитах, а также в пегматитах среди этих пород высоко упорядоченных (ортоклаз с  $T_1 = 0,85 \div 0,90$ , максимальный микроклин), но слабонерастворившихся субмикроскопических пертитов и криптопертитов с высоким содержанием изоморфного натриевого компонента (до 16 мол. % и более) свидетельствует о реликтовом характере данных полевых шпатов и, следовательно, древнем происхождении рассматриваемых пород. Поскольку кроме ортоклаз-криптопертитовых пойкилитовых нефелиновых и нозеановых сиенитов в качестве ксенолитов наблюдались также анортоклаз-криптопертитовые мелкозернистые, порфирировидные и пойкилитовые нефелиновые сиениты и овоидофиры, по-видимому, следует учесть возможность существования в ловозерском щелочном комплексе древних пород разного состава — натриевых, натриево-кальциевых и существенно обогащенных калием.

#### *Полевые шпаты илимаусакского комплекса*

Наиболее детально исследованы щелочные полевые шпаты авгитовых сиенитов — самых ранних пород илимаусакского комплекса, характеризующих первоначальный состав магмы, произведшей затем разнообразные агпаитовые нефелиновые сиениты. Они оказались различными для приконтактовых, закаленных фаций и внутренних, переходных к нефелиновым сиенитам.

Согласно многочисленным микронзондовым определениям, выполненным Л.М. Ларсен [122, 139], в закаленных фациях авгитовых сиенитов состав полевого шпата меняется от олигоклаза  $Or_4Ab_{76}An_{20}$  до К-На полевого шпата  $Or_{53}Ab_{43,5}An_{3,5}$ , причем в анализах с  $An > 10$  мол. % часто наблюдались зональные полевые шпаты с олигоклазовым ядром и периферией, сложенной щелочным полевым шпатом. Большинство анализов приходилось на интервал  $Or_{32-48}Ab_{47-61}An_{4-9}$  (рис. 11) вблизи точки сдвигового превращения анортоклаз  $\leftarrow$  санидин. Все рассматриваемые полевые шпаты оптически гомогенные, и только в некоторых случаях наблюдается слабое проявление тонкий распад вблизи трещинок и границ зерен оказывают на их криптопертитовую природу. Лишь по периферии развивается тонкая каемка ( $\sim 3$  мм) с грубыми обособлениями альбита — результат слабого воздействия постмагматических растворов.

Во внутренних фациях авгитовых сиенитов состав полевого шпата более выдержанный:  $Or_{34-45}Ab_{52-63}An_{2-4}$ , но в грубозернистых обособлениях продуктов фазового распада, обусловленного воздействием

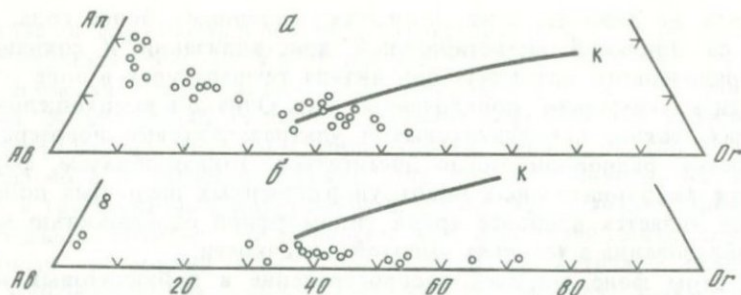


Рис. 11. Составы полевого шпата из амфиболовых сиенитов илимаусакского комплекса, по Л. М. Ларсен [139]

а — закаленных фаций; б — внутренних фаций, эволюционирующих в сторону агпантовых нефелиновых сиенитов; к — котектическая линия, по О. Ф. Таттлу и Н. Л. Боуэну

летучих компонентов, состав К-фазы варьирует в более широких пределах:  $Or_{29-70}Ab_{28-67}An_{0,5-4,0}$ , в то время как состав Na-фазы обогащается кальцием и соответствует плагиоклазу  $Or_{2-3}Ab_{85-94}An_{4-12}$  (см. рис. 11).

Содержание бария в полевых шпатах закаленных фаций — 0,3—1,3 мас. % ВаО (0,5—2,3 мол. % цельзиана) и ниже в полевых шпатах внутренних фаций (ниже чувствительности аппаратуры). Содержание  $Fe_2O_3$  также ниже чувствительности.

Отношение  $Ab/Or$  в полевых шпатах амфиболовых сиенитов илимаусакского комплекса много выше, чем в полевых шпатах агпантовых нефелиновых сиенитов, состав которых варьирует, по данным Дж. Фергюсона [117], в пределах  $Or_{60-75}Ab_{25-40}$ . Согласно О. Б. Бёггильду [112], содержание  $K_2O$  — 12,9—17,0 мас. %,  $Na_2O$  — 3,7—0,3 мас. %, а  $CaO$  отсутствует. Только в пуласитах иногда отмечались антипертиты состава  $Or_{30}Ab_{70}$  [117], т.е. анортоклазы. С другой стороны, состав полевых шпатов амфиболовых сиенитов совершенно аналогичен их составу в амфиболовых сиенитах других районов Гардарской провинции (в частности, комплекса Игалико) Южной Гренландии и ларвикитах палеорифта Осло, где также были описаны корродированные ядра кислого плагиоклаза в щелочном полевом шпате с разрывом в содержании ортоклазового компонента между ядром и периферией  $Or_{20-30}$  [140].

Таким образом, изменение состава полевых шпатов амфиболовых сиенитов отражает путь их кристаллизации, при котором вследствие выпадения плагиоклаза щелочно-габброидная магма эволюционировала до фойяитовой, что при достижении котектической кривой обусловило кристаллизацию щелочного полевого шпата, неравновесного с ранее образованным плагиоклазом. Исходя из состава спорадически встречающегося во внутренних фациях амфиболовых сиенитов нефелина ( $Ks_{16,5}Ne_{75,8}Q_{7,7}$ ) температура расплава оценивается в 800—850°С (по Д. Л. Гамильтону) или около 1000°С по нефелин-полевошпатовому геотермометру, рассчитанному В. Н. Зыряновым [46].

Содержание редких щелочей в полевых шпатах илимаусакского

Содержание калия и рубидия (в мас. %) в щелочных полевых шпатах из пегматитов в различных породах илимаусакского комплекса [18]

№ образца	Тип пород	K	Rb	K/Rb
338	Щелочные сиениты	4,2	0,01	420
335	Пуласкиты	6,2	0,04	115
376	Меланократовые науяиты	12,4	0,40	31
377	Науяиты	12,0	0,24	50
346	Какортокиты	10,0	0,15	67

Таблица 7

Рентгеновская триклинность ( $\Delta_p$ ) и содержание изоморфного натриевого компонента в калишпатовой фазе по рентгеновским данным в щелочных полевых шпатах илимаусакского комплекса

Тип пород	№ образца	$2\theta_{111-111}$	$\Delta_p$	$2\theta_{201}$	NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> мол.%
Полевой шпат из пегматитов в меланократовых науяитах	376	45,5'	0,99	20° 56'	0,0
То же	313	45,0	0,98	20 55	0,0
В науяитах	377	46,0	1,00	20,57	0,0
В пуласкитах	335	43,0	0,93	20 57	0,0
В фойяитах	304	45,0	0,98	20 56	0,0

Примечание. Рентгеновский дифрактометр УРС-50И.  $\text{Cu}_{K\alpha}$ : внутренний стандарт  $\text{KBrO}_3$  ( $2\theta_{101} = 20^\circ 12'$ ).

комплекса исследовано Е.И. Семеновым [18] (табл. 6). Полученные данные свидетельствуют о существенном обогащении калием и рубидием полевых шпатов агпаитовых пород (точнее, пегматитов в агпаитовых породах).

Поскольку данные об исследовании структурного состояния щелочных полевых шпатов пород этого комплекса в зарубежной литературе отсутствуют, приводим результаты измерения оптической ориентировки и рентгеновской триклинности изученной нами серии образцов из кол. Е.И. Семенова, собранной в Южной Гренландии (табл. 7, 8). Сопоставление данных рентгеновского и оптического изучения показывает, что в породах и пегматитах этого комплекса присутствуют два типа щелочных полевых шпатов: микропертиты с содержанием альбитовой фазы 35—79 мол. % и гомогенные калишпаты, в которых альбитовая фаза фактически отсутствует. И те и другие во всех типах исследованных пород и пегматитов характеризуются высокой степенью кремнеалюминиевой упорядоченности, о чем можно судить по максимальным или близким к ним значениям угла оптических осей (76—83,5°) и предельным значениям рентгеновской (0,93—1,00) и оптической ( $N_g$ :  $\perp(010) = 13$ —

Ориентировка оптической индикатрисы  
в щелочных полевых шпатах илимаусакского комплекса

Тип пород	№ образца	2 V	⊥ (010)					⊥ (001)				
			$N_p$	$N_m$	$N_g$	A	B	$N_p$	$N_m$	$N_g$	A	B
Полевые шпаты пород												
Меланократовые науяиты	376-1	82	75,5	78	19	36	65	83	15	76	86	76
То же	376-1	83	74	82	17	34	65	82	13	80	89	77
"	376-2	83	83	78	14,5	43	57	83	15	76	86	76
Науяиты	315-2	80	73	82	18,5	33,5	68	82	13,5	79,5	89	77
"	315-2	82,5	71,5	82,5	20	31	67,5	85,5	11	80,5	87	80
"	315-2	83	69	83	22,5	28	70	86	11	80	86	80
Какортокиты	341	79	76	80	17	38	65	83	14	78	88	77
"	341	82	75	81	17,5	34,5	65	83	13	79	87	78
Полевые шпаты пегматитов												
Пуласкиты	335-2*	79	80	82	13	40,5	61	84	11	81	88	79,5
"	335-1	83,5	71	80	22	31	68	82	16	77	87	75
Фойяиты	304*	83,5	71	83	20,5	30,5	68	83	13	79,5	89	77,5
"	304*	83,5	70	81	22	30	68	84	13	79	87	78
Меланократовые науяиты	376	79,5	72	82	19	33	69	83	13,5	79	88	77,5
То же	313	82	72	81,5	20	32	67,5	85	12,5	79	86	79
"	377	83	74	80	19	33,5	65	83,5	14	78	86	76,5
Науяиты	313*	76,5	75	82	17	37	67	84	12	80	88	79
Какортокиты	346*	76,5	77	82	15	39,5	65,5	82,5	12,5	80,5	90	78

Тип пород	N p		N m		N g		A		B		Углы погасания		
	+λ°,	+φ°,	-λ°,	-φ°,	+λ°,	-φ°,	-λ°,	+φ°,	+λ°,	-φ°,	на (010)	на (001)	⊥ [100]
Полевые шпаты пород													
Меланократовые науяиты	7,0	15	80	12	46	71	6	54	15	25	4,5	14,5	16
То же	8,5	16	80	8	36	73	1	56	14	25	6,5	15,0	16
"	7,0	7	82	12	65	75,5	5	47	16	33	5,5	7,0	14
Науяиты	8,5	16,5	81,5	7,5	34	71,5	0,5	56,5	13,5	22	6,5	17,0	14
"	5,0	18,5	82,5	7,5	28	70	6	59	10,5	22,5	2,0	18,0	13
"	4,5	21	83	7	25	67,5	6	62	10	20	2,0	21,5	14
Какортокиты	7,0	14	80	10	45	73	2	52	14	25	6,0	13,0	16
"	7,0	15	81	9	36	72,5	3,5	55,5	13	25	5,0	15,0	14
Полевые шпаты пегматитов													
Пуласкиты	6,0	10	83	8	45	77	2	49,5	11,5	29	5,0	10,5	10
"	8,0	19	78	10	40	68	6	59	16	22	5,0	18,5	19
Фойяиты	7,5	18,5	80	7	30	69,5	2	59,5	13	22	5,5	19,0	15
"	6,5	19,5	81	9	31	68	6	60	13	22	3,5	19,0	16
Меланкратовые науяиты	7,5	17,5	80	8	32	71	2	57	13	21	5,5	17,5	14
То же	5,5	18	82	8,5	33	70	6	58	11,5	22,5	2,7	18,0	14
"	6,5	16	81	10	40	71	6,5	56,5	14	25	4,0	16,0	16
Науяиты	6,0	15	82	8	35	73	2	53	12	22,5	5,0	15,0	13
Какортокиты	7,5	13	81	8	37	75	0	50,5	13	24,5	6,5	13,0	13

\* Микропертиты.

Примечание. Измерения выполнены по методике А.С. Марфунина [69] коноскопированием на столике Федорова, в предварительно измеренных на гониометре ориентированных шлифах.

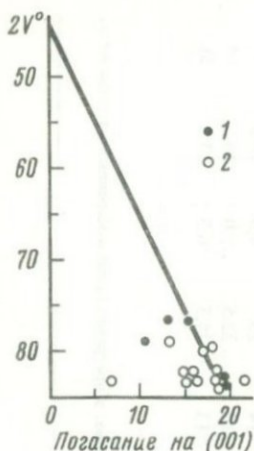


Рис. 12. Сопоставление угла оптических осей ( $2V$ ) и погасания на (001) в щелочных полевых шпатах илимаусакского комплекса, по Б.Е. Борузкому и Е.И. Семенову [18]  
1 — микропертиты; 2 — гомогенные микроклины

22,5°; погасание на (001) 7—21,5°) триклинности (рис. 12). Все они, таким образом, являются максимально упорядоченными микроклинами и, как и положено таким микроклинам, судя по величине  $2\theta_{201}$  на дифрактограммах, абсолютно не содержат изоморфной примеси натриевого компонента (см. табл. 7). Морфологически эти два типа существенно различаются: микропертиты обнаруживают четкое полосчатое строение с веретенообразными, вытянутыми вдоль

трещинок спайности (010) обособлениями натриевой и калиевой фазы, sdвойникованными по альбитовому закону. Гомогенные калишпаты прозрачные или полупрозрачные. Пертитовый альбит в них отсутствует или наблюдается только в краевых частях зерен. Калиевая фаза sdвойникова в виде прямоугольных блоков с неправильными границами, столь крупных, что в каждой системе двойников можно измерить кристаллооптическую ориентировку. Нередко возникают еще более крупные двойниковые индивиды, а в ряде случаев все зерно калишпата сложено практически только двумя индивидами, имитирующими альбитовые двойники роста (см. [18, рис.4—6]). Такой тип двойниковаия описан как "шахматный" ("chess-board") или "черепичный" ("tiled").

Развитие максимальных микроклинов с "шахматным" типом двойниковаия (вместо обычного для микроклинов "решетчатого" типа) — характерная особенность многих агапитовых нефелиновых сиенитов. Кроме илимаусакского комплекса, они описаны из Лангезундфиорда в Норвегии, из ловозерского [22, 24] и из хибинского [71, 72] комплексов. Рассматривая подобный микроклин из Стоа, Т.Ф.В. Барт впервые высказал предположение о низкотемпературной кристаллизации таких полевых шпатов (~ 300°C) непосредственно в триклинной форме, минуя неупорядоченное структурное состояние. Породы, для которых характерно образование низкотемпературного максимально упорядоченного микроклина, по-видимому, в поле его стабильности (ниже  $375 \pm 25^\circ\text{C}$ , по В.Н. Зырянову [46]), в настоящее время выделяют как субсолъвусные. Согласно Х. Соренсену [133], распространенному вывод Т.Ф.В. Барта на микроклины Илимаусака, кристаллизация их при низкой температуре непосредственно в форме максимального микроклина находится в соответствии с петрологической эволюцией пород массива, богатых щелочами и летучими компонентами, температура кристаллизации которых в силу этого должна быть значительно пониженной.

Однако низкая температура не всегда вызывает кристаллизацию калишпата в триклинной форме. Известно, что полевые шпаты

имеют тенденцию к метастабильной кристаллизации, и неупорядоченная моноклинная форма калишпата может возникнуть в поле устойчивости упорядоченного триклинного калишпата (микроклина). Наблюдения показывают, что даже среди аутигенных полевых шпатов ортоклаз является не менее (если не более) обычным, чем микроклин.

Для гомогенных (несдвойникованных) микроклинов существует возможность доказать непосредственное образование в триклинной форме измерением отклонения углов  $\alpha^* = (010) \wedge (001)$  и  $\gamma^* = (010) \wedge (100)$  от  $90^\circ$ , как это было показано О.Б. Бёггильдом для поздней генерации калишпата на месторождении Ивигтут. Для сдвойникованных калишпатов таким доказательством может быть надежная диагностика альбитовых или периклиновых двойников роста. Необходимо заметить, что альбитовые двойники для калишпатов из пород массива Илимаусак отмечались в литературе. Например, Дж. Фергусоном [117] они наблюдались в содалитовых фойяитах, какорткитах и луявритах. Однако детального описания, из которого следовало бы, что установлены действительно двойники роста, не приводилось.

"Шахматный" тип двойникования интерпретировался изучавшими его исследователями как эффект прорастания двойников по альбитовому закону. Х. Соренсен [133] проводил аналогию между "шахматным" типом двойникования и четверниками по альбитовому и периклиновому законам, наблюдавшимися в аутигенных полевых шпатах.

Недавно микроклин с "шахматным" типом двойникования из пород илимаусакского комплекса (по-видимому, луявритов) был детально исследован способом просвечивающей электронной микроскопии К.Л. Смитом и А.С. Мак-Лареном [129]. Они показали, что сдвойникованный калишпат представляет собой чистый максимальный микроклин ( $Or_{100}$ ;  $a = 8,596(7)$ ;  $b = 12,968(12)$ ;  $c = 7,217(7)$  Å;  $\alpha = 90,61(9)$ ;  $\beta = 115,85(11)$ ;  $\gamma = 87,84(8)$ ;  $\alpha^* = 89,63$ ;  $\gamma^* = 92,10^\circ$ ), отдельные индивиды которого угасают в шлифах под углом  $15^\circ$  симметрично (010). Но они не являются ни альбитовыми, ни периклиновыми двойниками, поскольку двойниковая ось находится на половине расстояния между направлениями осей  $b$  и  $b^*$ . Такое двойникование называется диагональной ассоциацией и проявляется на электронограммах (и рентгенограммах) в виде диагональных штрихов, связывающих положения альбитовых и периклиновых двойников. Авторы считают, что в отличие от альбит-периклиновых двойников типа "М" (микроклиновая решетка) "шахматные" микроклины кристаллизовались непосредственно в триклинной форме. Интересно, что в исследованном образце наблюдались обособления натриевой фазы, которая в отличие от калишпатовой не была чистой:  $Ab_{95,1}Or_{4,5}An_{0,4}$ ;  $Ab_{98,6}Or_{1,1}An_{0,3}$ ;  $Ab_{96,0}Or_{3,5}An_{0,2}$ .

Максимально упорядоченные гомогенные и "шахматные" микроклины несомненно являются типоморфными разностями калишпата в агпаитовых породах, отражающими специфические условия их формирования.

В Хибинах щелочные полевые шпаты всегда были в центре внимания исследователей. В доструктурный период изучения полевых шпатов они подробно исследовались оптическими и химическими методами. Было установлено, во-первых, изменение состава полевых шпатов в зависимости от типа пород, в которых они сформировались (калиево-натриевые в нефелиновых сиенитах, калиевые — в пойкилитовых нефелиновых сиенитах и полевошпатовых уртитах), а во-вторых, крайне неустойчивая их оптика [72]. Второе обстоятельство явилось причиной переключивающегося из работы в работу недоразумения о "калиевом аноктоклазе". В то время в силу крепких еще традиций диагностики полевых шпатов проводилась по оптическим свойствам — признаком аноктоклаза были меньшие углы оптических осей и меньшие углы погасания на (001) по сравнению с микроклином. Поэтому полевые шпаты с  $2V$  менее  $55^\circ$  и погасанием на (001) около  $5-6^\circ$  относились к аноктоклазу, хотя уже было ясно, что по содержанию калия они даже превосходят микроклин-пертиты. Читая старую хибинскую геологическую литературу, это обстоятельство нужно помнить, чтобы не делать неверных выводов. Сейчас такие оптические свойства объясняются со структурных позиций как "переходная оптика" промежуточных микроклинов [69].

Прекрасное исследование хибинских щелочных полевых шпатов выполнено Л.Л. Солодовниковой [94]. Эта работа явилась образцом генетического подхода в изучении полевых шпатов и легла в основу современных представлений о природе хибинских пойкилитовых нефелиновых сиенитов и роли метасоматизма и процессов постмагматической перекристаллизации мельтейгит-уртитов в их формировании. Изучение щелочных полевых шпатов хибинского комплекса в аспекте генетической минералогии было продолжено нами [7, 10, 11, 13, 15—17, 19, 71]. В этих работах мы применяли ряд новых методов, специально разработанных применительно к изучению полевых шпатов высокощелочных пород.

Для определения химического состава, структурного строения и внутреннего строения хибинских полевых шпатов использовался комплекс оптических, ИК-спектроскопических и рентгеновских методов исследования. Ряд образцов был подвергнут спектральному анализу и изучению под электронным микроскопом. Для эталонных опорных образцов выполнены химические анализы и полное уточнение кристаллических структур. Во всех случаях мы стремились проводить исследования наиболее точными и совершенными, доступными нам методами, с оценкой погрешностей измерений, тщательным внутренним и внешним контролем.

**Оптические методы.** Все образцы пород прежде всего просматривались под поляризационным микроскопом для выяснения морфологии полевошпатовых выделений и их внутреннего строения: гомогенности или гетерогенности кристаллов, наличия продуктов фазового распада и интенсивности их собирательной перекристаллизации (макро-, микро-, крипто- или субмикроскопические пертиты),

характера внутреннего микродвойничкования продуктов распада. Отмечались признаки резорбции, переотложения или переориентации обособлений альбита, катаклаз полевошпатовых зерен, замещение их вторичными минералами (альбитом, натролитом). В ориентированных (перпендикулярно направлениям лучшей спайности по (001) и (010), т.е.  $\perp$  [100]) утолщенных (для лучшего наблюдения трещинок спайности) прозрачно-полированных (чтобы в случае необходимости их можно было исследовать под электронным зондом) шлифах измерялись на столике Федорова с использованием длиннофокусного объектива для конוסкопирования угол оптических осей, углы погасания и кристаллооптическая ориентировка.

**Рентгеновские методы.** Современные методы рентгеновского изучения структуры и состава щелочных полевых шпатов подробно рассмотрены в ряде руководств, например в работе [83]. Поэтому мы кратко охарактеризуем только методы, использованные в данном исследовании.

На раннем этапе исследований мы пользовались комплексом методов, разработанных А.С. Марфуниным [69]. В качестве структурно-чувствительной константы измерялся угол оптических осей  $2V$ . Степень триклинности определялась по методу Дж.Р. Гольдсмита как  $\Delta d_{1\bar{3}1-131}$  (рентгеновская триклинность,  $\Delta_p$ ) и по величине угла  $N_g$ :  $\perp$  (010) или углу погасания на (001) (оптическая триклинность  $\Delta_g$ ). Фазовый состав полевых шпатов оценивался по отражениям 201 калишпата и альбита, а чистота фаз пертита — по смещению этих отражений от положений для крайних членов изоморфного ряда. Измерения выполнялись на дифрактометре УРС-5ОИ (отфильтрованное  $\text{CuK}\alpha$ - или  $\text{FeK}\alpha$ -излучение, внутренний стандарт  $\text{KBrO}_3$ ).

Для определения суммарного состава пертита образцы гомогенизировались путем сухого отжига при температуре около  $1000^\circ\text{C}$  в мелких ( $\sim 0,25$  мм) кусочках ( $\sim 250$  ч отжига) или в таблетках, приготовленных из спрессованного тонкого порошка ( $\sim 75$  ч отжига). В высоконатриевых щелочных полевых шпатах агпаитовых пород отражения альбитовой фазы обычно перекрывают отражения калишпата, что сильно осложняет индицирование и измерение наложенных рефлексов. Нами был предложен метод определения степени триклинности в предварительно гомогенизированных образцах, поскольку диффузия Si и Al во много раз слабее диффузии K и Na и за время отжига не происходит существенной Si/Al-разупорядоченности. Однако требуется введение поправки на изменение положения рефлексов  $1\bar{3}1$  и  $131$  в соответствии с составом гомогенизированной фазы [125].

В последние годы для определения структурного состояния и состава щелочных полевых шпатов нами использовалась методика Д.Б. Стюарта и Т.Л. Райта [137], основанная на прецизионном измерении параметров элементарной ячейки по порошкограммам. Измерения проводились в Рентгеноструктурной лаборатории ИГЕМ (аналитик В.П. Иванов) в камерах Гинье, дающих возможность работать с более высокой точностью и с меньшим количеством материала, чем на дифрактометре. Ряд контрольных измерений был

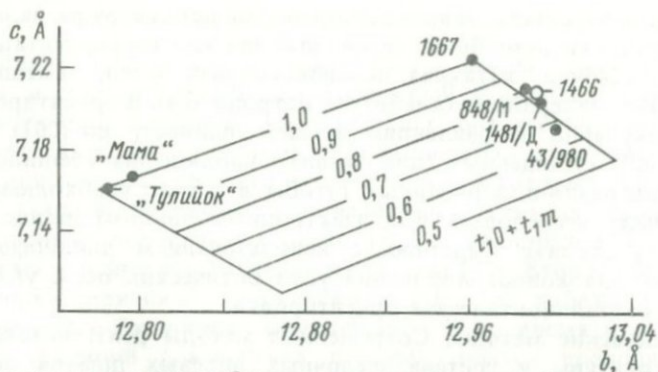


Рис. 13. Положение эталонных хибинских полевых шпатов на графике "bc" Д.Б. Стюарта и Т.Л. Райта

выполнен на УРС-50И с наивысшим разрешением на хромовом излучении [13]. Используемая нами в настоящее время камера Энраф-Нониус ГР-552 позволяет вести одновременную съемку на трех дорожках в отфильтрованном монохроматическом излучении  $\text{CuK}\alpha_1$ . Расчеты параметров выполнялись по программам ЯЧ-2 и ЯЧ-2М, разработанным А.В. Гараниным в ГЕОХИ для ЭВМ МИР-2 [90]. В настоящее время в связи с переходом на ЭВМ ЕС-35 для этой цели используется оригинальная программа, разработанная в ИГЕМ А.И. Беляевым. Часть измерений была выполнена проф. Р.Ф. Мартином в университете Мак-Гилл (Монреаль, Канада); эти результаты приводились в совместном докладе на XXVII МГК в Москве [15].

Расчеты Si/Al-распределения по T-позициям полевошпатовой структуры проводились по уравнению В.С. Луфа [123] и графически по диаграмме "bc" Д.Б. Стюарта и Т.Л. Райта (рис. 13). Поскольку при изучении структурного типоморфизма полевых шпатов в породах рассматриваемых щелочных комплексов нас интересовали самые малые различия в структурном состоянии, первостепенное значение уделялось контролю за точностью измерений. Для этого были составлены соответствующие номограммы (рис. 14, 15).

Чистота фаз калишпата и альбита оценивалась несколькими способами: исходя из объема ячейки [142], величины параметра  $a$  с поправкой на  $bc$  [124] и по положению рефлекса  $\bar{2}01$  [125, 137, 144].

При анализе микроструктур фазового распада хибинских щелочных полевых шпатов, в частности характера двойникования калиевой и натриевой фаз в блок-кристаллах, широко использовалась монокристалльная методика Дж.В. Смита [130]. Рентгенограммы качания вокруг оси  $b$ , показывающие по расщеплению отражений альбита и калишпата соотношение альбитового и периклинового двойникования в пертитах разных типов, приведены на Табл. V—VIII.

Структурное состояние и химический состав щелочных полевых шпатов можно приблизительно оценить и методом инфракрасной спектроскопии. Как было показано нами совместно с Е.В. Вла-

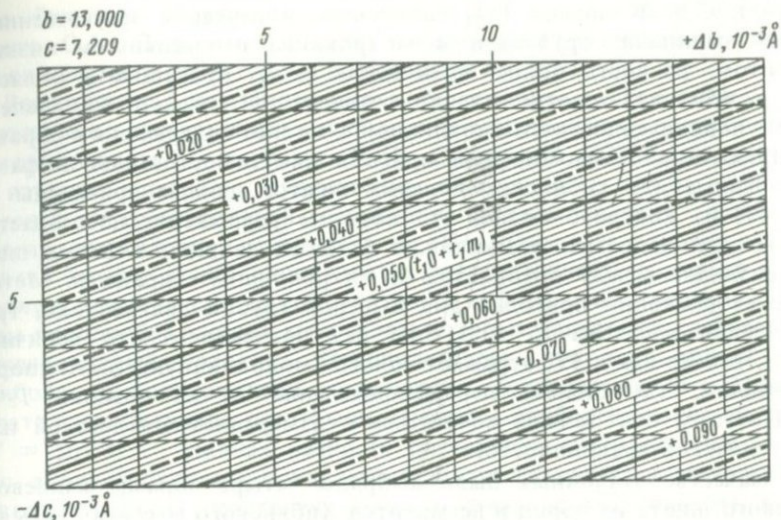


Рис. 14. Номограмма для оценки погрешности определения  $(t_{10} + t_{1m})$  исходя из точности измерения параметров  $b$  и  $c$

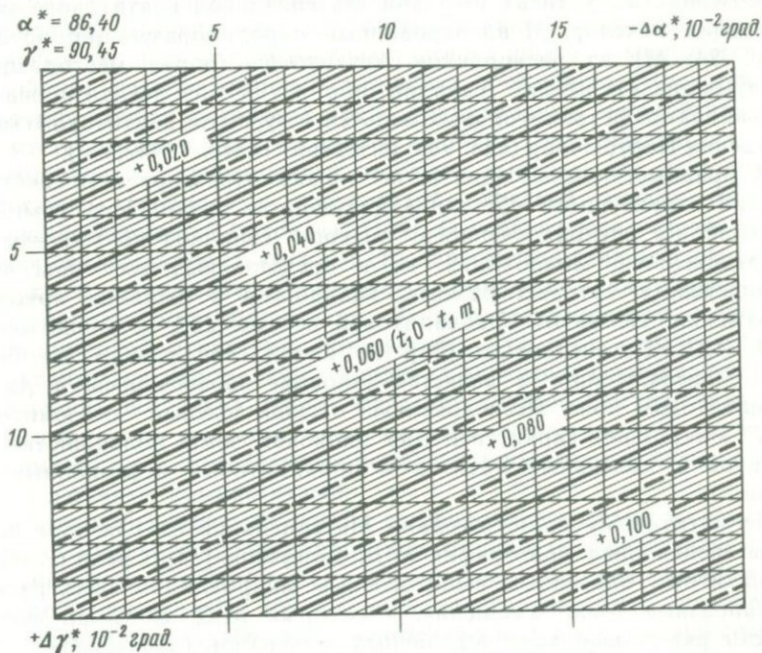


Рис. 15. Номограмма для оценки погрешности определения  $(t_{10} - t_{1m})$  исходя из точности измерения углов обратной решетки  $\alpha^*$  и  $\gamma^*$

совой и С.В. Икорским [14] на основании изучения искусственных смесей санидина, ортоклаза и микроклина с высоким и низким альбитом, разность полос поглощения  $\nu_1 - \nu_2$  (лежащих в области 550 и 650  $\text{см}^{-1}$  соответственно) зависит не только от степени Si/Al-упорядоченности ("моноклинной"), но и от содержания в образце  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  в виде изоморфной примеси или самостоятельной фазы. Полученные для хибинских полевых шпатов данные приведены на рис. 17, из которого видно, что хорошее разрешение наблюдается только для калиевых разностей; в богатых натрием полевых шпатах различия между ортоклазом и микроклином стираются. Метод ИК-спектроскопии пригоден для быстрой грубой диагностики, требует мало вещества (5 мг). Еще раз подчеркнем, что величина  $\nu_1 - \nu_2$ , так же как и  $2V$ , отражает только "моноклинную" Si/Al-упорядоченность, т.е. степень перераспределения Al из позиции  $T_2$  в  $T_1$ . Поэтому она должна сочетаться с измерением оптической или рентгеновской триклинности.

В качестве эталонных были выбраны четыре образца калиевого полевого шпата из пород и пегматитов Хибинского массива: 1) "максимальный" микроклин (обр. 1667) из пегматита в пироксеновых рисчорритах "Эвдиалитовой перемычки" горы Кукисвумчорр; 2) адуляр (обр. 1481/Д) из сложнзамещенного пегматита в массивных грубозернистых урритах штольни Материальной апатитового месторождения Юкспор; 3) адуляровидный порообразующий ортоклаз (обр. 848/М) из рисчорритов Апатитового цирка месторождения Расвумчорр; 4) "низкий" санидин (обр. 43/980) из фенитизированных роговиков среди трахитоидных мельтейгит-уртитов апатитового месторождения Партомчорр (скв. 980, интервал 1434,8—1442,0 м).

Выбранные полевые шпаты не только отражают весь спектр вариаций структурного состояния калишпатов хибинского комплекса от наиболее неупорядоченного "низкого" санидина до максимально упорядоченного микроклина, но и представляют все типы пород комплекса, в которых развиты калишпаты в наиболее ярком их выражении. Пегматит "Эвдиалитовой перемычки", детально описанный И.П. Тихоненковым [98], не имеет себе равных по богатству минерализации и является узловым образованием в данном пегматитовом поле. Исследованный отсюда зеленый "амазонитовидный" микроклин характерен для блоковой зоны большинства пегматитов в массивных урритах и пойкилитовых нефелиновых сиенитов.

Пегматитовому полю штольни Материальной на Юкспоре посвящена специальная монография М.Д. Дорффмана [33]. Среди блоковых пегматитов с описанным выше зеленым микроклином здесь развиты своеобразные зоны замещения, в которых М.Д. Дорффман впервые описал ряд новых высокощелочных минералов (дельхайелит, канасит, фенаксит, будущий натрофосфат и др.), выделенные позднее М.Н. Соколовой [93] в новый тип минеральных ассоциаций (ультраагпаитовый). Адуляр, являющийся заглавным порообразующим минералом зон замещения с ультраагпаитовой минерализацией, впервые был найден М.Д. Дорффманом и в дальнейшем получил назва-

ние "адуляра Дорфмана". Данное пегматитовое поле изучалось также О.Б. Дудкиным с сотрудниками [36], уточнившими химический состав и структурные особенности адуляра.

Рисчорриты Апатитового цирка Расвумчорра исследовались нами как породы, вмещающие уникальные по минеральному составу пегматитовые жилы, в которых М.Н. Соколовой [93] были найдены и изучены минералы, существенно пополнившие список представителей ультраапатитовой ассоциации: беталомоносовит, ловозерит, вадеит, шербаковит, расвумит и др. Как оказалось, многие из этих редких титано- и цирконосиликатов распространены не только в пегматитах, но и в самих пойкилитовых нефелиновых сменитах, главным пороодообразующим минералом которых является исследованный адуляровидный ортоклаз. Предполагалось, что этот ортоклаз — наиболее неупорядоченный в отношении распределения Si и Al калишпат, поскольку для него были измерены наиболее низкие значения  $2V = 50 \div 33,5^\circ$ . Данная разность рисчоррита интересна еще и тем, что в адуляровидном ортоклазе местами сохраняется микрографическая структура срастания полевого шпата с кальсилитом, в той или иной степени перекристаллизованная. Глубокая структурная перестройка породы обусловила, по-видимому, и морфологическое несовершенство пойкилокристаллов адуляровидного ортоклаза, выражающееся в нерегулярных значительных разворотах оптической индикатрисы относительно плоскостей спайности на угол до  $28^\circ$ , в то время как истинная симметрия полевого шпата — моноклиная.

Наиболее неупорядоченный калишпат в Хибиных установлен в фенитизированных роговиках среди трахитоидных мельтейгитуртитов месторождения Партомчорр (скв. 980). Это образец из кол. З.В. Шлюковой, отличающийся необычно высоким для калишпатов содержанием стронция и голубоватой окраской, описан ею как "стронцийсодержащий ортоклаз" [109]. О необычности условий образования свидетельствует хотя бы его парагенетическая ассоциация — совместное нахождение с корундом, троилитом, самородным железом, ниобиевым рутилом и др. Данные прецизионного уточнения кристаллической структуры показывают, что этот образец может рассматриваться как "низкий" санидин. Сохранение неупорядоченного структурного состояния скорее всего обусловлено быстрой закалкой полевошпатового вещества из-за высоких энергетических затрат на ороговикование и фенитизацию породы, отсутствием активного контакта с летучими компонентами.

Гомогенные К-полевые шпаты в природе встречаются не столь часто. В этом отношении хибинские калишпаты представляют собой уникальные образования, и некоторые из них (микроклин, обр. 1667; адуляр, обр. 1481/Д) широко использовались для проведения методических работ и экспериментальных исследований сотрудниками ряда организаций (ИМГРЭ, ГЕОХИ, ДВГИ, ЛГУ и др.). Это явилось причиной детального изучения химического состава образцов и их структурных особенностей, а впоследствии прецизионного уточнения кристаллических структур [16, 17]. Для большей уверенности эталонные калишпаты были изучены в нескольких лабора-

Химические анализы (в мас. %) эталонных структурно-изученных калиевых полевых шпатов из Хибинского массива

Компоненты	Сандин, 43/980				Адуляры	
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	61,20	64,56	63,74	61,24	64,07	62,70
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,00	0,00	0,08	0,06	Не опр.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,60	18,28	19,72	19,60	18,10	20,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	—	0,00	0,00	0,88	0,49
MgO	0,06	0,00	0,00	0,00	0,04	0,75
CaO	0,37	0,00	0,00	0,01	0,28	0,37
SrO	0,99	0,92	0,78	1,44	Не опр.	Не опр.
BaO	1,53	0,11	0,68	1,49	0,97	"
Na <sub>2</sub> O	2,02	0,52	1,16	1,35	1,06	2,32
K <sub>2</sub> O	13,30	16,81	15,60	13,68	14,37	11,66
Li <sub>2</sub> O	0,000	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Rb <sub>2</sub> O	0,024	"	"	"	"	"
Cs <sub>2</sub> O	0,000	"	"	"	"	"
H <sub>2</sub> O	0,20	—	—	—	"	"
П.п.п.	0,60	—	—	—	0,34	0,50
Сумма	99,93	101,20	101,68	98,89	100,17	99,54
Миналы						
<i>Or</i>	80	98	90	81	86,8	68,3
<i>Ab</i>	18	5	10	12	9,8	21,1
<i>Sp</i>	2	0	1	3	1,8	—
<i>Sr-Fsp</i>	2	2	2	4	—	—
<i>An</i>	0,1	0	0	0	1,4	1,6
<i>Rb-Fsp</i>	0,1	—	—	—	—	—
( <i>Fe-Fsp</i> )	(0,0)	0	0	0	(3,4)	(4,3)*

\* Учитывая FeO.

\*\*Содержание CaO и анортитовой составляющей, по-видимому, завышено.

\*\*\* Не принята во внимание Ca.

Примечание. 1 — аналитик Л.П. Некрасова, щелочные металлы — С.И. Вронская [109]; 2, 3 — микронзондовые анализы, аналитик А.И. Цепин [109]; 4 — микронзондовый анализ непосредственно в "шарике", использованном для структурного уточнения, аналитик Т.И. Голованова (новые данные);

ториях СССР и за рубежом. Систематизация и сопоставление данных проведены в табл. 9, 10.

Для "низкого" санидина обр. 43/980 расчет полного химического анализа (табл. 9, ан. 1) показал наивысшее содержание натриевой составляющей (2,02 мас. % Na<sub>2</sub>O; 18 мол. % *Ab*), очень высокое содержание BaO и аномально высокое для калишпатов содержание SrO. Вместе с тем удивляет отсутствие в минерале железа; замещение Al — Fe<sup>3+</sup> в алюмо-кремнекислородных тетраэдрах полевошпатовой структуры является своеобразным индикатором высокой щелочности минералообразующей среды. Данный образец, по-видимому, первый хибинский калишпат, в котором железо не обнаружено, и это свидетельствует о чрезвычайно низкой щелочности среды мине-

Адуляр, 1481/Д		Ортоклаз, 848/М	Микроклин, 1667		
7	8	9	10	11	12
63,66	63,40	62,16	64,13	64,17	63,07
0,02	0,00	0,00	0,03	Сл.	0,05
18,37	17,77	17,68	18,24	18,68	18,72
1,17	1,09	0,95	0,46	0,47	0,50
Сл.	0,11	0,10	0,08	Сл.	0,33
0,27**	0,030	0,025	0,008	0,15	0,73**
Не опр.	0,011	0,026	0,000	Не опр.	Не опр.
"	0,63	0,72	0,04	"	"
0,84	0,86	0,22	0,45	0,32	0,27
15,34	15,13	15,65	15,54	16,40	15,38
Не опр.	0,000	0,000	0,000	Не опр.	Не опр.
"	0,032	0,044	0,110	"	"
"	0,000	0,000	0,000	"	"
Сл.	0,03	0,11	0,07	Сл.	0,27
—	0,52	0,32	0,48	—	0,73
99,65	99,61	98,11	99,63	100,19	100,05
91,1	90,6	96,0	95,5	96,4	93,8(97,4)***
7,6	8,0	2,0	4,2	2,9	2,4(2,6)***
—	1,2	1,4	0,1	—	—
—	0,0	0,1	0,0	—	—
1,3**	0,2	0,1	0,05	0,7	3,8**
—	0,1	0,1	0,3	—	—
(3,7)	(3,6)	(3,2)	(1,5)	(1,5)	(1,5)

5, 6 — адуляры из пегматитов в уртигах штольни "Материальная", Юкспор, аналитик Е.А. Кульчицкая; 5 — [33], 6 — [36], дополнительно найдено 0,62 FeO; 7 — аналитик Ж.А. Шека (ДВГИ); 8 — аналитик Л.П. Некрасова, щелочные и щелочноземельные элементы — Г.Е. Каленчук [10]; 9 — аналитик Л.П. Некрасова, щелочные и щелочноземельные элементы — Г.Е. Каленчук [10]; 10 — аналитик Л.П. Некрасова, щелочные и щелочноземельные элементы — Г.Е. Каленчук [10]; 11 — аналитик Ж.А. Шека (ДВГИ); 12 — аналитик М.Р. Петерсон (ИМГРЭ).

ралообразования. Можно было бы думать о стерильности системы в отношении железа, но ассоциация с халькопиритом, троилитом и самородным железом, вероятно, исключает это предположение. С другой стороны, несомненно экстремально высокая основность среды. Согласно З.В. Шлюковой [109, рис. 3], показатель основности  $\Delta Z_{1200}^0$  к достигает в данных роговиках 7—8 ккал, что намного выше основности всех осадочно-метаморфических образований, захваченных щелочными породами массива в виде реликтов или ксенолитов. Высокое содержание в калишпате бария и стронция в соответствии с принципом кислотно-основного взаимодействия Д.С. Коржинского хорошо согласуется с этим выводом.

Расчитанное по приведенным в работе [109] параметрам ячейки

Параметры элементарной ячейки адуляра и микроклина из Хибин  
(данные разных исследователей)

№ п/п	$a, \text{Å}$	$b, \text{Å}$	$c, \text{Å}$	$\alpha, ^\circ$	$\beta, ^\circ$	$\gamma, ^\circ$	$\alpha^*, ^\circ$	$\gamma^*, ^\circ$	Объем ячейки, $\text{Å}^3$
Адуляр № 1481/Д									
1	8,6037(6)	13,0091(9)	7,2029(5)	90	116,009(5)	90	90	90	724,15
2	8,569(3)	12,990(5)	7,198(2)	90	116,02(5)	90	90	90	719,9
3	8,599(4)	12,993(4)	7,201(2)	90	116,02(3)	90	90	90	723,0
4	8,553(7)	12,982(12)	7,203(4)	90	116,08(3)	90	90	90	718,6
5	8,553(2)	12,989(10)	7,208(10)	90	116,22(14)	90	90	90	718,2
Микроклин № 1667									
6	8,5892(9)	12,9638(10)	7,2218(8)	90,601(7)	115,972(7)	87,746(8)	90,430(8)	92,214(8)	722,35(2)
7	8,586(4)	12,963(3)	7,221(2)	90,63(3)	115,96(3)	87,77(3)	90,38(3)	92,17(3)	722,1
8	8,590(3)	12,965(2)	7,220(1)	90,59(2)	115,99(2)	87,81(2)	90,41(2)	92,15(2)	722,2
9	8,580(20)	12,968(7)	7,220(10)	90,58(2)	116,00(10)	87,74(9)	90,45(2)	92,23(2)	722,4
10	8,584(4)	12,962(4)	7,214(4)	90,58(4)	115,93(4)	87,85(4)	90,40(4)	92,11(4)	721,3
11	8,590(20)	12,964(7)	7,220(20)	90,61(5)	116,09(2)	87,71(4)	90,44(5)	92,25(4)	721,8
12	8,609(5)	12,963(4)	7,219(2)	90,60(5)	116,08(7)	87,82(4)	90,40(5)	92,13(5)	723,1
13	8,604(3)	13,026(3)	7,183(2)	90,00	116,05(2)	90,00	90,00	90,00	723,2
14	8,575(7)	12,965(10)	7,220(4)	90,62(4)	115,98(4)	87,71(5)	90,42(2)	92,24(3)	721,0
15	8,590(6)	12,957(10)	7,217(4)	90,59(3)	115,95(4)	87,71(3)	90,46(1)	90,26(1)	721,7
16	8,567(7)	12,957(17)	7,205(7)	90,61(6)	115,95(6)	87,77(6)	90,41(4)	92,18(3)	718,6(2,5)

*Примечание.* 1 — данные Р.Ф. Мартина, университет Мак-Гилл, Монреаль, Канада (персональное сообщение), 2 — данные Э.Э. Сендерова и А.М. Бычкова (ГЕОХИ) программа ЯЧ-2М [90], 3 — то же, для образца после ионообменной обработки КС1 [90], 4 — наши данные, дифрактометр, Сг-излучение, ЯЧ-2М [13], 5 — то же, 4-рефлексовая программа ЯЧ-1 [13], 6 — данные Х. Пентингхауза, ФРГ (персональное сообщение), 7 — данные И.Е. Каменцева, ЛГУ, по 25 рефлексам, программа PARAM [83], 8 — то же по 15 рефлексам, 9 — то же по 6 рефлексам, 10 — в смеси с альбитом (1:1), по 18 рефлексам, 11 — по 6 рефлексам, 12 — данные Э.Э. Сендерова и А.М. Бычкова (ГЕОХИ), программа ЯЧ-2М [90], 13 — то же для санидinizированного микроклина [90], 14 — наши данные, дифрактометр, Сг-излучение, ЯЧ-2М [13], 15 — наши данные, камера Гинье, ЯЧ-2М [16], 16 — данные С.С. Кумеева, Калмыцкий государственный университет, Элиста (персональное сообщение).

и ее объему содержание натриевой составляющей подтверждается данными химического анализа (19 мол. %  $Ab$ ), причем показано, что весь натрий присутствует в изоморфной форме.

Выполненные для контроля микронзондовые анализы "низкого" санидина подтвердили высокое содержание в образцах бария и стронция и отсутствие железа. Они подтвердили также однородность калишпата, поскольку было предположение о возможном присутствии стронция в виде чужеродной самостоятельной минеральной фазы. С другой стороны, были обнаружены широкие вариации в содержании натрия, что вызвало определенные трудности в выборе данных для структурных исследований. Поэтому пришлось повторить микронзондовые определения непосредственно из окатанного образца, подвергнутого рентгеноструктурному анализу (см. табл. 9, ан. 4).

Для адуляровидного фторклаза из рисчорритов Расвумчорра (обр. 848/М) выполнен всего один анализ. Адуляр представляет собой весьма чистый К-полевой шпат с небольшой примесью натрия и бария. Рентгеновские данные подтверждают существенно калиевый состав образца. Содержание  $KFeSi_3O_8$  указывает на высокую щелочность среды минералообразования, что согласуется с представлениями об условиях формирования пойкилитовых нефелиновых сиенитов.

Наиболее противоречивые данные получены разными исследователями для адуляра из пегматитов штольни Материальной на Юкспоре (табл. 9, ан. 5—8). До сих пор остается загадочным анализ адуляра, выполненный Е.А. Кульчицкой (Кол. фил. АН) на материале О.Б. Дудкина. Его расчет дал 21,1 мол. % натриевого компонента, с чем согласовывались опубликованные дифрактометрические измерения [36]. Однако образцы с таким высоким содержанием  $Na_2O$  больше не были обнаружены ни на Юкспоре, ни в районе других апатитовых месторождений Хибин. Поэтому для данного типа калишпатов можно принять содержание натриевого изоморфного компонента порядка 8—10 мол. %  $NaAlSi_3O_8$ . Они содержат также около 1 мол. % цельзиановой составляющей и 3,5—4,0 мол. %  $KFeSi_3O_8$ .

Особо следует сказать о кальции, содержание которого в ходе обычного силикатного анализа почти всегда завышается. Определения, выполненные по специальной методике, разработанной Г.Е. Каленчук [10], методом фотометрии пламени (табл. 9, ан. 8—10), и данные электронного микронзонда показывают содержание  $CaO$ , на порядок более низкое, чем найденное в силикатных анализах.

Данные рентгеновского изучения по методу Д.Б. Стюарта и Т.Л. Райта [137], полученные в разных лабораториях для максимального микроклина обр. 1667 и адуляра обр. 1481/Д, сопоставлены в табл. 10. Они показывают значительный разброс значений параметров ячейки, нередко превышающий математическую погрешность. Приведение их в данной работе имеет целью наглядно проиллюстрировать реальную чувствительность рентгеновских определений (так же как и химического анализа), чтобы насторожить исследователей в отношении излишней оптимизации получаемых резуль-

Химический состав (в мол. %), свойства и условия структурного уточнения эталонных калиевых полевых шпатов из Хибинского массива

№ образца	Разность калиевого полевого шпата	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Размер образца, мм	Число рефлексов
43/980	Санидин	2,57	0,2	1873
1481/Д	Адуляр	2,57	0,4	3408
848/М	Ортоклаз	2,56	0,2	4000
1667	Микроклин	2,56	0,5	3371

татов. В качестве реперных значений Si/Al-упорядоченности для эталонных образцов мы выбрали величины, найденные в ходе прецизионного уточнения структур хибинских К-полевых шпатов (см. табл. 13, 14). Они близки к средним результатам из данных, полученных разными исследователями методом Д.Б. Стюарта и Т.Л. Райта: в адуляре обр. 1481/Д (согласно уравнению В.С. Луфа [123])  $t_{10} = t_{1m} = 0,395 \pm 0,020$ ,  $t_{20} = t_{2m} = 0,105$ , в микроклине обр. 1667  $t_{10} = 0,980 \pm 0,010$ .

Полное структурное уточнение эталонных хибинских калишпатов проводилось на кафедре кристаллографии МГУ на автоматическом четырехкружном дифрактометре "Синтекс"-РІ методом  $2\theta-\theta$  с переменной скоростью сканирования 6—24 град/мин на Мо-излучении с графитовым монохроматором в области  $\sin \theta / \lambda \leq 1,0 \text{ \AA}^{-1}$ . Измерения на дифрактометре и расчеты на ЭВМ выполнены Е.П. Железным, Е.Л. Белоконевой, О.В. Якубович, Н.А. Ямновой (МГУ), подготовка образцов к съемке и вся последующая обработка данных — Н.И. Органовой и И.М. Марсий (ИГЕМ). Образцы снимались в виде окатанных шариков (диаметр 0,2—0,5 мм). Нулевые развертки, снятые на рентгеновском гониометре Вайссенберга, не содержали признаков распада твердого раствора или отклонения от симметрии  $C2/m$  для адуляров и санидина и  $C1$  для микроклина. Несмотря на это, для адуляров структура решалась в триклинном аспекте из-за возможных отклонений от моноклинной симметрии в координатах атомов и межатомных расстояниях, на что в литературе имеются указания [114]. Измерялись отражения, составляющие половину обратного пространства. Вводились поправки на факторы поляризации и Лоренца, а также, учитывая значительные размеры образцов, на поглощение.

Данные о химическом составе, принятые для уточнения структуры, свойства калишпатов и условия структурного уточнения приведены в табл. 11. Параметры элементарных ячеек, их объемы и вычисленные углы наиболее важных отражений  $\bar{2}01$ ,  $131-1\bar{3}1$ ,  $060$  и  $\bar{2}04$ , используемых для расчетов по методу "трех пиков" Т.Л. Райта [144], приведены в табл. 14 в сравнении с данными для других образцов и крайними значениями для "высокого" санидина, "максимального" микроклина, "высокого" и "низкого" альбитов по Д.Б. Стюарту и Т.Л. Райту [137].

$R$ изотропное, %	$R$ анизотропное, %	$2V,^\circ$	Химический состав
6,1	3,3		$Or_{81}Ab_{12}Cn_3Sr - Fsp_4An_0$ ; 0% $KFeSi_3O_8$
7,1	3,3	44	$Or_{91\pm 0,3}Ab_{7,8\pm 0,2}Cn_{1,2\pm 0,1}An_0$ ; 3,8% $KFeSi_3O_8$
7,2	4,3	50	$Or_{96}Ab_2Cn_{1,4}Sr - Fsp_{0,07}An_0$ ; 3,15% $KFeSi_3O_8$
5,6	3,6	81	$Or_{96\pm 0,5}Ab_{3,5\pm 0,6}Rb - Fsp_{0,3}An_0$ ; 1,5% $KFeSi_3O_8$

Начальные координаты задавались по литературным данным. Уточнение проводилось методом наименьших квадратов по программе *XTL*. На начальной стадии в качестве кривых рассеяния атомов  $M$  ( $K$  и  $Na$ ) задавались  $f_K$ , а для каждого из четырех кристаллографически независимых атомов  $T - 3/4f_{Si} + 1/4f_{Al}$ . В дальнейшем для щелочных атомов подставлялось их соотношение из химического анализа. Для микроклина для позиции  $T_{10}$  задавалось значение  $f_{Al}$ , а для остальных позиций —  $f_{Si}$ . Полученные в изотропном и анизотропном приближении факторы достоверности  $R$  указаны в табл. 11, координаты атомов и изотропные тепловые множители приведены в работах [16, 17]. Межатомные расстояния (табл. 12) являются основой для суждения о кристаллохимических особенностях полевых шпатов. Ранее уже говорилось о сжатии кремнекислородного каркаса вокруг щелочного атома, приводящем к понижению симметрии решетки. Поскольку в ближайшем окружении щелочного атома находится семь атомов кислорода:  $O_A(1)$ ,  $O_A(1)$ ,  $O_A(2)$ ,  $O_C(0)$ ,  $O_C(m)$ ,  $O_D(0)$  и  $O_D(m)$  (см. рис. 9), то для занимающих его позицию относительно малых катионов можно принять координацию 7. Это  $Na^+$ , эффективный ионный радиус которого для данной координации по системе Е.Дж.В. Уайттекера и Р. Мунтуса [143] равен  $1,21 \text{ \AA}$ ,  $Ca^{2+}$  (1,15),  $Sr^{2+}$  (1,29) и  $Ba^{2+}$  (1,47  $\text{ \AA}$ ), что меньше  $K^+$  (1,54  $\text{ \AA}$ ) соответственно на 21, 25, 16 и 4,5%. Для  $Na$  она может быть даже меньше, так как в альбите позиция щелочного атома расщеплена на две подпозиции, прижатые к противоположным сторонам полости. Однако снижение симметрии до триклинной наблюдается только для полевых шпатов более натриевого состава, чем  $Ab_{65}Or_{35}$ , и более кальциевых, чем  $An_9Sr - Fsp_{91}$ ; полевые шпаты с более высоким содержанием калия, стронция и все бариевые при высокой температуре моноклинные. Рубидий и цезий крупнее калия и, скорее всего, требуют координации 9 с участием атомов кислорода  $O_B(0)$  и  $O_B(m)$  или даже 10. Ионы  $Rb^+$  (1,74  $\text{ \AA}$ ) и  $Cs^+$  (1,86—1,89  $\text{ \AA}$ ) соответственно на 6,5 и 14—16% больше  $K^+$  в координации 9 (1,63  $\text{ \AA}$ ) или на 13 и 21—23% больше  $K^+$  в координации 7, поэтому нужно говорить не только о сжатии, но и о расширении кремнекислородного каркаса.  $Rb$ -полевой шпат при высокой температуре моноклинный.

Cs-полевой шпат синтезируется только в моноклинной форме. Сжатие—расширение каркаса фиксируется по изменению межатомных расстояний "щелочной атом—кислород", а также отражается на величине параметра  $a$  и объеме ячейки. В серии щелочных полевых шпатов  $a$  (в Å) высокого альбита 8,15—8,16 (низкого 8,13—8,14) [23, 83, 137], санидина<sup>1</sup> 8,61 (микроклина 8,60) [137], Rb-санидина 8,81 (Rb-микроклина 8,80), Cs-санидина 9,06 Å [11,13]. В ряду щелочноземельных полевых шпатов параметры  $a$  несколько увеличены, по-видимому, за счет "более правильного" каркаса, в котором число атомов Al равно числу атомов Si, и они строго упорядочены (чередуются), но тенденция та же:  $a$  объемноцентрированного анортита 8,18 (примитивного — 8,17) [83], тогда как цельзиана — 8,63 Å.

При охлаждении сжатие каркаса усиливается. Область анортотлазов расширяется за счет калиевых составов, возрастает степень их триклинности, так же как и альбита, переходящего из "высокой" модификации в "низкую". Происходит искажение каркаса в анортите и превращение его из объемноцентрированного в примитивный. Триклинизация решетки наблюдается также в K- и Rb-полевых шпатах, сопровождаясь изменением характера Si/Al-упорядочения и микродвойникованием. Как правило, она приводит к незначительному уменьшению параметра  $a$  и объема ячейки.

Хотя в щелочных полевых шпатах Ca, Sr, Ba, Rb и Cs содержатся как микропримеси, но тенденции, свойственные крайним членам изоморфных рядов, должны сохраниться. Межатомные расстояния для структурно изученных эталонных хибинских полевых шпатов приведены в табл. 12. Среднее из 9 расстояний от щелочного атома до кислородов за вычетом эффективного ионного радиуса  $O^{2-}$  (1,34 Å) принято нами за условный "средний радиус"; он равен для санидина обр. 43/960 — 1,620 Å, для адуляра обр. 1481/Д — 1,629, для ортоклаза обр. 848/М — 1,645, для микроклина обр. 1667 — 1,638 Å. Величина его близка к эффективному ионному радиусу  $K^+$  в координации 9 и увеличивается от санидина к ортоклазу (немного снижаясь в микроклине), что создает видимость связи ее с возрастанием степени Si/Al-упорядоченности. Но тот же эффект может быть обусловлен влиянием микропримесей. Расчет "средних радиусов", исходя из реального химического состава данных полевых шпатов (см. табл. 11) и эффективных ионных радиусов микроэлементов в координации 9, хорошо согласуется с приведенными выше данными (1,590—1,611—1,624—1,622 Å соответственно при расхождении 1—2%). Постоянное завышение найденных значений относительно расчетных можно объяснить "сдерживающим" влиянием окружающего каркаса, препятствующим локальному сжатию в полостях, занятых микропримесями. Изменение "средних радиусов" коррелируется с изменением параметра  $a$  и объемом ячейки (см. табл. 14); в сравнении с соответствующими значениями для чисто калие-

<sup>1</sup> Природные моноклинные калишпаты всегда содержат заметную примесь натриевого компонента, поэтому взяты структурно изученные синтетические чисто калиевые разновидности (см. данные Д.Б. Стюарта и Т.Л. Райта [137] в табл. 14).

Межатомные расстояния (в Å) в уточненных структурах  
эталонных хибинских калиевых полевых шпатов

Расстояния	Санидин, 43/960	Расстояния	Адуляр*, 1481/Д	Ортоклаз*, 848/М	Максимально упорядоченный микрочлнн, * 1667
1	2	3	4	5	6
		$T_1(0) - O_A(1)$	1,660(2)	1,664(2)	1,738(2)
		$-O_B(0)$	1,652(2)	1,655(2)	1,727(3)
		$-O_C(0)$	1,661(2)	1,664(2)	1,733(2)
$T_1 - O_A(1)$	1,656(1)	$-O_D(0)$	1,669(2)	1,671(2)	1,738(2)
$-O_B$	1,643(2)	$T_1(0) - O_{cp}$	1,660(5)	1,663	1,734
$-O_C$	1,653(2)	$T_1(m) - O_A(1)$	1,658(2)	1,660(2)	1,598(2)
$-O_D$	1,658(2)	$-O_B(m)$	1,656(2)	1,655(2)	1,611(2)
$T_1 - O_{cp}$	1,653	$-O_C(m)$	1,666(2)	1,663(2)	1,625(2)
		$-O_D(m)$	1,671(2)	1,667(2)	1,628(2)
		$T_1(m) - O_{cp}$	1,663	1,661	1,615
		$T_2(0) - O_A(2)$	1,641(2)	1,633(2)	1,617(2)
		$-O_B(0)$	1,620(0)	1,619(2)	1,587(2)
		$-O_C(m)$	1,627(2)	1,629(2)	1,631(2)
$T_2 - O_A(2)$	1,646(1)	$-O_D(m)$	1,619(1)	1,621(2)	1,618(2)
$-O_B$	1,629(2)	$T_2(0) - O_{cp}$	1,627	1,625	1,613
$-O_C$	1,641(2)	$T_2(m) - O_A(2)$	1,633(2)	1,633(2)	1,645(2)
$-O_D$	1,634(1)	$-O_B(m)$	1,619(2)	1,619(2)	1,620(2)
$T_2 - O_{cp}$	1,637	$-O_C(0)$	1,627(2)	1,628(2)	1,598(2)
		$-O_D(0)$	1,621(1)	1,616(2)	1,591(2)
		$T_2(m) - O_{cp}$	1,625	1,624	1,615
		<b>K, Na</b> — $O_A(1)$	2,891(2)	2,909(2)	2,883(2)
		$-O_A(1)$	2,900(2)	2,912(2)	2,892(2)
		$-O_A(2)$	2,714(2)	2,756(2)	2,759(2)
<b>K, Na</b> — $O_A(1)$	2,884(2)	$-O_A(2)$	3,402(2)	—	3,398(2)
$-O_A(2)$	2,686(3)	$-O_B(0)$	3,036(2)	3,052(2)	2,975(2)
$-O_B$	3,016(2)	$-O_B(m)$	3,034(2)	3,053(2)	3,123(2)
$-O_C$	3,134(2)	$-O_C(0)$	3,123(2)	3,122(2)	2,924(2)
$-O_D$	2,945(2)	$-O_C(m)$	3,117(2)	3,126(2)	3,330(2)
		$-O_D(0)$	2,950(2)	2,969(2)	2,909(2)
		$-O_D(m)$	2,952(2)	2,969(2)	3,003(2)
		<b>В <math>T_1(0)</math> <math>O_A - O_B</math></b>	2,650(3)	2,656(3)	2,752(3)
		$O_A - O_C$	2,772(2)	2,780(2)	2,904(2)
<b>В <math>T_1</math></b>		$O_A - O_D$	2,657(2)	2,666(2)	2,763(2)
$O_A(1) - O_B$	2,633(2)	$O_B - O_C$	2,731(3)	2,736(2)	2,880(3)
$O_A(1) - O_C$	2,763(2)	$O_B - O_D$	2,742(3)	2,744(2)	2,851(3)
$O_A(1) - O_D$	2,641(1)	$O_C - O_D$	2,709(3)	2,705(2)	2,681(3)
$O_B - O_C$	2,723(2)	$O - O_{cp}$	2,701	2,7145	2,805
$O_B - O_D$	2,727(2)	<b>В <math>T_1(m)</math> <math>O_A - O_B</math></b>	2,649(3)	2,652(2)	2,591(3)
$O_C - O_D$	2,696(2)	$O_A - O_C$	2,775(2)	2,777(2)	2,698(2)
$O - O_{cp}$	2,697	$O_A - O_D$	2,661(2)	2,660(2)	2,600(2)
		$O_B - O_C$	2,736(2)	2,734(2)	2,638(3)
		$O_B - O_D$	2,750(3)	2,742(2)	2,668(3)
		$O_C - O_D$	2,689(2)	2,692(2)	2,657(3)
		$O - O_{cp}$	2,710	2,7095	2,642

1	2	3	4	5	6
		$B T_2(0) O_A-O_B$	2,661(3)	2,652(3)	2,652(3)
		$O_A-O_C$	2,584(2)	2,584(2)	2,556(2)
$B T_2$		$O_A-O_D$	2,645(2)	2,646(2)	2,617(2)
$O_A(2)-O_B$	2,670(3)	$O_B-O_C$	2,669(3)	2,669(3)	2,656(3)
$O_A(2)-O_C$	2,602(2)	$O_B-O_D$	2,681(2)	2,678(3)	2,657(3)
$O_A(2)-O_D$	2,667(2)	$O_C-O_D$	2,689(2)	2,692(2)	2,629(3)
$O_B-O_C$	2,689(3)	$O-O_{cp}$	2,654	2,653	2,627
$O_B-O_D$	2,692(2)	$B T_2(m) O_A-O_B$	2,651(3)	2,651(3)	2,617(3)
$O_C-O_D$	2,716(2)	$O_A-O_C$	2,579(3)	2,586(2)	2,556(2)
$O-O_{cp}$	2,673	$O_A-O_D$	2,643(2)	2,643(2)	2,642(2)
		$O_B-O_C$	2,666(3)	2,665(3)	2,617(3)
		$O_B-O_D$	2,677(2)	2,673(3)	2,656(3)
		$O_C-O_D$	2,695(2)	2,705(2)	2,822(3)
		$O-O_{cp}$	2,651	2,653	2,652

\* Структуры уточнялись в триклинном аспекте.

вых санидина и микроклина [137] это подтверждает вывод о сжатии каркаса под влиянием микроэлементов.

Заселенность  $T$ -позиций алюминием в структурно исследованных калишпатах, рассчитанная исходя из размеров (Si, Al) — O тетраэдров по кривым Дж.В. Смита [83, 130], показана в табл. 13 в сравнении с соответствующими данными, полученными методикой Д.Б. Стюарта и Т.Л. Райта [137] (нижняя строчка для каждого образца). Расхождение данных для позиции  $T_10$  не превышает 0,02% Al для моноклинных разновидностей, но выше в максимально упорядоченном микроклине (0,05). Возможные причины такого несоответствия рассматривались ранее [16], но вопрос пока остается открытым, так как не удалось выполнить определение Si/Al-упорядоченности в структуре этого микроклина другим независимым прецизионным методом. В литературе отмечалось, что малая скорость упорядочения Si и Al при низких температурах делает практически невозможным достижение максимально упорядоченного состояния. Однако в высокощелочных условиях, при которых формировались агапитовые породы, микроклин мог непосредственно кристаллизоваться в поле его стабильности, и если "максимальный" микроклин вообще существует, то мы вправе ожидать его появления именно в данных условиях.

Среди моноклинных разновидностей наиболее неупорядоченным является обр. 43/980, соответствующий "низкому" санидину. Он же содержит больше всего изоморфных примесей. Рентгеновские данные о его составе (см. табл. 13) в целом согласуются с химическими анализами, однако неясно влияние на рентгеновские константы стронция. Получается, что при использовании для расчетов параметра  $a$  или функционально связанного с ним рефлекса 201 Sr должен быть объединен с Na и Ca, а при расчетах по объему ячейки — с K, Rb и Ba. Более упорядочены (соответствуют "высокому" ортоклазу) обр. 1481/Д, 848/М. Учитывая

Состав (в мол.% Or) и Si/Al-упорядоченность структурно изученных эталонных калиевых полевых шпатов из Хибинского массива

Образец	$t_10$	$t_{1m}$	$t_20$	$t_{2m}$	$\Sigma_{Al}$
Санидин	0,320*	0,320	0,195	0,195	1,030
43/980	0,299**	0,299	0,201	0,201	1,000
Адуляр	0,379	0,398	0,117	0,102	0,996
1481/Д	0,392	0,392	0,108	0,108	1,000
Ортоклаз	0,398	0,383	0,102	0,094	0,977
848/М	0,419	0,419	0,081	0,081	1,000
Микроклин	0,921	0,023	0,008	0,023	0,975
1667	0,971	0,019	0,005	0,005	1,000

Образец	$Or_v$ [137, 142]	$N_{\alpha}$ [124]	$Or_{201}$ [125]	$Or_{201}$ [144]	$Or + Cn$ (из химического анализа)
Санидин	90,4	83,3	83,0	85,0	83,8
43/980					
Адуляр	92,4	88,8	91,5	90,8	92,2
1481/Д					
Ортоклаз	101,8	97,1	102,0	99,0	97,5
848/М					
Микроклин	98,2	94,7	100,0	96,4	96,5
1667					

\* Из данных структурного анализа по уравнениям Дж. В. Смита [83, 130].

\*\* Исходя из параметров элементарной ячейки по методу Д. Б. Стюарта и Т. Л. Райта [137].

возможные отклонения от "моноклинного" Si/Al-упорядочения в подобных калишпатах [114], их структуры решались в триклинном аспекте, однако найденные отклонения в размерах кремнекислородных тетраэдров, по-видимому, не превышают ошибки измерений. Об этом, в частности, говорит то, что в адуляре тетраэдр  $T_1(m)$  найден большим, чем  $T_1(0)$ , что противоречит обычной схеме "триклинного" Si/Al-упорядочения. Интересно, что пороодообразующий ортоклаз из рисчоррита оказался более упорядоченным, чем адуляр из пегматита в уртите, и значительно более чистым в отношении содержания микропримесей. Это указывает на более низкую температуру его формирования. С другой стороны, большой разброс значений  $2V$  (вплоть до весьма малых (33,5—50°)) показывает, что в отдельных участках его зерен могло сохраниться более неупорядоченное структурное состояние.

Характерная особенность всех исследованных калишпатов, кроме санидина, — заметное содержание тетраэдрического  $Fe^{3+}$ , являющегося аналогом Al, что указывает на высокощелочную среду минералообразования. Согласно экспериментальным данным (см. [11]), это должно способствовать увеличению скорости Si/Al (Fe)-упорядочения.

Параметры элементарной ячейки и углы  $2\theta$  наиболее важных рефлексов  
эталонных щелочных полевых шпатов

Образец	$a_0, \text{Å}$	$b_0, \text{Å}$	$c_0, \text{Å}$	$\alpha, ^\circ$	$\beta, ^\circ$	$\gamma, ^\circ$
43/980	8,540(2)	13,036(3)	7,189(1)	90,00	115,96(1)	90,00
1481/Д	8,564(2)	12,996(2)	7,201(1)	90,00(2)	116,02(2)	90,00(2)
1466	8,600(1)	12,995(1)	7,206(1)	90,00	116,05(1)	90,00
848/М	8,603(2)	12,990(2)	7,207(1)	89,98(2)*	116,07(2)	89,99(2)
1667	8,590(3)	12,962(5)	7,220(3)	90,50(3)	115,95(3)	87,83(2)
Альбит "Мама" [23,83]	8,150(3)	12,797(3)	7,164(2)	94,24(2)	116,58(2)	87,69(3)
Альбит "Тулийок"	8,125(7)	12,784(1)	7,160(4)	94,28(6)	116,67(4)	87,66(7)
Крайние значения для щелочных полевых шпатов по Д.Б. Стюарту и Т.Л. Райту [137]						
"Высокий" санидин	8,610	13,033	7,174	90,00	116,017	90,00
"Максимальный" микроклин	8,597	12,964	7,222	90,637	115,933	87,683
"Низкий" альбит	8,134	12,781	7,160	94,317	116,617	87,667
"Высокий" альбит	8,160	12,871	7,110	93,517	116,400	90,250

\*Структура расширялась в триклинном аспекте.

С целью использования структурно изученных калишпатов в качестве стандартов при исследовании состава и структурного состояния полевых шпатов рентгеновскими методами приведены параметры их ячейки (табл. 14) и рассчитанные по ним индцированные порошкограммы (табл. 15). При практическом применении этих данных следует учитывать, что при одной и той же точности измерения линейных параметров и углов ячейки точность определения  $d$  и  $2\theta_{CuK\alpha_1}$  для разных  $hkl$  не одинакова. На порошкограмме микроклина обр. 1667 звездочками выделены рефлексы, по которым можно корректировать рентгенограммы и проводить вычисления с наименьшей погрешностью.

*Типоморфизм хибинских щелочных полевых шпатов.* Статистический материал показывает, что полевые шпаты разных типов пород хибинского комплекса имеют различия в химическом составе и структурном состоянии, которые могут быть использованы при генетических построениях и в практических целях — при геологическом картировании и интерпретации данных поисково-разведочного бурения при встрече с неизвестными ранее разновидностями пород.

1. Для нормальных разностей нефелиновых сиенитов характерны типичные для агпайтовых пород полевые шпаты, обогащенные натрием (30—65 мол. %  $NaAlSi_3O_8$ ). Ранее было показано [6], что их состав последовательно обогащается калием от периферии к центру плутона, если, конечно, исключить из рассмотрения зоны наложенной альбитизации в фойяитах, лямборритах и хибинитах на контакте с породами Цент-

$\alpha^*, \circ$	$\gamma^*, \circ$	Объем ячейки, $\text{\AA}^3$	$2\theta \text{ Cu } K\alpha_1$			
			201	131—131	060	204
90,00	90,00	719,6	21,100	0,00	41,522	50,762
90,00	90,00	720,3(3)	21,039	0,00	41,662	50,671
90,00	90,00	723,6(1)	20,957	0,00	41,666	50,634
90,00	90,00	723,5	20,949	0,00	41,682	50,641
90,40(3)	92,17(2)	722,3(5)	20,993	-0,745	41,809	50,533
86,41(2)	90,46(3)	666,3	22,028	1,088	42,521	51,126
86,38(3)	90,47(4)	662,8	22,076	1,097	42,508	51,122
Крайние значения для щелочных полевых шпатов по Д.Б. Стюарту и Т.Л. Райту [137]						
90,00	90,00	723,45	20,948	0,00	41,540	50,886
90,419	92,267	723,24	20,981	-0,791	41,808	50,521
86,340	90,449	663,57	22,060	1,118	42,525	51,134
85,949	87,972	667,19	21,993	1,994	42,198	51,469

ральной дуги. Смещение составов в область калишпата может быть вызвано как изменением состава расплава, так и снижением температуры кристаллизации. Этот вывод находится в согласии со схемой последовательности формирования пород комплекса, предложенной Н.А. Елисеевым [40], и не противоречит схеме Б.М. Куплетского [72], поскольку не затрагивает пород Центральной дуги. Вследствие фазового распада полевые шпаты превращены в криптопертиты или микропертиты, что легко устанавливается под микроскопом или макроскопически. Данные о микроструктуре представлены в Табл. VII, VIII. Более тонкие структуры распада сохраняются только в исключительных случаях, в основном при резком закаливании породы; они были установлены в ксенолитах полевого шпата, законсервированных в дайках мончикита и шонкинита, например на перевале Чорргор (Табл. VII, 1—2), а также в фенитах, образовавшихся по роговикам на контакте с нефелиновым сиенитом, обнаруженных на горах Юмьечорр и Юдичвумчорр и в ряде скважин.

Структурное состояние полевых шпатов ранее оценивалось нами по величине угла оптических осей и рентгеновской или оптической триклинности, как это было предложено А.С. Марфуниным [69]. При этом было обнаружено, что ортоклаз-пертиты в нефелиновых сиенитах распространены шире, чем микроклин-пертиты, в противоположность тому, как это принималось ранее для Хибин [72] и характерно для пород ловозерского и илимаусакского комплексов. Статистически микроклины более обычны в области, примыкающей к Центральной

Межплоскостные расстояния в эталонных  
калевых полевых шпатах из Хибинского массива

hkl	Санидин № 43/980	Адуляр № 1481/Д	Ортоклаз № 848/М	Максимально упорядоченный микроклин № 1667		
	$d, \text{Å}$	$d, \text{Å}$	$d, \text{Å}$	$d, \text{Å}$	$2\theta\text{CuK}\alpha_1$	hkl
1	2	3	4	5	6	7
$\bar{2}01, 20\bar{1}$	4,207	4,219	4,237	4,2280(19)	20,983(9)	$\bar{2}01, 20\bar{1}$
111, $\bar{1}\bar{1}\bar{1}, 1\bar{1}1, 1\bar{1}\bar{1}$	3,940	3,944	3,950	3,9832(9)	22,300(5)	111, $\bar{1}\bar{1}\bar{1}$ *
—	—	—	—	3,9772(20)	22,334(11)	$\bar{2}11, 2\bar{1}\bar{1}$
—	—	—	—	3,9270(10)	22,633(4)	$1\bar{1}1, \bar{1}\bar{1}\bar{1}$ *
200, $\bar{2}00$	3,839	3,848	3,864	3,8593(5)	23,025(3)	200, $\bar{2}00$ **
130, $\bar{1}\bar{3}0, \bar{1}30, 1\bar{3}0$	3,782	3,775	3,777	3,8291(2)	23,209(1)	130, $\bar{1}\bar{3}0$ **
—	—	—	—	3,7099(22)	23,966(14)	$\bar{1}30, 1\bar{3}0$
$13\bar{1}, \bar{1}3\bar{1}, \bar{1}31, 1\bar{3}1$	3,622	3,617	3,618	3,6523(20)	24,350(14)	$13\bar{1}, \bar{1}3\bar{1}$
$\bar{2}\bar{2}1, 2\bar{2}\bar{1}, \bar{2}21, 2\bar{2}\bar{1}$	3,535	3,539	3,549	3,6003(12)	24,707(8)	$\bar{2}\bar{2}1, 2\bar{2}\bar{1}$
—	—	—	—	3,5709(12)	24,914(8)	$\bar{1}31, 1\bar{3}\bar{1}$
$\bar{1}\bar{1}2, 1\bar{1}\bar{2}, \bar{1}12, 1\bar{1}\bar{2}$	3,465	3,469	3,472	3,4854(18)	25,535(14)	$\bar{1}\bar{1}2, 1\bar{1}\bar{2}$
—	—	—	—	3,4681(10)	25,665(8)	$\bar{1}12, 1\bar{1}\bar{2}$
220, $\bar{2}\bar{2}0, \bar{2}20, 2\bar{2}0$	3,308	3,311	3,321	3,3707(3)	26,419(2)	220, $\bar{2}\bar{2}0$ **
$\bar{2}02, 20\bar{2}$	3,279	3,286	3,294	3,2934(18)	27,051(15)	$\bar{2}02, 20\bar{2}$
—	—	—	—	3,2625(15)	27,312(6)	$\bar{2}20, 2\bar{2}0$
002, $00\bar{2}$	3,232	3,236	3,237	3,2459(6)	27,455(3)	002, $00\bar{2}$ **
040, $0\bar{4}0$	3,259	3,249	3,248	3,2381(13)	27,522(6)	040, $0\bar{4}0$
131, $\bar{1}\bar{3}\bar{1}, \bar{1}3\bar{1}, 1\bar{3}1$	2,995	2,992	2,995	3,0303(7)	29,451(3)	131, $\bar{1}\bar{3}\bar{1}$ **
—	—	—	—	2,9572(18)	30,196(9)	$1\bar{3}\bar{1}, \bar{1}3\bar{1}$
041, $0\bar{4}\bar{1}, 0\bar{4}1, 04\bar{1}$	2,910	2,904	2,903	2,9058(1)	30,743(5)	041, $0\bar{4}\bar{1}$ *
022, $0\bar{2}\bar{2}, 0\bar{2}2, 02\bar{2}$	2,895	2,896	2,897	2,8938(14)	30,875(13)	$0\bar{2}2, 02\bar{2}$
—	—	—	—	2,8896(19)	30,920(10)	041, $0\bar{4}\bar{1}$
$13\bar{2}, \bar{1}\bar{3}\bar{2}, \bar{1}32, 1\bar{3}\bar{2}$	2,769	2,769	2,769	2,7822(19)	32,145(11)	$13\bar{2}, \bar{1}\bar{3}\bar{2}$
—	—	—	—	2,7561(4)	32,458(2)	$\bar{1}32, 1\bar{3}\bar{2}$ **
$31\bar{2}, \bar{3}\bar{1}2, \bar{3}12, 3\bar{1}\bar{2}$	2,606	2,602	2,611	2,6238(13)	34,143(17)	$31\bar{2}, \bar{3}\bar{1}2$
$2\bar{4}\bar{1}, \bar{2}\bar{4}\bar{1}, \bar{2}4\bar{1}, 2\bar{4}\bar{1}$	2,576	2,574	2,577	2,6168(8)	34,237(5)	$2\bar{4}\bar{1}, \bar{2}\bar{4}\bar{1}$ *
$221, \bar{2}\bar{2}\bar{1}, \bar{2}2\bar{1}, 2\bar{2}1$	2,577	2,579	2,585	2,6141(6)	34,273(8)	221, $\bar{2}\bar{2}\bar{1}$
—	—	—	—	2,5902(13)	34,600(9)	$\bar{3}12, 3\bar{1}\bar{2}$
$112, \bar{1}\bar{1}\bar{2}, \bar{1}12, 1\bar{1}\bar{2}$	2,549	2,552	2,554	2,5691(3)	34,893(2)	$1\bar{1}2, \bar{1}\bar{1}\bar{2}$
—	—	—	—	2,5571(8)	35,061(11)	$\bar{2}\bar{2}1, 2\bar{2}\bar{1}$
—	—	—	—	2,5511(5)	35,147(7)	$1\bar{1}2, \bar{1}\bar{1}\bar{2}$
310, $\bar{3}\bar{1}0, \bar{3}10, 3\bar{1}0$	2,511	2,517	2,527	2,5416(1)	35,283(1)	310, $\bar{3}\bar{1}0$ **
—	—	—	—	2,5271(13)	35,492(9)	$\bar{2}41, 2\bar{4}\bar{1}$
—	—	—	—	2,5059(6)	35,802(4)	$\bar{3}10, 3\bar{1}0$ *
$33\bar{1}, \bar{3}\bar{3}\bar{1}, \bar{3}3\bar{1}, 3\bar{3}\bar{1}$	2,379	2,382	2,389	2,4263(4)	37,019(3)	$33\bar{1}, \bar{3}\bar{3}\bar{1}$ **
$\bar{1}\bar{5}1, 1\bar{5}\bar{1}, \bar{1}51, 151$	2,423	2,417	2,417	2,3908(9)	37,589(7)	$\bar{1}\bar{5}1, 1\bar{5}\bar{1}$
$\bar{1}\bar{1}3, 1\bar{1}\bar{3}, \bar{1}13, 113$	2,323	2,326	2,327	2,3303(5)	38,603(4)	$\bar{1}\bar{1}3, 1\bar{1}\bar{3}$ *
$241, \bar{2}\bar{4}\bar{1}, \bar{2}41, 24\bar{1}$	2,126	2,125	2,128	2,1588(5)	41,808(10)	241, $\bar{2}\bar{4}\bar{1}$
060	2,173	2,166	2,165	2,1587(9)	41,809(9)	060, $0\bar{6}0$
$42\bar{2}, \bar{4}\bar{2}\bar{2}, \bar{4}2\bar{2}, 42\bar{2}$	2,002	2,006	2,014	2,0314(8)	44,565(9)	$\bar{4}\bar{2}\bar{2}, 42\bar{2}$
72	—	—	—	1,9886(10)	45,578(12)	$\bar{4}\bar{2}\bar{2}, 42\bar{2}$

1	2	3	4	5	6	7
222, $\bar{2}\bar{2}\bar{2}$ , $\bar{2}\bar{2}\bar{2}$ , $\bar{2}\bar{2}\bar{2}$	1,970	1,972	1,975	1,9635(5)	46,194(6)	$\bar{2}\bar{2}\bar{2}$ , $\bar{2}\bar{2}\bar{2}$
400, $\bar{4}00$	1,920	1,924	1,932	1,9297(2)	47,051(3)	400, $\bar{4}00^{**}$
$\bar{4}03$ , $40\bar{3}$	1,907	1,912	1,918	1,9155(10)	47,421(13)	$\bar{4}03$ , $40\bar{3}$
113, $\bar{1}\bar{1}\bar{3}$ , $1\bar{1}\bar{3}$ , $\bar{1}1\bar{3}$	1,853	1,855	1,875	1,8572(3)	49,006(4)	$1\bar{1}\bar{3}$ , $\bar{1}\bar{1}\bar{3}^*$
$\bar{2}04$ , $20\bar{4}$	1,797	1,800	1,801	1,8046(7)	50,533(11)	$\bar{2}04$ , $20\bar{4}$
043, $0\bar{4}\bar{3}$ , $04\bar{3}$ , $0\bar{4}\bar{3}$	1,797	1,797	1,797	1,7934(10)	50,871(15)	$0\bar{4}\bar{3}$ , $04\bar{3}$
$\bar{4}41$ , $4\bar{4}\bar{1}$ , $\bar{4}\bar{4}1$ , $4\bar{4}1$	1,771	1,773	1,778	1,7434(9)	52,434(15)	$\bar{4}41$ , $4\bar{4}\bar{1}$

\* Рефлексы для точного расчета. \*\*Рефлексы для наиболее точного расчета.

дуге, т.е. в среднезернистых трахитоидных хибинитах, лявочорритах и трахитоидных амфиболовых фойяитах, тогда как в грубозернистых хибинитах и массивных фойяитах, развитых по периферии и в ядре плутона, существенно преобладают ортоклазы (или анортоклазы) (рис. 16). Характерной особенностью является нахождение обеих модификаций в одном типе породы, одних штуфах и даже одних и тех же зернах полевого шпата. Судя по вариациям  $2V$  от 50 до 83°, в этих породах присутствует многообразный спектр структурно-оптических типов калишпата: высокие, промежуточные и низкие ортоклазы, промежуточные и максимально упорядоченные микроклины. Однако рентгеновские данные показали, что низкие ортоклазы в действительности являются тонко сдвойникованными максимальными микроклинами. Найденные закономерности подтверждаются и исследованиями методом инфракрасной спектроскопии (рис. 17).

Как известно, величина  $2V$  является высокоразрешающей структурно-чувствительной константой, но она отражает только "моноклинную" Si/Al-упорядоченность и, кроме того, зависит от химического состава полевого шпата [144]. Поэтому для подтверждения данных о Si/Al-распределении ряд образцов исследовался по рентгеновской методике Д.Б. Стюарта и Т.Л. Райта [137] (табл. 16; рис. 18). Большинство из них оказалось ортоклаз-пертитами, хотя в препаратах регистрировались слабые отражения триклинной фазы, и лишь в некоторых случаях были обнаружены микроклин-пертиты.

Для ортоклазов вариации и среднестатистические (в скобках) содержания Al в позиции  $T_10 (=T_1m)$  составляли (точность  $\pm 0,02$ ) для хибинитов  $0,35 \div 0,44$  (0,41), для лявочорритов в целом  $0,37 \div 0,47$  (0,41), для фойяитов  $0,40 \div 0,45$  (0,42) и для льявритов (точность  $\pm 0,03$ )  $0,31 \div 0,42$  (0,39). Интересно, что если для нормальных разностей лявочоррита данные совпадают с приведенными выше —  $0,37 \div 0,47$  (0,42), то для контактовых его разностей, с висячего бока мельтейгит-уртитовой толщи или переходящих в льявриты, вариации меньше, а среднестатистическая величина свидетельствует об относительно более неупорядоченном структурном состоянии этих ортоклазов —  $0,39 \div 0,43$  (0,40). Таким образом, для ортоклазов из нефелиновых сиенитов содержание Al в

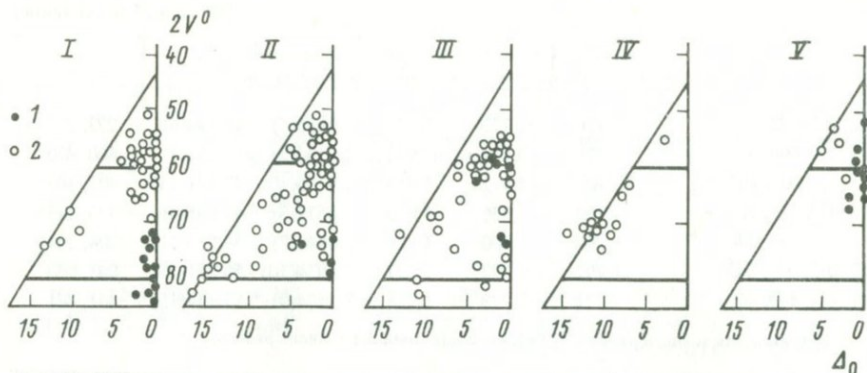


Рис. 16. Оптические свойства щелочных полевых шпатов хибинского щелочного комплекса

Полевые шпаты: I — грубозернистых трахитоидных хибинитов, II — среднезернистых трахитоидных хибинитов, III — неравнозернистых нефелиновых сиенитов (лявчорритов), IV — трахитоидных арфведсонитовых фойяитов, V — массивных пироксеновых фойяитов. 1 — криптопертиты; 2 — микропертиты.  $2V^0$  — угол оптических осей,  $\Delta_0$  — оптическая триклинность, угол погасания на (001)

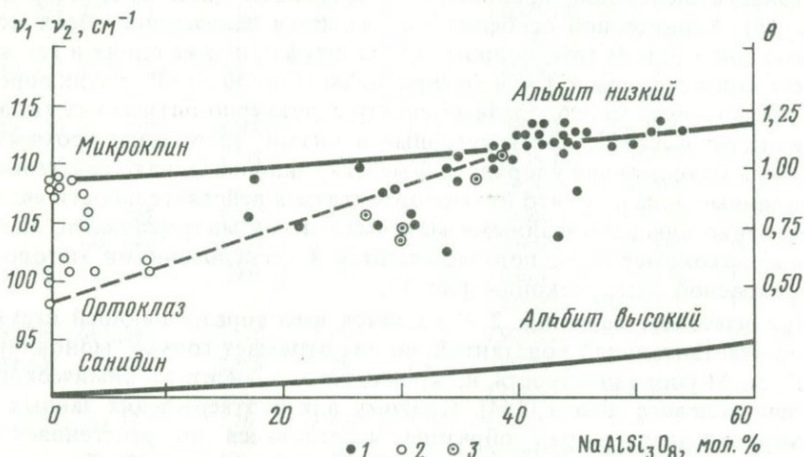


Рис. 17. Корреляция химического состава и структурного состояния щелочных полевых шпатов хибинского комплекса с данными ИК-спектроскопии

1 — калиево-натриевые полевые шпаты нефелиновых сиенитов (пертиты); 2 — гомогенные калиевые полевые шпаты пойкилитовых нефелиновых сиенитов; 3 — реликтовые калиево-натриевые полевые шпаты из эндоконтактов пойкилитовых нефелиновых сиенитов (преобразованные пертиты)

$T_{10}$  различается на 0,16 (0,31 ÷ 0,47), хотя средние его значения в породах перечисленных типов — всего на 0,03 (0,39 ÷ 0,42), фактически в пределах точности измерений. Однако несомненно, что в люавритах и, по-видимому, в приконтактовых лявчорритах ортоклазы более неупорядоченны.

На кривой распределения  $2V$  наблюдаются три пика, наиболее четкий из которых с максимумом при  $60^\circ$  показывает, что 56% всех измерений приходится на значения в интервале  $55-65^\circ$ ; такие ортоклазы преобладают во всех разностях пород, а в пироксеновых фойяитах центрального ядра массива их доля составляет 79%. Второй

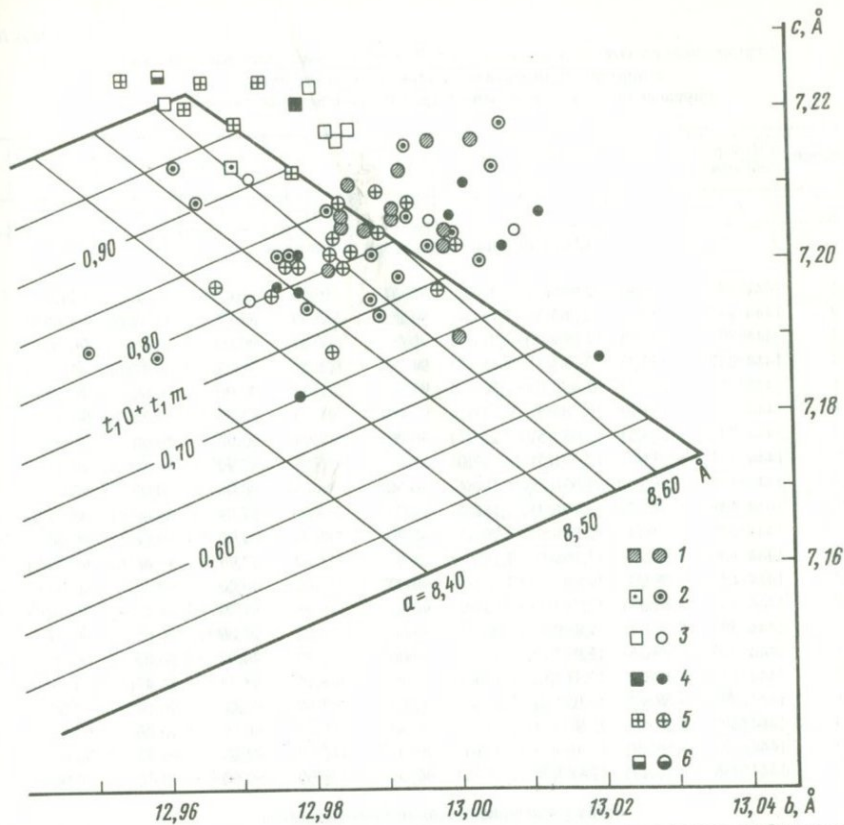


Рис. 18. Положение щелочных полевых шпатов из разных типов пород хибинского комплекса относительно графика "bc" Д.Б. Стюарта и Т.Л. Райта

К-фаза полевых шпатов: 1 — хибинитов, 2 — неравнозернистых эгириновых нефелиновых сиенитов (лявчорритов), 3 — фойяитов, 4 — луювритов, 5 — пойкилитовых нефелиновых сиенитов (рисчорритов, ювитов), 6 — мельтейгит-уртитов

пик в интервале 68—73° (в среднем 19% измерений) соответствует промежуточным ортоклазам и микроклинам, распространенным в альбитизированных нефелиновых сиенитах, где их доля возрастает до 32—36%. Характерно, что в таких разностях пород совершенно отсутствуют максимально упорядоченные микроклины, которым соответствует третий пик на кривой  $2V$  в интервале 78—80° (в среднем 5% измерений). Максимальные микроклины характерны для грубозернистых и среднезернистых трахитоидных хибинитов и неальбитизированных разностей льявчорритов.

Прослеживается также корреляция между структурным состоянием и химическим составом К-фазы ортоклаз-пертитов. Хотя данные, рассчитанные исходя из объема ячейки ( $Or_V$  [137, 142]) и исходя из величины параметра  $a$  с поправкой на  $b$  и  $c$  ( $N_{Or}$  [124]), различаются на 2—4 мол.%  $KAlSi_3O_8$  (см. табл. 16), оба метода указывают на более высокое содержание изоморфной примеси Na в К-фазе ортоклаз-пертитов луювритов и приконтактных льявчорритов. Среднестатистические значения

Структурное состояние и состав (в мол. % *Or*) щелочных полевых шпатов  
в породах и пегматитах хибинского комплекса,  
определенные на основе параметров их элементарных ячеек

№ п/п	Номер образца	$a, \text{Å}$	$b, \text{Å}$	$c, \text{Å}$	$\alpha, ^\circ$	$\beta, ^\circ$	$\gamma, ^\circ$	$\alpha^*, ^\circ$	$\gamma^*, ^\circ$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Щелочные полевые шпаты хибинитов									
1	1444/847	8,580(4)	12,988(3)	7,204(2)	90,00	116,03	90,00	90,00	90,00
2	1444/847	8,135(1)	12,783(5)	7,159(4)	94,25	116,59	87,84	86,39(6)	90,49(5)
3	1444/827	8,565(7)	12,993(15)	7,212(2)	90,00	116,02	90,00	90,00	90,00
4	1444/827	8,133(1)	12,783(5)	7,156(1)	94,24	116,58	87,92	86,37(6)	90,42(4)
5	1444/781	8,571(7)	12,985(8)	7,206(1)	90,00	116,10	90,00	90,00	90,00
6	1444/781	8,133(0)	12,785(5)	7,155(0)	94,28	116,63	87,90	86,34(6)	90,41(5)
7	1444/732	8,586(5)	12,985(5)	7,205(1)	90,00	115,99	90,00	90,00	90,00
8	1444/732	8,133(3)	12,791(5)	7,157(0)	94,23	116,67	87,90	86,39(6)	90,43(5)
9	1444/649	8,580(30)	13,001(25)	7,190(6)	90,00	116,04	90,00	90,00	90,00
10	1444/649	8,141(2)	12,796(4)	7,156(0)	94,23	116,60	87,89	86,40(4)	90,45(4)
11	1444/638	8,576(4)	12,999(6)	7,202(1)	90,00	115,99	90,00	90,00	90,00
12	1444/638	8,136(4)	12,798(11)	7,160(0)	94,21	116,60	87,91	86,4(10)	90,43(7)
13	1444/613	8,584(3)	12,992(7)	7,206(1)	90,00	116,00	90,00	90,00	90,00
14	1444/613	8,132(3)	12,787(5)	7,158(0)	94,21	116,58	87,89	86,42(8)	90,46(5)
15	1444/590	8,563(1)	12,999(4)	7,204(1)	90,00	116,01	90,00	90,00	90,00
16	1444/513	8,591(6)	12,992(8)	7,207(3)	90,00	116,82	90,00	90,00	90,00
17	1444/513	8,120(6)	12,783(8)	7,160(4)	94,27	116,65	87,74	86,42(16)	90,59(10)
18	1444/495	8,586(2)	13,003(4)	7,216(1)	90,00	115,99	90,00	90,00	90,00
19	1444/487	8,591(2)	12,997(4)	7,216(1)	90,00	116,02	90,00	90,00	90,00
20	1444/476	8,568(2)	12,986(5)	7,210(1)	90,00	116,02	90,00	90,00	90,00
21	1444/436	8,556(3)	12,983(7)	7,199(2)	90,00	116,00	90,00	90,00	90,00
Щелочные полевые шпаты лавочорритов									
22	181-а/80	8,554(4)	12,989(8)	7,195(2)	90,00	115,98	90,00	90,00	90,00
23	145/80	8,555(4)	12,994(8)	7,206(3)	90,00	115,99	90,00	90,00	90,00
24	145/80	8,143(10)	12,813(19)	7,168(8)	94,44	116,64	87,70	86,19(6)	90,35(6)
25	144/80	8,549(4)	12,965(7)	7,208(2)	90,00	115,95	90,00	90,00	90,00
26	144/80	8,143(7)	12,793(13)	7,163(5)	94,23	166,58	87,71	86,41(6)	90,45(5)
27	140/80	8,553(6)	12,994(12)	7,215(4)	90,00	116,02	90,00	90,00	90,00
28	140/80	8,148(9)	12,809(19)	7,167(7)	94,18	116,61	87,67	86,49(5)	90,52(3)
29	139/80	8,558(5)	12,990(12)	7,193(4)	90,00	115,97	90,00	90,00	90,00
30	139/80	8,123(5)	12,821(10)	7,170(3)	94,26	116,74	87,52	86,48(1)	90,64(1)
31	104/78	8,522(6)	12,950(10)	7,188(3)	90,00	115,92	90,00	90,00	90,00
32	104/78	8,119(11)	12,764(24)	7,212(9)	93,72	116,60	87,80	86,94(5)	90,60(3)
33	109-1/78	8,551(3)	12,980(6)	7,194(2)	90,00	116,01	90,00	90,00	90,00
34	980/580	8,583(3)	13,007(6)	7,218(2)	90,00	116,10	90,00	90,00	90,00
35	980/580	8,139(8)	12,775(16)	7,170(6)	94,14	116,79	87,93	86,41(2)	90,23(2)
36	980/697	8,573(4)	13,006(8)	7,212(3)	90,00	116,03	90,00	90,00	90,00
37	980/697	8,163(15)	12,785(30)	7,174(11)	94,30	116,74	87,71	86,34(5)	90,40(5)
38	980/894	8,569(2)	12,997(4)	7,202(1)	90,00	116,09	90,00	90,00	90,00
39	980/894	8,124(4)	12,790(8)	7,160(3)	94,17	116,62	87,75	86,46(1)	90,43(1)
40	980/1015	8,550(4)	13,004(9)	7,200(3)	90,00	115,90	90,00	90,00	90,00
41	980/1015	8,135(7)	12,782(12)	7,169(5)	94,47	116,75	87,55	86,22(2)	90,49(2)
42	980/1030	8,576(3)	12,962(8)	7,213(3)	90,00	116,02	90,00	90,00	90,00
43	980/1030	8,569(6)	12,970(15)	7,213(5)	90,44	115,83	88,09	90,44(4)	91,91(5)
44	980/1070	8,562(3)	12,978(7)	7,201(2)	90,00	116,01	90,00	90,00	90,00

N/N'	Объем ячейки	$t_0$ [123]	$t_m$	$t_0 = t_m$	Or, [137, 142]	$N_s$ [124]	$\frac{2\theta}{\text{св.кв.}} 2\theta_1$	Or[144]	Фазовый состав
11	12	13	14	15	16	17	18		20

Щелочные полевые шпаты хибинитов

14	721,3(0,8)	0,412(10)	0,412	0,088	95,3(2,5)	92,2	21,00	93,9	
24	661,8(0,9)	1,000(39)	0,000	0,000	-4,7(1,1)	-1,3	22,03	0,8	Orт+Аб
15/14	721,2(2,6)	0,433(27)	0,433	0,067	94,9(8,1)	89,2	21,03	91,0	
27/26	661,5(0,6)	0,976(26)	0,008	0,008	-5,0(0,8)	-1,7	22,06	-1,8	Orт+Аб
15/13	720,2(1,6)	0,422(13)	0,422	0,078	92,0(4,6)	90,4	21,02	92,0	
25/23	661,2(0,6)	0,972(25)	0,009	0,009	-5,4(0,7)	-1,7	22,04	-0,1	Orт+Аб
15/12	722,0(1,2)	0,419(11)	0,419	0,081	97,3(3,4)	93,5	21,01	92,9	
22	661,4(0,8)	0,97(25)	0,010	0,010	-5,1(1,0)	-1,7	22,07	-2,7	Orт+Аб
14/14	720,7(5,3)	0,348(50)	0,348	0,152	93,4(17,0)	92,0	20,99	94,9	
28/21	662,7(0,6)	0,987(23)	0,004	0,004	-3,6(1,0)	0,0	22,03	0,8	Orт+Аб
20/16	721,7(1,1)	0,392(11)	0,392	0,108	92,4(3,4)	91,3	20,99	94,9	
21/16	662,8(1,3)	0,971(45)	0,010	0,010	-3,5(2,6)	-1,1	22,09	-4,4	Orт+Аб
21/19	722,3(1,1)	0,414(12)	0,414	0,086	98,1(3,4)	93,1	20,98	95,7	
22/20	661,8(0,9)	0,982(27)	0,006	0,006	-4,6(1,0)	-1,9	22,02	1,6	Orт+Аб
28/22	720,7(0,7)	0,399(8)	0,399	0,101	93,5(2,1)	88,6	21,01	92,9	Orт
27/22	722,4(1,4)	0,417(20)	0,417	0,083	98,6(4,3)	94,6	21,01	92,9	
21/17	660,1(1,9)	1,024(65)	-0,008	-0,008	-6,6(2,2)	-4,4	22,06	-1,8	Orт+Аб
25/24	724,2(0,6)	0,435(8)	0,435	0,065	104,1(2,1)	93,6	20,97	96,8	Orт
20	724,0(0,6)	0,441(8)	0,441	0,059	103,6(2,1)	94,7	20,96	97,8	Orт
29	720,9(0,6)	0,435(10)	0,435	0,065	94,2(2,1)	89,8	21,01	92,9	Orт
20/19	718,8(1,0)	0,401(16)	0,401	0,099	88,3(2,7)	87,1	21,08	86,2	Orт

Щелочные полевые шпаты лавочорритов

21/16	718,6	0,380(17)	0,380	0,120	87,8	86,6	21,08	86,2	Orт
20/16	720,0	0,411(20)	0,411	0,089	91,5	87,0	21,03	91,0	
19/15	666,5	0,984(80)	0,006	0,005	1,0	0,3	22,00	3,4	Orт+Аб
19/15	718,4	0,452(15)	0,452	0,048	87,3	85,9	21,04	90,0	
19/15	665,5	0,989(52)	0,004	0,004	-0,2	0,4	22,03	0,8	Orт+Аб+Мк
22/17	720,6	0,442(28)	0,442	0,058	93,2	86,7	21,03	91,0	Orт+Аб
21/16	667,0	0,994(60)	0,002	0,002	1,6	1,4	21,99	4,3	
15/12	718,9	0,372(28)	0,372	0,128	88,6	87,4	21,06	88,1	
14/11	665,0	1,021(26)	-0,007	-0,007	-0,8	-3,9	22,06	-1,8	Orт+Аб
23/18	713,5	0,404(22)	0,404	0,096	75,4	80,0	21,18	76,6	
13/10	666,8	1,138(76)	-0,046	-0,046	1,4	-4,0	22,13	-7,9	Orт+Аб
24/19	717,6	0,388(14)	0,388	0,112	85,3	86,0	21,12	82,3	Orт
21/16	723,7	0,436(14)	0,436	0,064	102,4	93,0	20,98	95,7	
16/12	663,7	0,974(49)	0,009	0,009	-2,4	-0,3	22,02	1,6	Orт+Аб
23/18	722,6	0,417(20)	0,417	0,083	98,9	90,8	21,00	93,9	
15/12	666,7	1,025(88)	-0,008	-0,008	1,3	4,8	22,00	3,4	Orт+Аб
21/16	720,4	0,394(8)	0,394	0,106	92,6	89,9	21,04	90,0	
19/15	663,3	0,973(24)	0,009	0,009	-2,9	-3,6	22,08	-3,6	Orт+Аб
22/17	720,2	0,378(22)	0,378	0,122	92,1	85,8	21,06	88,1	
18/14	663,6	1,047(39)	-0,016	-0,016	-2,5	-1,2	22,07	-2,7	Orт+Аб
17/13	720,5	0,472(20)	0,472	0,028	92,9	91,7	21,04	90,0	
14/11	721,1	0,865(53)	0,061	0,037	94,7	90,1	21,04	91,6	Orт+Мк
24/19	719,1	0,414(15)	0,414	0,086	94,6	88,5	21,06	88,1	Orт+Аб

Таблица 16 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<b>Щелочные полевые шпаты лавчорритов</b>									
45	980/1070	8,134(6)	12,785(10)	7,165(4)	94,17	116,51	87,68	86,50(3)	90,52(1)
46	980/1157	8,563(5)	13,000(9)	7,204(3)	90,00	116,01	90,00	90,00	90,00
47	980/1231	8,569(4)	12,983(8)	7,207(3)	90,00	115,92	90,00	90,00	90,00
48	980/1240	8,551(3)	12,989(7)	7,201(2)	90,00	116,00	90,00	90,00	90,00
49	980/1286	8,575(5)	12,976(8)	7,201(2)	90,00	116,01	90,00	90,00	90,00
50	980/1286	8,153(8)	12,752(17)	7,155(7)	94,17	116,28	88,02	86,33(2)	90,15(2)
51	980/1311	8,574(4)	12,957(12)	7,188(2)	90,00	115,87	90,00	90,00	90,00
52	980/1425	8,570(2)	12,993(6)	7,198(1)	90,00	116,04	90,00	90,00	90,00
<b>Щелочные полевые шпаты фойяитов</b>									
53	42/74	8,548(5)	12,972(8)	7,195(0)	90,00	116,08	90,00	90,00	90,00
54	42/74	8,577(27)	12,984(28)	7,216(6)	90,35	115,82	87,76	90,56(35)	92,23(46)
55	42/74	8,139(0)	12,786(16)	7,153(0)	94,27	116,68	87,97	86,32(10)	90,35(8)
56	22/71	8,572(3)	12,997(6)	7,205(2)	90,00	116,01	90,00	90,00	90,00
57	22/71	8,571(13)	12,961(24)	7,221(7)	90,60	115,80	87,45	90,42(18)	92,46(23)
58	22/71	8,141(1)	12,790(4)	7,155(2)	94,18	116,65	87,93	86,44(8)	90,43(6)
59	12/71	8,587(1)	12,983(8)	7,217(1)	90,40	115,94	87,77	90,51(11)	92,21(8)
60	12/71	8,133(1)	12,777(4)	7,148(1)	94,20	116,62	87,88	86,43(5)	90,47(4)
61	13/71	8,572(7)	12,972(8)	7,211(6)	90,00	115,99	90,00	90,00	90,00
62	13/71	8,578(11)	12,986(8)	7,217(2)	90,46	116,04	87,86	90,40(7)	92,08(11)
<b>Щелочные полевые шпаты лувритов</b>									
63	132/80	8,561(5)	13,007(10)	7,202(4)	90,00	115,95	90,00	90,00	90,00
64	123/80	8,554(3)	13,000(6)	7,206(2)	90,00	115,96	90,00	90,00	90,00
65	120/80	8,591(10)	13,020(22)	7,187(6)	90,00	116,00	90,00	90,00	90,00
66	101/78	8,562	13,012	7,206	90,00	115,91	90,00	90,00	90,00
67	102/78	8,555(4)	13,002(8)	7,210(3)	90,00	115,96	90,00	90,00	90,00
68	102/78	8,153(3)	12,780(5)	7,146(2)	93,86	116,69	87,79	86,78(1)	90,53(1)
69	103/78	8,550(4)	12,979(8)	7,201(3)	90,00	116,08	90,00	90,00	90,00
70	105/78	8,528(7)	12,979(12)	7,182(4)	90,00	116,05	90,00	90,00	90,00
71	108/78	8,562(8)	12,976(17)	7,197(7)	90,00	116,20	90,00	90,00	90,00
72	109-2/78	8,531(3)	12,979(7)	7,196(2)	90,00	116,03	90,00	90,00	90,00
73	1/86	8,585(5)	12,979(8)	7,221(1)	90,46	115,97	87,86	90,40(8)	92,07(7)
<b>Щелочные полевые шпаты пойкилитовых нефелиновых сиенитов</b>									
74	39/71	8,507(35)	12,998(17)	7,202(7)	90,00	115,98	90,00	90,00	90,00
75	39/71	8,580(2)	12,974(3)	7,224(0)	90,41	116,00	87,91	90,44(1)	92,05(2)
76*	39/71	8,578(1)	12,970(1)	7,219(1)	90,58	115,90	87,81	90,41(1)	92,15(1)
77*	1642	8,581(1)	12,983(1)	7,203(1)	90,00	116,06	90,00	90,00	90,00
78*	1642	8,593(2)	12,978(4)	7,212(1)	90,53	115,92	88,39	90,19(2)	91,53(4)
79*	30/71	8,597(1)	13,000(1)	7,203(1)	90,00	115,99	90,00	90,00	90,00
80*	1610	8,567(1)	12,983(1)	7,201(1)	90,00	116,03	90,00	90,00	90,00
81*	1610	8,140(1)	12,787(1)	7,161(1)	94,15	116,65	87,73	86,49(1)	90,46(1)
82*	1413	8,603(1)	12,989(1)	7,209(1)	90,00	116,02	90,00	90,00	90,00
83*	1413	8,606(1)	12,984(1)	7,206(1)	90,00	116,04	90,00	90,00	90,00
84*	1599	8,569(1)	12,984(1)	7,200(1)	90,00	116,04	90,00	90,00	90,00
85*	1599	8,140(1)	12,785(2)	7,159(1)	94,23	116,58	87,73	86,41(1)	90,42(2)
86*	1599	8,562(1)	12,985(1)	7,202(1)	90,00	115,99	90,00	90,00	90,00
87*	1599	8,135(4)	12,790(5)	7,157(2)	94,21	116,63	87,72	86,44(5)	90,45(5)

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
--	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----

**Щелочные полевые шпаты лявокорритов**

10/8	664,9	1,011(32)	-0,003	-0,003	-1,0	-1,4	22,07	-2,7		
16/14	720,8	0,397(21)	0,397	0,103	93,8	88,6	21,03	91,0	<i>Орт</i>	
20/16	721,1	0,428(20)	0,428	0,072	94,6	90,0	21,02	92,0	<i>Орт+Аб</i>	
21/16	718,8	0,400(15)	0,400	0,100	88,3	86,1	21,05	89,1	<i>Орт+Аб</i>	
—	720,1	0,416(17)	0,416	0,084	91,9	91,2	21,04	90,0	<i>Орт+Аб</i>	
—	665,3	0,943(52)	0,019	0,019	-0,5	2,6	22,03	0,8	<i>+Мк</i>	
—	718,5	0,395(22)	0,395	0,105	87,6	90,9	21,03	91,0	<i>Орт+Аб</i>	
									<i>+Мк</i>	
—	720,3	0,385(11)	0,385	0,115	92,4	90,0	21,03	91,0	<i>Орт+Аб</i>	
									<i>+Мк</i>	

**Щелочные полевые шпаты фойяитов**

14/11	716,6(1,5)	0,401(10)	0,401	0,099	82,7(38)	85,5	21,00	93,9	<i>Орт+Мк</i>	
									<i>+Аб</i>	
13/10	722,5(5,7)	0,930(120)	0,000	0,043	98,8(20,7)	91,8	21,00	95,5		
17/16	661,3(1,1)	0,953(50)	0,016	0,016	-5,2(1,3)	-0,5	22,06	-1,8		
16/10	721,3(0,9)	0,404(14)	0,404	0,096	95,2(2,7)	90,5	21,02	92,0	<i>Орт+Мк+Аб</i>	
13/12	721,0(4,0)	1,053(90)	0,000	-0,026	94,3(12,6)	90,8	21,02	93,6		
17/17	662,1(0,7)	0,961(36)	0,013	0,013	-4,3(0,8)	-0,1	22,05	-1,0		
17/12	722,8(0,9)	0,935(45)	0,021	0,022	99,7(2,8)	93,9	21,02	93,6	<i>Мк+Аб</i>	
26/24	660,3(0,5)	0,964(24)	0,012	0,012	-6,4(0,6)	-1,8	22,07	-2,7		
13/7	720,7(2,0)	0,454(30)	0,454	0,046	93,5(5,9)	90,7	21,00	93,9	<i>Орт+Мк</i>	
16/13	721,5(1,8)	0,910(52)	0,006	0,042	95,8(5,5)	92,0	21,00	95,5		

**Щелочные полевые шпаты лувритов**

23/18	721,1	0,381(26)	0,381	0,119	94,6	88,1	21,06	88,1		
24/19	720,5	0,404(15)	0,404	0,096	92,9	86,7	21,10	84,3		
24/19	722,6	0,313(48)	0,313	0,187	99,1	94,2	20,98	95,9		
24/19	722,1	0,389	0,389	0,111	97,6	88,4	21,06	88,1		
27/21	721,0	0,415(20)	0,415	0,085	94,4	87,0	21,07	87,2	<i>Орт+Аб</i>	
11/8	663,7	0,932(16)	0,023	0,023	-2,4	2,4	22,06	-1,8		
24/19	717,7	0,412(20)	0,412	0,088	85,5	85,9	21,10	84,3	<i>Орт</i>	
20/16	714,2	0,349(28)	0,349	0,151	77,0	81,0	21,19	75,7	<i>Орт</i>	
22/17	717,5	0,403(45)	0,403	0,097	84,9	88,4	21,06	88,1	<i>Орт</i>	
24/19	716,0	0,396(16)	0,396	0,104	81,2	81,8	21,13	81,4	<i>Орт</i>	
23/20	722,6(1,5)	0,929(40)	0,030	0,021	99,1	93,6	21,00	95,5	<i>Мк</i>	

**Щелочные полевые шпаты пойкилитовых нефелиновых сиенитов**

9/8	717,0(58)	0,393(45)	0,393	0,107	83,7(16,0)	76,8	21,16	78,5	<i>(Орт)+Мк</i>	
19/11	722,1(0,5)	0,934(10)	0,057	0,005	97,4(1,5)	92,6	21,01	94,5		
36	721,9(0,1)	0,953(8)	0,013	0,017	97,0(0,3)	92,1	—	—	<i>Мк</i>	
26	720,9(0,1)	0,415(5)	0,415	0,086	94,0(0,3)	92,5	—	—	<i>Орт+Мк</i>	
19	723,0(0,3)	0,785(21)	0,116	0,050	100,3(0,3)	95,2	—	—		
58	723,5(0,1)	0,394(5)	0,394	0,107	101,9(0,3)	95,8	—	—	<i>Орт</i>	
38	719,6(0,1)	0,408(5)	0,408	0,093	90,4(0,3)	89,5	—	—	<i>Орт+Аб</i>	
33	664,4(0,1)	0,984(8)	0,005	0,005	-1,6(0,1)	-0,2	—	—		
57	723,9(0,1)	0,428(5)	0,428	0,073	103,2(0,3)	97,2	—	—	<i>Орт</i>	
50	723,5(0,1)	0,424(5)	0,424	0,077	101,9(0,3)	97,8	—	—	<i>Орт</i>	
50	719,8(0,1)	0,403(5)	0,403	0,097	91,0(0,3)	89,9	—	—	<i>Орт+Аб</i>	
19	664,5(0,1)	0,976(12)	0,008	0,008	-1,4(0,1)	-0,25	—	—		
26	719,7(0,1)	0,409(5)	0,409	0,092	90,7(0,3)	88,4	—	—	<i>Орт+Аб</i>	
11	663,9(0,4)	0,972(31)	0,009	0,009	-2,2(0,5)	-1,35	—	—		

Таблица 16 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<b>Щелочные полевые шпаты пойкилитовых нефелиновых сиенитов</b>									
88*	848	8,605(1)	12,994(1)	7,207(1)	90,00	116,01	90,00	90,00	90,00
89*	3/4-ЮК	8,588(1)	12,965(1)	7,224(1)	90,61	115,94	87,85	90,37(1)	92,10(1)
90*	3/4-ЮК	8,591(1)	12,960(1)	7,221(1)	90,65	115,93	87,79	90,35(1)	92,14(1)
91*	117/76	8,581(1)	12,995(1)	7,225(1)	90,59	115,94	87,92	90,35(1)	92,02(1)
92	980/1413	8,594(2)	12,977(4)	7,200(1)	90,00	115,99	90,00	90,00	90,00
93	980/1419	8,537(3)	12,983(6)	7,188(2)	90,00	116,04	90,00	90,00	90,00
94	980/1440	8,573(3)	12,976(6)	7,197(2)	90,00	115,95	90,00	90,00	90,00
95	980/1465	8,546(3)	12,967(6)	7,197(2)	90,00	116,03	90,00	90,00	90,00
96	980/1368	8,595(3)	12,978(7)	7,200(2)	90,00	116,03	90,00	90,00	90,00
97*	1788	8,573(1)	12,988(1)	7,205(1)	90,00	116,03	90,00	90,00	90,00
<b>Щелочные полевые шпаты в пегматитах разных пород</b>									
98*	733	8,570(1)	12,965(1)	7,225(1)	90,65	115,96	87,74	90,37(1)	92,20(1)
99*	733	8,143(1)	12,786(1)	7,162(1)	94,24	116,63	87,68	86,42(1)	90,47(1)
100*	1470	8,599(1)	12,986(1)	7,207(1)	90,00	116,07	90,00	90,00	90,00
101*	121/76	8,588(1)	12,972(1)	7,216(1)	90,56	115,95	87,86	90,42(1)	92,11(1)
102*	121/76	8,596(1)	12,970(1)	7,223(1)	90,59	115,99	87,82	90,41(1)	92,14(1)
103*	13/ЮК	8,588(1)	12,966(1)	7,222(1)	90,63	115,97	87,76	90,39(1)	92,19(1)
104*	1760	8,581(1)	12,984(1)	7,207(1)	90,00	116,02	90,00	90,00	90,00
105*	1760	8,586(1)	12,964(1)	7,220(1)	90,64	115,97	87,70	90,41(1)	92,25(1)
106*	1260/М	8,565(1)	12,989(1)	7,206(1)	90,00	116,04	90,00	90,00	90,00
107*	1260/М	8,147(1)	12,780(1)	7,162(1)	94,19	116,70	87,69	86,47(1)	90,48(1)
108*	1351/М	8,591(1)	12,963(1)	7,221(1)	90,61	115,93	87,76	90,41(1)	92,19(1)

\* Измерения проф. Р.Ф. Мартина, выполненные в университете Мак-Гилл, Монреаль, Канада (наша коллекция), послужившие материалом для совместного доклада на XXVII МГК [15].

**Примечание.** Полевые шпаты. Хибинитов: 1—21 — разрез по скв. 1444 (знаменатель — глущина взятия образца). Лявочорритов: 22—30 — разрез по направлению к контакту с лувяритами, гора Кукисвумчорр (долина Кукисвум); 31,32 — на контакте с лувяритами, там же; 33 — включение в лувярите, там же; 34—52 — разрез по скв. 980, гора Партомчорр: 34—43 — нормальные разности, 44—50 — гибридные разности из области контакта с мельтейгит-уртитам, 51,52 — жилы лявочоррита в мельтейгит-уртитам. Фойяитов: 53—55 — пироксеновый фойяит, гора Партомчорр; 56—58 — слюдяно-пироксеновый фойяит, гора Чиврнюн; 59,60 — слюдяной фойяит, гора Шоднюн; 61,62 — слюдяной фойяит, гора Чиврнюн. Лувяритов: 63—65 — разрез через лявочорриты — лувяриты, гора Кукисвумчорр (долина Кукисвум); 66 — жильная разность лувярита на контакте с рисчорритом, там же; 67—71 — на контакте с лявочорритом, там же; 72 — на контакте с лейкократовым обособлением в лувярите, там же; 73 — жильная разность среди рисчорритов, гора Поачвумчорр. Пойкилитовых нефелиновых сиенитов: 74—78 — слюдяной рисчоррит, ущелье Рисчорра; 79 — слюдяной рисчоррит, гора Кукисвумчорр; 80,81 — гнейсовидный рисчоррит, гора Ньюярпах; 82,83 — порфиновый крапленник и основная масса порфировидно-гнейсовидного рисчоррита, гора Эвслогчорр; 84—87 — пироксеновый рисчоррит, ущелье Лестивара, соответственно серая и розовая

$Or_V$  и  $N_{Or}$  (в скобках) в хибинитах — 93,5 (91,5), в лявочорритах в целом — 91,1 (88,2), нормальных их разностях — 92,7 (88,5), приконтактных — 89,3 (87,9), в фойяитах — 90,5 (88,9) и в лувяритах — 89,7 (86,8) соответственно.

2. Микроклин-пертиты присутствуют во всех типах нефелиновых сиенитов, но наиболее распространены в хибинитах, лявочорритах и трахитоидных фойяитах, в большинстве пегматитов и гидротермальных жил. Содержание Al в  $T_{10}$  в среднем 0,94 (0,87 ÷ 1,00) для микроклинов из пород и 0,97 (0,93 ÷ 1,00) — из пегматитов, что свидетельствует о высокой степени "триклинной" Si/Al-упорядоченности. Соответственно среднестатистические значения  $Or_V$  и  $N_{Or}$  (в скобках) 97,1 (92,0) и

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
--	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----

Щелочные полевые шпаты пойкилитовых нефелиновых сиенитов

54	724,2(0,1)	0,415(5)	0,415	0,086	104,2(0,3)	97,5	—	—	—	Orт
44	722,9(0,1)	0,967(8)	0,044	-0,006	100,0(0,3)	94,3	—	—	—	Мк
45	722,5(0,1)	0,975(8)	0,027	-0,001	98,8(0,3)	94,9	—	—	—	Мк
27	721,7(0,1)	0,962(8)	0,078	-0,020	96,4(0,3)	92,9	—	—	—	Мк
—	721,8	0,412(8)	0,412	0,088	96,6	95,2	20,98	95,7	—	Orт
—	715,8	0,364(14)	0,364	0,136	80,8	83,0	21,12	82,3	—	Orт+ (Аб)
—	719,9	0,403(14)	0,403	0,097	91,2	90,7	21,04	90,0	—	Orт
—	716,7	0,413(14)	0,413	0,087	82,9	85,1	21,08	86,2	—	Orт+ (Аб)
—	721,7	0,410(16)	0,410	0,090	96,4	95,4	21,00	93,9	—	Orт+(Мк)
42	720,8(0,1)	0,415(5)	0,415	0,085	93,8(0,3)	90,8	—	—	—	Orт

Щелочные полевые шпаты в пегматитах разных пород

43	721,2(0,1)	0,997(8)	0,021	-0,009	94,9(0,3)	90,5	—	—	—	Мк+Аб
37	664,7(0,1)	0,998(8)	0,001	0,001	-1,2(0,1)	0,42	—	—	—	—
44	722,9(0,1)	0,424(5)	0,424	0,076	100,0(0,3)	96,3	—	—	—	Orт
49	722,3(0,1)	0,929(8)	0,013	0,029	98,2(0,3)	94,2	—	—	—	Мк
51	723,2(0,1)	0,964(8)	0,029	0,004	100,9(0,3)	96,0	—	—	—	Мк
57	722,4(0,1)	0,980(8)	0,015	0,003	98,5(0,3)	94,3	—	—	—	Мк
51	721,6(0,1)	0,427(5)	0,427	0,074	96,1(0,3)	92,5	—	—	—	—
64	721,9(0,1)	0,990(8)	-0,003	0,007	97,0(0,3)	93,9	—	—	—	Orт+Мк
40	720,3(0,1)	0,417(5)	0,417	0,083	92,4(0,3)	89,1	—	—	—	—
18	664,4(0,1)	1,001(8)	0,000	0,000	-1,6(0,1)	1,3	—	—	—	Orт+Аб
72	722,6(0,1)	0,978(8)	0,017	0,003	99,1(0,3)	94,9	—	—	—	Мк

разности полевого шпата; 88 — пироксеновый рихсдоррит, Апатитовый цирк Расвумчорра; 89,90 — массивный ювит, месторождение Юкспор; белая и коричневая разности полевого шпата; 91 — массивный ювит, там же; 92—96 разрез по скв. 980 (знаменатель—глубина взятия образца), 92, 94, 96 — массивные ювиты, 93,95 — трахитоидные ("метасоматиты"); 97 — трахитоидный ювит, гора Поачвумчорр (обр. 83, 88, 90, 93 и 96 — дактилоскопические срращения полевого шпата с кальцитом). Пегматитов: 98,99 — в хибинитах, гора Петрелиуса; 100 — в массивном уртите, штольня "Материальная", месторождение Юкспор; 101; 102 — в массивном уртите, там же, зеленая и коричневая разности полевого шпата; 103 — в массивном уртите, там же; 104,105 — в полевошпатовом уртите, гора Кузьпюр; 106,107 — в трахитоидном ийолите, гора Расвумчорр; 108 — в мельтейгите, месторождение Кукисвумчорр, фарфоровидный поздний микроклин. В скобках — максимальная погрешность (2,5—1,5 δ);  $N/N^1$  — число измеренных и учтенных в расчете рефлексов;  $Or_v$  — содержание калишпатового минала, исходя из объема ячейки [142];  $N_{or}$  — то же, исходя из параметров ячейки, по способу Р.Ф. Мартина [124];  $Or$  — то же, исходя из 2θ  $CaK_2Al_2Si_2O_{10}$ , по способу Т.Л. Райта и Д.Б. Стюарта [137]. Серии n/78, n/80, 980/n — в камере "Гинье" по программе ЯЧ-2 и ЯЧ-2М (ГЕОХИ) на ЭВМ МИР-2, остальные образцы — в камере "Эраф-Нонус" ГР-552 по программе (ИГЕМ) на ЭВМ ЕС-35, аналитик В.П. Иванов (Рентгеноструктурная лаборатория ИГЕМ). Orт — ортоклаз, Мк — микроклин, Аб — альбит.

98,1 (94,0) мол. %  $KAlSi_3O_8$ , что говорит о стерильности К-фазы в отношении изоморфных примесей. Как правило, это микропертиты, или грубопертитовые образования, соответствующие высокой степени собирательной перекристаллизации продуктов фазового распада, нередко с признаками выноса Na-компонента в трещины и переотложением в виде "шахматного" альбита (Табл. IV), или существенно калиевые полевые шпаты, кристаллизовавшиеся в субсолидусных условиях. В пегматитах микроклины формируются на поздних стадиях; так, в ранних арфведсонит—полевошпатовых образованиях ортоклазы с  $\Delta_p = 0,2 \div 0,4$  составляют около 50%, а микроклины с  $\Delta_p = 0,7 \div 0,9$  — 44%, в то время как в поздних эгирин-полевошпатовых образованиях — 38

и 56% соответственно, причем 24% микроклинов имеют еще большую  $\Delta_p 0,9 \div 1,0$ . Все это позволяет рассматривать образование микроклинов в нефелиновых сиенитах как результат постмагматических, аутометасоматических или наложенных процессов. В этих случаях характерна парагенетическая ассоциация микроклина с поздним лучистым эгирином или эгиринизированным ранним пироксеном и амфиболом.

3. Полевые шпаты пойкилитовых нефелиновых сиенитов (рисчорритов) отличаются существенно калиевым составом (пертиты отсутствуют), гигантозернистостью и специфической пойкилитовой (или пойкилобластической) структурой с включениями резорбированного или идиоморфного нефелина. Подобные калишпаты характерны также для малиньитов, ювитов и полевошпатовых грубозернистых уртитов, в которых пойкилитовые его кристаллы постепенно переходят в скелетные выделения между зернами нефелина. Иногда пойкилитовые и скелетные калишпаты встречаются и в трахитоидных мельтейгит-уртитях. Эти образования наблюдаются исключительно в пределах Центральной дуги массива. Отличаются эти калишпаты и по оптическим свойствам:  $2V = 33-83^\circ$  [10], причем на долю значений  $33-50^\circ$  (отсутствующих в K-Na полевых шпатах) приходится 23% измерений, что указывает на низкую степень их Si/Al-упорядоченности. Однако, так же как и в обычных нефелиновых сиенитах, максимум приходится на значения  $54-65^\circ$  (53% измерений), хотя эти данные могут быть завышены, так как упор делался на изучение калишпатов из области контакта рисчорритов с нефелиновыми сиенитами. Содержание Al в  $T_1O = 0,36 \div 0,43$ , в среднем 0,41 соответствует этим значениям  $2V$  и не отличается от данных для K-фазы пертитов; то же самое наблюдается и в отношении примеси натрия: среднестатистические значения  $Or_V = 93,5$ ,  $N_{Or} = 91,0$  мол. %  $KAlSi_3O_8$  (см. табл. 16), что соответствует наиболее стерильной K-фазе ортоклазов хибинитов. Третий максимум на кривой относится к микроклинам со значениями  $2V = 75-80^\circ$  (13,5% измерений), для которых содержание Al в  $T_1O = 0,78 \div 0,98$  (в среднем 0,93), а среднестатистические значения  $Or_V = 98,3$  и  $N_{Or} = 93,7$  мол. %  $KAlSi_3O_8$ .

Таким образом, в пойкилитовых нефелиновых сиенитах можно выделить три или даже четыре типа полевых шпатов, так как наиболее неупорядоченные калишпаты со значениями  $2V < 50^\circ$  также оказались неоднородными. Породообразующие полевые шпаты в основном являются высокими ортоклазами ( $2V = 45-50^\circ$ ) с содержанием Al в  $T_1O (=T_1m) = 0,39 \div 0,41$  (см. обр. 848/М) и постепенно переходят в промежуточные ортоклазы ( $2V = 54-65^\circ$ ) с содержанием Al в  $T_1O (=T_1m) = 0,42 \div 0,43$ . Это и есть пойкилитовые полевые шпаты; состав их максимально приближается к чистому калишпату. Напомним, что они отличаются также более низким содержанием Sr и Ca [10]. Калишпаты с  $2V = 33-44^\circ$ , соответствующие низким санидинам с содержанием Al в  $T_1O (=T_1m) = 0,36 \div 0,38$ , выделяются в виде пойкилитовых зерен в отдельных участках породы, прожилках, трещинках и пустотках выщелачивания, а в пегматитах и поздних жилах — в виде кристаллов водяно-прозрачного безцветного, зеленоватого или желтоватого адуляра; они широко распространены также и в мельтейгит-уртитях (см. обр. 1481/Д). Для адуляров характерно, наоборот, повышенное содержание

натрия и микропримесей (Ba, Sr, Fe<sup>3+</sup>), что говорит о более высокой температуре его образования, чем пойкилитового породообразующего ортоклаза. Микроклины рассматриваемых пород близки к максимально упорядоченным (см. обр. 1667). Условия их выделения аналогичны адуляру, но часто микроклин сосуществует с ортоклазом в пойкилитовых кристаллах или образует самостоятельные пойкилокристаллы. Как и все микроклины, это почти чистый калишпат, иногда с повышенным содержанием Rb.

Выяснение природы пойкилитовых нефелиновых сиенитов — одна из узловых проблем изучения пород хибинского щелочного комплекса. Исследование полевых шпатов может стать основополагающим для ее решения. При этом необходимо принять во внимание следующее. 1. Породы с пойкилитовым калишпатом не известны за пределами Центральной дуги массива. 2. Существенно калиевые полевые шпаты не типичны для агапитовых пород. 3. Полевые шпаты сходного состава и структуры присутствуют во всех породах Центральной дуги, существенно различающихся по химизму и текстуре. Для сравнения в ювитах и урритах Ловозера развиты существенно натриевые полевые шпаты, как и положено для более обогащенных натрием пород. 4. В одной и той же породе и даже в пределах одного и того же кристалла сосуществуют калишпаты с разным структурным состоянием. 5. Составы сосуществующих полевых шпата и нефелина указывают на относительно низкотемпературное их формирование — 500—600°С [7, 10] (температура кристаллизации минералов в нефелиновых сиенитах — 900—1000°С). 6. В рихсчорритах на контакте с нефелиновыми сиенитами сохранились реликтовые ортоклаз-криптопертиты и микроклин-микропертиты с признаками выноса и переотложения Na-фазы в иной ориентировке и Si/Al-разупорядочения [7, 10, 19, 71, 98]. 7. Рассматриваемые породы характеризуются наивысшим содержанием щелочных металлов в хибинском комплексе и обогащенностью K вплоть до его преобладания над Na. 8. Нет признаков существенного обогащения этих пород водой, не фиксируемой в составе включений [51, 71], проявляющегося только на заключительных стадиях процесса (цеолитизация).

Согласно нашим представлениям, пойкилитовые нефелиновые сиениты возникли в результате постмагматической перекристаллизации мельтейгит-уртитов дифференцированной толщи (ювиты) и контактирующих с ними нефелиновых сиенитов (рихсчорриты) в условиях интенсивного привноса щелочей, главным образом K (калиевый метасоматоз). Минералогическим выражением этого процесса является выделение пойкилобластового калишпата в ассоциации с обогащенным калием нефелином [10, 19, 71]. Поскольку замещаемый субстрат существенно различается по составу, различны и метасоматиты: по ийолитам и урритам возникают ювиты и полевощпатовые грубозернистые уртиты, по мельтейгитам — малиньиты. Во всех этих случаях необходим привнос в мельтейгит-уртитовую толщу K и Na, а также SiO<sub>2</sub>. Есть основания полагать, что все эти метасоматиты возникли на поздней стадии процесса. В раннюю, более высокотемпературную стадию за счет перекристаллизации мелкозернистых трахитоидных ийолитов и уртитов в условиях щелочного метасоматоза, но без привноса SiO<sub>2</sub>

сформировались грубозернистые массивные их аналоги. Они являются рудовмещающими, и, по-видимому, с их образованием непосредственно связано возникновение и апатит-нефелиновых залежей.

Ранее было естественным предположение, что перекристаллизация и метасоматоз обусловлены тектономагматической активностью в области Центральной дуги, внедрением интрузии мельтейгит-уртитов, разогревом окружающих пород и поступлением с глубины по разломам гидротермальных щелочных растворов [8, 71]. Однако отмеченная выше "сухость" системы и надкритические температуры являются препятствием для столь упрощенного рассмотрения процесса. Новые представления о древнем возрасте толщи трахитоидных мельтейгит-уртитов, образовании их в результате нефелинизации каледонских пироксенитов или вулканогенной их природе заставляют переосмыслить эти выводы.

Разрабатывая гипотезу вулканогенного происхождения исходного субстрата, можно допустить, что блок рифтогенных вулканитов меланефелинитового, нефелинитового и фонолитового состава просел в гигантскую кольцевую кальдеру и был интенсивно термально метаморфизован. Существенно нефелинитовый состав пород мог быть главной причиной своеобразия проявившихся здесь постмагматических изменений и объясняет экстремально высокую щелочность среды минералообразования. Широкое развитие порфиробласт нефелина, наблюдаемое в породах толщи, и перекристаллизация этих пород в уртиты могли протекать и без привноса щелочей из поглотившей блок нефелин-сиенитовой магмы. Наоборот, частичное плавление вулканитов могло привести к формированию порций меланократового расплава, что объясняет последующее внедрение лаявритоподобных пород. Аналогичное явление можно допустить для объяснения формирования роевдаек щелочных габброидов к востоку от Часначорр—Юдичвумчоррского блока вулканитов. Изменение режима щелочности обусловило смену нефелинизации калишпатизацией, развитием в породе порфиробласт ортоклаза.

Могли ли рихсчорриты в таком случае формироваться по нефелиновым сиенитам? Конечно, если нефелин-сиенитовая магма к этому времени хотя бы частично закристаллизовалась. Кроме того, внутри мельтейгит-уртитовой толщи и на контакте с ней встречено большое число отдельных тел мелкозернистых нефелиновых сиенитов (в том числе и в лаячорритах) и разнообразных "фенитов", являющихся подходящим субстратом. Не исключено, что перекристаллизовывались также вулканиты фонолитового состава. В соответствии с фазовыми диаграммами при этом в первую очередь должны были выплавляться существенно калиевый полевой шпат и близкий к стехиометрии нефелин, что и объясняет относительную обогащенность калием этих минералов по сравнению и с нефелиновыми сиенитами, и с мельтейгит-уртитам.

## НЕФЕЛИН

Нефелин является характерным породообразующим минералом нефелиновых сиенитов и их эффузивных аналогов. Не теряет он своего ведущего значения и в породах, относящихся к формации агпаитовых нефелиновых сиенитов.

Нефелин — сложный минерал и не менее интересный, чем полевые шпаты. Его кристаллическая структура приведена на рис. 19. Она может быть рассмотрена как искаженная структура тридимита, в которой кремнекислородные тетраэдры через один замещены на более крупные алюминиевые, а избыток отрицательных валентностей компенсируется вхождением в полости каркаса атомов натрия и калия. Имеются две позиции щелочных атомов: две из восьми полостей более крупные с координацией 9 и шесть — более мелких с координацией 8. Наблюдается тенденция к упорядочению K и Na по этим позициям в структуре в соответствии с размерами атомов.

Упрощенно нефелин может быть описан как твердый раствор между натриевым (карнегиит  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ) и калиевым (кальсилит  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ) конечными членами в бинарной системе, которая, однако, является сложной в силу образования промежуточного соединения состава

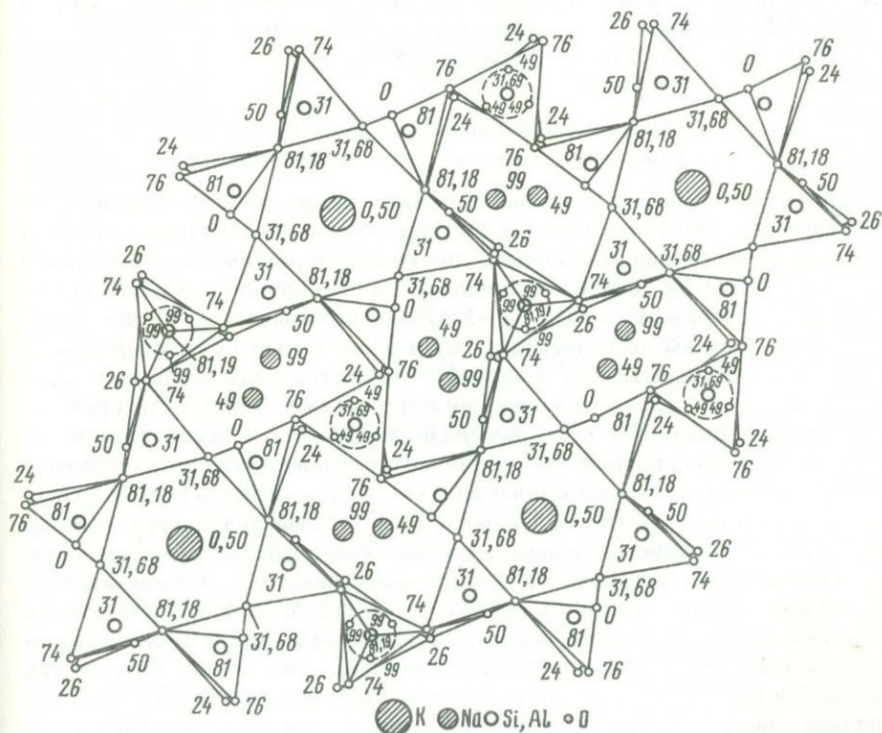


Рис. 19. Кристаллическая структура нефелина, по Т. Хану и М.Дж. Бюргеру, в проекции на (0001)

Цифры — высота атомов по оси  $c$ , пунктирные окружности — налагающиеся тетраэдры Si и Al

$\text{Na}_3\text{KAl}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$  со стехиометричным отношением  $\text{Na}:\text{K} = 3:1$  (75:25 ат.%). В нефелине стехиометричного состава щелочные атомы полностью упорядочены: крупные полости заняты только калием, а мелкие — только натрием, что определяет его высокую устойчивость. Это соединение наиболее распространено в природе, и нередко, говоря о нефелине, подразумевают нефелин именно этого состава.

В обогащенных калием нефелинах избыточные атомы К вынуждены занимать полости меньших размеров, вплоть до состава  $\text{K}_3\text{KAl}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$ , что приводит к существенному изменению параметров элементарной ячейки от  $a = 9,98$  и  $c = 8,32$  Å для карнегиита до  $a = 5,16$  и  $c = 8,70$  Å для кальсилита. Пространственная группа  $P6_3$  [131]. Это позволяет использовать параметры ячейки ее объем и некоторые межплоскостные расстояния для определения химического состава нефелина. Для интервала  $\text{KAlSiO}_4 - \text{KNa}_3\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$  на основе новых экспериментальных данных такие уравнения выведены Дж. М. Ферри и Дж. Г. Бленко [118]:  $K_s$  (мол. %  $\text{KAlSiO}_4$ ) =  $-11,5242 + 0,01586 V$  (Å<sup>3</sup>) или  $K_s = -32,2516 + 8,37963 d_{20\bar{2}1}$  (Å) для составов 0,03—0,23  $\text{KAlSiO}_4$  и  $K_s = -10,8986 + 0,05923 V$  (Å<sup>3</sup>) и  $K_s = -30,2487 + 10,0238 d_{10\bar{1}2}$  (Å) для составов 0,55—1,00  $\text{KAlSiO}_4$ . Однако большинство природных нефелинов имеет более натриевый состав; методы его определения рассматривались Н. С. Самсоновой [86]. Нами использовались уравнения Дж. Донней с соавт. [115]. Если записать формулу нефелина как  $\text{Na}_{8-x}\text{K}_x\text{Al}_8\text{Si}_8\text{O}_{32}$ , то  $x = -125,21 + 0,17472 V$  (Å<sup>3</sup>) для  $0,5 < x < 2,0$  и  $V < 728$  Å<sup>3</sup> или  $x = -58,276 + 0,08286 V$  (Å<sup>3</sup>) для  $2,0 < x < 3,5$  и  $V > 728$  Å<sup>3</sup>.

#### *Сравнительные данные изучения нефелина ловозерского и илимаусакского комплексов*

При использовании минералов в качестве индикаторов минералообразующих процессов или для формационного деления пород нефелин считается "малоинформативным", поскольку большинство его составов приближаются к стехиометричному соотношению  $\text{Na}_3\text{KAl}_3\text{Si}_4\text{O}_{16}$ . Фазовая диаграмма  $\text{NaAlSiO}_4 - \text{KAlSiO}_4$  показывает, что все более калиевые составы нефелина при охлаждении являются неустойчивыми и должны распадаться на нефелин стехиометричного состава и кальсилит. В случае перекристаллизации пород также должен формироваться нефелин, близкий к стехиометричному составу. Следовательно, существенных отклонений от стехиометрии можно ожидать только в случае вулканогенных образований. Однако это касается только отклонений в сторону более калиевых составов; нефелины, обогащенные натрием, могут кристаллизоваться в широких температурных пределах.

Нефелины из агпаитовых пород ловозерского и илимаусакского комплексов существенно обогащены Na и, кроме того, как и положено для высокотемпературных магматических образований, имеют сравнительно высокое содержание избыточного  $\text{SiO}_2$  (рис. 20, а). Химических анализов нефелина из рассматриваемых комплексов немного, поэтому нельзя сделать надежных выводов относительно типоморфизма его состава в разных типах пород.

Попытки выявить различия в составе нефелина предпринимались.

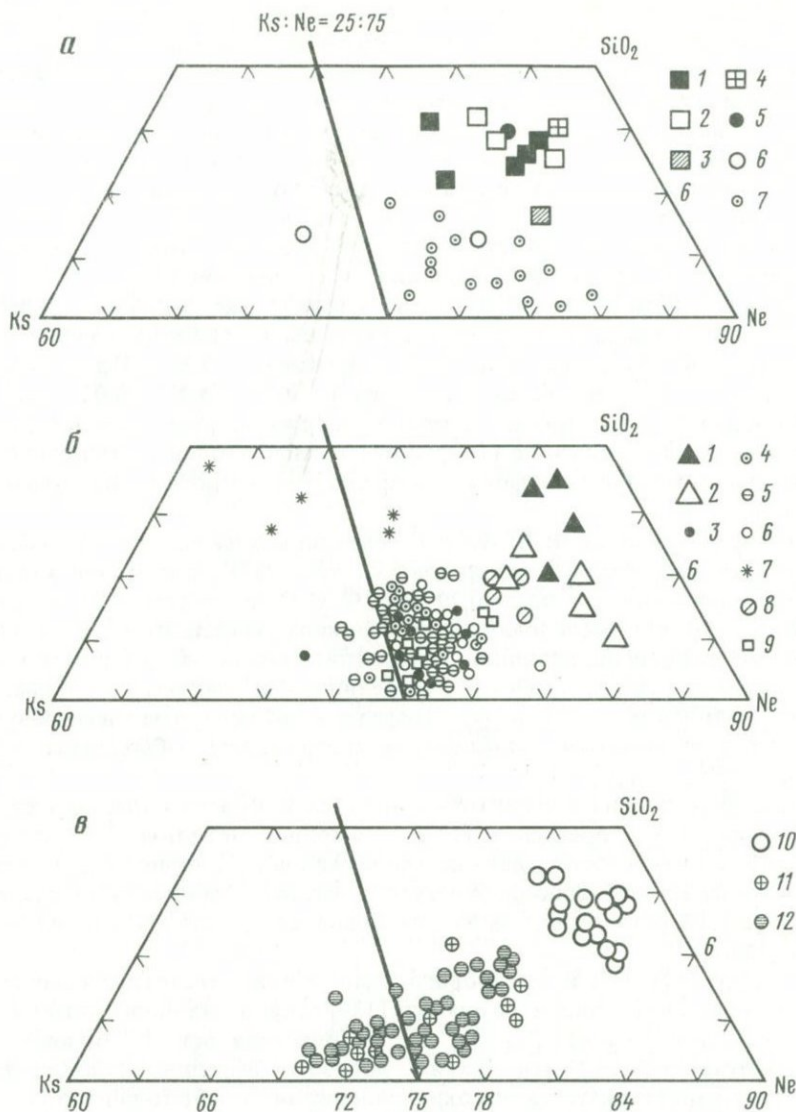


Рис. 20. Состав нефелина в породах высокощелочных комплексов на фрагменте треугольника  $KAlSiO_4 - NaAlSiO_4 - SiO_2$

*а* — нефелин из пород ловозерского (1—4) [22], илимаусакского (5, 6) [87, 139] комплексов и мельтейгит-уртитов в щелочно-ультраосновных породах (7) [58]: 1 — из уртитов, 2 — фойайитов, 3 — лувэритов, 4 — пойкилитового содалит-нефелинового сиенита, 5 — авгитового сиенита, 6 — агпантовых пород, 7 — мельтейгит-уртитов; *б* — нефелин из мельтейгит-уртитов и вулканитов хибинского комплекса: 1 — меланефелинитов и туфобрекчий фонолитов; 2 — фенитизированных вулканитов; 3—7 — трахитоидных мельтейгит-уртитов Центральной дуги: 3 — мельтейгитов, 4 — меланократовых ийолитов, 5 — лейкократовых ийолитов, 6 — уртитов, 7 — симплектитовых сростаний с полевым шпатом; 8 — малиньитов; 9 — массивных грубозернистых уртитов; *в* — нефелин из нефелиновых сиенитов хибинского комплекса: 10 — нормальных нефелиновых сиенитов, 11 — рисчорритов, 12 — ювитов

Так, В.П. Волковым с соавт. [25] проводилось сравнительное изучение нефелина уртитов, фойяитов и луявритов дифференцированной толщи ловозерского комплекса. К сожалению, определялись содержания только щелочных металлов, что не позволяет определить количество избыточного кремнезема и нанести данные на диаграмму (см. рис. 20). Хотя В.П. Волковым сделан вывод о близости составов нефелина в исследованных породах, с этим не так просто согласиться, так как мольная доля кальсилитового компонента варьирует от 12 до 20% (от 88 до 80 *Ne* мас. % соответственно), что ощутимо выше погрешности измерений. Существенны вариации в содержании Ca — 0,44—1,12 мас. % (в среднем  $0,86 \pm 0,49$ ). Содержание (в мас. %) кальция в ловозерских нефелинах оказывается выше, чем в нефелинах Хибин — в среднем 0,67, Вишневых гор — 0,43, Ильмен — 0,39 и Приазовского массива — 0,26. Меняется и содержание Rb — 0,017—0,022 мас. %. Наблюдается тенденция к снижению содержания рубидия в нефелинах фойяитов и к увеличению содержания кальсилитовой составляющей в нефелинах луявритов и фойяитов средней части дифференцированной толщи.

Согласно данным И.В. Буссен, основанным на полных химических анализах ловозерских нефелинов [22, табл. 31], содержание кальция значительно ниже — 0,02—0,79 мас. % CaO, в среднем 0,24. Следует учесть, что ею исследовались в основном нефелины из уртитов и ювитов дифференцированной толщи (пять анализов); их состав в миналах  $Ne_{78-81,5}Ks_{19,5-15,4}Q_{2,2-3,5}$ . Нефелин фойяитов (всего один анализ) более натриевый  $Ne_{81,7}Ks_{15,1}Q_{3,2}$ . Нефелины пойкилитовых нефелиновых сиенитов отличаются повышенным содержанием избыточного SiO<sub>2</sub>:  $Ne_{79,2-82}Ks_{16,5-13,9}Q_{4,1-4,2}$ .

Состав нефелина в агпайтовых породах илимаусацкого комплекса определялся Х. Соренсенем [133] с помощью методики Т.Г. Сахамы и Дж.В. Смита, поэтому данные о содержании избыточного кремнезема и кальциевой составляющей отсутствуют. Мольная доля Ks минала — от 15 до 21% (85—79 мол. % *Ne*), т.е. совпадает с составом ловозерского нефелина.

Состав нефелина из авгитового сиенита илимаусацкого комплекса по данным микрозондового анализа [139] является наиболее натриевым: (Na<sub>0,74</sub>K<sub>0,14</sub>Ca<sub>0,01</sub>)<sub>0,89</sub>Al<sub>0,91</sub>Si<sub>1,09</sub>O<sub>4</sub>, Fe не определялось. В миналах это соответствует  $Ne_{76}Ks_{15}Q_9$ . Таким образом, нефелин из авгитового сиенита характеризуется высоким содержанием избыточного SiO<sub>2</sub>, так же как и нефелины большинства пород ловозерского комплекса. Согласно геотермометру Гамильтона, температура формирования подобных нефелинов должна быть  $\geq 800-850^\circ\text{C}$ , что соответствует магматическим условиям кристаллизации и указывает на то, что нефелины не перекристаллизовывались при охлаждении.

Химические анализы выполнены для нефелина в основном из пегматитов. По данным О. Бёггильда [112], он содержит 18—22 мол. % Ks, т.е. в тех же пределах, что и нефелин из магматических пород. Особняком стоит описанный Е.И. Семеновым [87] розовый нефелин из содалит—нефелинового шлера науяитов горы Накалак, сильно обогащенный К. Расчет его анализа [87, табл. 68] соответствует  $Ne_{69,6}Ks_{26,4}Q_{4,0}$ .

Определено также 0,15 мас. %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 0,40%  $\text{CaO}$ , 0,12%  $\text{SrO}$ , 0,51%  $\text{BaO}$  и 0,03%  $\text{Pb}$ . В этом нефелине обнаружены двухфазовые жидкие включения, гомогенизирующиеся при  $380^\circ\text{C}$  в жидкость, на основании чего Е.И. Семенов предполагает низкотемпературное образование этого нефелина из гидротермальных растворов.

### *Нефелин в породах хибинского комплекса*

В хибинском щелочном комплексе нефелин является главным породообразующим минералом всех разновидностей пород за исключением реликтов вулканогенной толщи девона и даек щелочных габброидов. Детальное изучение этого минерала было проведено разными методами многими исследователями: А.В. Галаховым [28], Л.В. Козыревой [36, 49], Т.Н. Ивановой и А.А. Арзамасцевым [1, 48], А.И. Серебрицким с соавт. [91] и др. Длительное время породообразующий нефелин всех типов пород хибинского комплекса изучался автором. Измерения его состава проводились главным образом на микрозонде в прозрачно-полированных шлифах, что позволяет одновременно наблюдать взаимоотношения между минералами в породе, изучать зональность в зернах нефелина, а также исключить из анализа обычно присутствующие в них микропримеси — мелкоигльчатый эгирин, полевые шпаты, продукты изменения (содалит, канкринит). Это важно иметь в виду в связи с вопросом о дефектности (нестехиометричности) структуры нефелина, обусловленной изоморфными замещениями по схеме  $\text{Na} + \text{Al} - \text{Si} + \square$ , в результате чего в минерале устанавливается то или иное содержание "избыточного"  $\text{SiO}_2$ . Натрий определялся в первую очередь, так как возможно его выгорание под пучком зонда. Расчет анализов проводился на ЭВМ по специально разработанной программе на основе  $\text{Si} + \text{Al} + \text{Fe} = 2$ .

Полученные результаты сопоставлены на рис. 20, б, в. Нефелин из нефелиновых сиенитов характеризуется весьма высоким содержанием натриевого компонента (75—81 мол. %  $\text{Ne}$ ) и избыточного  $\text{SiO}_2$  (6—10 мол. %  $Q$ ), что согласуется с данными о составе нефелина из агпайтовых нефелиновых сиенитов Ловозера и Илимаусака (см. рис. 20, а). Еще более натриевый состав (76—83%  $\text{Ne}$ ) при высоком  $\text{SiO}_2$  имеет нефелин из вулканитов Часначорр-Юдичвумчоррского блока и развивавшихся по ним фенитов, что указывает на происхождение из фонолитовой магмы. Как известно, высокое содержание избыточного  $\text{SiO}_2$  в составе нефелина является типоморфным для ассоциаций его со щелочными полевыми шпатами, в бесполевошпатовых породах оно не превышает 4 мол. % [58]. Содержание натриевого компонента в нефелине бесполевошпатовых якупирангит-уртитов также обычно высокое (рис. 20, а).

Нефелин хибинских мельтейгит-уртитов, как мелкозернистых трахитоидных, так и развивающихся по ним грубозернистых массивных разновидностей, отличается более калиевым (71—78%  $\text{Ne}$ ) составом при содержании  $\text{SiO}_2 < 6$  мол. %. Это ближе всего к стехиометричному соотношению. Отличие состава нефелина хибинских мельтейгит-уртитов от его состава в породах щелочно-ультраосновной формации не позволяет проводить простых аналогий между ними. Это не согласуется с пред-

положением о формировании мельтейгит-уртитовой дуги путем нефелинизации древних пироксенитов [35, 77], так как фенитизация и сиенитизация пироксенитов под воздействием нефелин-сиенитовой магмы привели бы к образованию богатого натрием нефелина. С другой стороны, отсутствие различий в составе нефелина массивных и трахитоидных разностей говорит о формировании грубозернистых уртитов путем перекристаллизации мелкозернистых мельтейгит-уртитов.

Нефелин пойкилитовых нефелиновых сиенитов наиболее варьирует по составу (69—78%  $Ne$ , 0—7%  $Q$ ). На диаграмме  $Ks-Ne-Q$  (рис. 20, в) его анализы образуют тренд, прослеживающийся от нефелиновых сиенитов через малиньиты и мельтейгит-уртиты в область составов, максимально обогащенных  $K$  и почти не содержащих избыточного  $SiO_2$ . По нашему мнению, это отражает различия в замещаемом субстрате при перекристаллизации пород на стадии ортоклазизации. Нефелины, богатые  $K$ , на фазовой диаграмме должны попасть в область субсолювуса, и в этих образцах действительно устанавливается примесь кальсилита, что указывает на существенное обогащение минералообразующей среды  $K$  во время образования фельдшпатоидов.

Полученные нами данные о составе нефелина согласуются с данными других исследователей [1, 28, 36, 48, 49]. Однако А.И. Серебрицким с соавт. [91] для юго-восточного сектора Хибин показано значительное обогащение кальсилитовой составляющей в нефелине всех мельтейгит-уртитов (и массивных грубозернистых разностей), менее значительное — в рихсчорритах, а также очень низкое значение  $Ne$  и  $SiO_2$  (близкое к нормативной формуле Дж. Морозевича) в нефелиновых сиенитах. Типоморфной особенностью нефелина пойкилитовых нефелиновых сиенитов является также повышенное содержание в нем  $Rb$  [71].

Нефелин-полевошпатовый геотермометр широко используется для оценки температур образования в породах рассматриваемых типов [46]. Согласно полученным нами этим способом данным, нефелиновые сиениты Хибин кристаллизовались при 1000—800°С; пойкилитовые нефелиновые сиениты формировались при 600—500°С [7, 10]. Согласно В.Н. Зырянову [46], рассчитанные по составам нефелина и продуктов фазового распада в полевых шпатах минимальные температуры, соответствующие завершению диффузионного перераспределения щелочей в сосуществующих минералах в породах хибинского комплекса, — 450—380°С.

#### КАЛЬСИЛИТ — ТИПОМОРФНЫЙ МИНЕРАЛ ПОЙКИЛИТОВЫХ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ ХИБИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Кальсилит описан впервые в 1942 г. А. Холмсом, а также Ф.А. Баннистером и М.Х. Хейем из лавовых потоков мафуритов вулканического поля Буньяругуру, в ассоциации с существенно магнезиальным оливинном ( $Fo_{90}$ ) и диоксид-авгитом. В настоящее время он установлен как самостоятельная фаза во многих щелочных породах калиевого ряда, а также в качестве фазы распада нефелин-кальсилитовых твердых растворов. Подобные нефелин-кальсилитовые пертиты описаны Т.Г. Сахамой [128] в лавах вулкана Нирагонго (Заир). Кроме кальсилита,

они содержат также трикальсилит или орторомбическую фазу  $\text{KAlSiO}_4$ . Кальсилит — гексагональный,  $P6_3$ ;  $a=5,2$ ;  $c=8,7 \text{ \AA}$ . В отличие от нефелина параметр  $a$  и элементарная ячейка вдвое меньше, что обусловлено строго упорядоченным расположением атомов К в кристаллической структуре (рис. 21). Кальсилитовая структура сохраняется до 20 мол. % примеси  $\text{NaAlSiO}_4$ . При температуре  $> 850^\circ \text{C}$  она переходит в орторомбическую фазу с  $a=9,1$ ;  $b=15,7$ ;  $c=8,6 \text{ \AA}$ . Гексагональный трикальсилит ( $a=15,4$ ;  $c=8,6$ ) и тетракальсилит ( $a=20,5$ ;  $c=8,5$ ) отличаются более высоким содержанием карнегиитового компонента ( $\sim 30$  и  $\sim 25$  мол. % соответственно). Наиболее распространен в природе кальсилит.

Диагностика кальсилита вызывает определенную трудность, особенно в полевых условиях. По физическим свойствам (цвету, твердости, плотности) кальсилит не отличается от нефелина. Показатели его преломления ( $n_e=1,532 \div 1,537$ ;  $n_o=1,538 \div 1,543$ ;  $n_o - n_e=0,005 \div 0,006$ ) практически не отличаются от нефелиновых ( $n_e=1,526 \div 1,542$ ;  $n_o=1,529 \div 1,546$ ;  $n_o n_e=0,003 \div 0,005$ ). Методика окрашивания кобальтнитритом натрия (реакция на калий) также недостаточно эффективна, так как и в составе нефелина содержится много калия. Кальсилит надежно диагностируется методом ИК-спектрокопии, так как в его спектре отсутствуют характерные для нефелина полосы поглощения  $510$  (интенсивная) и  $580 \text{ см}^{-1}$ . Наиболее сильные линии порошкограммы:  $0002-4,345 \text{ \AA}$  (интенсивность 20),  $10\bar{1}1-3,969$  (55),  $10\bar{1}2-3,113$  (100),  $11\bar{2}0-2,576$  (50),  $11\bar{2}1-2,469$  (10),  $10\bar{1}3-2,249$  (10),  $11\bar{2}2-2,216$  (10) и  $0004-2,172$  (20). Т.Г. Сахамой с соавт. (1956) отражения  $10\bar{1}2$  и  $10\bar{1}1$  использовались для определения состава (в мол. %) кальсилита:  $K_s=1-2,273$  ( $\Delta 2\theta_{\text{CuK}\alpha}$   $10\bar{1}2-1011-6,264$ ). Дж.М. Ферри и Дж.Г. Блинко [118] для тех же целей использовались отражение  $10\bar{1}2$  и объем элементарной ячейки:  $K_s=-30,2487+10,02380 d_{1012} (\text{ \AA})$  и  $K_s=-10,8986+0,05923 V (\text{ \AA}^3)$ . Отражения кальсилита  $1011$  ( $2\theta_{\text{CuK}\alpha}=22,4^\circ$ ) и  $10\bar{1}2$  ( $2\theta_{\text{CuK}\alpha}=28,7^\circ$ ) не перекрываются отражениями калиевого полевого шпата и нефелина, что позволило Т.А. Соседко и М.П. Орловой [95] рекомендовать их для диагностики в тонких смесях данных минералов.

Все щелочные породы Кольского полуострова, относящиеся к щелочно-гранитной, щелочно-габброидной, щелочно-ультраосновной и нефелин-сиенитовой формациям, характеризуются заметным преобладанием натрия над калием. Лейцитиферы и псевдолейцитовые нефелиновые сиениты, богатые калием, здесь неизвестны. Единственным образованием, где содержание калия равно или превышает содержание натрия, являются пойкилитовые нефелиновые сиениты хибинского щелочного комплекса. Однако находка кальсилита — типоморфного минерала лейцитиферов и псевдолейцитовых нефелиновых сиенитов — даже в этих породах сначала воспринималась как сенсация.

Кальсилит был обнаружен нами в грубозернистых ювитах, подстилающих рудную залежь на апатитовом месторождении Юкспор [21]. Здесь развиты специфические "лучистые" сростки нефелина с калиевым полевым шпатом, богатая коллекция которых собрана и описана Ж.М. Кузнецовым [61]. В этих образцах и был установлен кальсилит. Неправильные обособления кальсилита были найдены также в

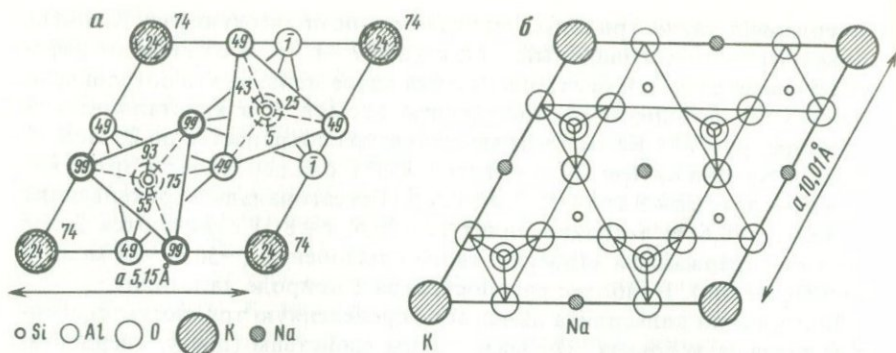


Рис. 21. Кристаллическая структура кальсилита (а) и ее соотношение с идеализированной структурой нефелина (б). Проекция на (0001)

гигантокристаллах нефелина блоковых апатит-нефелиновых руд [20]. Эти данные систематизированы в работе [71]. Кальсилит оказался чисто калиевым. 1,2—2,3 мас. %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  замещает алюминий (0,02—0,05 ф.е.). Параметры элементарной ячейки приведены в табл. 18 (ан. 1);  $n_e = 1,534$ ;  $n_o = 1,537$ ;  $n_o - n_e = 0,003$ . В данной работе мы публикуем новые данные о хибинском кальсилите.

В настоящее время можно говорить о типоморфном значении кальсилита для пойкилитовых нефелиновых сиенитов хибинского комплекса. Кальсилит обнаружен почти во всех полевошпатовых разновидностях пород Центральной дуги (пироксеновых и слюдяных рисчорритах, массивных и трахитоидных ювитах) на всем ее протяжении: на Валепакке, Партомчорре, Кукисвумчорре, Юкспоре, Расвумчорре и Коашве. Этот минерал установлен в пойкилитовых нефелиновых сиенитах как в подстилающих рудные залежи, так и в породах висячего бока. Он найден в порфириовидно-трахитоидных рисчорритах Эвслогчоррской зоны смятия и, как уже отмечалось ранее, в блоковой апатит-нефелиновой руде. Наиболее характерной формой нахождения кальсилита являются дактилоскопические и микрографические срастания с калиевым полевым шпатом, их размер от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров (Табл. X). Обычно это овальные обособления, сложенные несколькими зернами полевого шпата (реже одно зерно), образующие радиально-лучистые или незакономерные сростки с кальсилитом, напоминающие сынныриты.

Анализы подобных срастаний из Сыннырского массива рассчитываются на химическую формулу лейцита, что позволяет делать вывод об образовании их в результате перитектического разложения ранее закристаллизовавшегося лейцита. В Хибинах соотношения между фазами псевдолейцита более сложные. Аналогичные симплектитовые и дактилоскопические сростки калиевого полевого шпата с нефелином, широко распространенные в лежачем боку дифференцированной толще трахитоидных мельтейгит-уртитов (Табл. XI—XIII), действительно рассчитываются на формулу высоконатриевого лейцита (или анальцима). Обычно симплектиты обнаруживаются в интерстициях зерен нефелина

и пироксена (иногда там присутствует немного полевого шпата), что указывает на образование натриевого лейцита на заключительных стадиях кристаллизации породы. Местами симплектиты перекристаллизовываются в графические структуры. Хотя полевой шпат в таких сростках представляет существенно калиевой разностью, кальсилит в этих условиях не образуется.

В сростках с кальсилитом также находится существенно калиевый полевой шпат. Обычно он представлен ортоклазом, варьирующим по структурному состоянию ( $t_10 = 0,364 \div 0,428$ ). Для вывода о связи структурного состояния полевого шпата симплектитов с типом породы еще нет достаточной статистики. Среди исследованных образцов наиболее неупорядоченным является ортоклаз симплектитов в ювитах Партомчорра:  $t_10 = 0,364$  (обр. 980/1419) и  $0,370$  (обр. 980/1368). Эти образцы имеют и структурно-текстурные отличия.

В массивном ювите, вскрытом скв. 980 на глубине 1368 м, кальсилит образует микровключения в нефелине в ассоциации, с лейцитом, что было обнаружено при изучении их под электронным микроскопом (Табл. XIV). По-видимому, он представляет собой фазу распада нефелина, первоначально обогащенного К, "сброшенным" при охлаждении (возможно, частично превращенную во вторичный лейцит при постмагматической перекристаллизации породы (см. с. 95—100). Аналогичным путем, возможно, сформировались и неправильной формы обособления кальсилита в гигантокристаллах нефелина в блоковой апатитовой породе [20].

В трахитоидном ювите Партомчорра (скв. 980, 1419 м) кальсилит образует очень тонкие микрографические прорастания в лейстовых зернах ортоклаза. Подобная форма выделения кальсилита наблюдалась впервые. Его формирование не поддается объяснению с позиций распада раннего лейцита как вкрапленников, так и позднематематических интерстиционных выделений. И совсем уж непонятно присутствие небольшого количества альбитовой фазы в полевом шпате. Состав кальсилита, по данным микрорзондовых определений, приведен в табл. 17, ан. 1—7.

В массивных ювитах Юкспора, а также в аналогичных образованиях Коашвы кальсилит образует микрографические срастания с максимально упорядоченным существенно калиевым микроклином. При этом возникают самые крупные пластинчатые обособления кальсилита, собранные в лучистые агрегаты.

Нередко там же наблюдаются подобные графические срастания микроклина с нефелином, но они обособлены в разных слоях в породе, не встречаясь попеременно. Максимально упорядоченный характер полевого шпата и крупные размеры выделений указывают на стабильные, относительно низкотемпературные условия формирования таких агрегатов. При этом отмечается частичная рекристаллизация фельдшпатоидов с образованием мелких изометричных зерен (Табл. X, ан. 1) и замещение их цеолитами.

В рихчорритах Расвумчорра и Эвеслогчорра полевой шпат симплектитовых агрегатов с кальсилитом представлен менее упорядоченным ортоклазом ( $t_10 = 0,415 \div 0,428$ ). Состав кальсилита, судя по рент-

**Химический состав (в мас.%) кальсилита  
из пород хибинского щелочного комплекса**

Оксиды	1		2		3		4		5		6	
	980/1368-3		980/1419-6		980/1419-1		980/1419-2		980/1419-3		980/1419-4	
K <sub>2</sub> O	28,66	0,974	28,81	0,969	29,44	0,989	29,38	1,000	29,18	0,987	29,28	0,994
Na <sub>2</sub> O	0,62	0,032	0,33	0,017	0,17	0,008	0,14	0,007	0,25	0,013	0,22	0,011
CaO	0,02	0,001	0,04	0,001	0,00	0,000	0,04	0,001	0,00	0,000	0,00	0,000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,43	0,955	29,68	0,923	30,46	0,945	29,77	0,936	29,81	0,932	29,78	0,935
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,16	0,043	2,97	0,059	2,71	0,054	2,52	0,050	2,74	0,054	2,87	0,057
SiO <sub>2</sub>	37,39	0,995	39,10	1,031	38,13	1,004	37,70	1,006	38,23	1,014	38,23	1,014
Сумма	99,27	—	100,92	—	100,92	—	99,54	—	100,21	—	99,84	—

Оксиды	7		8		9		10		11		12	
	980/1419-5		541/1758-1		541/1758-2		541/1758-3		541/1758-4		541/1758-5	
K <sub>2</sub> O	28,66	0,999	29,95	1,012	30,20	1,011	29,98	1,002	29,17	0,988	29,47	1,002
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,007	0,02	0,001	0,02	0,001	0,02	0,001	0,05	0,002	0,02	0,001
CaO	0,02	0,000	0,01	0,000	0,01	0,000	0,04	0,001	0,00	0,000	0,00	0,000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,85	0,916	29,14	0,910	29,50	0,912	29,71	0,917	29,50	0,923	28,65	0,900
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,03	0,061	2,90	0,057	3,04	0,060	2,86	0,056	2,81	0,056	3,38	0,068
SiO <sub>2</sub>	37,76	1,017	38,37	1,017	38,65	1,014	38,92	1,020	38,69	1,028	38,50	1,027
Сумма	98,91	—	100,40	—	101,45	—	101,54	—	100,24	—	100,04	—

*Примечание.* Кальсилиты: 1 — из массивного ювита месторождения Партомчорр, скв. 980 (1368 м); 2—7 — пироксен-полевошпатовый метасоматит, скв. 980 (1419 м); 8 — мелкие обособления в ортоклазе, 3—7 — симплектиты в сростании с ортоклазом; 8—12 — в рисчоррите, долина р. Юкспорйок, скв. 541 (1758 м); 8—10 — симплектиты в ортоклазе, 11, 12 — мелкие округлые обособления в ортоклазе. Измерения выполнены на электронном микрозонде "Самсес" MS-46, аналитик А. И. Цепин (Лаборатория рентгенохимического анализа ИГЕМ). Правые колонки цифр — коэффициенты формулы.

геновским данным (табл. 18), чисто калиевый. Кальсилит образует микросростки с ортоклазом (овальные агрегаты, лучше всего сохраняющиеся внутри зерен пироксена) и крупные пластинки лучистых сростков в кристаллах полевого шпата. Как те, так и другие агрегаты оказываются ранними по отношению к пойкилитовой структуре рисчоррита, так как в хорошо развитых пойкилокристаллах ортоклаза графические структуры с кальсилитом (и нефелином) отсутствуют, а по мере перехода к ней выделения фельдшпатоидов корродируются, переходят в эмульсионную вкрапленность и исчезают.

Таким образом, в разнообразных по составу породах Центральной дуги хибинского щелочного комплекса широкое развитие имела первичная кристаллизация с образованием вкрапленников или поздних интерстиционных агрегатов лейцита, распавшихся впоследствии на фельдшпатоид и калиевый полевой шпат. В породах, обогащенных натрием, сформировался симплектитовый нефелин, в существенно калиевых породах — кальсилит. В позднематематическую стадию или, скорее, в постмагматическую (поскольку преобразованию подвергаются и реликты этих пород сохранившиеся в поздних образованиях,

Параметры ячейки и определенный на их основе химический состав  
(в мол. % Ks) кальсилитов хибинского комплекса

№ п/п	Номер образца	a, Å	c, Å	V, Å <sup>3</sup>	Ks
1	Юк	5,166	8,708	200,25	96
2	3/4-Юк	5,1668(4)	8,7159(8)	201,51(3)	103
3	14/3	5,1656(4)	8,7190(12)	201,49(3)	103
4	848/М	5,1653(3)	8,7128(8)	201,31(3)	102

Примечание. 1, 2 — массивный ювит (с коричневым микроклином), месторождение Юкспор; 3 — гнейсовидно-порфиридный рисчоррит (с ортоклазом), гора Эвеслогорр; 4 — пироксеновый рисчоррит (с ортоклазом), месторождение Апатитовый цирк Расвумчорра.

например в реликтах неравномернозернистых уртитов-ювитов среди апатитовых руд на месторождении Коашва) симплектиты преобразуются в нефелин-полевошпатовые пойкилокристаллы. Образование симплектитов не может быть результатом только лишь коррозии нефелина при его ортоклазизации, как считал И.П. Тихоненков [98], чему противоречит уже само существование симплектитов с кальсилитом. Образование кальсилита не может быть и результатом метасоматического замещения реликтового нефелина в ортоклазитах, так как он всегда имеет практически чисто калиевый состав без каких-либо следов содержания остаточного натрия. С другой стороны, симплектитовый кальсилит несомненно является одним из источников вещества при росте пойкилобластов ортоклаза, о чем говорят признаки коррозии кальсилита в рисчорритах и отсутствие пойкилокристаллов ортоклаза, в которых включения были бы представлены не нефелином, а кальсилитом. Все это доказывает, с одной стороны, вторичную постмагматическую природу пойкилитовых нефелиновых сиенитов, а с другой стороны — существование среди пород Центральной дуги, в том числе среди трахитоидных мельтейгит-уртитов дифференцированной толщи, линзовидных обособлений существенно калиевых протопород типа лейцитифиров. Это подтверждается также аналогией хибинских симплектитов с кальсилитом и сынныритами.

Следует отметить, что кальсилитовые породы хибинского комплекса могут иметь практическое значение, являясь сырьем на калий. Хотя распространение их более локально по сравнению с сынныритами в Сибири, эти породы развиты в районе действующих апатитовых рудников и, попадая в область вскрышных работ, несомненно должны извлекаться при комплексной разработке апатитовых месторождений.

#### ЛЕЙЦИТ — ПЕРВАЯ НАХОДКА В АГПАИТОВЫХ ПОРОДАХ

Как уже отмечалось в предыдущем разделе, только хибинские пойкилитовые нефелиновые сиениты (рисчорриты, ювиты) Кольской щелочной провинции характеризуются преобладанием калия над натрием. В этих породах, кроме существенно калиевого ортоклаза и микроклина, обнаружен кальсилит, являющийся типичным минералом богатых калием лейцитифиров и псевдолейцитовых нефелиновых сиени-

тов. Здесь же обнаружен и лейцит, который найден нами только в одной точке, в керне скв. 980, пробуренной на апатитовом месторождении Партомчорр (глубина 1368 м). До 1030 м скважиной вскрыты нормальные лавочорриты — средне-крупнозернистые эгириновые нефелиновые сиениты с ортоклаз-пертитом, содержащим 32—38 мол. %  $Ab$  = фазы. В интервале 1030—1290 м ( $> 250$  м) прослеживается переходная зона, в которой лавочорриты перемежаются с массивными грубозернистыми ювитами и уртитам. Подобные породы получили название "гибридного" лавочоррита. Они характеризуются присутствием лейстового щелочного полевого шпата, по виду аналогичного распространенному в нормальных разностях лавочорритов, но с отчетливо уменьшающимся содержанием альбитовой фазы вниз по разрезу. Это явные признаки постмагматического преобразования лавочорритов. Изредка в этой зоне встречаются маломощные участки мелкозернистого трахитоидного ийолита, которые обычно трактуются как ксенолиты в лавочоррите.

Ниже, примерно в интервале 180 м, прослеживаются породы дифференцированной мельтейгит-уртитовой толщи, в которой широко развиты мелко- и среднезернистые мельтейгиты, переслаивающиеся с ийолитами, полевошпатовыми уртитам и ювитами, местами трахитоидными, местами массивными. Здесь же наблюдались разнообразные пироксен-нефелин-полевошпатовые трахитоидные породы, рассматриваемые геологами как метасоматиты, пропласт фенитизированных роговиков с сульфидами и несколько пропластов среднезернистого нефелинового сиенита, трактуемого как жилы лавочоррита, секущие толщу трахитоидных мельтейгит-уртитов. Щелочной полевой шпат лавочорритовых жил представлен ортоклаз-пертитом с пониженным содержанием  $Ab$ - фазы: 25 мол. % на глубине 1286 м, 10—1311 м, 14—1425 м; во всех образцах, кроме ортоклаза, присутствует микроклин. Полевой шпат метасоматитов — гомогенный ортоклаз без примеси альбитовой фазы. Структурное состояние полевых шпатов охарактеризовано в табл. 16.

Следовательно, можно говорить о широком проявлении калишпатизации, охватившей как массивные лавочорриты всяческого бока дифференцированной мельтейгит-уртитовой толщи, так и сами трахитоидные мельтейгит-уртиты, в том числе секущие их жильные ответвления лавочорритов. В двух интервалах этой толщи был обнаружен кальсилит, а в массивных разностях ювита, в ассоциации с кальсилитом, лейцит.

Лейцит образует мелкие (20—40 мкм) округлые, иногда с плохо образованными гранями включения в зернах нефелина, вытянутые цепочками и собранные группами вдоль трещинок. Кристаллы лейцита имеют кубический облик, нередко сдвойникованы (Табл. XV). Химический их состав определен на электронном микрозонде (табл. 19). Судя по этим данным, минерал практически чисто калиевый; содержание Na-минала не превышает 3%. Алюминий частично замещается на  $Fe^{3+}$ .

Микродифракционная картина и энергодисперсионный спектр, снятые на микроскопе "JEM"-100С с приставкой "Kevex"-5100 (аналитик

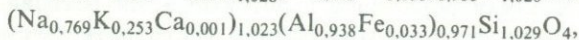
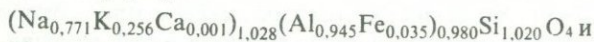
## Химический состав [в мас. %] хибинского лейцита

Компоненты	980/1368, фаза 1			980/1368, фаза 2		
	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	Мет.	Окисл.	Козф. ф.
K	16,72	20,15	0,944	16,05	19,34	0,923
Na	0,32	0,42	0,030	0,36	0,48	0,035
Ca	0,01	0,02	0,001	0,01	0,02	0,001
Al	11,90	22,48	0,972	11,73	22,17	0,978
Fe	1,11	1,59	0,044	0,88	1,26	0,036
Si	25,59	54,74	2,009	25,33	54,18	2,027
Сумма	55,65	99,40	4,000	54,36	97,46	4,000

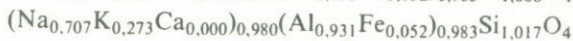
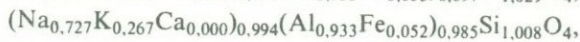
*Примечание.* Определено на микрозонде "Сатеса", MS-46; аналитик А.И. Цепин (Лаборатория рентгенохимического анализа ИГЕМ). Здесь и далее в таблицах: "Мет." — данные анализа, выраженные в металлах; "Окисл." — то же, в окислах; "Козф. ф." — коэффициенты формулы, рассчитанной по сумме катионов.

А.В. Сивцов, Лаборатория электронной микроскопии ИГЕМ), подтверждают чисто калиевый состав лейцита и свидетельствуют о принадлежности его к низкотемпературной тетрагональной  $\alpha$ -модификации  $I4_1/a$  с параметрами  $a=13,06$ ;  $c=13,8$  Å, в которую, как известно, лейцит переходит ниже  $625^\circ\text{C}$ .

В тех же зернах нефелина в ассоциации с лейцитом обнаружены включения кальсилита, также представленного чисто калиевой разновидностью (Табл. XIV, на которой для сравнения приведен энергодисперсионный спектр нефелина). По данным микродифракции электронов кальсилит имеет гексагональную ячейку с параметрами  $a=5,18$ ;  $c=8,7$  Å, согласующуюся с пространственной группой  $P6_3$ . Исследование в рентгеновских монокристалльных камерах, выполненное Н.И. Органовой и И.М. Марсий (рентгеноструктурная лаборатория ИГЕМ), показало закономерную ориентировку включений кальсилита в нефелине:  $c_{Ks}/c_{Ne}$  и  $[110]_{Ks}/[a]_{Ne}$ . Отсюда можно предположить, что обособления кальсилита возникли в результате распада нефелинового твердого раствора, избыточно обогащенного калием по сравнению со стехиометрическим составом нефелина  $\text{Na}_3\text{KAl}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$ . Действительно, химические составы матричного нефелина (табл. 20, ан. 1, 2), рассчитывающиеся на формулы



близки с стехиометричному соотношению  $Ne:Ks=3:1$  (75,1:24,9 и 75,3:24,7 соответственно). В то же время составы нефелина из участков породы с пойкилитовой структурой (см. табл. 20, ан. 3—5) заметно обогащены кальсилитовым миналом и совершенно не содержат кальция:



Химический состав (мас. %) нефелина в лейцитсодержащих метасоматитах месторождения Партомчорр, хибинский щелочной комплекс

Компоненты	1	2	3	4	5
Na <sub>2</sub> O	16,07	16,35	14,68	15,36	14,89
CaO	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	8,13	8,17	8,50	8,61	8,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,36	32,82	33,13	32,45	32,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,87	1,83	1,93	3,18	2,82
SiO <sub>2</sub>	41,12	42,41	43,00	41,33	41,48
Сумма	99,58	101,61	101,23	100,93	100,13
Миналы:					
Ne	73,8	73,4	69,6	72,7	71,0
Ks	24,5	24,1	26,6	26,7	27,4
Q	1,7	2,5	3,8	0,6	1,6

*Примечание.* Нефелины: 1,2 — крупные зерна с включениями лейцита и кальсилита; 3 — крупные пойкилитовые включения в ортоклазе; 4,5 — мелкие пойкилитовые включения в ортоклазе. Измерения выполнены на электронном микроскопе "Самеса" MS-46; аналитик А.И. Цепин (Лаборатория рентгенохимического анализа ИГЕМ).

соответственно. Отношение: Ne:Ks варьирует в пределах (72,0—73,1); (28,0—26,9). Обращает на себя внимание, что по мере разобшения крупных пойкилитовых включений нефелина (ан. 3) на агрегаты все более мелких зерен (ан. 4, 5) немного, но заметно увеличивается содержание K, Fe и падает содержание Al.

Вышеизложенное позволяет сделать некоторые заключения. Как известно, лейцит является высокотемпературным минералом вулканогенных и гипабиссальных пород. Температура плавления чистого лейцита 1686°С. При охлаждении он разлагается с образованием К-полевого шпата. Судя по обратной реакции — инконгруэнтном плавлении калишпата с образованием смеси лейцита (57,8 мол. %) и кремнезема (42,2 мол. %), разложение чистого лейцита происходит за счет реакции с остаточным кремнеземом при температуре  $1150 \pm 20^\circ\text{C}$ .

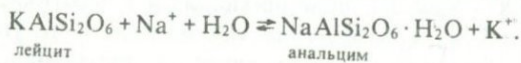
В системе NaAlSiO<sub>4</sub>—KAlSiO<sub>4</sub>—SiO<sub>2</sub> кристаллизация лейцита происходит по-разному в зависимости от состава исходного расплава. В богатых натрием феолитах и базальтах кристаллизация начинается в поле нефелина. Лейцит кристаллизуется после нефелина, смещаясь по котектической линии до температуры  $1020 \pm 5^\circ\text{C}$ , при которой происходит его разложение в результате перитектической реакции с обогащенным кремнеземом остаточным расплавом и образованием смесей К-полевого шпата и нефелина (псевдолейцитов). Кристаллизующийся при этом лейцит содержит изоморфную примесь натрия, максимальное содержание которого в природных образцах достигает 13 относительных процентов (2 мас. % Na<sub>2</sub>O). В расплавах, богатых калием, лейцит кристаллизуется первым; затем к нему присоединяется нефелин или в случае очень богатых калием расплавов — кальсилит. Но конечная судьба лейцита та же: разложение с образованием агрегата К-полевого шпата и нефелина или кальсилита. Это относится

к сухой системе. При давлении паров воды поле лейцита сужается. Изучение частной системы  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—H}_2\text{O}$  показало, что при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000$  кгс/см<sup>2</sup> оно сокращается от 51 до 29 мол. %  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ , а при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2000$  кгс/см<sup>2</sup> — до 5 мол. %  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ; соответственно понижается и температура (1135—1000—900°С). В общей системе, согласно экспериментальным данным Р.Ф. Фудали [119], при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000$  кгс/см<sup>2</sup> температура, при которой происходит перитектическая реакция, понижается до 800°С. Опыты при более низкой температуре или с обогащенными натрием составами приводят к непосредственной кристаллизации щелочного полевого шпата и фельдшпатоидов.

Таким образом, в плутонических породах лейцит не образуется из-за относительно низкой температуры кристаллизации и высокого давления паров воды. Мало того, даже в закаленных высокотемпературных вулканогенных и гипабиссальных породах лейцит вследствие постмагматических субсолидусных превращений замещается агрегатом полевого шпата, нефелина и кальсилита. Подобные псевдоморфозы по округлым выделениям лейцита (псевдолейциты) отмечаются во многих породах, в том числе и в некоторых их разностях в ловозерском и хибинском комплексах.

Однако описанный выше свежий лейцит в метасоматитах Хибин имеет, очевидно, иной генезис. Согласно экспериментальным данным, он может быть синтезирован в гидротермальных условиях путем быстрой закалки при низкой температуре. Так, в системе  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$  лейцит в ассоциации с нефелином был получен при 700°С и  $P_{\text{H}_2\text{O}} 1020$  кгс/см<sup>2</sup> из исходного состава шихты  $\text{Ne}_{71,7}\text{Ks}_{25,0}\text{Q}_{3,3}$  [46] (при уменьшении содержания калия вместо лейцита образуется К-полевой шпат). Ж. Деброн [113] лейцит был получен при 600°С и  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000$  кгс/см<sup>2</sup> из раствора (К, Na)Cl, содержащего 1,0—0,53 мольных долей К (из более натриевого раствора кристаллизовалась смесь К-полевого шпата и нефелина). Таким образом возможно метастабильное образование лейцита при низких температурах в существенно калиевой среде. Однако в случае высокого давления флюидов или длительного с ними контакта произойдет распад лейцита (в зависимости от его состава) на агрегат К-полевого шпата и нефелина или К-полевого шпата и кальсилита. Псевдолейциты с альбитом неизвестны.

И наконец, возможен установленный впервые Р.М. Баррером [111] ионный обмен между лейцитом и анальцимом, при котором происходит кажущееся замещение К на Na. В действительности крупные полости, занятые атомами К, замещаются  $\text{H}_2\text{O}$ -группами, а натрий занимает пустующие в лейците более мелкие полости:



лейцит

анальцим

В зависимости от состава растворов эта реакция может идти в ту или иную сторону, что может привести к образованию вторичного лейцита по первично-магматическом анальциму (например, во вкрапленниках некоторых тунгуаитов) или к образованию обогащенного натрием Na-лейцита (аналога анальцима). Последний, судя по экспе-

риментальным данным [46], еще более неустойчив, чем К-лейцит, и легко распадается на все тот же агрегат калишпата и нефелина, указывая на конвергентность образования псевдолейцитов.

Характер выделения хибинского лейцита свидетельствует о вторичном, по-видимому, низкотемпературном его образовании в зернах претерпевшего частичный фазовый распад нефелина. Этот микропроцесс явился частью общего процесса перекристаллизации породы, приведшей к резорбции и переотложению части нефелина в виде пойкилитовых, обогащенных калием новообразований и развитию пойкилобластического существенно калиевого гомогенного ортоклаза. Не исключено, что лейцит был промежуточной фазой в цепочке метастабильных образований, обусловленных преобразованием продуктов распада в нефелине: кальсилит — лейцит — калишпат. Порядок минералов в этой цепочке отражает последовательное обогащение кремнеземом в условиях высокой калиевой щелочности метасоматирующих растворов.

### СОДАЛИТ

Минералы группы содалита — типичные (типоморфные) минералы пород высокой щелочности. Поскольку, как следует из формулы содалита  $\text{Na}_8[\text{AlSiO}_4]_6\text{Cl}_2$ , содержание Na в нем существенно превышает содержание Al, образование этого минерала наряду с вхождением щелочных металлов в пироксены и амфиболы является одной из главных форм проявления агпаитовой минерализации. Содалиты широко распространены во всех рассматриваемых высокощелочных комплексах и с полным правом могут рассматриваться как породообразующие минералы. Вместе с тем их следует отнести к разряду недостаточно еще изученных минералов, поскольку исследовались в основном образцы из пегматитов или гидротермальных жил; данных о содалите пород мало.

Из минералов группы содалита в ловозерском, илимаусакском и хибинском комплексах описаны собственно содалиты (Cl-содержащие разности) гакманит (S-содержащая разность), нозеан ( $\text{SO}_4$ -содержащая разность), точнее гидронозеан, поскольку в нем присутствует некоторое количество воды, и тугтупит (Be-содалит).

Кристаллическая структура содалита представляет собой простейший трехмерный бесконечный тетраэдрический каркас  $(\text{AlSiO}_4)_n$ , отрицательный заряд которого компенсируется вхождением в полости каркаса Na. Алюмокремнекислородные тетраэдры располагаются таким образом, что образуют четырехчленные кольца на каждой из граней элементарного куба ( $d=8,87-8,89 \text{ \AA}$ ), объединяющиеся в шестичленные кольца вокруг каждой из его вершин. Так как Si и Al упорядочены (чередуются), кубическая решетка является примитивной, Пространственная группа —  $P43I$ . Поскольку полости каркаса заняты не полностью, в структуру обычно входят дополнительные атомы Na или Ca и компенсирующие их заряд атомы Cl или S. Сера может присутствовать в разных формах: сульфидной ( $\text{S}^{2-}$ ,  $\text{S}^-$ ,  $\text{S}_2^{2-}$ )

и сульфатной ( $\text{SO}_4$ ,  $\text{SO}_3$ ). Атомы хлора (или серы) занимают позиции в вершинах и в центре элементарного куба, поэтому в расчете на элементарную ячейку (при  $Z=1$ ) в содалит максимально может войти 8 атомов натрия и 2 атома хлора. Получается, что хлор находится в тетраэдрическом окружении атомов натрия на расстоянии  $\sim 2,70 \text{ \AA}$ . Содалит, гакманит и нозеан — натриевые разности. Замещение части натрия на кальций характерно для лазурита и гаюина, но в агпаитовых нефелиновых сиенитах они не установлены. При замещении хлора на  $\text{SO}_4$ , размеры которой больше, параметры ячейки должны увеличиться (вплоть до  $9,4 \text{ \AA}$ ). Однако в природных минералах группы содалита S замещает Cl лишь частично и параметры ячейки нозеана не превышают  $9,03 \text{ \AA}$ , а гаюина —  $9,11 \text{ \AA}$ . Для хибинского гакманита (табл. 21, ан. 14)  $a=8,867 \pm 0,002 \text{ \AA}$ , т.е. не отличается от содалита. Натрий в структуре содалита может замещаться также на K, а алюминий и кремний — на Be.

Гакманит обладает уникальным для природных минералов свойством — фотохроматизмом (тенебресценцией), способностью менять окраску под действием света. Выбитый из породы свежий минерал, имеющий ярко-розовую до свекольной окраску, почти мгновенно выцветает на свету, но окраска восстанавливается в темноте или под воздействием ультрафиолетового и рентгеновского облучений. Это удивительное свойство, связанное, очевидно, с присутствием в гакманите серы, было предметом многих исследований и породило ряд различных толкований. В.Н. Флоровская с сотр. [105], в частности, предполагали образование в этом минерале сероорганических красителей типа тиоиндигоидов, дающих в спектре люминесценции полосы, близкие к наблюдающимся в желто-красной области спектра люминесценции гакманита дискретным полосам при 5482, 5647, 5885, 6030, 6235 и 6499  $\text{ \AA}$ .

Согласно современным представлениям, основанным на успехах физики минералов, природа специфического окрашивания гакманита объясняется образованием F-центра окраски, обуславливающего появление в видимой области оптического спектра полосы поглощения  $\sim 530 \text{ нм}$ . Изучение различных содалитов Д.Б. Медведом, Р.Д. Кирком, О.Б. Дудкиным, В.Г. Ходгсоном, Дж. С.Бриненом и Е.Ф. Вильямсом и в последнее время А.Н. Платоновым [79] показало, что фотохроматические свойства проявляются только у люминесцирующих серосодержащих содалитов — гакманитов, в которых S присутствует в сульфидной форме; наличие сульфатных комплексов  $\text{SO}_4$  и  $\text{SO}_3$  исключает проявление фотохроматизма.

F-центр — вакансия отрицательно заряженного иона (аниона), захватившая электрон. Чтобы кристалл был электростатически нейтральным, необходимо не только общее равенство положительных и отрицательных зарядов, но и локальная их компенсация во всех узлах кристаллической структуры. При замещении в содалите хлора на сульфидную серу происходит нарушение стехиометрии и одна из позиций хлора становится незанятой (вакантной):  $\text{S}^{2-} + \square \rightarrow 2\text{Cl}^-$ . Замещение по этой схеме записывают так же, как  $\text{S}^{2-} \rightarrow \text{Cl}^- + \text{V}_{\text{Cl}}$ ,

Химический состав (в мас. %) минералов группы содалита из пород и пегматитов ловозерского, илимаусакского и хибинского щелочных комплексов

Компоненты	Содалиты						Гакманиты	
	1	2	3	4	5	6	7	8
Na <sub>2</sub> O	25,18	22,27	26,30	23,27	24,94	21,74	22,65	25,96
K <sub>2</sub> O	0,16	0,43	0,18	2,74	0,66	0,22	—	0,23
CaO	0,00	0,34	0,25	0,00	0,15	2,05	1,07	0,19
MgO	0,00	0,14	—	0,00	0,07	2,85	0,45	0,03
MnO	—	—	—	—	0,00	Сл.	—	Сл.
FeO	—	0,34	—	—	0,09	—	—	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,12	0,51	0,19	1,23	0,00	0,32	—	0,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,26	31,08	31,53	30,43	31,44	31,59	32,42	31,40
TiO <sub>2</sub>	Сл.	0,00	—	—	0,00	Сл.	—	0,00
SiO <sub>2</sub>	37,63	37,85	36,50	36,60	37,11	37,75	36,78	36,69
H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>	1,19	1,50	—	—	0,75	0,45	2,65	0,34
S <sub>общ</sub>	0,42	0,02	—	0,32	—	0,00	0,33	0,38
S	—	—	—	—	0,04	0,00	—	—
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	0,00	—	—
Cl	6,00	4,48	7,30	7,29	6,55	6,05	5,47	5,64
Нераствори- мый остаток	—	1,28	—	—	—	—	—	—
—O=Cl, S	—1,56	—1,02	—1,65	—1,81	—1,49	—1,36	—1,40	—1,46
Сумма	100,30	99,22	100,60	100,07	100,42	101,66	100,66	100,25
Плотность	—	—	—	—	—	2,31	—	2,285

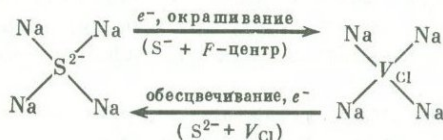
*Примечание.* Содалиты. 1, 2 — ловозерский комплекс [22]: 1 — из пегматоидного ювита дифференцированной толщи, р. Аллуй, аналитик А.В. Мокрецова, 2 — с р. Уэлькуай (привязки нет), аналитик Ю.С. Нестерова; 3 — илимаусакский комплекс (привязки нет): зеленовато-серый содалит, аналитик Лоренсен [87]; 4—6 — хибинский комплекс [71]: 4 — бледно-желтый содалит из пустоток в рихсдорритах, плато Расвумчорр, микронзондовый анализ, аналитик И.П. Лапутина (новые данные М.Н. Соколовой), 5 — фиолетово-синий содалит из пегматита в гнейсовидных рихсдорритах, гора Эвслогчорр, аналитик К.М. Бабкина (на сумму анализа входит 0,11% CO<sub>2</sub>) (данные Ю.П. Меньшикова), 6 — фиолетово-синий содалит из прожилка в апатит-нефелиновой породе, месторождение Расвумчорр, аналитик М.Е. Казакова (данные М.Н. Соколовой). Гакманиты. 7—10 — ловозерский комплекс [22, 88]: 7 — из пойкилитового содалитового сиенита, гора Карнасурт, аналитик О.А. Крутецкая, 8 — из содалит-нефелинового шлира, гора Пункаруайв, аналитик М.Е. Владимирова, 9 — из уссингитового пегматоидного

где  $V_{Cl}$  — вакансия хлора. Избыток отрицательного заряда в узле, занятой серой, и отсутствие компенсации окружающих положительных зарядов натрия в вакантном узле решетки приводят к образованию донорно-акцепторной пары с различными энергетическими уровнями. Донорным центром (источником электрона) является примесный анион серы, акцепторным — вакансия хлора. Возбуждение ультрафиолетовым светом переводит избыточный электрон серы в зону проводимости, откуда он захватывается акцепторным уровнем с образованием  $F$ -центра и окрашиванием минерала. Однако  $F$ -центры в гакманите неустойчивы из-за высокого сродства серы к электрону и легко разрушаются (вакансии теряют электрон) уже при комнатной темпера-

Гакманиты						Нозеан		Гидросодалит	
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
20,86	25,84	23,19	24,23	24,12	23,45	23,15	21,51	26,67	19,02
0,04	0,16	1,99	0,77	0,25	0,33	0,42	0,57	0,14	1,46
Сл.	0,05	—	—	—	—	0,53	0,95	1,48	0,60
0,26	—	—	—	—	—	—	—	—	0,18
—	—	—	—	—	0,01	—	—	—	0,05
—	—	—	0,70	0,43	0,37	—	—	—	0,00
Сл.	0,17	1,09	—	1,08	0,24	1,40	0,15	—	0,64
29,72	31,77	30,74	30,68	31,11	30,36	28,74	27,15	26,12	28,36
—	—	0,06	0,07	0,00	0,02	—	—	—	0,00
43,00	36,99	37,67	38,34	37,11	38,30	35,07	37,19	32,71	41,05
5,73	—	0,39	0,30	—	2,59	3,56	5,03	4,93	6,65
0,25	0,39	—	—	—	—	—	—	1,12	1,38
—	—	0,29	0,50	0,77	0,33	0,42	0,36	—	—
—	—	—	—	—	—	6,54	6,78	—	—
2,52	6,44	5,33	6,01	6,92	5,66	0,49	0,61	2,10	0,16
—	—	—	—	—	—	(5,23)	(3,50)	(6,48)	—
—0,69	—1,64	—1,34	—1,53	—1,95	—1,45	—0,32	—0,32	—1,04	—0,04
100,09	100,17	99,57	100,03	100,08	100,21	100,00	99,98	100,72	99,51
2,247	2,325	—	—	2,21	2,357	2,35	—	—	—

обособления в дифференцированной толще, гора Пункрауайв, аналитик М.Е. Владимирова, 10 — из тавита "комплекс—плутона" эвдиалитовых луваритов, р. Тавайок, аналитик Л.Н. Бёргстрем; 11—14 — хибинский комплекс [71]; 11 — пегматит на контакте с апатит-нефелиновой породой, гора Кукисвумчорр, аналитик З.И. Горощенко [36] (в сумму анализа входит 0,16%  $P_2O_5$ ), 12 — пегматит в апатит-нефелиновой породе, скв. 86, гора Расвумчорр, аналитик Е.И. Кульчицкая [36]. 13 — пегматит в апатит-нефелиновой породе, месторождение Юкспор, 410 горизонт, аналитик Е.И. Кульчицкая [33] (в сумму анализа входит потеря при прокаливании — 0,24%). 14 — пегматит в апатит-нефелиновой породе, гора Кузьмор, аналитик В.В. Астафьева [36]. Нозеаны. 15, 16 — ловозерский комплекс [22, 31], из пойкилитовых сиенитов, аналитик С.Я. Кузнецова. Гидросодалиты. 17, 18 — ловозерский комплекс [22], из пойкилитового сиенита; 17 — р. Муруай, аналитик Л.П. Воронина [32], 18 — гора Маннепахк, аналитик В.А. Молева.

туре на дневном свете. Этот процесс можно описать следующей схемой:



Доказательством справедливости объяснения природы фотохроматизма гакманитов является изучение их методом ЭПР. Облучение образцов длинноволновыми ультрафиолетовыми лучами (~420 нм) сопровождалось появлением спектра ЭПР, интенсивность которого пря-

Химический состав (в мас.%) тугтупита из ловозерского (1) и илимаусакского (2) щелочных комплексов

Компоненты	1	2	Компоненты	1	2
Na <sub>2</sub> O	23,26	25,52	SiO <sub>2</sub>	50,45	51,58
K <sub>2</sub> O	0,40	0,12	H <sub>2</sub> O±	3,01	0,03
CaO	0,50	—	S	—	0,33
BeO	5,30	5,40	Cl	6,04	7,28
MgO	—	0,20	—O=Cl <sub>2</sub> , S	1,40	1,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,56	11,15	Сумма	100,16	99,81
Ga <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,043	0,035			

*Примечание.* 1 — образец из пегматита горы Малый Пункаруайв, аналитик А.В. Быкова [89].  
2 — образец из Тугтупагтакорфия, аналитик М. Моурицен [87, 88].

мо пропорциональна интенсивности окраски гакманита. Спектр состоял из двух линий ( $g=2,016$  и  $2,006$ ) с узкими линиями сверхтонкой структуры и соответствовал электронному центру, находящемуся в тетраэдрическом окружении четырех атомов натрия. Максимальное насыщение окраски (и наиболее интенсивный спектр ЭПР) наблюдалось при облучении ультрафиолетовыми лучами с  $\lambda = 315$  нм.

Бериллосодалит—тугтупит  $\text{Na}_4\text{BeAlSi}_4\text{O}_{12}\text{Cl}$  одновременно описан как новый минерал Х. Соренсеном [132] в Илимаусаке (по месту находки в Тугтупагтакорфия) и Е.И. Семеновым и А.В. Быковой [89] в ловозерском щелочном комплексе. Он может быть представлен как содалит, в котором  $\text{BeSi} \rightarrow \text{AlAl}$ , т.е.  $\text{Na}_8[\text{Be}_{0,33}\text{Al}_{0,33}\text{Si}_{1,33}\text{O}_4]_6\text{Cl}_2$ . Судя по химическим анализам (табл. 22), алюминий замещается также галлием. Тетраэдрические катионы в структуре упорядочены, что приводит к снижению симметрии минерала до тетрагональной с параметрами  $a=8,583$ ;  $c=8,817$  А. Пространственная группа  $I\bar{4}$  (Danø, 1966). Плотность 2,30. Оптически одноосный, положительный, имеет более высокие показатели преломления:  $n_e=1,502$ ;  $n_o=1,496$  Иногда обнаруживает двуосность до  $2V=10^\circ$ . Сильный пьезоэлектрик [87]. Минерал окрашен в розовый, иногда сиреневый, синеватый или белый цвет. Люминесцирует ярко-розовым цветом. Согласно данным Х. Соренсена [132], тугтупит содержит примесь сульфидной серы (см. табл. 22), что вместе со сходством оптических спектров поглощения тугтупита и гакманита позволяет сделать вывод о том, что и его розово-малиновая окраска обусловлена *F-центрами*. Однако если в гакманите эти центры неустойчивы, то первичная окраска тугтупита исчезает только после нагревания до  $250^\circ\text{C}$ , восстанавливаясь после ультрафиолетового или рентгеновского облучения.

В ловозерском щелочном комплексе установлено максимальное разнообразие минералов группы содалита: гакманит, нозсан, гидросодалит, тугтупит. Наибольшее распространение они имеют в равномерно-зернистых и порфирированных нефелин-содалитовых сиенитах и пойкилитовых нефелин-содалитовых сиенитах, встречающихся в виде ксено-

литов среди других пород массива, в ряде пород дифференцированной толщи, а также в пегматоидах и пегматитах в этих породах. Наблюдается как первичный, в виде ромбододекаэдрических кристаллов, так и вторичный содалит, замещающий нефелин. Часто образует пойкилитовые включения в калиево-натриевом полевоом шпате. Наибольшее количество содалита в уртитах и ювитах; в этих разностях пород он характерен даже в породах "комплекс—плутона" эвдиалитовых луавритов, в то время как в собственно луавритах этого комплекса содалит редок. Химические анализы минералов приведены в табл. 21.

Нозеан первоначально принимался за гидросодалит. Он образует изометричные или ромбодрические зерна размером до 0,5 см темно-серого и черного цвета. Отличается высоким содержанием сульфатной серы, замещающей хлор, хотя сульфидная сера также присутствует. Обычно сильно обогащен водой. Детальное изучение нозеана проведено В.И. Герасимовским с соавт. [31], показавшими близость ловозерского нозеана к минералу из нозеановых сиенитов островов Лос (Экваториальная Гвинея). Предполагается, что нозеан образовался при воздействии сульфатных растворов на нефелин или ранний содалит [88]. Во всяком случае, ясно, что в отличие от других рассмотренных минералов группы содалита нозеан является индикатором специфических условий минералообразования в окислительной обстановке, существовавшей в ксенолитах порфиридных и пойкилитовых нефелин-содалитовых, и в частности нозеановых, сиенитов. Высокое содержание воды говорит о низкой температуре этого процесса.

В илимаусакском щелочном комплексе содалит — породообразующий минерал науяитов и их пегматитов. В этих образованиях широко распространен зеленовато-серый содалит. Он часто образует мономинеральные обособления (пегматоидные шпирь, жилы), иногда с нефелином или чкаловитом. Такой же содалит развит в пегматитах какортokitов Кринглирс. Характерно, что породах этот минерал образует хорошо ограненные ромбододекаэдрические кристаллы, в то время как в пегматитах его выделения имеют неправильную форму. Имеется три старых химических анализа подобного содалита, приведенных в сводке О.Б. Бёггильда [112], в которых сера не определялась; один из них воспроизведен в табл. 21 (ан. 3).

В гидротермальных жилах среди тех же науяитов и среди куанитов широко распространен содалит светлой окраски (белый, желтый и голубоватый). Выделения такого содалита иногда достигают 20 см. Желтый содалит исследован Х. Соренсенем [133]. Для него найдено (в мас. %) 22,4 Na<sub>2</sub>O; 0,4 K<sub>2</sub>O; 1,10 H<sub>2</sub>O; 5,27 Cl; сера присутствует в сульфидной и сульфатной формах — 0,55 S и 0,14% SO<sub>3</sub>. Хотя по составу желтый содалит не отличается от гакманита, фотохроматизмом он не обладает. Гакманит в породах илимаусакского комплекса наблюдался исключительно редко (цирк Южного Сиорарсуита). Согласно данным О.Б. Бёггильда, все содалиты Илимаусака за исключением голубой разности из Тунуармиута люминесцируют в желтых тонах.

В хибинском щелочном комплексе достоверно известны только содалит и гакманит; сообщение Б.М. Куплетского [62] о находках нозеана в щелочных базальтах и нефелинитах Хибин, к сожалению, не сопровождалось химическим анализом минерала.

Содалит как акцессорный минерал в количестве 1,5—2,0% постоянно встречается в нефелиновых сиенитах, пойкилитовых нефелиновых сиенитах, мельтейгит-уртитовых и апатит-нефелиновых породах. Развивается он путем замещения нефелина (с краев или внутрь зерен по трещинам), но полные псевдоморфозы образуются редко. Состав его не изучен.

В пегматитах минералы группы содалита иногда образуют более значительные скопления. В нефелин-сиенитовых пегматитах предположительно образуется собственно содалит, не окрашенный и не выцветающий на свету, но люминесцирующий в оранжево-красных тонах. В пегматитах, среди пойкилитовых нефелиновых сиенитов, неравномернозернистых массивных уртитов и апатит-нефелиновых пород содалит обычно представлен гакманитовой разновидностью. Однако химический состав такого гакманита определен только из пегматитов в апатит-нефелиновых породах [36] (см. табл. 21, ан. 11—14). В этих гакманитах сера представлена только сульфидной формой, что подтверждается отсутствием полос поглощения, обусловленных  $\text{SO}_4$  в ИК-спектрах, а изотопный ее состав соответствует изотопному составу серы в сульфидах Хибинского массива ( $S^{32}/S^{34} = 22,23$ ;  $\delta S^{34} = -0,4^0/_{\infty}$ ) [71]. Гакманит — первичный минерал; в гидротермальной стадии он замещается натролитом, реже — канкринитом, анальцимом и уссингитом. Содалит очень неустойчив, легко растворяется в кислотах, даже слабых. При обработке его водой при комнатной температуре, согласно опытам М.Д. Дорфмана [33], в раствор легко переходят  $\text{Na}^+$ ,  $\text{S}^{2-}$  и  $\text{Cl}^-$ . Поэтому в приповерхностных условиях в результате циркуляции сквозь породу атмосферных, насыщенных углекислотой вод содалит может быть одним из основных источников для образования вторичной соды, на формирование которой в породах высокощелочных комплексов в последнее время обращается особое внимание.

В мелких пустотках и тонких прожилках рисчорритов плато Расвумчорр (рудник Центральный) встречены ромбододекаэдрические мелкие кристаллики бледно-желтого содалита (табл. 21, ан. 4), ассоциирующего с хорошо образованными кристаллами фенаксита. В прожилках среди гнейсовидных рисчорритов Эвслогчоррской зоны и в апатит-нефелиновых породах месторождения Расвумчорр обнаружен содалит в виде мелких зерен (1—5 мм) с ярко-фиолетовой окраской, не выцветающий под действием дневного света. Судя по химическим анализам (табл. 21, ан. 5, 6), фиолетовый содалит совсем или почти не содержит серы (в одном образце было найдено немного  $\text{CO}_2$  и повышенное количество Ca и Mg).

Тугтупит широко распространен в илимаусакском щелочном комплексе в пегматитах и гидротермальных жилах науяитов (район Тугтупагтакорфия, о-в Кекертаусак; северный берег залива Кангердлуарсук, горы Каунефельд и Накалак) [87]. Образует изометрич-

ные и неправильной формы выделения до 5 см в поперечнике, обычно в качестве продукта изменения чкаловита, совместно с уссингитом, анальцитом и натролитом. Но в этой же ассоциации известны и самостоятельные (первичные) его выделения, т.е. он является низкотемпературным минералом гидротермальной стадии.

В ловозерском щелочном комплексе тугтупит встречен также в пегматитах и гидротермальных образованиях среди пойкилитовых нефелин-содалитовых сиенитов (науяитов) на горах Пункаруайв, Непха, Сенгисчорр и Карнасурт как продукт изменения чкаловита [88]. Химические анализы илимаусакского и ловозерского тугтупита приведены в табл. 22.

В хибинском щелочном комплексе тугтупит установлен Ю.А. Меньшиковым в полевошпат-мурманитовом прожилке в лявочорритах, где он образует отдельные зерна размером до 1 см с оторочкой эпидимита. Диагностирован по рентгенограмме [71].

Типоморфное значение минералов группы содалита — прежде всего в указании на высокощелочную среду минералообразования. Согласно данным М.Н. Соколовой [93], содалит является типоморфным минералом ассоциаций ультраагпаитового типа, формирующихся в условиях резкого пересыщения щелочами относительно содержания  $\text{SiO}_2$  и Al. Одновременно это индикатор натриевой щелочности, о чем свидетельствует более широкое распространение этого минерала в агпаитовых и ультраагпаитовых породах натриевого ряда и умеренное его развитие в породах, обогащенных калием.

Появление содалита в породах имеет важное петрогенетическое значение. Как показали экспериментальные исследования Л.Н. Когарко [53], растворимость NaCl в алюмосиликатных расплавах очень низка (2—3%) и при более высоком содержании хлора должно происходить расслоение расплава на две несмешивающиеся жидкости. Если в процессе кристаллизации магмы хлор накапливается в остаточном расплаве, то должна произойти ликвация и отщепление хлорсодержащих порций от остаточной алюмосиликатной жидкости, из которых впоследствии может кристаллизоваться содалит. С помощью подобного ликвационного механизма ею объясняется формирование пойкилитовых содалитовых нефелиновых сиенитов ловозерского и науяитов илимаусакского щелочных комплексов. Подтверждением этому является обнаружение в содалите газово-жидких включений с высокой концентрацией солей, содержащих иногда кристаллики галита.

## ПИРОКСЕНЫ

Пироксен — главный темноцветный минерал большинства магматических пород, в том числе и пород щелочного ряда. Как правило, он представляет собой наиболее высокотемпературную фазу, кристаллизующуюся из магматического расплава несколько ранее, одновременно или (при агпаитовом порядке кристаллизации) немного позже нефелина и полевых шпатов. Поэтому данные минералогического изучения пироксенов (совместно с данными о нефелине и полевых шпатах) являются практически единственным источником информации

об условиях формирования породы на раннемагматическом этапе. На поздних этапах становления породы пироксен вытесняется (или замещается) амфиболом и слюдой. В щелочных породах широко распространен и поздний пироксен (существенно эгиринового состава), замещающий ранний пироксен или амфибол, а также непосредственно кристаллизующийся из расплава (или растворов) на позднемагматическом (или постмагматическом) этапе.

Кристаллическая структура пироксенов достаточно широко известна. Основным архитектурным ее элементом являются вытянутые по оси  $c$  цепочки из сочлененных вершинами кремнекислородных тетраэдров  $[\text{SiO}_3]_{\infty}^{2-}$ . Крупные катионы занимают две независимые кристаллографические позиции: октаэдрическую  $M1$  (связывающую вершины кремнекислородных тетраэдров) и более свободную  $M2$  (между основаниями тетраэдров), которая в магнезиальных пироксенах представляет собой искаженный октаэдр, а в кальциевых и щелочных пироксенах — восьмигранник. В тетраэдрах Si может частично замещаться на Al и  $\text{Fe}^{3+}$ , но в основном алюминий, а также титан входят в позицию  $M1$ , занятую Mg,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$  и Mn. Более свободную позицию  $M2$  занимают Ca и Na.

Общая классификация пироксенов обычно основывается на треугольнике А. Полдерваата и У.Х. Хесса: волластонит ( $\text{CaSiO}_3$ ) — энстатит ( $\text{MgSiO}_3$ ) — ферросилит ( $\text{FeSiO}_3$ ). Пироксены, в которых позиция  $M2$  полностью занята Ca или Na, относятся к кальциевым (диопсид—геденбергит) или щелочным (эгирин-диопсид, эгирин-геденбергит, эгирин, акмит, жадеит, омфациит). Пироксены, в которых позиция  $M2$  занята Ca и Na не полностью (туда входит Mg, Mn или Fe), относят к авгитам при содержании Ca-составляющей от 90 до 40 мол.% или пижониту при том же отношении — 40—14 мол.%. В рамках этой классификации проблематично существование эгирин-авгитов (широко распространенный в литературе термин), поскольку к ним должны быть отнесены только такие пироксены, в которых высокое Na/Ca-отношение сочеталось бы с дефицитом этих элементов в позиции  $M2$ .

Интересующие нас щелочные пироксены подразделяются на эгирин-диопсиды и эгирин-геденбергиты с содержанием  $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$  менее 25 мол.%, эгирины — 25—75 и акмит — 75—100 мол.%. Для специальных исследований в области минералогии щелочных пород такое деление является упрощенным. Поэтому, с одной стороны, предлагается пользоваться формулами конкретного состава  $D_i, H_d, A_c$ , а с другой стороны, правомерно создание естественных классификаций пироксенов для каждого конкретного случая, поскольку классификация является не самоцелью, а всего лишь способом систематизации минералогических данных.

Как правило, щелочные породы формируются в составе магматических комплексов в ассоциации с породами нормальной щелочности. Поэтому создается возможность проследить эволюцию состава пироксена как сквозного минерала в породах единой магматической серии. Обычная последовательность образования пород внутри таких серий соответствует закономерной смене ультраосновных и основных

пород более кислыми или щелочными, что параллелизуется со снижением температуры их формирования и вытеснением тугоплавких породообразующих минералов легкоплавкими. Поэтому главной тенденцией в изменении состава пироксена естественного ряда пород, образовавшихся из единого магматического очага, будет последовательное падение их магнезиальности  $Mg/(Mg+Fe)$  и возрастание железистости, а также содержания кальция или натрия. Для понимания этого достаточно сравнить температуры плавления пироксенов в ряду энстатит ( $1557^{\circ}C$ )—ферросилит ( $1553^{\circ}C$ )—диопсид ( $1391—1395^{\circ}C$ )—геденбергит и эгирин ( $990—980^{\circ}C$ ). Эта закономерность столь отчетлива, что ее можно использовать как один из критериев уточнения последовательности образования пород.

Степень окисления железа в пироксенах меняется в зависимости от щелочности пород: в породах нормальной щелочности Fe в пироксенах двухвалентное, в виде геденбергитового и ферросилитового минералов; в щелочных породах отношение  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  в пироксенах высокое, что соответствует высокому содержанию в них эгириновой составляющей и отсутствию ферросилитового компонента. Содержание Ti и Al в пироксенах обычно меняется пропорционально кларкам этих элементов в породе. Ими обогащены пироксены габброидов, базальтов и нефелинитов и обеднены пироксены нефелиновых сиенитов, трахитов и фонолитов. Эти различия также можно принимать во внимание при формационном анализе пород.

В ряде случаев амфибол кристаллизуется одновременно с пироксеном и фемические компоненты распределяются между двумя сосуществующими темноцветными фазами. В других случаях к ним присоединяется слюда. При реакционных замещениях, происходящих под влиянием изменившихся условий минералообразования, компоненты перераспределяются между пироксеном и новообразованными фазами. Согласно закону X. Рамберга, возрастание кислотных свойств радикала в ряду от островных силикатов к каркасным, обусловленное конденсацией кремнекислородных тетраэдров в цепи, ленты, слои и т.д., для своей компенсации требует вхождения катионов со все более сильными щелочно-основными свойствами (Mg, Fe в оливинах; Mg, Fe, Ca, Na в пироксенах; Mg, Fe, Ca, Na, K в амфиболах; Mg, Fe, K в слюдах). Поскольку в этом направлении уменьшается поляризуемость радикала, то должно уменьшаться содержание и сильно поляризующих катионов типа железа, следовательно, пироксены должны быть более обогащены Fe относительно Mg, чем амфиболы и слюды. Некоторую поправку в это правило внес Дж. В. Вор, показавший, что на поляризуемость катионов в силикатах оказывает влияние присутствие  $Al^{IV}$  и вхождение алюминия и титана в октаэдры; это может сказаться на распределении Mg и Fe между темноцветными породообразующими силикатами.

С другой стороны, Л.Л. Перчук и И.Д. Рябчиков [78] показали, что если при низких температурах правило X. Рамберга выполняется всегда, то при повышении температуры могут быть исключения. Согласно выводам этих исследователей, сформулирован общий принцип фазового соответствия, постулирующий, что при обменных

реакциях при повышении температуры равновесие достигается путем вытеснения катионов со слабыми основными свойствами в силикатах с относительно более слабыми кремнекислотными радикалами катионами с более сильными основными свойствами. Таким образом, при высокой температуре Mg должен накапливаться в пироксене, а Fe в амфиболе, а при снижении температуры Mg перераспределяется из пироксена в амфибол.

Исследование типохимизма темноцветных породообразующих минералов щелочных пород, выполненное А.Ф. Ефимовым [42], показало, что распределение Mg и Fe между пироксенами, амфиболами и слюдами в основном (~67% случаев) подчиняется правилу Рамберга—Вора. От пироксена (через амфибол) к слюде повышается магнезиальность, алюминиевость, титановость и фтористость. Согласно А.Ф. Ефимову, исключения (~33%) невозможно объяснить действием только температурного фактора, поскольку в их число попадают породы, различные по температуре образования. Данные о составе микропримесей указывают на обогащение пироксенов Zr, Sc, V и Sn, амфиболов — Mn, Be, Li, а слюд — Li, Rb, Cs, Ba, Ti, Nb, Ta, Ga, Zn и Pb. Изменение щелочно-основных свойств примесных элементов также не всегда соответствует возрастанию в данном направлении кремнекислотности радикала.

#### *Сравнительные данные изучения пироксенов ловозерского и илимаусакского комплексов*

Данные о пироксенах ловозерского комплекса приведены в работах: "Минералы Хибинских и Ловозерских тундр" [72], К.А. Власова с соавт. [24], Е.И. Семенова [88], В.И. Герасимовского с соавт. [32], И.В. Буссен и А.С. Сахарова [22] и др. Хотя существует много химических анализов этого минерала, систематические исследования типохимизма ловозерского пироксена практически не проводились.

Пироксены в породах и пегматитах ловозерского комплекса чрезвычайно богаты эгириновой составляющей и характеризуются высоким содержанием микропримесей Ti, Al, Zr, Nb и Ta, что очевидно, объясняется высокощелочными условиями минералообразования, а также преобладанием Mg над  $Fe^{2+}$  (рис. 22).

Ловозерские пироксены существенно различаются морфологически: они образуют мелкоигльчатые включения по зонам роста в нефелине и полевоом шпате, длиннопризматические идиоморфные кристаллы в сростании с лейкократовыми минералами, пойкилитовые кристаллы с включениями таблитчатого нефелина, а также шарообразные или спутанно-волоконистые агрегаты и игльчатые сростки. Это позволяет предполагать различный способ образования и порядок выделения пироксена в породе, несколько его генераций. Однако выявление химических особенностей этих разностей затруднено слабыми вариациями состава. Обычно все они обобщенно описываются как эгирины.

Пироксены илимаусакского комплекса детально исследованы Л.М. Ларсен [122] на микронзонде. Главное их отличие в низком

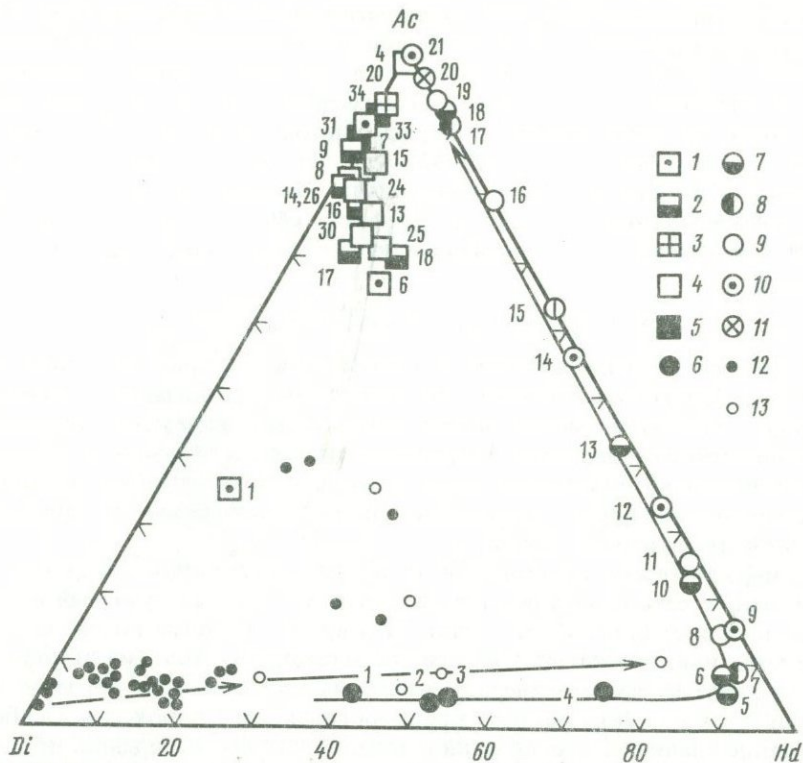


Рис. 22. Пироксены из пород ловозерского (1—5) [22] и илимаусаского (6—11) [122] щелочных комплексов и мельтейгит-уртитов в щелочно-ультраосновных и щелочных основных породах [58] на треугольнике составов  $\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$ — $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — $\text{CaFe}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_6$

1 — из пойкилитового содалит-нефелинового сиенита II группы; 2 — луваритов, 3 — фойяитов, 4 — ийолитов, уртитов и ювитов III группы (дифференцированный комплекс); 5 — луваритов IV группы; 6 — авгитового сиенита; 7 — гетерогенного фойяита; 8 — пуласкита; 9 — содалитового фойяита; 10 — науайта; 11 — какортокита (цифры соответствуют порядковым номерам анализов в табл. 37 [22] и табл. 2 [122]); 12 — ультраосновных пород; 13 — основных пород

содержании Mg, что связывается с щелочно-габброидным составом родоначальной магмы. В авгитовых сиенитах пироксен представлен ферросилитом, состав которого в ядрах кристаллов меняется от  $\text{Di}_{50}\text{Hd}_{46}\text{Ac}_4$  (во внешних закаленных разностях пород) до  $\text{Di}_{38}\text{Hd}_{58}\text{Ac}_4$  (во внутренних частях интрузии). Содержание геденбергитовой составляющей возрастает в зеленых периферических каемках зерен при почти постоянном содержании акмитового компонента (до  $\text{Di}_{21}$ — $\text{Hd}_{73}\text{Ac}_6$ ) и в гетерогенных фойяитах (до  $\text{Hd}_{90}$ ). Ферросилиты относительно обеднены титаном (0,27—0,94 мас.%  $\text{TiO}_2$ ) и алюминием (1,30—1,91 мас.%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), но содержат много для габброидной магмы  $\text{ZrO}_2$  (0,04—0,41 мас.%).

В пуласкитах, гетерогенных и содалитовых фойяитах и науайтах пироксены неоднородны: ядра кристаллов сложены геденбергитом, а периферические каемки — эгирин-геденбергитом; кроме того, присутствует интерстиционный эгирин (с разрывами в их составах). В соб-

ственно апатитовых породах — какортокитах и люавритах, как и в Ловозере, присутствует только эгирин. Содержание Ti и Al в геденбергитах невысокое, но возрастает в эгиринах, причем проявляется избирательная способность разных граней: пирамиды роста граней (010) по направлению к периферии обогащаются Al, а пирамиды роста граней (110) абсорбируют Ti (концентрация его постоянна). Содержание  $ZrO_2$  в эгиринах Илимусака в целом выше, чем в ловозерских (до 1,82 против 0,40—1,18 мас.%), но оно падает в породах, где устанавливаются повышенные концентрации эвдиалита.

### *Пироксены хибинского комплекса*

Пироксен — главный породообразующий минерал большинства пород хибинского комплекса. Он существенно различается по химическому составу и может использоваться как надежный критерий для индентификации пород, отнесении их к тому или иному их типу — такая задача возникает при картировании и документации глубоких поисково-разведочных скважин на апатит, выходящих за пределы мельгейгит-уртитовой толщи.

Морфологически выделяются те же разности пироксена, что и в Ловозере, и есть основания полагать, что игольчатый лучистый пироксен, наиболее близкий по составу к эгирину, является позднемагматическим или посмагматическим образованием. Поэтому выводы о типоморфизме этого минерала основываются главным образом на результатах изучения раннего породообразующего пироксена. Особое внимание уделялось исследованию зональности его выделений. Вопрос о происхождении зональности решается неоднозначно. В дайках щелочных габброидов типичны зональные пироксены с изменением окраски от бесцветной до густо-фиолетовой, что связано, вероятно, с вариациями содержания титана. В таких пироксенах нами установлено четкое обогащение геденбергитовой составляющей к краям зерен от диопсидового ядра. Подобное же явление (но с более слабыми вариациями) наблюдалось нами в пироксенах ийолитов мельтейгит-уртитовой дифференцированной толщи. Замена Mg на  $Fe^{2+}$  является ведущей тенденцией в изменении состава пироксена в ультраосновных и основных породах на ранней стадии их эволюции, когда щелочность расплава практически не увеличивалась.

Появление зеленых каемок щелочного пироксена характерно для некоторых приконтактовых разностей пород (фенитов, малиньитов, лявочорритов, трахитоидных хибинитов) и для пород, преобразованных наложенными метасоматическими процессами. В этих случаях несомненна вторичная природа зональности.

В литературе приводится большое число химических анализов пироксена из различных пород комплекса [1, 7, 19, 36, 48, 49, 56, 71, 72, 75, 80] и др. Вместе с данными, полученными нами с помощью микрозонда, они сопоставлены на рис. 23 в расчете на миналы.

Пироксены нефелиновых сиенитов хибинского комплекса занимают промежуточное положение между пироксенами апатитовых нефелиновых сиенитов ловозерского и илимусакаского комплексов. Тренды из-

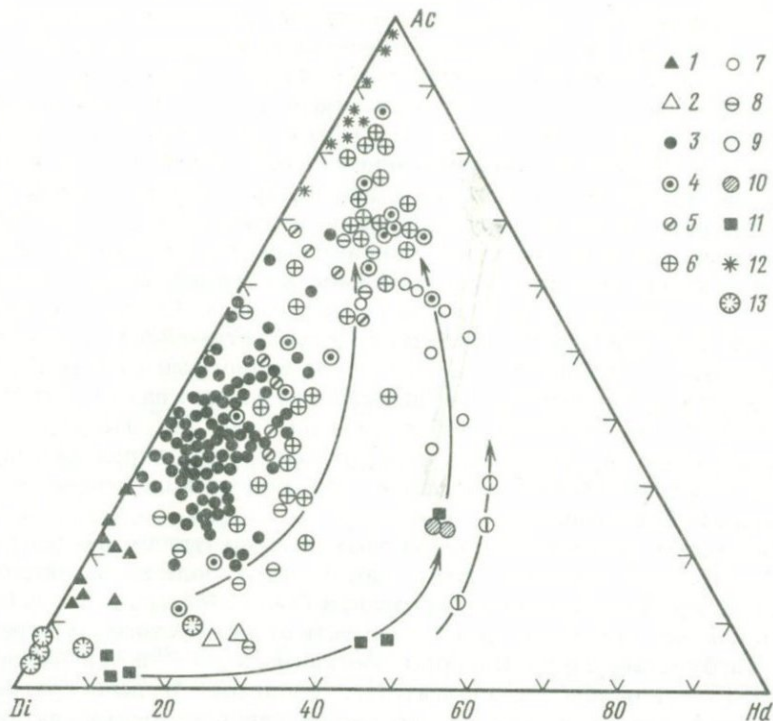


Рис. 23. Пироксены хибинского щелочного комплекса на треугольнике составов  $\text{NaFe}^{3+}\text{SiO}_6\text{—CaMgSi}_2\text{O}_6\text{—CaFe}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_6$

1 — из меланефелинитов и туфобрекчий фолонитов; 2 — ромбен-порфиоров; 3 — трахитоидных мельтейгит-уртитов Центральной дуги; 4 — массивных грубозернистых уртитов; 5 — малиньитов; 6 — пойкилитовых нефелиновых сиенитов (рисчорритов, ювитов); 7 — хибинитов; 8 — ляхвочорритов; 9 — фойяитов; 10 — меланократовых нефелиновых сиенитов; 11 — щелочных габброидов; 12 — поздний лучистый эгирин в породах всех типов; 13 — из трубок взрыва [56]. Стрелки — тренды изменения состава пироксена

менения их состава размещаются в средней части диаграммы  $\text{Di-Hd-Ac}$  и, с одной стороны, указывают на быстрое обогащение минерала Na-составляющей, а с другой — на то, что исходные составы пироксена в этих породах существенно различались по соотношению Mg и  $\text{Fe}^{2+}$ . Средний состав пироксена нефелиновых сиенитов:  $\text{Di}_{25,6(18,3)}\text{Hd}_{19,2(12,4)}\text{Ac}_{31,4(19,3)}$  (в скобках  $\sigma$ ) при вариациях 6,7÷60,7 мол.% Di-минала, 1,4÷45,0 мол.% Hd и 5,1÷83,2 мол.% Ac. Наиболее обогащены Di-составляющей пироксены ляхвочорритов, геденбергитовой — пироксены массивных пироксеновых фойяитов центрального ядра и меланократовых нефелиновых сиенитов, присутствующих в виде неправильной формы тел в трахитоидных среднезернистых хибинитах к востоку от вулканогенных пород Часначорр-Юдичвумчоррского блока, а Ac-составляющей — пироксены трахитоидных хибинитов, а также периферические каемки зерен пироксена в ляхвочорритах, хибинитах и меланократовых нефелиновых сиенитах.

Полученные данные указывают на характерную неоднородность

состава пироксенов хибинских нефелиновых сиенитов, существенно отличающую их от минералов Ловозера и Илимаусака, хотя для основательных выводов числа анализов может быть и недостаточно (всего 25). Она согласуется с предположением о многоэтапном формировании рассматриваемых пород, обособлении отдельных порций нефелин-сиенитовой магмы между блоками оседающей кровли в вулканическом аппарате и собственной эволюции расплава, воздействию новых порций магмы и отщепленных от нее щелочных растворов на уже закристаллизовавшиеся нефелиновые сиениты. Упомянутые выше меланократовые нефелиновые сиениты были описаны еще у Ли Женем [101], а в последнее время рассматривались О.Л. Сняtkовой с сотрудниками [92] как самостоятельная интрузия уртит-ийолит-мельтейгитов. Однако состав пироксена этих пород аналогичен составу пироксена фенитизированных тералит-шонкинитов и лежит на пироксеновом тренде для даек щелочных габброидов (см. рис. 23). Это укрепляет предположение об ассимиляционной природе данных пород, формировании их путем перекристаллизации погруженных в щелочную магму ксенолитов базальтоидов.

Пироксены мельтейгит-уртитов трахитоидной толщи на диаграмме  $Di-Hd-Ac$  образуют четко обособленное поле со значительно более выдержанным составом, в среднем  $Di_{49,8(5,6)}Hd_{9,3(4,3)}Ac_{34,2(7,6)}$ . Состав пироксена мало меняется в зависимости от химического и минералогического состава пород. Наиболее обогащены Mg,  $Fe^{2+}$  и Al и обеднены Na и Ti пироксены меланократовых ийолитов. В лейкократовых ийолитах, уртитах и (как ни странно) в наиболее меланократовых мельтейгитах наблюдается обратная зависимость. Существует тенденция к изменению состава пироксена с глубиной. Например, статистика показывает, что вниз по разрезу падает содержание натриевой составляющей пироксена. Однако, хотя коэффициент корреляции этой зависимости ( $K$ ) выше уровня значимости ( $Na_{ф.е.} = 0,4167 - 0,000106 \cdot h_m$ ,  $K = -0,387$ , уровень знач. = 0,182), реальное распределение содержания Na в пироксенах толщи меняется более сложно. Найденная отрицательная корреляция между Na и  $h$  наблюдается только в средней части толщи для горизонта трахитоидных уртитов, тогда как в подстилающих и перекрывающих их ийолитах зависимость меняется на противоположную.

До недавнего времени мельтейгит-уртитовая толща рассматривалась как интрузия, сформировавшаяся при направленной кристаллизации щелочно-ультраосновного расплава от ее подошвы к верхнему краю, осложненной протектоникой (три субфазы) [45, 47, 70]. Изучение скрытой расслоенности толщи геохимическими методами выявило аналогичные закономерности в распределении Ti, Mn и V в пироксене, Ti, Fe, Mn и V в титаномагнетите, Ga в нефелине, Nb и Zr в сфене, Sr и TR в апатите и др., которые объяснялись с помощью рассчитанных комбинированных коэффициентов распределения микрокомпонентов между расплавом и кристаллизующимися минеральными фазами [59]. Однако те же закономерности могут быть объяснены с позиций гипотезы о "дохибинском" возрасте толщи — образованием мельтейгит-уртитов путем замещения древних

Средние содержания микроэлементов в пироксенах из пород различных магматических комплексов

Комплекс, порода, число образцов	Al	Ti	Mn
Илимаусакский			
Авгитовые сиениты (4)	0,070 (0,010)	0,021 (0,008)	0,017 (0,003)
Нефелиновые сиениты (19)	0,036 (0,010)	0,012 (0,007)	0,016 (0,008)
Ловозерский			
Нефелиновые сиениты (23)	0,103 (0,045)	0,065 (0,024)	0,017 (0,010)
Хибинский			
Нефелиновые сиениты (25)	0,048 (0,011)	0,044 (0,034)	0,028 (0,010)
Рисчорриты (10)	0,038 (0,008)	0,051 (0,005)	0,015 (0,004)
Ювиты (27)	0,044 (0,007)	0,054 (0,018)	0,015 (0,003)
Трахитоидные мельтейгит-уртиты (130)	0,038 (0,009)	0,036 (0,005)	0,015 (0,002)
Массивные грубозернистые уртиты (15)	0,043 (0,005)	0,046 (0,007)	0,013 (0,002)
Авгит-пикриты, меланефелиниты Часначорр—Юдичвумчоррского блока (11)	0,109 (0,044)	0,047 (0,009)	0,011 (0,006)
Якупирангит-уртиты разных формаций			
Щелочно-ультраосновная (25)	0,096 (0,044)	0,031 (0,015)	0,004 (0,001)
Щелочно-габбродная (7)	0,241 (0,086)	0,038 (0,020)	0,010 (0,006)

Примечание. Цифры даны в коэффициентах формулы, рассчитанной при сумме катионов, равной четырем; в скобках —  $\sigma$ .

пироксенитов [35, 77] или первично-вулканогенной их природой (нефелиниты). Одним из доказательств замещения пироксенитов считается высокое содержание  $Di$ -минала в пироксене мельтейгит-уртитов. Правда, состав пироксена якупирангит-уртитов щелочно-ультраосновной формации более магнезиальный (см. рис. 22). Согласно В.А. Кононовой [58], средний его состав  $Di_{77,0(6,1)}Hd_{10,5(6,3)}Ac_{5,5(1,4)}$  при вариациях в содержании  $Di$ -минала 65,8÷89,5 мол.%. Для сравнения: средний состав пироксена из ийолитов щелочно-габбродной формации  $Di_{32(12)}Hd_{36(17)}Ac_{19(17)}$  (преобладает геденбергитовая составляющая). Пироксен щелочно-ультраосновного состава в Хибинах наблюдался только в цементе трубок взрыва:  $Di_{82,6(1,1)}Hd_{3,9(3,0)}Ac_{5,5(1,1)}$  [56]. Если допускать, что хибинские мельтейгит-уртиты возникли путем преобразования пироксенитов, то приходится констатировать, что пироксены первоначального состава в этих породах совершенно не сохранились. При поисках подходящего субстрата для подобного замещения можно остановиться на вулканитах, аналогичных авгитовым пикритам и меланефелинитам Часначорр-Юдичвумчоррского блока (см. рис. 29, табл. 30). Мы полагаем, что среди них были и собственно нефелиниты. Пироксен этих пород также образует изолированное поле на диаграмме  $Di-Hd-Ac$ , как раз между диоксидами щелочных пироксенитов (и ще-

лочных габброидов) и пироксенами мельтейгит-уртитовой толщи. В то же время состав пироксена ромбен-порфиров может рассматриваться как первоначальный в нефелиновых сиенитах.

Пироксен массивных грубозернистых уртитов в основном попадает в поле трахитоидных мелкозернистых их разновидностей. Состав пироксена пойкилитовых нефелиновых сиенитов варьирует в широких пределах; он имеет наиболее щелочной состав и в то же время перекрывает поля пироксена как мельтейгит-уртитов, так и нефелиновых сиенитов, что согласуется с выводами о постмагматическом формировании этих пород.

Данные о примесях Al, Ti и Mn в пироксенах рассматриваемых комплексов сопоставлены в табл. 23. По содержанию Al и Ti пироксены хибинских нефелиновых сиенитов занимают промежуточное положение между пироксенами ловозерских и илимаусакских агпаитовых нефелиновых сиенитов, но содержание Mn в них повышено. При щелочном метасоматозе Ti и Mn накапливаются вместе с Na, что видно из сопряженного возрастания их концентрации в периферических каемках зональных зерен пироксена в малиньитах и лывочорритах, а также в увеличении их концентрации в пироксенах массивных грубозернистых уртитов, риччорритов и ювитов по сравнению с таковыми в мельтейгит-уртитовой трахитоидной толще. По-видимому, есть и другие зависимости: так, в Ловозере пироксены агпаитовых нефелиновых сиенитов аномально обогащены Al и Ti, а в Илимаусаке, наоборот, обеднены Ti. В пироксенах хибинских мельтейгит-уртитов меньше Al и больше Mn, чем в аналогичных породах других формаций.

## АМФИБОЛЫ

Амфиболы распространены в породах щелочных комплексов и являются как первично-магматическими, так и минералами поздних стадий кристаллизации и замещения. Они характерны для пегматитов и гидротермальных образований, образуются при фенитизации вмещающих пород на контакте со щелочными интрузиями и в ксенолитах. Широкие пределы изоморфных замещений в структуре амфибола позволяют использовать этот минерал как чувствительный индикатор эволюции химизма минералообразующей среды (в том числе режима летучих компонентов и воды). В породах щелочных комплексов распространены щелочные (калиево-натриевые) и субщелочные (калиево-натриево-кальциевые) амфиболы, кристаллизующиеся в пространственной группе  $C2/m$ .

Кристаллическая структура моноклинного амфибола показана на рис. 24. В ее основе лежат бесконечные ленты состава  $[(Si, Al)_4O_{11}]_{\infty}$ , образованные шестичленными звеньями из кремнекислородных тетраэдров. Ленты вытянуты по оси  $c$  и сочетаются в двухслойные пакеты так, что тетраэдры каждой из них повернуты друг к другу своими основаниями. Эти пакеты в направлении осей  $a$  и  $b$  переслаиваются с лентами катион-кислородных октаэдров. Как тетраэдры, так и октаэдры в структуре амфибола различаются в размерах, что и обуславливает разные возможности изоморфных замещений.

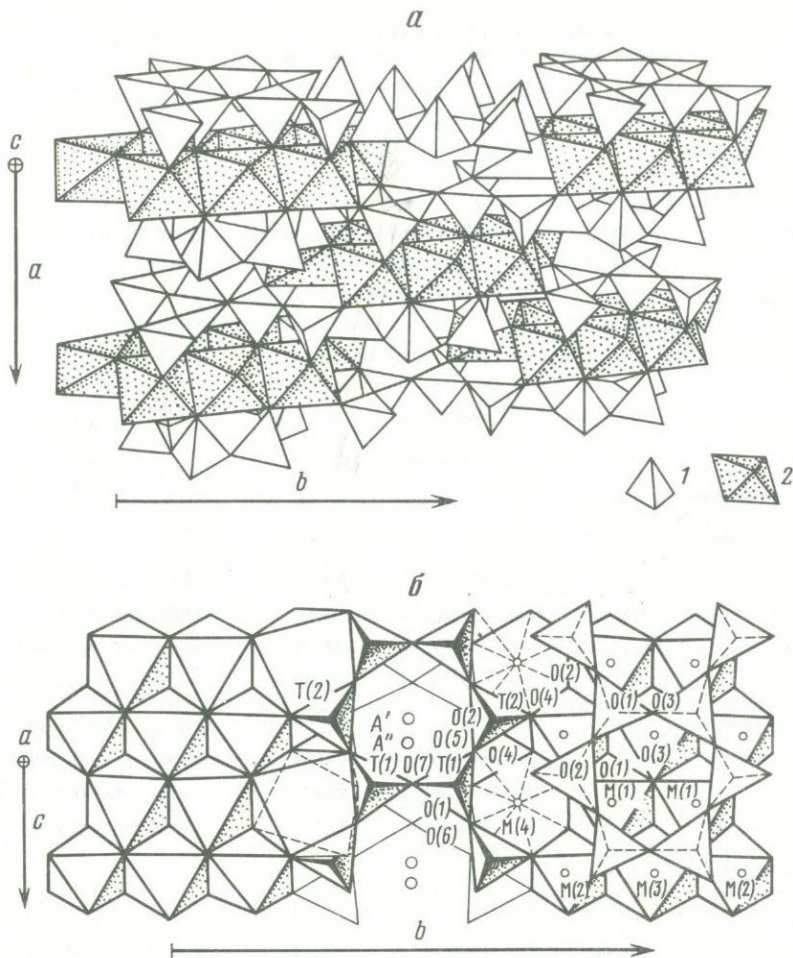


Рис. 24. Кристаллическая структура моноклинного амфибола, по А.Л. Литвину [65]

$a$  — общий вид 1 — кремнекислородные тетраэдры, 2 — катионкислородные октаэдры;  $b$  — проекция на (100).  $T(1)$  и  $T(2)$  — тетраэдрические,  $M(1)$ ,  $M(2)$ ,  $M(3)$  и  $M(4)$  — октаэдрические,  $A$  — щелочная позиции

Различаются два типа тетраэдров:  $T(1)$ , в котором позиция Si связана с тремя мостиковыми кислородами  $O(5)$ ,  $O(6)$  и  $O(7)$ , и  $T(2)$ , в котором Si связан только с двумя мостиковыми кислородами  $O(5)$  и  $O(6)$  (рис. 24, б). Кремний в тетраэдрах может замещаться алюминием; это замещение энергетически выгодно, потому что понижает локальное пересыщение атомов кислорода положительным зарядом кремния, так как мостиковые связи  $Al^{IV}-O-Al^{IV}$  слабее, чем  $Al^{IV}-O-Si$  и  $Si-O-Si$ . Это замещение ограничено двумя атомами из восьми на формульную единицу. Как правило, средние расстояния  $T-O$  в тетраэдре  $T(1)$  оказываются большими, чем в  $T(2)$ , что указывает на преимущественное вхождение в него изоморфного алю-

Классификация щелочных и субщелочных амфиболов  
с распределением катионов по структурным позициям

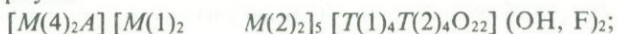
Амфибол	M(4) <sub>2</sub>	A	M'(1) <sub>2</sub> +M(3)	M(2) <sub>2</sub>	T(1) <sub>4</sub> T(2) <sub>4</sub>	Анионы
Кальциево-натриевые амфиболы с незанятой A-позицией						
Винчит	CaNa	—	(Mg, Fe <sup>2+</sup> ) <sub>3</sub>	(Mg, Fe <sup>2+</sup> )Al	Si <sub>8</sub>	O <sub>22</sub> (OH, F) <sub>2</sub>
Барруазит	CaNa	—	(Mg, Fe <sup>2+</sup> ) <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub>	Si <sub>8</sub>	O <sub>22</sub> (OH, F) <sub>2</sub>
Феррибарруазит	CaNa	—	(Fe <sup>2+</sup> , Mg) <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> <sup>3+</sup>	Si <sub>8</sub>	O <sub>22</sub> (OH, F) <sub>2</sub>
Натриевые амфиболы с незанятой A-позицией						
Глаукофан	Na <sub>2</sub>	—	(Mg, Fe <sup>2+</sup> ) <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub>	Si <sub>8</sub>	O <sub>22</sub> (OH, F) <sub>2</sub>
Рибекит	Na <sub>2</sub>	—	(Fe <sup>2+</sup> , Mg) <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> <sup>3+</sup>	Si <sub>8</sub>	O <sub>22</sub> (OH, F) <sub>2</sub>
Натриево-кальциевые амфиболы с занятой A-позицией						
Эденит	Ca <sub>2</sub>	Na	Mg <sub>3</sub>	Mg <sub>2</sub>	AlSi <sub>7</sub>	O <sub>22</sub> (OH, F) <sub>2</sub>
Паргасит	Ca <sub>2</sub>	Na	Mg <sub>3</sub>	MgAl	Al <sub>2</sub> Si <sub>6</sub>	O <sub>22</sub> (OH, F) <sub>2</sub>
Гастингсит	Ca <sub>2</sub>	Na	(Mg, Fe <sup>2+</sup> ) <sub>3</sub>	(Mg, Fe <sup>2+</sup> ) (Al, Fe <sup>3+</sup> )	Al <sub>2</sub> Si <sub>6</sub>	O <sub>22</sub> (OH, F) <sub>2</sub>
Феррогастингсит	Ca <sub>2</sub>	Na	Fe <sub>3</sub> <sup>2+</sup>	Fe <sup>2+</sup> (Al, Fe <sup>3+</sup> )	Al <sub>2</sub> Si <sub>6</sub>	O <sub>22</sub> (OH, F) <sub>2</sub>
Ферригастингсит	Ca <sub>2</sub>	Na	Fe <sub>3</sub> <sup>2+</sup>	Fe <sup>2+</sup> Fe <sup>3+</sup>	Al <sub>2</sub> Si <sub>6</sub>	O <sub>22</sub> (OH, F) <sub>2</sub>
Керсутит	Ca <sub>2</sub>	Na	(Mg, Fe <sup>2+</sup> ) <sub>3</sub>	(Mg, Fe <sup>2+</sup> )Ti	Al <sub>2</sub> Si <sub>6</sub>	O <sub>22</sub> (O, OH) <sub>2</sub>
Феррокерсутит	Ca <sub>2</sub>	Na	Fe <sub>3</sub> <sup>2+</sup>	Fe <sup>2+</sup> Ti	Al <sub>2</sub> Si <sub>6</sub>	O <sub>22</sub> (O, OH) <sub>2</sub>
Кальциево-натриевые амфиболы с занятой A-позицией						
Рихтерит	CaNa	Na	(Mg, Fe <sup>2+</sup> ) <sub>2</sub>	(Mg, Fe <sup>2+</sup> ) <sub>2</sub>	Si <sub>8</sub>	O <sub>22</sub> (OH, F) <sub>2</sub>
Феррорихтерит	CaNa	Na	(Fe <sup>2+</sup> , Mg) <sub>3</sub>	(Fe <sup>2+</sup> , Mg) <sub>2</sub>	Si <sub>8</sub>	O <sub>22</sub> (OH, F) <sub>2</sub>
Магнезиокатофорит	CaNa	Na	(Mg, Fe <sup>2+</sup> ) <sub>3</sub>	(Mg, Fe <sup>2+</sup> )Al	AlSi <sub>7</sub>	O <sub>22</sub> (OH, F) <sub>2</sub>
Катофорит	CaNa	Na	(Fe <sup>2+</sup> , Mg) <sub>3</sub>	(Fe <sup>2+</sup> , Mg)Fe <sup>3+</sup>	AlSi <sub>7</sub>	O <sub>22</sub> (OH, F) <sub>2</sub>
Тарамит	CaNa	Na	(Mg, Fe <sup>2+</sup> ) <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> Si <sub>6</sub>	O <sub>22</sub> (OH, F) <sub>2</sub>
Ферритарамит	CaNa	Na	(Fe <sup>2+</sup> , Mg) <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> <sup>3+</sup>	Al <sub>2</sub> Si <sub>6</sub>	O <sub>22</sub> (OH, F) <sub>2</sub>
Натриевые амфиболы с занятой A-позицией						
Экрманит	Na <sub>2</sub>	Na	(Mg, Fe <sup>2+</sup> ) <sub>3</sub>	(Mg, Fe <sup>2+</sup> )Al	Si <sub>8</sub>	O <sub>22</sub> (OH, F) <sub>2</sub>
Арфведсонит	Na <sub>2</sub>	Na	(Fe <sup>2+</sup> , Mg) <sub>3</sub>	(Fe <sup>2+</sup> , Mg)Fe <sup>3+</sup>	Si <sub>8</sub>	O <sub>22</sub> (OH, F) <sub>2</sub>

миния (или  $\text{Fe}^{3+}$ , если Al недостаточно), тогда как позиция  $T(2)$  чисто кремниевая.

Октаэдрические катионы занимают в структуре амфибола четыре примерно равных по размерам позиции:  $M(1)$ ,  $M(2)$ ,  $M(3)$  и  $M(4)$  (см. рис. 24, б), однако в щелочных и субщелочных амфиболах позиция  $M(4)$ , куда входят крупные катионы Ca и Na, приобретает восьмерную координацию. Искаженные полиэдры  $M(4)$  нарушают архитектурную целостность октаэдрической ленты, что является причиной снижения симметрии минерала до моноклинной. Октаэдры  $M(2)$ , наоборот, становятся самыми маленькими, что допускает вхождение в них мелких многозарядных катионов — октаэдрического  $\text{Al}_{\text{VI}}^{3+}$ ,  $\text{Fe}_{\text{VI}}^{3+}$  и  $\text{Ti}_{\text{VI}}^{4+}$ . Позиции  $M(1)$  и  $M(3)$  находятся во внутренних частях кислород-катионных октаэдрических лент; эти октаэдры крупные, и в октаэдрическом окружении наряду с кислородами в них принимают участие (ОН)-группы или F. Это способствует вхождению в эти октаэдры малозарядных катионов  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Mn}^{2+}$ .

Для щелочных и субщелочных амфиболов, образующихся в условиях резкого пересыщения минералообразующей среды Na и K, характерно вхождение щелочного атома в дополнительную крупную полость между октаэдрическими лентами и тетраэдрическими кремнекислородными пакетами с координацией 12 (позиция A). Размеры этой полости способствуют избирательному заполнению ее K; при вхождении сюда Na наблюдается расщепление ее на две подпозиции,  $A^I$  и  $A^{II}$  (см. рис. 24, б), обусловленное "прижиманием" атома Na к противоположным стенкам полости. При малом содержании щелочей эта позиция может оставаться вакантной.

Таким образом, химическую формулу амфибола  $\text{X}_{2-3}\text{Y}_3[\text{Z}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$  (где  $\text{X}=\text{Ca}, \text{Na}, \text{K}$ ,  $\text{Y}=\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}_{\text{VI}}^{\text{I}}, \text{Ti}$ , а  $\text{Z}=\text{Si}, \text{Al}_{\text{IV}}^{\text{I}}, \text{Fe}_{\text{IV}}^{3+}$ ) можно выразить как следующую структурную:



в элементарной ячейке содержатся две таких формульных единицы.

Соотношение  $\text{Al}_{\text{IV}}^{\text{I}}$  и  $\text{Al}_{\text{VI}}^{\text{I}}$  в амфиболах имеет петрогенетическое значение: преимущественное вхождение алюминия в четверную координацию наблюдается для высокотемпературных парагенезисов амфибола, а в шестерную — для ассоциаций высокого давления. Не исключено, что другие факторы могут перекрывать этот эффект. В частности, повышенная концентрация  $\text{Al}_{\text{IV}}^{\text{I}}$  в амфиболах щелочно-основных, щелочно-ультраосновных и ультращелочных пород может быть связана с дефицитом Si в минералообразующей среде. Тогда вакантные места в тетраэдрах заполняются не только алюминием, но и  $\text{Fe}^{3+}$  (титан, согласно структурным данным А.Л. Литвина [65], концентрируется в октаэдрах  $M(2)$  и не входит в тетраэдры даже при содержании 5—6 мас.%, т.е. 0,5—0,6 на формульную единицу). Замещение  $\text{Al}_{\text{IV}}^{3+}$  на  $\text{Fe}_{\text{IV}}^{3+}$  в тетраэдрах вообще характерно для минералов щелочных пород и наблюдается также в сосуществующих полевых шпатах и нефелине. Увеличение концентрации  $\text{Al}_{\text{IV}}^{\text{I}}$  (и  $\text{Fe}_{\text{IV}}^{3+}$ ) в щелочных амфиболах может быть обусловлено и высокой щелочностью минералооб-

разующей среды, что проявляется в эденитовом типе изоморфных гетеровалентных замещений в структуре по схеме  $(K+Na)_A + Al^{IV} - \square_A + Si$  с заполнением *A*-позиции.

С учетом изоморфных замещений структурная классификация щелочных и субщелочных амфиболов, согласно А.Л. Литвину [65], может быть принята в следующем виде (табл. 24).

Породообразующие амфиболы анализировались нами в основном на микрозонде. Рентгенохимическое определение валентности железа ненадежно из-за невысокой точности, и соотношение  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  рассчитывалось нами из баланса валентностей (как это делалось для пироксенов) исходя из 46 отрицательных зарядов радикала  $[O_{22}(OH, F)_2]$ . Сравнение аналитических данных наиболее наглядно в виде химических формул минерала. Стабильной основой для их расчета является сумма (O, OH, F), равная в амфиболе 24. Но неточности в определении формы нахождения железа и отсутствие данных о содержании воды делают "кислородный" способ расчета ненадежным. С другой стороны, из-за переменного содержания щелочных металлов нельзя использовать для расчета и постоянную сумму катионов. Нами применялся двухступенчатый способ расчета по катионам. На первом этапе он проводился по методу, предложенному И.Д. Борнеман-Старынкевич, на основе  $(Y_5 + Z_8) = 13$  (без учета содержания щелочей). Если коэффициент при сумме щелочных металлов в полученной формуле был меньше трех, расчет считался окончательным и из баланса зарядов оценивалось содержание  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$ , а по разности  $(8 - Si)$  — содержание  $Al^{IV}$  и  $Al^{VI}$ .

Многие анализы амфиболов из пород щелочных комплексов при таком способе расчета имеют коэффициент при сумме щелочей больше трех. Раньше такие факты были единичны и могли быть объяснены аналитическими погрешностями, но сейчас выяснено, что это явление типично для ряда щелочных и субщелочных амфиболов. Согласно данным А.Л. Литвина [65] по уточнению структуры арфведсонита из Гренландии, избыточный натрий (но не кальций) может входить в октаэдрическую позицию *M* (3). Нам представляется, что этот факт имеет принципиальное значение для щелочных амфиболов и может быть использован как своеобразный индикатор ультравысокой щелочности среды минералообразования в дополнение к известному уже факту заполнения щелочным атомом позиции *A*. В таких случаях мы пересчитывали анализ, приравнивая всю сумму катионов к 16, полагая, что все позиции в структуре полностью заполнены; содержания  $Al^{IV}$  и  $Al^{VI}$ ,  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  пересчитывались заново и избыток Na помещался в *M* (3).

#### *Амфиболы ловозерского и илимаусакского комплексов*

До недавнего времени данные о породообразующих амфиболах ловозерского и илимаусакского комплексов были ограничены в основном пегматоидными разностями пород [42]. Причиной этому была сложность отборки минерала для химического анализа, обусловленная тесными прорастаниями амфибола с пироксеном, слюдой и другими минералами. Применение микрозонда восполнило существующий пробел, хотя некоторые стороны анализа, в частности разделение железа на  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$ , еще не могут нас удовлетворить.

Согласно выводам Л.М. Ларсен [122], амфиболы в породах илимаусакского комплекса варьируют в направлении гастингсит→катофорит — арфведсонит в соответствии со схемой изоморфизма  $\text{CaAl} \leftarrow \text{NaSi}$  при постоянном содержании железа. Расчеты анализов при сумме катионов, равной 16 и 46 отрицательных зарядов радикала, выполненные Л.М. Ларсен, показали, что в гастингситах все железо —  $\text{Fe}^{2+}$ , в катофорите около 10% железа является  $\text{Fe}^{3+}$ , а в арфведсоните 20% трехвалентного железа, т.е. степень окисленности железа в амфиболах очень низкая. В целом состав илимаусакских амфиболов хорошо коррелируется с составом пироксенов, отличаясь от состава амфиболов и пироксенов ловозерского и хибинского комплексов прежде всего низкими содержаниями Mg (высоким отношением  $\text{Fe}/\text{Mg}$ ) и высоким содержанием циркония (см. табл. 5 в работе [122]).

Амфибол закаленного авгитового сиенита соответствует железотитановому паргаситу, близкому к керсутиту. Во внутренних фациях авгитового сиенита коричневатозеленый титанистый ферропаргасит развивается в интерстициях зерен других минералов и замещает с периферии кристаллы пироксена.

Во всех агапитовых породах ловозерского комплекса распространен преимущественно арфведсонит с существенным преобладанием  $\text{Fe}^{2+}$  над Mg и  $\text{Fe}^{3+}$  над Al. Иногда он характеризуется пониженным содержанием натрия (ряд арфведсонит—рибекит). Амфиболы этих пород выделяются высоким содержанием (до 2,00—2,50 мас.%) F, иногда содержат литий (до 0,36—0,82 мас.%  $\text{Li}_2\text{O}$ ) [22]. Обычно это акцессорные минералы, но в некоторых разностях пород, например в арфведсонитовых лувявритах дифференцированного комплекса, эвдиалитовых и мурманито-лампрофиллитовых лувявритах, содержание их достигает 10—12 мас.% и более. Лишь амфиболы пойкилитовых нефелиновых и содалитовых сиенитов, приконтактовых разностей пород и ийолит-мельтейгитов отличаются повышенным содержанием Ca и Mg (ряды арфведсонит — экерманит и арфведсонит — катофорит).

#### *Амфиболы в породах хибинского комплекса*

Хибинские амфиболы более разнообразны, чем в ловозерском и илимаусакском комплексах, что определяется большим разнообразием химически контрастных пород, в которых они образовались, и существенным изменением условий минералообразования на позднематматическом и постмагматическом этапах их формирования. Как правило, амфиболы развивались позже породообразующего пироксена и обнаруживают реакционные взаимоотношения с ним, но раньше игольчатого зеленого эгирина, замещающего и нарастающего на зерна амфибола. В дайках и в некоторых разностях трахитоидных мельтейгит-уртитов амфибол несомненно первичный и кристаллизовался одновременно с пироксеном.

Химические анализы хибинских амфиболов приведены в работах [36, 49, 71, 72, 80, 99 и др.]. Результаты анализов представлены в табл. 25 и сопоставлены с данными других исследователей на диаграммах  $(\text{Na} + \text{K})/(\text{Na} + \text{K} + \text{Ca})$  против  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn})$  (щелочность—маг-

## Химический состав (в мас. %) хибинских амфиболов

Компоненты	1			2			3			4			5		
	678-1			678-2			678-3			678-4			1713-1		
	Мет.	Окисл.	Коэф. ф.	Мет.	Окисл.	Коэф. ф.	Мет.	Окисл.	Коэф. ф.	Мет.	Окисл.	Коэф. ф.	Мет.	Окисл.	Коэф. ф.
Na	1,91	2,57	0,73	1,73	2,33	0,72	2,05	2,76	0,78	1,80	2,43	0,71	3,17	4,28	1,21
K	0,94	1,14	0,21	1,37	1,65	0,33	0,97	1,17	0,22	1,27	1,53	0,29	1,46	1,76	0,32
Ca	7,89	11,03	1,72	8,04	11,25	1,92	7,79	10,90	1,71	7,20	10,08	1,62	7,91	11,07	1,73
$\Sigma M(4)+A$	—	—	2,66	—	—	2,97	—	—	2,71	—	—	2,62	—	—	3,26
Mg	7,01	11,62	2,52	3,95	6,55	1,55	6,83	11,33	2,47	4,09	6,79	1,52	10,08	16,72	3,61
Mn	0,31	0,40	0,05	0,29	0,37	0,05	0,24	0,31	0,04	0,36	0,47	0,06	0,25	0,32	0,04
Fe	11,88	—	1,86	19,70	—	3,37	12,46	—	1,96	18,65	—	3,01	5,45	—	0,85
(Fe <sup>2+</sup> )	9,78	12,57	1,53	16,37	21,06	2,80	9,92	12,76	1,56	13,38	17,21	2,16	3,58	4,60	0,56
(Fe <sup>3+</sup> )	2,10	3,01	0,33	3,33	4,76	0,57	2,55	3,64	0,40	5,27	7,53	0,85	1,87	2,67	0,29
Ti	2,52	4,20	0,46	1,88	3,14	0,38	2,74	4,57	0,50	1,64	2,74	0,31	1,00	1,67	0,19
Al	5,84	11,03	1,89	4,18	7,90	1,48	5,77	10,90	1,88	5,83	11,03	1,95	3,73	7,05	1,21
(Al <sup>VI</sup> )	—	—	0,12	—	—	—	—	—	0,03	—	—	0,11	—	—	0,06
(Al <sup>IV</sup> )	—	—	1,77	—	—	1,48	—	—	1,85	—	—	1,84	—	—	1,15
Si	20,07	42,92	6,23	18,10	38,72	6,16	19,66	42,05	6,15	19,20	41,06	6,16	22,09	47,25	6,85
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,53	2,53	1,16
Сумма	58,37	100,50	(13)	59,24	97,73	(13)	58,51	100,39	(13)	60,04	100,87	(13)	55,14	100,32	(16)
— O ~ F														—1,06	
														99,39	

Таблица 25 (продолжение)

Компо- ненты	6			7			8			9			10		
	678-1			1552-3			1695-2'			1695-2			356-3		
	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	Мет.	Окисл.	Козф. ф.
Na	3,07	4,14	1,15	3,06	4,13	1,17	3,50	4,72	1,38	5,85	7,89	2,23	3,08	4,15	1,23
K	1,51	1,82	0,34	1,35	1,63	0,30	1,37	1,65	0,32	1,33	1,61	0,30	1,66	2,00	0,39
Ca	11,49	16,07	1,66	5,95	8,33	1,30	5,27	7,37	1,19	3,17	4,43	0,69	4,49	6,28	1,03
$\Sigma M(4)+A$	—	—	3,15	—	—	2,77	—	—	2,89	—	—	3,22	—	—	2,65
Mg	10,95	18,15	3,92	8,74	14,49	3,16	8,03	13,31	3,00	7,00	11,61	2,52	4,49	7,44	1,69
Mn	0,23	0,30	0,04	0,61	0,79	0,10	0,75	0,97	0,12	0,96	1,25	0,15	1,20	1,55	0,20
Fe	5,54	—	0,86	9,18	—	1,44	9,04	—	1,47	13,32	—	2,09	17,22	—	2,83
(Fe <sup>2+</sup> )	3,23	4,15	0,50	8,48	10,91	1,33	9,04	11,63	1,47	7,58	10,83	1,19	13,69	17,61	2,25
(Fe <sup>3+</sup> )	2,31	3,30	0,36	0,70	1,01	0,11	0,00	0,00	0,00	5,74	7,38	0,90	3,53	5,05	0,58
Ti	0,87	1,45	0,16	1,67	2,79	0,31	1,29	2,15	0,25	1,15	1,92	0,21	1,53	2,55	0,29
Al	3,44	5,60	0,96	2,52	4,76	0,82	1,93	3,65	0,65	1,28	2,42	0,41	2,31	4,37	0,78
(Al <sup>VI</sup> )	—	—	—	—	—	—	—	—	0,16	—	—	—	—	—	—
(Al <sup>IV</sup> )	—	—	0,96	—	—	0,82	—	—	0,49	—	—	0,41	—	—	0,78
Si	22,37	47,85	6,92	22,98	49,16	7,18	23,22	49,67	7,51	23,74	50,77	7,40	22,06	47,19	7,20
F	3,05	3,05	1,30	1,03	1,03	0,47	2,05	2,05	0,98	1,80	1,80	0,73	0,52	0,52	0,25
Сумма	59,47	100,69	(16)	56,06	98,73	(13)	54,40	97,17	(13)	57,80	101,91	(16)	58,04	98,71	(13)
-O ~ F <sub>2</sub>	—	-1,28	—	—	0,43	—	—	0,86	—	—	0,76	—	—	0,22	—
		99,41			98,30			96,31			101,15			98,49	

Таблица 25 (продолжение)

Компо- ненты	11			12			13			14			15		
	356-1			356-2			311-4			919-2			919-1		
	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	Мет.	Окисл.	Козф. ф.
Na	3,53	4,76	1,42	3,34	4,50	1,33	3,96	5,34	1,54	4,22	5,69	1,67	4,25	5,73	1,65
K	1,70	2,05	0,40	1,70	2,05	0,40	1,61	1,94	0,37	1,59	1,92	0,37	1,52	1,82	0,35
Ca	4,16	5,82	0,96	4,06	5,68	0,93	3,51	4,91	0,79	2,41	3,37	0,55	2,86	4,01	0,64
$\Sigma M(4)+A$	—	—	2,78	—	—	2,66	—	—	2,70	—	—	2,59	—	—	2,64
Mg	4,65	7,71	1,78	4,69	7,78	1,77	4,94	8,19	2,15	4,15	6,88	1,55	5,59	9,26	2,05
Mn	1,25	1,61	0,21	1,20	1,55	0,20	0,82	1,06	0,16	1,62	2,10	0,24	1,53	1,97	0,25
Fe	16,95	—	2,52	16,86	—	2,67	16,48	—	2,39	18,53	—	3,01	16,10	—	2,57
(Fe <sup>2+</sup> )	16,95	21,81	2,52	14,78	19,01	2,34	8,96	11,53	1,30	13,36	17,19	2,17	12,40	15,96	1,98
(Fe <sup>3+</sup> )	0,00	0,00	0,00	2,08	2,97	0,33	7,52	10,75	1,09	5,17	7,39	0,84	3,69	5,28	0,59
Ti	1,45	2,42	0,28	1,34	2,24	0,26	1,48	2,47	0,10	1,26	2,10	0,24	0,48	0,81	0,09
Al	1,92	3,63	0,66	1,88	3,55	0,64	1,37	2,59	0,46	0,79	1,49	0,26	0,52	0,98	0,17
(Al <sup>VI</sup> )	—	—	0,20	—	—	0,10	—	—	0,02	—	—	—	—	—	0,05
(Al <sup>IV</sup> )	—	—	0,46	—	—	0,54	—	—	0,44	—	—	0,26	—	—	0,12
Si	22,86	48,90	7,54	22,90	48,98	7,46	23,27	49,78	7,56	23,78	50,85	7,67	24,84	53,13	7,88
F	0,52	0,52	0,25	0,65	0,65	0,31	0,19	0,19	0,09	0,83	0,83	0,39	1,75	1,75	0,82
Сумма	58,47	99,23	(13)	57,97	98,96	(13)	57,44	98,75	(13)	58,35	99,81	(13)	57,69	100,70	(13)
O ~ F <sub>2</sub>	—	-0,22	—	—	-0,27	—	—	-0,08	—	—	-0,35	—	—	-0,74	—
		99,01			98,69			98,67			99,46			99,96	

Компо- ненты	16			17			18			19			20		
	980/1015			527/87-5			527/87-6			1395-1			1395-2		
	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	Мет.	Окисл.	Козф. ф.
Na	6,23	8,40	2,39	3,90	5,26	1,54	4,61	6,22	1,81	4,58	6,18	1,76	4,87	6,56	1,91
K	1,66	1,99	0,37	1,56	1,88	0,36	1,58	1,90	0,37	1,55	1,87	0,35	1,95	2,34	0,45
Ca	2,69	3,76	0,59	3,42	4,79	0,77	4,09	5,73	0,92	1,70	0,51	0,38	0,93	1,30	0,21
$\Sigma M(4)+A$	—	—	3,35	—	—	2,67	—	—	3,10	—	—	2,49	—	—	2,57
Mg	6,54	10,85	2,37	4,99	8,27	1,86	5,94	9,85	2,21	3,32	5,51	1,21	3,55	5,88	1,31
Mn	0,68	0,87	0,11	0,62	0,80	0,10	0,75	0,97	0,12	1,44	1,86	0,23	1,39	1,80	0,23
Fe	14,64	—	2,31	17,35	—	2,82	16,01	—	2,59	20,71	—	3,28	19,23	—	3,10
(Fe <sup>2+</sup> )	6,14	7,90	0,97	14,64	18,83	2,38	11,13	14,32	1,80	14,27	18,36	2,26	14,14	18,18	2,28
(Fe <sup>3+</sup> )	8,50	12,15	1,34	2,71	3,87	0,44	4,88	6,98	0,79	6,44	9,21	1,02	5,09	7,27	0,82
Ti	1,34	2,23	0,25	0,65	1,08	0,12	1,49	2,48	0,28	1,49	2,50	0,28	0,95	1,58	0,18
Al	0,82	1,56	0,27	0,83	1,57	0,28	1,59	2,99	0,53	1,36	2,57	0,45	0,96	1,81	0,32
(Al <sup>VI</sup> )	—	—	0,00	—	—	0,09	—	—	0,00	—	—	0,00	—	—	0,18
(Al <sup>IV</sup> )	—	—	0,27	—	—	0,19	—	—	0,53	—	—	0,45	—	—	0,14
Si	23,34	49,92	7,33	24,17	51,70	7,81	22,24	47,56	7,16	23,96	51,25	7,55	24,49	52,38	7,86
F	—	—	—	1,19	1,19	0,57	0,77	0,77	0,36	—	—	0,22	0,66	0,66	0,21
Сумма	57,94	99,63	(16)	57,49	99,24	(13)	58,30	99,77	(16)	60,11	100,51	(13)	58,32	99,76	(13)
—O ~ F <sub>2</sub>					—0,50			—0,32			—0,29			—0,28	
					98,74			99,45			100,22			99,48	

Таблица 25 (продолжение)

Компо- ненты	21			22			23			24			25		
	1762			1398-2			541/1758-8			1642-3			1642-4		
	Мет.	Окисл.	Коэф. ф.	Мет.	Окисл.	Коэф. ф.	Мет.	Окисл.	Коэф. ф.	Мет.	Окисл.	Коэф. ф.	Мет.	Окисл.	Коэф. ф.
Na	4,01	5,41	1,69	6,25	8,43	2,32	4,27	5,75	1,65	4,10	5,53	1,63	4,14	5,58	1,65
K	1,39	1,67	0,34	2,63	3,17	0,57	4,16	5,01	0,94	1,54	1,85	0,36	1,41	1,70	0,36
Ca	2,11	2,95	0,51	1,94	2,71	0,41	2,15	3,00	0,48	2,33	3,26	0,53	2,42	3,39	0,55
$\Sigma M(4)+A$			2,54	—	—	3,30	—	—	3,07	—	—	2,52	—	—	2,52
Mg	3,51	5,82	1,40	6,68	11,08	2,35	5,69	9,43	2,08	4,00	6,63	1,50	3,88	6,43	1,47
Mn	1,28	1,65	0,23	1,52	1,96	0,24	0,83	1,08	0,13	0,89	1,15	0,15	0,84	1,08	0,14
Fe	18,62	—	3,22	11,98	—	1,83	16,36	—	2,60	18,78	—	3,06	19,68	—	3,23
(Fe <sup>2+</sup> )	11,56	14,87	2,00	8,05	10,36	1,23	13,02	16,75	2,07	12,77	16,43	2,08	12,61	16,22	2,07
(Fe <sup>3+</sup> )	7,05	10,08	1,22	3,93	5,62	0,60	3,34	4,77	0,53	6,01	8,59	0,98	7,07	10,11	1,16
Ti	1,23	2,05	0,25	1,30	2,17	0,23	0,82	1,37	0,15	1,35	2,25	0,26	1,41	2,35	0,27
Al	1,70	3,21	0,61	0,73	1,38	0,23	0,48	0,91	0,16	1,80	3,40	0,61	1,75	3,31	0,59
(Al <sup>VI</sup> )						0,04	—	—	—	—	—	0,03	—	—	0,00
(Al <sup>IV</sup> )			0,61			0,19	—	—	0,16	—	—	0,58	—	—	0,59
Si	21,21	45,37	7,30	25,69	54,95	7,81	24,67	52,77	7,80	22,89	48,96	7,42	22,37	47,85	7,30
F	0,84	0,84	0,43	—	—	—	0,00	0,00	—	1,01	1,01	0,48	1,20	1,20	0,58
Сумма	55,06	93,89	(13)	58,70	101,83	(16)	59,43	100,84	(16)	57,68	99,06	(13)	57,90	99,22	(13)
—O ~ F <sub>2</sub>		—0,35									—0,43			—0,51	
		93,54									98,63			98,71	

Химические формулы амфиболов:

- 1 —  $(\text{Na}_{0,45}\text{K}_{0,21})_{0,66}(\text{Na}_{0,28}\text{Ca}_{1,72})_2(\text{Mg}_{2,52}\text{Fe}^{2+}_{1,53}\text{Fe}^{3+}_{0,33}\text{Mn}_{0,05}\text{Ti}_{0,46}\text{Al}_{0,12})_3(\text{Si}_{6,23}\text{Al}_{1,77})_2\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$
- 2 —  $(\text{Na}_{0,64}\text{K}_{0,33})_{0,97}(\text{Na}_{0,08}\text{Ca}_{1,92})_2(\text{Mg}_{1,55}\text{Fe}^{2+}_{2,80}\text{Fe}^{3+}_{0,21}\text{Mn}_{0,05}\text{Ti}_{0,38})_3(\text{Si}_{6,16}\text{Al}_{1,48}\text{Fe}^{3+}_{0,36})_2\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$
- 3 —  $(\text{Na}_{0,49}\text{K}_{0,22})_{0,71}(\text{Na}_{0,29}\text{Ca}_{1,71})_2(\text{Mg}_{2,47}\text{Fe}^{2+}_{1,56}\text{Fe}^{3+}_{0,40}\text{Mn}_{0,04}\text{Ti}_{0,50}\text{Al}_{0,03})_3(\text{Si}_{6,15}\text{Al}_{1,85})_2\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$
- 4 —  $(\text{Na}_{0,33}\text{K}_{0,29})_{0,62}(\text{Na}_{0,38}\text{Ca}_{1,62})_2(\text{Mg}_{1,52}\text{Fe}^{2+}_{2,16}\text{Fe}^{3+}_{0,85}\text{Mn}_{0,06}\text{Ti}_{0,31}\text{Al}_{0,11})_3(\text{Si}_{6,16}\text{Al}_{1,84})_2\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$
- 5 —  $(\text{Na}_{0,68}\text{K}_{0,32})_1(\text{Na}_{0,27}\text{Ca}_{1,73})_2(\text{Na}_{0,26}\text{Mg}_{3,61}\text{Fe}^{2+}_{0,56}\text{Fe}^{3+}_{0,29}\text{Mn}_{0,04}\text{Ti}_{0,19}\text{Al}_{0,06})_3(\text{Si}_{6,85}\text{Al}_{1,15})_2\text{O}_{22}\text{OH}_{0,77}\text{F}_{1,16}$
- 6 —  $(\text{Na}_{0,66}\text{K}_{0,34})_1(\text{Na}_{0,34}\text{Ca}_{1,66})_2(\text{Na}_{0,15}\text{Mg}_{3,92}\text{Fe}^{2+}_{0,50}\text{Fe}^{3+}_{0,24}\text{Mn}_{0,04}\text{Ti}_{0,16})_3(\text{Si}_{6,92}\text{Al}_{0,96}\text{Fe}^{3+}_{0,12})_2\text{O}_{22}(\text{O}_{0,02}\text{OH}_{0,68}\text{F}_{1,30})_2$
- 7 —  $(\text{Na}_{0,47}\text{K}_{0,30})_{0,77}(\text{Na}_{0,70}\text{Ca}_{1,30})_2(\text{Mg}_{3,16}\text{Fe}^{2+}_{1,33}\text{Fe}^{3+}_{0,11}\text{Mn}_{0,10}\text{Ti}_{0,31})_3(\text{Si}_{7,18}\text{Al}_{0,82})_2\text{O}_{22}(\text{OH}_{1,53}\text{F}_{0,47})_2$
- 8 —  $(\text{Na}_{0,57}\text{K}_{0,32})_{0,89}(\text{Na}_{0,81}\text{Ca}_{1,19})_2(\text{Mg}_{3,00}\text{Fe}^{2+}_{1,47}\text{Fe}^{3+}_{0,00}\text{Mn}_{0,12}\text{Ti}_{0,25}\text{Al}_{0,16})_3(\text{Si}_{7,51}\text{Al}_{0,49})_2\text{O}_{22}(\text{OH}_{1,02}\text{F}_{0,98})_2$
- 9 —  $(\text{Na}_{0,70}\text{K}_{0,30})_1(\text{Na}_{1,31}\text{Ca}_{0,69})_2(\text{Na}_{0,22}\text{Mg}_{2,52}\text{Fe}^{2+}_{1,19}\text{Fe}^{3+}_{0,71}\text{Mn}_{0,15}\text{Ti}_{0,21})_3(\text{Si}_{7,40}\text{Al}_{0,41}\text{Fe}^{3+}_{0,19})_2\text{O}_{22}(\text{OH}_{1,27}\text{F}_{0,73})_2$
- 10 —  $(\text{Na}_{0,26}\text{K}_{0,39})_{0,65}(\text{Na}_{0,97}\text{Ca}_{1,03})_2(\text{Mg}_{1,69}\text{Fe}^{2+}_{2,25}\text{Fe}^{3+}_{0,56}\text{Mn}_{0,20}\text{Ti}_{0,29})_3(\text{Si}_{7,20}\text{Al}_{0,78}\text{Fe}^{3+}_{0,02})_2\text{O}_{22}(\text{OH}_{1,75}\text{F}_{0,25})_2$
- 11 —  $(\text{Na}_{0,38}\text{K}_{0,40})_{0,78}(\text{Na}_{1,04}\text{Ca}_{0,96})_2(\text{Mg}_{1,78}\text{Fe}^{2+}_{2,52}\text{Mn}_{0,21}\text{Ti}_{0,28}\text{Al}_{0,20})_3(\text{Si}_{7,54}\text{Al}_{0,46})_2\text{O}_{22}(\text{OH}_{1,75}\text{F}_{0,25})_2$
- 12 —  $(\text{Na}_{0,26}\text{K}_{0,40})_{0,66}(\text{Na}_{1,07}\text{Ca}_{0,93})_2(\text{Mg}_{1,77}\text{Fe}^{2+}_{2,34}\text{Fe}^{3+}_{0,33}\text{Mn}_{0,20}\text{Ti}_{0,26}\text{Al}_{0,10})_3(\text{Si}_{7,46}\text{Al}_{0,54})_2\text{O}_{22}(\text{OH}_{1,69}\text{F}_{0,31})_2$
- 13 —  $(\text{Na}_{0,33}\text{K}_{0,37})_{0,70}(\text{Na}_{0,81}\text{Ca}_{0,79})_2(\text{Mg}_{2,15}\text{Fe}^{2+}_{1,30}\text{Fe}^{3+}_{1,09}\text{Mn}_{0,16}\text{Ti}_{0,10}\text{Al}_{0,02})_3(\text{Si}_{7,56}\text{Al}_{0,44})_2\text{O}_{22}(\text{OH}_{1,91}\text{F}_{0,09})_2$
- 14 —  $(\text{Na}_{0,22}\text{K}_{0,37})_{0,59}(\text{Na}_{1,45}\text{Ca}_{0,55})_2(\text{Mg}_{1,55}\text{Fe}^{2+}_{2,17}\text{Fe}^{3+}_{0,84}\text{Mn}_{0,24}\text{Ti}_{0,24})_3(\text{Si}_{7,67}\text{Al}_{0,26}\text{Fe}^{3+}_{0,07})_2\text{O}_{22}(\text{OH}_{1,61}\text{F}_{0,39})_2$
- 15 —  $(\text{Na}_{0,29}\text{K}_{0,35})_{0,64}(\text{Na}_{1,36}\text{Ca}_{0,64})_2(\text{Mg}_{2,05}\text{Fe}^{2+}_{1,98}\text{Fe}^{3+}_{0,59}\text{Mn}_{0,25}\text{Ti}_{0,09}\text{Al}_{0,05})_3(\text{Si}_{7,88}\text{Al}_{0,12})_2\text{O}_{22}(\text{OH}_{1,18}\text{F}_{0,82})_2$
- 16 —  $(\text{Na}_{0,63}\text{K}_{0,37})_1(\text{Na}_{1,41}\text{Ca}_{0,59})_2(\text{Na}_{0,35}\text{Mg}_{2,37}\text{Fe}^{2+}_{0,97}\text{Fe}^{3+}_{0,94}\text{Mn}_{0,11}\text{Ti}_{0,25})_3(\text{Si}_{7,33}\text{Al}_{0,27}\text{Fe}^{3+}_{0,40})_2\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$
- 17 —  $(\text{Na}_{0,31}\text{K}_{0,36})_{0,67}(\text{Na}_{0,23}\text{Ca}_{0,77})_2(\text{Mg}_{1,86}\text{Fe}^{2+}_{2,38}\text{Fe}^{3+}_{0,44}\text{Mn}_{0,10}\text{Ti}_{0,12}\text{Al}_{0,09})_3(\text{Si}_{7,81}\text{Al}_{0,19})_2\text{O}_{22}(\text{OH}_{1,64}\text{F}_{0,57})_2$
- 18 —  $(\text{Na}_{0,63}\text{K}_{0,37})_1(\text{Na}_{0,08}\text{Ca}_{0,92})_2(\text{Na}_{0,10}\text{Mg}_{2,21}\text{Fe}^{2+}_{1,80}\text{Fe}^{3+}_{0,49}\text{Mn}_{0,12}\text{Ti}_{0,28})_3(\text{Si}_{7,16}\text{Al}_{0,53}\text{Fe}^{3+}_{0,31})_2\text{O}_{22}(\text{OH}_{1,64}\text{F}_{0,36})_2$
- 19 —  $(\text{Na}_{0,06}\text{K}_{0,35})_{0,49}(\text{Na}_{1,62}\text{Ca}_{0,38})_2(\text{Mg}_{1,21}\text{Fe}^{2+}_{2,26}\text{Fe}^{3+}_{1,02}\text{Mn}_{0,23}\text{Ti}_{0,28})_3(\text{Si}_{7,55}\text{Al}_{0,45})_2\text{O}_{22}(\text{OH}_{1,78}\text{F}_{0,22})_2$
- 20 —  $(\text{Na}_{0,12}\text{K}_{0,45})_{0,57}(\text{Na}_{1,79}\text{Ca}_{0,21})_2(\text{Mg}_{1,31}\text{Fe}^{2+}_{2,28}\text{Fe}^{3+}_{0,82}\text{Mn}_{0,23}\text{Ti}_{0,18}\text{Al}_{0,18})_3(\text{Si}_{7,86}\text{Al}_{0,14})_2\text{O}_{22}(\text{OH}_{1,79}\text{F}_{0,21})_2$
- 21 —  $(\text{Na}_{0,20}\text{K}_{0,34})_{0,54}(\text{Na}_{1,49}\text{Ca}_{0,51})_2(\text{Mg}_{1,40}\text{Fe}^{2+}_{2,00}\text{Fe}^{3+}_{0,16}\text{Mn}_{0,23}\text{Ti}_{0,25})_3(\text{Si}_{7,30}\text{Al}_{0,61}\text{Fe}^{3+}_{0,09})_2\text{O}_{22}(\text{OH}_{1,57}\text{F}_{0,43})_2$
- 22 —  $(\text{Na}_{0,43}\text{K}_{0,57})_1(\text{Na}_{1,59}\text{Ca}_{0,41})_2(\text{Na}_{0,30}\text{Mg}_{2,35}\text{Fe}^{2+}_{1,23}\text{Fe}^{3+}_{0,60}\text{Mn}_{0,24}\text{Ti}_{0,23}\text{Al}_{0,04})_3(\text{Si}_{7,81}\text{Al}_{0,19})_2\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$
- 23 —  $(\text{Na}_{0,06}\text{K}_{0,94})_1(\text{Na}_{1,52}\text{Ca}_{0,48})_2(\text{Mg}_{2,16}\text{Fe}^{2+}_{0,49}\text{Fe}^{3+}_{0,98}\text{Mn}_{0,13}\text{Ti}_{0,15})_3(\text{Si}_{7,80}\text{Al}_{0,16}\text{Fe}^{3+}_{0,04})_2\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$
- 24 —  $(\text{Na}_{0,16}\text{K}_{0,36})_{0,52}(\text{Na}_{1,64}\text{Ca}_{0,36})_2(\text{Mg}_{1,50}\text{Fe}^{2+}_{2,08}\text{Fe}^{3+}_{0,98}\text{Mn}_{0,15}\text{Ti}_{0,26}\text{Al}_{0,03})_3(\text{Si}_{7,42}\text{Al}_{0,58})_2\text{O}_{22}(\text{OH}_{1,52}\text{F}_{0,48})_2$
- 25 —  $(\text{Na}_{0,16}\text{K}_{0,36})_{0,52}(\text{Na}_{1,45}\text{Ca}_{0,55})_2(\text{Mg}_{1,47}\text{Fe}^{2+}_{2,07}\text{Fe}^{3+}_{1,05}\text{Mn}_{0,14}\text{Ti}_{0,27})_3(\text{Si}_{7,30}\text{Al}_{0,59}\text{Fe}^{3+}_{0,11})_2\text{O}_{22}(\text{OH}_{1,42}\text{F}_{0,58})_2$

*Примечание.* 1—4 — из дайки тералита, гора Петрелиуса; 1 — керсутит из ядра вкрапленника, 2 — баркевикит из периферии вкрапленника, 3 — керсутит из внутренней части реакционной каемки вокруг вкрапленника пироксена, 4 — баркевикит из внешней части каемки; 5, 6 — эденит из пегматоидного обособления в вулканитах, гора Юмьчорр; 7 — кальциево-магнезиальный амфибол из приконтактового хибинита, гора Северный Лявочорр; 8, 9 — зональный амфибол из грубозернистого хибинита, гора Северный Лявочорр; 8 — кальциево-магнезиальный из ядра кристалла, 9 — арфведсонит из периферической части кристалла; 10—12 — катофорит из меланократового нефелинового сиенита, гора Петрелиуса; 13 — катофорит из приконтактовой части дайки шонкнита, гора Петрелиуса; 14, 15 — кальциево-магнезиальный амфибол из лявочоррита; 16 — гора Партомчорр, скв. 980, глубина 1015 м; 17, 18 — гора Эвслогчорр, скв. 527, глубина 87 м; 19, 20 — арфведсонит из амфиболового фойнита, гора Кукусумчорр; 21 — арфведсонит из амфибол-пироксенового фойнита, гора Партомчорр; 22, 23 — арфведсонит из пироксенового рисчоррита, долина р. Юкспорйок, скв. 541, глубина 1758 м; 24, 25 — арфведсонит из слюдяного рисчоррита, ущелье Рисчорра. Данные микрорзондового анализа. Аналитики А.И. Целин, Т.И. Голованова.

незиальность) и  $(Na + K)/(Na + K + Ca)$  против Al (щелочность—глиноземистость) (рис. 25). Расчет анализов на формулы приведен в табл. 25 (в скобках — основа расчета).

Исследовались корреляции между главными компонентами состава хибинских амфиболов. Проведенный факторный анализ показал, что корреляции группируются в два основных фактора. Первый определяется различным поведением в амфиболах двух групп элементов: Ca и Mg, с одной стороны, с другой — Na, Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup> и Mn (все эти компоненты связаны между собой значимыми корреляциями — положительными внутри групп и отрицательными в разных группах). Второй фактор определяется противопоставлением группы Si и K и группы Al, Ti и Ca (положительные связи Si с K и Al с Ca и отрицательные связи Si с Al, Si с Ti и Ti с K характеризуются наиболее высокими значениями коэффициента корреляции). Прослеживается второстепенная зависимость групп Mg—Ca и Al—Ti—Ca через кальций. Это означает, что при анализе закономерностей изменения состава амфиболов на диаграммах "щелочность—магнезиальность" и "щелочность—глиноземистость" (см. рис. 25), противопоставляя щелочи кальцию, нужно в первом случае отводить главную роль натрию, а во втором — калию. Различия в значимости корреляций проявляются на этих графиках в том, что на рис. 25, а, кроме основного тренда эденит—катофорит—магнезиоарфведсонит, вдоль которого ложатся составы амфиболов из мончикита, меланефелинитов и фонолитов Часначорр-Юдичвумчоррского блока, толщи трахитоидных мельтейгит-уртитов и хибинитов, наблюдается полз составов с более высокой железистостью, в то время как на рис. 25, б все точки лежат на едином тренде паргасит—гастингсит—винчит—катофорит—арфведсонит.

Наиболее высокое отношение Al/Si наблюдается в базальтической роговой обманке, описанной Н.П. Лупановой из дайки мончикита в ущелье Рамзая [71, 72], и в изученном Л.В. Козыревой [56] паргасите из ксенолитов апатитизированного флогопит-амфиболита в трубке взрыва на горе Северный Суолуайв. В этих амфиболах найдено максимально возможное содержание Al<sup>IV</sup> (Al:Si = 2:6), а также (0,3÷0,5 Al<sup>VI</sup> (в ф.е.), самое высокое содержание Ca — 1,5÷2,0 ф.е. и высокая магнезиальность ( $mg = Mg/(Mg + Mn + Fe) = 0,73 ÷ 0,81$ ). Уже среди амфиболов этой группы, формально субщелочных, мы встречаемся с проявлением ультравысокой щелочности. Так, в рассматриваемом паргасите, рассчитываемом на формулу:  $(K_{0,36}Na_{0,64})(Ca_{1,96}Na_{0,04})_2(Na_{0,03}Mg_{3,15}Fe_{0,80}^{2+}Fe_{0,36}^{3+}Mn_{0,01}Ti_{0,36}Al_{0,29})_5 \times (Si_{6,09}Al_{0,91})_2O_{22}(O_{1,28}OH_{0,65}F_{0,07})_2$ , щелочи полностью насыщают позицию А и 0,03 Na входит в октаэдр М (3). Степень окисления железа ( $Fe^{3+} / \Sigma Fe$ ) 31%.

Амфиболы в дайках щелочных габброидов образуют зональные порфиновые вкрапленники и слагают основную массу породы, а также развиваются в виде периферических реакционных каемок вокруг вкрапленников пироксена (см. табл. 25, ан. 1—4). В ядрах вкрапленников и во внутренних частях каемок амфибол представлен керсутитом, во внешних их частях и основной массе породы — баркевикитом. Данные амфиболы также характеризуются высоким содержанием (в ф.е.)

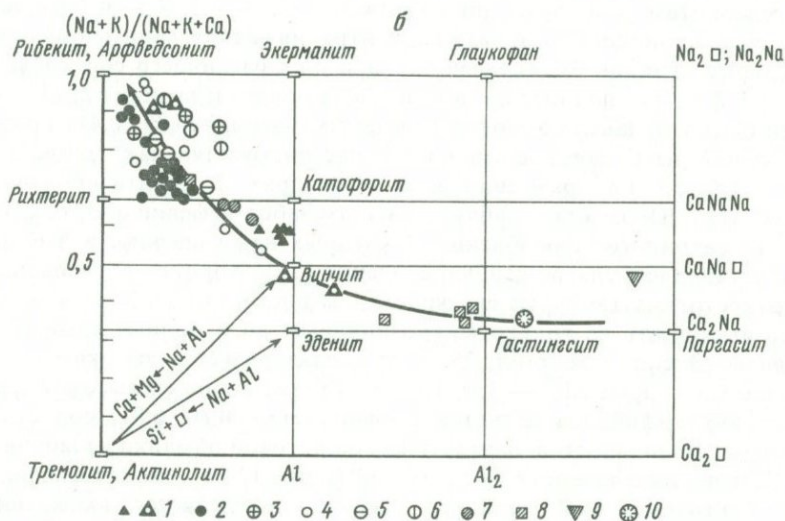
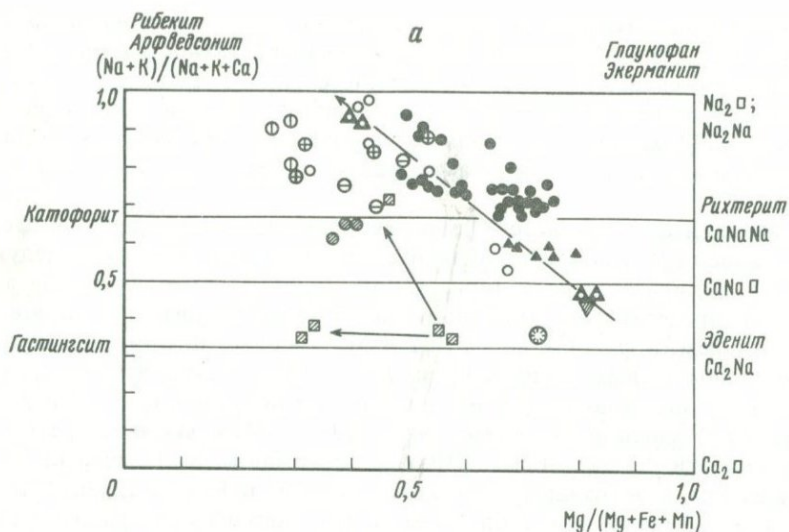


Рис. 25. Составы амфиболов в породах хибинского комплекса

*a* — на диаграмме  $(Na+K)/(Na+K+Ca)$  против  $Mg/(Mg+Fe+Mn)$ ; *b* — на диаграмме  $(Na+K)/(Na+K+Ca)$  против  $Al$ : 1 — вулканиты Часначорр-Юдичвумчоррского блока; 2 — трахитоидные мельтейгит-уртиты Центральной дуги; 3 — пойкилитовые нефелиновые сиениты; 4—7 — нефелиновые сиениты: 4 — хибиниты, 5 — лявочорриты, 6 — фойяиты, 7 — меланократовые нефелиновые сиениты; 8 — щелочные габброиды; 9 — мончикит; 10 — трубки взрыва по [56]. Стрелки — тренды изменения состава амфиболов

$Ca$  —  $1,6 \div 1,9$  и  $Al^{IV}$  —  $1,5 \div 1,85$ , содержат  $Al^{VI}$  (до 0,1) и в повышенных количествах  $Ti$  —  $0,3 \div 0,5$ , в то время как магнезиальность их резко падает от керсутита ( $mg = 0,55 \div 0,57$ ) к баркевикиту ( $mg = 0,31 \div 0,33$ ) при очень слабо возрастающей степени окисления железа (17—18% в амфиболовых вкрапленниках и 20—28% в каемках по пироксену). При фенитизации габброидов в краевых частях даек возникает щелочной

амфибол типа катофорита (см. табл. 25, ан. 13) с пониженным содержанием Са (0,8) и  $Al^{IV}$  (0,44 ф.е.), средней магнезиальностью ( $mg = 0,46$ ) и высокой степенью окисленности Fe (46%). Катофорит более высокой железистости ( $mg = 0,36 \div 0,38$ ) и со слабой степенью окисленности Fe (12—20%) характерен и для изолированных тел меланократовых нефелиновых сиенитов в трахитоидных хибинитах (см. табл. 25, ан. 10—12).

В вулканитах Часначорр-Юдичвумчоррского блока амфиболы сформировались в результате термального метаморфизма пород и последующей их фенитизации (см. табл. 37, ан. 1—6). Метаморфогенные амфиболы представлены типичным магнезиокатофоритом с высоким содержанием (в ф.е.) Са —  $1,1 \div 1,2$  и  $Al^{IV}$  —  $0,8 \div 1,0$ . Они выделяются также повышенным содержанием Ti —  $0,3 \div 0,5$  ф.е., что позволяет проводить аналогию с керсутитом щелочных габброидов, но отличаются высокой магнезиальностью ( $mg = 0,67 \div 0,79$ ) и высокой степенью окисленности Fe (28—62%). Низкое содержание Si компенсируется вхождением в тетраэдры не только  $Al^{IV}$ , но и  $Fe^{3+}$  ( $0,12 \div 0,33$  ф.е.). Амфиболы фенитов (см. табл. 37, ан. 7, 8) относятся к ультращелочным арфведсонитам, в которых при содержании Са — 0,3, К — 0,3 ф.е. найдена неправдоподобно высокая концентрация натрия, занимающего все остальные позиции M (4), позицию A и показывающего еще избыток  $1,0—1,1$  ф.е., т.е. полностью должна быть занята и позиция M (3). Эти амфиболы отличаются высокой железистостью ( $mg = 0,39 \div 0,41$ ), причем все железо из баланса валентностей рассчитывается как трехвалентное и  $0,8—0,9$   $Fe^{3+}$  размещается в тетраэдрах. В фенитизированных вулканитах Юмъечорра наблюдались амфибол-нефелин-анортоклазовые пегматоидные обособления, в которых нами впервые в Хибинах был установлен ультращелочной эденит [71]. Хорошо образованные короткостолбчатые бурые его кристаллы достигали 2—3 см, и можно было выполнить не только микрондовые, но и полные химические анализы. Эденит (см. табл. 25, 5, 6) характеризуется высоким содержанием Са — 1,7 и  $Al^{IV}$  —  $1,0 \div 1,1$  ф.е., а также наиболее высокой среди хибинских амфиболов магнезиальностью ( $mg = 0,80 \div 0,81$ ), сопоставимой с магнезиальностью базальтической роговой обманки из мончикита. Степень окисленности Fe — 34—42%, до  $0,12$   $Fe^{3+}$  входит в тетраэдры. Ультращелочной характер эденита определяется вхождением Na в M (3) ( $0,15—0,26$  ф.е.) и подчеркивает постмагматическое его образование, по-видимому, за счет ультраосновного субстрата.

Амфиболы толщи трахитоидных мельтейгит-уртитов детально исследовались нами на примере разреза по скв. 541 (долина р. Юкспорийок). Они широко распространены в ийолитах верхней части разреза в ассоциации с пироксеном, а в меланократовых их разностях и в мельтейгитах образуют крупные пойкилокристаллы. Состав амфибола в основном соответствует катофориту с содержанием Са —  $0,62 \div 1,04$  ф.е., в среднем  $0,85$  ( $\sigma = 0,10$ ),  $Al^{IV}$  —  $0,09 \div 0,45$ , в среднем  $0,33$  ( $\sigma = 0,07$ ) и высокой, хотя и меньшей, чем в магнезиокатофоритах рассмотренных выше вулканитов, магнезиальностью,  $mg = 0,48 \div 0,74$ , в среднем  $0,64$  ( $\sigma = 0,07$ ). В отличие от магнезиокатофоритов вулканитов катофориты мельтейгит-уртитов практически все являются ультращелочными: из 29

исследованных образцов в 28 был установлен избыточный Na в позиции *M* (3) в количестве 0,07—0,29 ф.е., в среднем 0,16 ( $\sigma = 0,04$ ). Степень окисления железа варьирует в широких пределах (13—59%), в среднем 36 ( $\sigma = 11$ ), причем во всех анализах найдено  $\text{Fe}_{\text{IV}}^{3+}$  (0,06÷0,35), в среднем 0,22 ( $\sigma = 0,08$ ). Характерной особенностью катофорита является также повышенное содержание K — 0,42÷0,69, в среднем 0,60 ( $\sigma = 0,07$ ).

Это типичные для данной толщи бурые амфиболы. Однако в зонах постмагматического изменения мельтейгит-уртитов, где появляются пектолит, продукты разложения нефелина содалит и канкринит, а также агпаитовые аксессуарные титаносиликаты — лампрофиллит и ломоносвит, по катофориту образуется щелочной амфибол, плеохроирующий в голубовато-зеленых тонах, соответствующий по составу магнезиоарфведсониту. Он отличается низким содержанием (в ф.е.) Ca — 0,22÷0,44 (в среднем 0,37) и  $\text{Al}^{\text{IV}}$  — 0,09÷0,32 (0,15), пониженной магнезиальностью  $mg = 0,49\div 0,64$  (0,54), но более высокой степенью окисленности железа (62—79%, в среднем 67). Все эти амфиболы также ультращелочные с более высоким содержанием Na (0,15—0,36, в среднем 0,29) в *M* (3) и еще более высоким содержанием K — 0,38÷0,86 (0,70). Содержание  $\text{Fe}_{\text{IV}}^{3+}$  — 0,16÷0,28 (в среднем 0,22).

Наибольшие вариации найдены для амфиболов нефелиновых сиенитов хибинского комплекса, хотя все они принадлежат к ряду катофорита (магнезиокатофорита) — арфведсонита (магнезиоарфведсонита) с содержанием  $\text{Al}^{\text{IV}}$  — 0,1÷0,8 и  $\text{Fe}_{\text{IV}}^{3+}$  — 0,0÷0,4 ф.е. (см. табл. 25, ан. 7—9, 14—21). Близкий состав имеют и амфиболы пойкилитовых нефелиновых сиенитов (см. табл. 25, ан. 22—25). Наибольшей магнезиальностью ( $mg = 0,53\div 0,67$ ) и слабой степенью окисленности железа (не более 10%), а также наиболее высокими содержаниями Ca — 0,69÷1,30 (в среднем 1,06) и  $\text{Al}^{\text{IV}}$  — 0,4÷0,8 ф.е. характеризуются амфиболы хибинитов, соответствующие по составу магнезиокатофориту. Однако в жильных фациях хибинитов магнезиальность амфибола падает ( $mg = 0,32\div 0,44$ ), окисленность Fe возрастает (23—30%), снижается содержание Ca — 0,55÷0,64 и  $\text{Al}^{\text{IV}}$  — 0,1÷0,3 ф.е., что соответствует арфведсониту. Наблюдались зональные амфиболы с магнезиокатофоритовым ядром и ультращелочным магнезиоарфведсонитом в периферической каемке (см. табл. 25, ан. 8, 9).

В льявочорритах и особенно фойяитах магнезиальность амфибола существенно ниже ( $mg = 0,39\div 0,49$  и  $0,26\div 0,36$  соответственно), а степень окисленности Fe — 10—30%. Эти амфиболы (арфведсониты) на рис. 25,а занимают преимущественно левую часть диаграммы. Характерной особенностью арфведсонита фойяитов и жильных фаций хибинитов является двукратное повышение содержания Mn — 0,23÷0,25 (против 0,10÷0,14). Содержание калия в амфиболах нефелиновых сиенитов 0,30÷0,45 ф.е., в среднем 0,35 ( $\sigma = 0,04$ ).

Для пироксеновых рисчорритов типичны магнезиоарфведсониты ( $mg = 0,44\div 0,53$ ) с повышенным содержанием K — 0,57÷0,94, для слюдяных рисчорритов — арфведсониты ( $mg = 0,30\div 0,32$ ; 0,36 ф.е. K). Окисленность железа существенно не меняется (20—36%).

Согласно Л.Л. Перчуку и И.Д. Рябчикову [78], распределение

Mg и Fe между пироксеном и амфиболом меняется в связи с изменением температуры: при высоких температурах магнием обогащен пироксен, при низких — амфибол. При этом как в пироксене, так и в амфиболе содержание Mg падает при переходе от ранних образований к поздним. В качестве примеров данной зависимости можно рассмотреть сосуществующие пироксены и амфиболы из даек щелочных габброидов и из эгирин-микроклиновых пегматитов.

В дайке тералита горы Петрелиуса, как показано выше, развиты амфиболы ряда керсутит—баркевикит, а пироксены представлены титанистым авгитом и эгирин-диопсидом (см. табл. 18, ан. 3—5 [71]). Самыми ранними сокристаллизующимися фазами являются вкрапленники керсутита и титанистого авгита;  $Mg/(Mg + Mn + Fe)$  в авгите — 0,84, в керсутите — 0,57, т.е. пироксен в 1,5 раза больше обогащен Mg по сравнению с амфиболом. По диаграмме Л.Л. Перчука и И.Д. Рябчикова, температура кристаллизации  $> 1200^{\circ}C$ . Керсутит такого же состава наблюдается и во внутренних частях реакционных каемок вокруг титанистого авгита, что, возможно, указывает на некоторое запаздывание начала кристаллизации амфибола относительно пироксена.

По мере роста вкрапленников содержание Mg в расплаве истощалось, что привело к последовательному обогащению Fe кристаллов от центра к краевым частям. Края пироксеновых вкрапленников сложены эгирин-авгитом с  $Mg/(Mg + Mn + Fe) = 0,43 \div 0,46$ . Края вкрапленников амфибола, внешняя часть реакционных каемок амфибола в пироксеновых вкрапленниках, а также основная масса дайковой породы сложены баркевикитом с  $Mg/(Mg + Mn + Fe) = 0,31 \div 0,33$ . Относительное обогащение пироксена Mg остается тем же (в 1,4—1,5 раза), хотя абсолютные его содержания в сокристаллизующихся минералах падают. Температура этой стадии процесса, по той же диаграмме, соответствует  $700—650^{\circ}C$ .

В эгирин-микроклиновых пегматитах Хибин широко распространены так называемые "эгириновые шары" — радиально-лучистые, звездчатые агрегаты игольчатого эгирина, пронизывающего таблички микроклина. В пегматите горы Вудьяврчорр в среднезернистых трахитоидных хибинитах подобные шары являются эгирин-амфиболовыми. Игольчатые кристаллы амфибола растут из того же центра согласно лучистости эгирина; реакционных соотношений между ними не наблюдается. Химический состав амфибола (табл. 26, ан. 2, 3) соответствует арфведсониту с высоким содержанием избыточного Na (0,24—0,30 на ячейку) и  $Mg/(Mg + Mn + Fe) = 0,40 \div 0,42$ . Пироксен соответствует почти чистому акмиту (там же, ан. 1) с  $Mg/(Mg + Mn + Fe) = 0,06$ . Таким образом, оба минерала обеднены магнием и он существенно накапливается в арфведсоните (отношение 0,14—0,15, т.е. в амфиболе в 6,5—7 раз больше магния, чем в пироксене). Температура формирования "арфведсонит-эгириновых шаров", по диаграмме Л.Л. Перчука и И.Д. Рябчикова, ниже  $400^{\circ}C$ .

В целом составы хибинских амфиболов меняются закономерно: 1) исходное соотношение Mg и  $Fe^{2+}$  зависит от основности магматических пород, в которых амфибол образуется; 2) в ходе выделения и

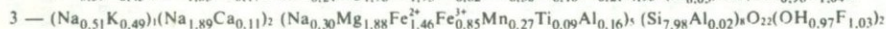
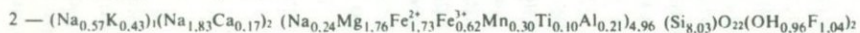
Составы (в мас. %) сосуществующего пироксена и амфибола в "эгириновых шарах".  
Пегматитовое тело горы Вудъяврчорр в среднезернистых трахитондных хибинитах

Компоненты	Пироксен			Амфиболы					
	БВ-1			БВ-2			БВ-3		
	Мет.	Окисл.	Козф.ф.	Мет.	Окисл.	Козф.ф.	Мет.	Окисл.	Козф.ф.
Na	10,16	13,69	0,96	7,00	9,44	2,64	7,21	9,72	2,70
K	0,10	0,12	0,00	1,95	2,35	0,43	2,21	2,66	0,49
Ca	0,79	1,11	0,04	0,78	1,09	0,17	0,52	0,73	0,11
M(2) или ΣM(4) + A	—	—	1,00	—	—	3,24	—	—	3,30
Mg	0,57	0,94	0,05	4,94	8,19	1,76	5,30	8,79	1,88
Mn	0,53	0,69	0,02	1,87	2,41	0,30	1,72	2,22	0,27
Fe	18,37	—	0,71	15,12	—	2,35	14,94	—	2,31
(Fe <sup>2+</sup> )	1,55	1,99	0,06	11,13	14,32	1,73	9,44	12,14	1,46
(Fe <sup>3+</sup> )	16,82	24,05	0,65	3,99	5,70	0,62	5,50	7,86	0,85
Ti	2,13	3,56	0,10	0,55	0,92	0,10	0,48	0,80	0,09
Al	1,07	2,02	0,09	0,65	1,23	0,21	0,56	1,06	0,18
(Al <sup>VI</sup> )	—	—	—	—	—	0,21	—	—	0,16
(Al <sup>IV</sup> )	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02
Si	26,23	56,11	2,02	26,00	55,61	8,03	26,00	55,61	7,98
F	—	—	—	2,28	2,28	1,04	2,28	2,28	1,03
Сумма	59,96	104,28	(4)	58,85	103,54	(16)	58,95	103,87	(16)
-O ~ F <sub>2</sub>					-0,96			-0,96	
					102,58			102,91	

Химическая формула пироксена:



Химические формулы амфиболов:



роста зерен амфибола падает его магнезиальность и глиноземистость и возрастает железистость ( $Fe^{2+}$ ); 3) на определенной стадии формирования породы возрастает щелочность растворов, приводящих к замещению ранних субщелочных амфиболов щелочными и ультращелочными; возрастание щелочности коррелируется с ростом кремнекислотности минерала, увеличением содержания в нем  $Mn$  и  $Fe_{IV}^{3+}$ , а также со степенью окисленности железа.

### СЛЮДЫ

Слюды не относятся к числу типичных минералов агпаитовых нефелиновых сиенитов. Как правило, они характерны для миаскитовых нефелиновых сиенитов, формирующихся в условиях меньшей щелочности минералообразующей среды. Мусковит чрезвычайно редок в агпаитовых породах; он образуется обычно как гидроразность в поздних псевдоморфозах по нефелину. Наиболее распространены триоктаэдрические магнезиально-железистые слюды. Согласно правилу Х. Рамберга, они должны быть обогащены магнием относительно состава сосуществующего пироксена и амфибола. Хотя в ранних породах рассматриваемых щелочных комплексов и в дайках слюды и представлены разностями, близкими к флогопиту, в типичных агпаитовых породах распространены железистые их разности — биотит и лепидомелан.

Значительный минералогический интерес представляет возможность образования в высокощелочных комплексах литиевых слюд. Они установлены во всех трех сопоставляемых комплексах, но только лишь в относительно поздних образованиях — пегматитах агпаитовых нефелиновых сиенитов и гидротермальных жилах. Все литиевые слюды принадлежат к ряду флогопит — сподиофиллит — тайниолит — полилитионит, т.е. образуются в результате изоморфных замещений  $MgAl - LiSi$  или  $2Mg - LiAl$  в магнезиально-железистых слюдах. Породообразующие литиевые слюды не известны.

Характерной особенностью магнезиально-железистых слюд в высокощелочных породах является присутствие  $Fe^{3+}$  в тетраэдрической координации (тетраферрифлогопит, тетраферрибиотит). По-видимому, более основной состав катионов в слюдах щелочных пород требует в виде компенсации возрастания кислотных свойств кремнекислородного радикала; это достигается вхождением повышенного количества фтора, замещением радикала  $[AlSi_3O_{10}]$  на  $[Si_4O_{10}]$ , а также  $[AlSi_3O_{10}]$  на  $[FeSi_3O_{10}]$ .

#### *Слюды в породах ловозерского и илимаусакского комплексов*

В ловозерском щелочном комплексе биотит с повышенной магнезиальностью ( $mg = 0,58$ ) образует пойкилобласты в ксенолитах вулканогенных пород девона (микросиенитах, овоидофирах), возникает на контакте нефелиновых сиенитов с гнейсами и основными породами. Биотит является также породообразующим минералом (10—12%) пойкилитовых биотит-нефелиновых сиенитов, описываемых иногда как ричорриты (гора Большой Пункаруайв и др.). В агпаитовых породах

биотит отмечается как вторичный минерал, замещающий амфибол. Он распространен в луювритах дифференцированной толщи, но отсутствует в эвдиалитовых и мурманитовых луювритах [22]. Флогопит ( $mg = 0,85$ ) образует вкрапленники и основную массу камптонитов и других щелочных лампрофиров.

Литиевые слюды обнаружены в пегматитах. Тайниолит описан В.И. Герасимовским [32] и детально исследован Е.И. Семеновым [88] из пегматитов гор Непха, Куйвчорр, Маннепахк Нинчурт в ассоциации с натролитом, шизолитом и апатитом. Коричнево-желтые его пластинки здесь иногда замещаются периферической каемкой белого полилитионита. Скрытокристаллические массы розового полилитионита найдены в альбит-натролитовых гидротермальных прожилках среди мурманит-ловозеритовых луювритов на горе Карнасурт [88]. Родственная связь с магнезиально-железистыми слюдами подчеркивается высокими содержаниями в тайниотите и полилитионите Mn, Fe, Ti (до 2,0 мас.%  $TiO_2$ ) и Nb (до 1,4 мас.%  $Nb_2O_5$ ). Породообразующие биотиты содержат Li в очень малом количестве (0,01 мас.%).

В илимаусакском щелочном комплексе в авгитовых сиенитах ранней фазы распространена сильно железистая слюда (лепидомелан), выделяющаяся в виде крупных (до 1 см) черных чешуек [87]. Л.М. Ларсен [139] из этих же пород описала красно-коричневый титановый (6,04 мас.%  $TiO_2$ ) биотит ( $mg = 0,43$ ), листочки которого, собранные в розетки, нарастают на зерна титаномагнетита, и бутылочно-зеленый лепидомелан, не содержащий титана ( $mg = 0,19$ ), нарастающий на кристаллы фаялита, находящегося в сростании с голубоватым амфиболом. Кроме авгитовых сиенитов, магнезиально-железистые слюды нигде не обнаружены, да и там они, очевидно, соответствуют минералообразованию в позднюю автометасоматическую стадию под влиянием летучих компонентов.

Следует обратить внимание на развитие в Илимауске литиевых слюд. Полилитионит широко распространен в науяитах и их дериватах, причем в пегматитах, в ассоциации с микроклином, содалитом, ринкитом и эвдиалитом, образует иногда очень крупные гексагональные пластины размером  $20 \times 20 \times 0,5$  см белого цвета. В зонах альбитизации пегматитов и альбитовых жилах встречается также чешуйчатый белый, зеленоватый или голубоватый полилитионит, а в пустотах среди друз кристаллов натролита — скрытокристаллический землистый. Илимаусакский полилитионит обогащен редкими элементами; в нем найдено до 2,55 мас.%  $Nb_2O_5$ , до 1,47%  $Rb_2O$  и до 0,04%  $Cs_2O$  [87]. Полилитионит найден также в анальцимовых участках пегматитов фойяитов и какторкитов, а также в кварц-полевошпатовых жилах гематитом и рибекитом, секущих щелочные граниты. Тайниолит в Илимауске не был найден.

#### *Типоморфизм слюд в породах хибинского комплекса*

В Хибинском комплексе описаны представители всех трех групп слюд: биотита, мусковита и лепидолита, но преобладают слюды ряда флогопит—биотит—лепидомелан. Мусковит обнаружен лишь в пегматитах гранитового состава во вмещающих гранито-гнейсах и их релик-

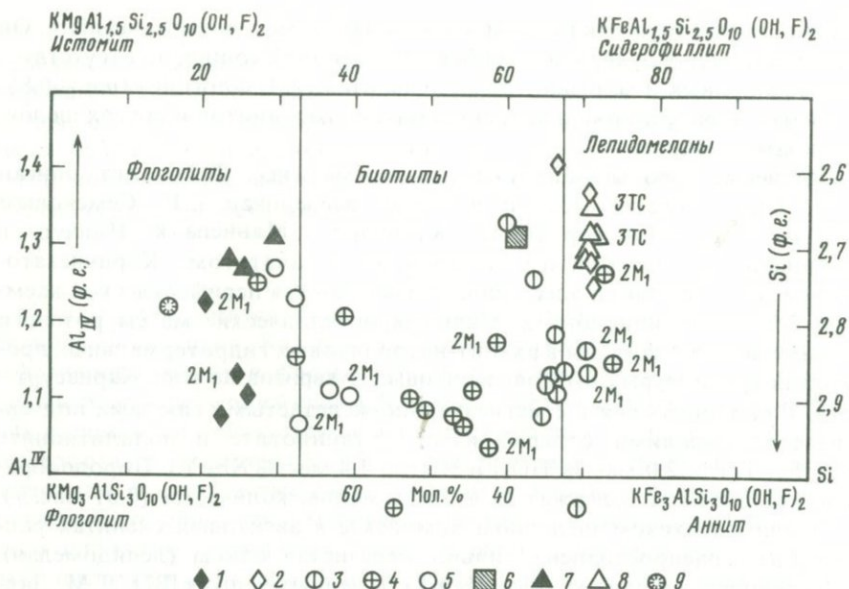


Рис. 26. Состав и политипия слюд группы биотита в породах хибинского щелочного комплекса

1 — ромбен-порфиров Часначорр-Юдичвумчоррского блока; 2 — ромбен-порфиров Восточного Рисчорра; 3 — слюдяных фойяитов; 4 — слюдяных рисчорритов; 5 — хибинитов; 6 — мельтейгит-уртитов; 7 — меланефелинитов; 8 — щелочных трахитов в мельтейгит-уртитах (скв. 541); 9 — трубок взрыва по [56]. Индексами выделены поли типы 3ТС, 2M<sub>1</sub>. 2M<sub>1</sub> · 2M<sub>1</sub> = означает соотношение 50% 2M<sub>1</sub> + 50% 1M. Точки без индекса — поли тип 1M

тах внутри щелочных пород массива. Литиевые слюды представляют собой минералогическую редкость; единичные их находки описаны из пегматитов или гидротермальных жил в ассоциации с натролитом, лучистым эгирином, флюоритом, катаплеитом, анкилитом и другими минералами заключительных стадий. Все они относятся к изоморфному ряду флогопит—лепидолит, представляя собой результат замещения магния (или Fe<sup>2+</sup>) на литий. К ним относятся сподиофиллит, описанный Л.В. Козыревой и Ю.П. Меньшиковым из натролитовой жилы горы Кукисвумчорр, и полилитоинит, установленный З.В. Шлюковой в эгирин-микроклиновом пегматите горы Юмъчорр [71].

В качестве породообразующих минералов известны только слюды группы биотита [50, 57, 108]. Они существенно различаются по соотношению магния и железа (табл. 27, рис. 26). Флогопиты встречаются в основном в дайках мончикитов и других щелочных пироксенитов, а также в трубах взрыва. К флогопитам также могут быть отнесены слюды, развивающиеся в виде порфиробласт в вулканогенных породах девона, зажатых в виде блоков между нефелиновыми сиенитами субинтрузий грубозернистых и среднезернистых трахитоидных хибинитов. Биотиты распространены преимущественно в трахитоидных ийолит-уртитах дифференцированной толщи, составляя основу (до 30—40%) мельтейгитов. Лепидомеланы являются главным породообразующим минералом слюдяных фойяитов и слюдяных разновидностей пойкилитовых

Химический состав (в мас. %) и структурные данные для биотитов из пород хибинского щелочного комплекса

Компо- ненты	1			2			3			4		
	12/71-1			12/71-1			12/71-1			12/71-2		
	Мет.	Окисл.	Коэф. ф.**	Мет.	Окисл.	Коэф. ф.	Мет.	Окисл.	Коэф. ф.	Мет.	Окисл.	Коэф. ф.
K	8,01	9,65	0,990	7,90	9,52	0,982	8,10	9,76	0,958	8,08	9,74	0,978
Ba	0,00	0,00	0,000	0,04	0,04	0,001	0,00	0,00	0,000	0,02	0,02	0,001
Na	0,04	0,05	0,008	0,07	0,09	0,015	0,20	0,27	0,040	0,09	0,12	0,019
Ca	0,02	0,03	0,002	0,02	0,03	0,002	0,02	0,03	0,002	0,02	0,03	0,002
Mg	4,54	7,53	0,902	4,46	7,39	0,891	4,50	7,46	0,856	4,45	7,38	0,867
Fe	19,91	—	1,721	19,87	—	1,728	19,29	—	1,596	19,85	—	1,683
(Fe <sup>VI</sup> )	—	—	1,460	—	—	1,626	—	—	1,193	—	—	1,651
(Fe <sup>IV</sup> )	—	—	0,261	—	—	0,102	—	—	0,403	—	—	0,032
Mn	1,50	1,94	0,132	1,45	1,87	0,128	1,49	1,92	0,125	1,33	1,72	0,115
Ti	1,73	2,89	0,174	1,78	2,97	0,180	1,80	3,00	0,174	2,05	3,42	0,203
Al	5,57	10,53	0,997	5,74	10,85	1,033	5,43	10,29	0,931	6,13	11,59	1,076
(Al <sup>IV</sup> )	—	—	0,997	—	—	1,033	—	—	0,931	—	—	1,076
(Al <sup>VI</sup> )	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет
Si	15,95	34,12	2,742	16,57	35,44	2,865	16,20	34,65	2,666	17,16	36,71	2,892
F	0,53	0,53	0,135	0,41	0,41	0,105	0,52	0,52	0,126	0,92	0,92	0,229
Сумма	57,8	—	7,668	58,31	—	7,826	57,55	—	7,347	60,1	—	7,834

Струк-  
турные  
данные\*1M ≥ 2M<sub>1</sub>; хорошее

1M: a = 5,34; b = 9,24; c = 10,20; β = 100°

2M<sub>1</sub>: a = 5,34; b = 9,24; c = 20,00; β = 95,2°

Плотность 3,00

\* Количественное соотношение политипов 1M и 2M<sub>1</sub> в образце; совершенство структуры (плохое, среднее, хорошее, высокое).

\*\* Расчет на основе (K + Ba + Na + Ca) = 1, кроме ан. 6,21 и 39

Таблица 27 (продолжение)

Компо- ненты	5			6			7			8		
	13/71-1			13/71-2			23/71-1			23/71-2		
	Мет.	Окисл.	Коеф. ф.	Мет.	Окисл.	Коеф. ф.***	Мет.	Окисл.	Коеф. ф.	Мет.	Окисл.	Коеф. ф.
K	8,02	9,66	0,999	8,26	9,95	0,980	8,25	9,94	1,000	8,01	9,65	1,000
Ba	0,00	0,00	0,000	0,00	0,00	0,000	0,01	0,01	0,000	0,00	0,00	0,000
Na	0,00	0,00	0,000	0,06	0,08	0,012	0,00	0,00	0,000	0,00	0,00	0,000
Ca	0,01	0,01	0,001	0,01	0,01	0,001	0,00	0,00	0,000	0,01	0,01	0,000
Mg	4,52	7,49	0,905	4,19	6,95	0,800	4,61	7,64	0,898	4,27	7,08	0,857
Fe	19,97	—	1,741	21,01	—	1,746	19,70	—	1,671	20,83	—	1,821
(Fe <sup>VI</sup> )	—	—	1,622	—	—	1,746	—	—	1,602	—	—	1,633
(Fe <sup>IV</sup> )	—	—	0,119	—	—	Нет	—	—	0,069	—	—	0,188
Mn	1,14	1,47	0,101	1,34	1,73	0,113	1,09	1,41	0,094	1,22	1,58	0,108
Ti	2,07	3,45	0,210	2,40	4,00	0,232	1,89	3,15	0,187	1,96	3,27	0,200
Al	5,56	10,51	1,003	6,22	11,76	1,070	5,74	10,85	1,008	5,52	10,43	0,999
(Al <sup>IV</sup> )	—	—	1,003	—	—	0,954	—	—	1,008	—	—	0,999
(Al <sup>VI</sup> )	—	—	Нет	—	—	0,116	—	—	Нет	—	—	Нет
Si	16,60	35,51	2,878	18,44	39,44	3,046	17,33	37,07	2,923	16,19	34,63	2,813
F	0,96	0,96	0,246	0,96	0,96	0,234	1,06	1,06	0,264	1,06	1,06	0,272
Сумма	58,85	—	7,839	62,89	—	8	59,68	—	7,751	59,07	—	7,790

1M (2M<sub>1</sub> — примесь); среднее  
1M: a=5,35; b=9,27; c=10,22; β=100,3°

1M>2V<sub>1</sub>; высокое  
1M: a=5,35; b=9,26; c=10,25; β=100,1°  
2M<sub>1</sub>: a=5,35; b=9,26; c=20,20; β=95°  
Плотность 3,00

\*\*\* Расчет при сумме всех катионов, равной восьми

Компо- ненты	9			10			11			12		
	23/71-3			22/71-1			22/71-2			30/71-1		
	Мет.	Окисл.	Кэф. ф.	Мет.	Окисл.	Кэф. ф.	Мет.	Окисл.	Кэф. ф.	Мет.	Окисл.	Кэф. ф.
K	7,93	9,56	1,000	8,17	9,84	1,000	8,16	9,83	1,000	8,35	10,06	0,957
Ba	0,05	0,06	0,000	0,00	0,00	0,000	0,00	0,00	0,000	0,31	0,35	0,010
Na	0,00	0,00	0,000	0,00	0,00	0,000	0,00	0,00	0,000	0,17	0,23	0,033
Ca	0,01	0,01	0,000	0,01	0,01	0,001	0,01	0,01	0,001	0,00	0,00	0,000
Mg	4,13	6,85	0,838	3,80	6,30	0,748	3,62	6,00	0,714	6,88	11,41	1,268
Fe	20,76	—	1,833	21,17	—	1,814	21,08	—	1,809	14,97	—	1,201
(Fe <sup>VI</sup> )	—	—	1,696	—	—	1,698	—	—	1,610	—	—	0,792
(Fe <sup>IV</sup> )	—	—	0,137	—	—	0,116	—	—	0,199	—	—	0,409
Mn	1,08	1,39	0,097	1,41	1,82	0,123	1,39	1,79	0,121	0,56	0,72	0,010
Ti	2,01	3,35	0,207	2,21	3,69	0,221	2,18	3,64	0,218	3,01	5,02	0,282
Al	5,48	10,36	1,002	5,68	10,74	1,008	5,45	10,30	0,968	4,85	9,17	0,805
(Al <sup>IV</sup> )	—	—	1,002	—	—	1,008	—	—	0,968	—	—	0,805
(Al <sup>VI</sup> )	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет
Si	16,30	34,87	2,861	16,88	36,11	2,876	16,61	35,53	2,833	17,47	37,37	2,786
F	1,06	1,06	0,275	1,03	1,03	0,259	1,03	1,03	0,260	1,94	1,94	0,457
Сумма	58,81	—	7,816	60,36	—	7,781	59,53	—	7,655	58,51	—	7,387

$1M = 2M_1$ ; среднее  
 $1M: a = 5,35; b = 9,27; c = 10,20; \beta = 100,2^\circ$   
 $2M_1: a = 5,35; b = 9,27; c = 19,90; \beta = 95,2^\circ$   
 Плотность 3,19<sub>г</sub>

Таблица 27 (продолжение)

Компо- ненты	13			14			15			16		
	30/71-2			30/71-3			1653-1			1653-2		
	Мет.	Окисл.	Коэф. ф.	Мет.	Окисл.	Коэф. ф.	Мет.	Окисл.	Коэф. ф.	Мет.	Окисл.	Коэф. ф.
K	8,05	9,70	0,970	8,29	9,99	0,976	8,30	10,00	0,963	8,01	9,65	0,932
Ba	0,14	0,16	0,005	0,43	0,48	0,014	0,07	0,08	0,002	0,06	0,07	0,002
Na	0,12	0,16	0,024	0,05	0,07	0,010	0,17	0,23	0,034	0,32	0,43	0,063
Ca	0,01	0,01	0,001	0,00	0,00	0,000	0,01	0,01	0,001	0,02	0,03	0,002
Mg	5,62	9,32	1,089	6,34	10,51	1,200	6,01	9,96	1,122	5,11	8,47	0,957
Fe	16,97	—	1,431	16,23	—	1,337	18,79	—	1,526	19,11	—	1,557
(Fe <sup>VI</sup> )	—	—	1,161	—	—	1,118	—	—	1,515	—	—	1,335
(Fe <sup>IV</sup> )	—	—	0,270	—	—	0,219	—	—	0,011	—	—	0,222
Mn	0,69	0,89	0,059	0,58	0,75	0,049	0,55	0,71	0,045	0,52	0,67	0,043
Ti	3,34	5,57	0,328	3,60	6,00	0,346	2,68	4,47	0,254	2,95	4,92	0,280
Al	4,63	8,75	0,808	5,09	9,62	0,868	6,11	11,55	1,027	5,67	10,72	0,957
(Al <sup>IV</sup> )	—	—	0,808	—	—	0,868	—	—	1,027	—	—	0,957
(Al <sup>VI</sup> )	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет
Si	17,43	37,28	2,922	17,78	38,03	2,913	18,34	39,23	2,962	17,41	37,24	2,821
F	1,75	1,75	0,434	1,59	1,59	0,385	0,79	0,79	0,189	0,56	0,56	0,134
Сумма	58,75	—	7,637	59,98	—	7,712	61,82	—	7,936	59,74	—	7,598
1M ≥ 2M <sub>1</sub> ; хорошее							2M <sub>1</sub> ≥ 1M; высокое					
1M: a=5,34; b=9,25; c=10,20; β=100°							1M: a=5,34; b=9,25; c=10,22; β=100,2°					
2M <sub>1</sub> : a=5,34; b=9,25; c=19,85; β=95°							2M <sub>1</sub> : a=5,34; b=9,25; c=19,82; β=95°					
Плотность 3,01							Плотность 3,10					

Компо- ненты	17			18			19			20		
	39/71-1			39/71-2			41/71-1			41/71-2		
	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	Мет.	Окисл.	Козф. ф.
K	7,97	9,60	0,989	8,40	10,12	0,996	8,46	10,19	0,929	8,62	10,39	0,970
Ba	0,01	0,01	0,000	0,07	0,08	0,002	0,00	0,00	0,000	0,02	0,02	0,001
Na	0,04	0,05	0,008	0,00	0,00	0,000	0,38	0,51	0,071	0,15	0,20	0,029
Ca	0,02	0,03	0,002	0,01	0,01	0,001	0,00	0,00	0,000	0,01	0,01	0,001
Mg	3,21	5,32	0,641	3,18	5,27	0,607	8,47	14,04	1,496	8,26	13,70	1,494
Fe	22,52	—	1,956	22,38	—	1,859	11,88	—	0,913	11,99	—	0,944
(Fe <sup>VI</sup> )	—	—	1,751	—	—	1,517	—	—	0,535	—	—	0,681
(Fe <sup>IV</sup> )	—	—	0,205	—	—	0,342	—	—	0,378	—	—	0,263
Mn	0,89	1,15	0,079	1,14	1,47	0,096	0,38	0,49	0,030	0,39	0,50	0,031
Ti	2,78	4,64	0,282	3,28	5,47	0,318	2,25	3,75	0,202	2,03	3,39	0,186
Al	5,25	9,92	0,944	5,41	10,22	0,930	5,50	10,40	0,875	5,50	10,40	0,897
(Al <sup>IV</sup> )	—	—	0,944	—	—	0,930	—	—	0,875	—	—	0,897
(Al <sup>VI</sup> )	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет
Si	16,51	35,31	2,851	16,52	35,34	2,728	17,97	38,44	2,747	18,14	38,80	2,840
F	0,23	0,23	0,059	0,05	0,05	0,012	1,34	1,34	0,303	1,43	1,43	0,331
Сумма	59,43	—	7,752	60,44	—	7,537	56,63	—	7,263	56,54	—	7,436

1M = 2M<sub>1</sub>; высокое

1M: a = 5,36; b = 9,27; c = 10,20; β = 100,2°

2M<sub>1</sub>: a = 5,36; b = 9,27; c = 19,86; β = 95°

Плотность 2,99

1M = 2M<sub>1</sub>; высокое

1M: a = 5,33; b = 9,24; c = 10,16; β = 100,17°

Таблица 27 (продолжение)

Компо- ненты	21			22			23			24		
	28/71-1			28/71-2			1413-1			1413-2		
	Мет.	Окисл.	Козф. ф.***	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	Мет.	Окисл.	Козф. ф.
K	8,31	10,01	0,981	8,26	9,95	0,988	8,28	9,98	1,000	8,13	9,80	0,985
Ba	0,00	0,00	0,000	0,19	0,21	0,006	0,01	0,01	0,000	0,04	0,04	0,001
Na	0,02	0,03	0,004	0,02	0,03	0,004	0,00	0,00	0,000	0,06	0,08	0,012
Ca	0,02	0,03	0,002	0,01	0,01	0,001	0,00	0,00	0,000	0,01	0,01	0,001
Mg	7,46	12,37	1,417	6,38	10,58	1,228	6,23	10,33	1,210	6,07	10,06	1,183
Fe	14,06		1,162	15,20	—	1,273	20,08	—	1,697	20,76	—	1,761
(Fe <sup>VI</sup> )			1,162	—	—	1,083	—	—	1,382	—	—	1,392
(Fe <sup>IV</sup> )			0,000	—	—	0,190	—	—	0,315	—	—	0,369
Mn	0,23	0,30	0,019	0,27	0,35	0,023	0,91	1,17	0,078	0,96	1,24	0,083
Ti	3,73	6,22	0,359	3,88	6,47	0,379	1,16	1,93	0,114	1,13	1,88	0,112
Al	5,67	10,72	0,970	5,23	9,88	0,907	4,32	8,16	0,756	4,24	8,01	0,745
(Al <sup>IV</sup> )			0,915	—	—	0,907	—	—	0,756	—	—	0,745
(Al <sup>VI</sup> )			0,055	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет
Si	18,77	40,15	3,085	17,43	37,28	2,903	17,43	37,28	2,929	17,11	36,60	2,886
F	0,77	0,77	0,187	0,67	0,67	0,165	0,01	0,01	0,003	0,14	0,14	0,035
Сумма	59,04		8	57,54	—	7,713	58,43		7,784	58,65	—	7,769

1M  $\geq$  2M<sub>1</sub>; хорошее  
 1M:  $a = 5,33$ ;  $b = 9,24$ ;  $c = 10,22$ ;  $\beta = 100^\circ$   
 2M<sub>1</sub>:  $a = 5,33$ ;  $b = 9,24$ ;  $c = 19,72$ ;  $\beta = 95,1^\circ$   
 Плотность 2,92

1M: хорошее  
 1M:  $a = 5,35$ ;  $b = 9,27$ ;  $c = 10,16$ ;  $\beta = 100,4^\circ$

Компоненты	25			26			27			28		
	6/74			3/71-1			3/71-2			3/71-3		
	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	Мет.	Окисл.	Козф. ф.
K	8,02	9,66	0,926	8,14	9,81	0,943	8,22	9,91	0,946	8,16	9,83	0,919
Ba	0,47	0,52	0,015	0,06	0,07	0,002	0,26	0,29	0,009	0,53	0,59	0,017
Na	0,30	0,40	0,059	0,28	0,38	0,055	0,23	0,31	0,045	0,33	0,44	0,063
Ca	0,00	0,00	0,000	0,00	0,00	0,000	0,00	0,00	0,000	0,01	0,01	0,001
Mg	9,60	15,92	1,782	10,51	17,43	1,958	9,96	16,51	1,845	10,28	17,04	1,862
Fe	8,35		0,675	6,85		0,555	7,70		0,621	7,93		0,625
(Fe <sup>VI</sup> )			0,488			0,469			0,571			0,599
(Fe <sup>IV</sup> )			0,187			0,086			0,050			0,026
Mn	0,50	0,65	0,041	0,50	0,65	0,041	0,50	0,65	0,041	0,59	0,76	0,047
Ti	4,30	7,17	0,405	3,62	6,04	0,342	3,94	6,57	0,370	4,11	6,86	0,378
Al	6,20	11,72	1,037	5,92	11,19	0,994	6,47	12,23	1,080	6,66	12,59	1,087
(Al <sup>IV</sup> )			1,037			0,994			1,080			1,087
(Al <sup>VI</sup> )			Нет			Нет			Нет			Нет
Si	17,28	36,96	2,776	18,11	38,74	2,920	17,91	38,31	2,870	18,42	39,40	2,887
F	1,35	1,35	0,321	2,11	2,11	0,503	2,39	2,39	0,566	2,55	2,55	0,591
Сумма	56,37	—	7,716	56,10	—	7,811	57,58	—	7,827	59,57	—	7,885

$2M_1 > 1M$ ; среднее  
 $1M: a=5,32; b=9,21; c=10,15; \beta=100^\circ$   
 $2M: a=5,32; b=9,21; c=19,82; \beta=94,6^\circ$

$2M_1 \geq 1M$ ;  
 $1M: a=5,31; b=9,20; c=10,15; \beta=100^\circ$   
 $2M_1: a=5,31; b=9,20; c=20,00; \beta=95,1^\circ$   
 Плотность 2,89

Таблица 27 (продолжение)

Компоненты	29			30			31			32		
	43/71-1			43/71-2			31/74-1			1553-1		
	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	Мет.	Окисл.	Козф. ф.
K	8,10	9,76	0,955	7,95	9,58	0,966	8,00	9,64	0,961	7,90	9,52	0,943
Ba	0,16	0,18	0,005	0,15	0,17	0,005	0,10	0,11	0,003	0,08	0,09	0,003
Na	0,20	0,27	0,040	0,14	0,19	0,029	0,17	0,23	0,035	0,26	0,35	0,053
Ca	0,00	0,00	0,000	0,00	0,00	0,000	0,01	0,01	0,001	0,01	0,01	0,001
Mg	4,23	7,01	0,802	3,53	5,85	0,690	3,63	6,02	0,701	3,60	5,97	0,691
Fe	18,64	—	1,538	18,50	—	1,574	19,66	—	1,653	19,80	—	1,655
(Fe <sup>VI</sup> )	—	—	1,538	—	—	1,574	—	—	1,653	—	—	1,655
(Fe <sup>IV</sup> )	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет
Mn	1,28	1,65	0,107	1,25	1,61	0,108	1,13	1,46	0,097	1,02	1,32	0,087
Ti	2,49	4,15	0,240	2,84	4,74	0,282	3,33	5,55	0,326	3,40	5,67	0,331
Al	8,58	16,22	1,465	8,87	16,76	1,562	7,52	14,21	1,309	7,63	14,42	1,320
(Al <sup>IV</sup> )	—	—	1,407	—	—	1,375	—	—	1,277	—	—	1,244
(Al <sup>VI</sup> )	—	—	0,058	—	—	0,187	—	—	0,032	—	—	0,076
Si	15,81	33,82	2,593	15,52	33,20	2,625	16,29	34,84	2,723	16,58	35,46	2,756
F	1,17	1,17	0,284	1,22	1,22	0,305	0,80	0,80	0,198	0,83	0,83	0,204
Сумма	60,66	—	7,745	59,97	—	7,840	60,64	—	7,808	61,11	—	7,841
IM; хорошее IM: a=5,35; b=9,26; c=10,16; β=100,2°							—					

Компо- ненты	33			34			35			36		
	1553-2			1553-3			1551-1			1551-2		
	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	Мет.	Окисл.	Козф. ф.
K	7,86	9,47	0,903	7,93	9,56	0,895	8,12	9,78	0,871	8,11	9,77	0,870
Ba	0,31	0,35	0,010	0,38	0,42	0,012	0,11	0,12	0,003	0,16	0,18	0,005
Na	0,44	0,59	0,086	0,47	0,63	0,090	0,68	0,92	0,124	0,68	0,92	0,123
Ca	0,01	0,01	0,001	0,02	0,03	0,002	0,01	0,01	0,001	0,01	0,01	0,001
Mg	8,39	13,91	1,550	9,14	15,15	1,660	9,07	15,04	1,566	9,03	14,97	1,558
Fe	12,51	—	1,006	10,92	—	0,863	11,76	—	0,884	11,61	—	0,872
(Fe <sup>VI</sup> )	—	—	0,970	—	—	0,764	—	—	0,884	—	—	0,636
(Fe <sup>IV</sup> )	—	—	0,036	—	—	0,099	—	—	Нет	—	—	0,236
Mn	0,47	0,61	0,038	0,49	0,63	0,039	0,55	0,71	0,042	0,52	0,67	0,040
Ti	3,76	6,27	0,353	3,52	5,87	0,324	3,33	5,55	0,292	3,11	5,19	0,272
Al	6,19	11,70	1,030	6,41	12,11	1,049	7,16	13,53	1,114	6,64	12,55	1,032
(Al <sup>IV</sup> )	—	—	1,030	—	—	1,049	—	—	1,111	—	—	1,032
(Al <sup>VI</sup> )	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	0,003	—	—	Нет
Si	18,35	39,25	2,934	18,15	38,82	2,852	19,34	41,37	2,889	18,30	39,14	2,732
F	1,08	1,08	0,255	1,23	1,23	0,286	1,71	1,71	0,378	1,42	1,42	0,313
Сумма	59,37	—	7,911	58,66	—	7,788	61,84	—	7,786	59,59	—	7,507

1M = 2M<sub>1</sub>; высокое

1M: a = 5,32; b = 9,22; c = 10,15; β = 100,2°

2M<sub>1</sub>: a = 5,32; b = 9,22; c = 19,86; β = 95,2°

1M; среднее

1M: a = 5,32; b = 9,26; c = 10,27; β = 100°

Таблица 27 (окончание)

Компо- ненты	37			38			39			40			
	1551-3			437-1			437-2			117а/71			
	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	Мет.	Окисл.	Козф. ф.***	Мет.	Окисл.	Козф. ф.	
K	7,98	9,62	0,872	8,58	10,34	0,880	7,76	9,35	0,988	7,86	9,47	0,958	
Ba	0,12	0,13	0,004	0,07	0,08	0,002	0,03	0,03	0,001	0,17	0,19	0,006	
Na	0,66	0,89	0,123	0,09	0,12	0,018	0,00	0,00	0,035	0,17	0,23	0,035	
Ca	0,01	0,01	0,001	0,00	0,00	0,000	0,00	0,00	0,000	0,01	0,01	0,001	
Mg	8,86	14,69	1,558	8,16	13,53	1,499	7,55	12,52	1,546	4,27	7,08	0,837	
Fe	11,86	—	0,908	11,41	—	0,913	11,67	—	1,040	21,82	—	1,861	
(Fe <sup>VI</sup> )	—	—	0,725	—	—	0,833	—	—	1,040	—	—	1,242	
(Fe <sup>IV</sup> )	—	—	0,183	—	—	0,080	—	—	Нет	—	—	0,619	
Mn	0,56	0,72	0,044	1,37	1,77	0,111	1,28	1,65	0,116	0,48	0,62	0,042	
Ti	3,29	5,49	0,294	1,60	2,67	0,149	1,58	2,64	0,164	2,45	4,09	0,244	
Al	6,60	12,47	1,046	4,65	8,79	0,770	4,45	8,41	0,821	3,98	7,52	0,703	
(Al <sup>IV</sup> )	—	—	1,046	—	—	0,770	—	—	0,676	—	—	0,703	
(Al <sup>VI</sup> )	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	0,145	—	—	Нет	
Si	18,21	38,95	2,771	19,81	42,37	3,150	18,76	40,13	3,324	15,79	33,77	2,678	
F	1,59	1,59	0,358	2,08	2,08	0,489	1,91	1,91	0,500	0,05	0,05	0,013	
С у м м а	59,74	—	7,621	57,82	—	7,750	54,99	—	8	57,05	—	7,364	
				1M; хорошее 1M: a=5,35; b=9,26; c=10,11; β=100,5°						1M (2M <sub>1</sub> примесь); среднее 1M: a=5,35; b=9,27; c=10,17; β=100,1°			

нефелиновых сиенитов, встречаются в пегматитах и поздних гидротермальных прожилках.

Представляет интерес изучение политипии породообразующих слюд хибинского комплекса. В слюдах ряда флогопит—лепидомелан, кроме политипа 1М, широко распространен также политип 2М<sub>1</sub>. Как известно, политип 2М<sub>1</sub> характерен для диоктаэдрических слюд, но редко встречается в триоктаэдрических [83]. В хибинских же слюдах он широко распространен, хотя появляется, как правило, в смеси с политипом 1М как примесь (Табл. XVI), но есть образцы, где 2М<sub>1</sub>=1М (см. табл. 27, ан. 10, 11, 12—14, 17, 18, 32—34) и где 2М<sub>1</sub> преобладает (ан. 15, 16, 25—28). Л.В. Козырева и А.В. Мокрецова [57] связывали возникновение политипа 2М<sub>1</sub> с высокой концентрацией Fe, однако нами он установлен не только в лепидомеланах и биотитах, но и во флогопитах. Нет зависимости политипии и от степени заполнения катионами октаэдрических полостей в структуре, что можно было бы ожидать, исходя из общности политипа 2М<sub>1</sub> в диоктаэдрических слюдах. Хотя в данном исследовании валентность Fe нами не определялась, полные химические анализы хибинских слюд [71, 72] показывают, что в них содержится до 5, а иногда и до 10 мас.% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. С другой стороны, устанавливается достаточно четкая корреляция частоты встречаемости политипа 2М<sub>1</sub> с ростом содержания Ti, проявляющаяся на фоне общего повышения концентрации этого элемента в слюдах рисчорритов и вулканитов относительно слюд из фоййитов, пегматитов и поздних гидротермальных прожилков. Возможно, появление политипа 2М<sub>1</sub> обусловлено условиями образования слюд, поскольку они сформировались либо в термально-метаморфизованных реликтах вулканических пород, погруженных в нефелин-сиенитовую магму, либо в микроклинитах на контакте нефелиновых сиенитов с архейскими гнейсами, либо в рисчорритах вблизи их контакта с фоййитами, т.е. образованиях, возникших при относительно быстром охлаждении.

Почти во всех исследованных образцах Si меньше трех атомов на ячейку, однако содержание Al редко превышает единицу и дефицит тетраэдрических ионов, вероятно, компенсируется вхождением Fe<sup>3+</sup><sub>IV</sub>, т.е. слюды являются тетраферрифлогопитами, тетраферрибиотитами или тетраферрилепидомеланами.

*Примечание.* Биотиты. 1—11 из фоййитов: 1—4 — слюдяной фоййит, возвышенность Шоднюн, 5, 6 — слюдяно-амфиболовый, гора Чивриун, 7—9 — слюдяно-пироксено-амфиболовый, гора Ньюорпахк, 10, 11 — слюдяно-пироксеновый, там же; 12—24 — из рисчорритов: 12—14 — слюдяной рисчоррит, гора Кукисвумчорр, 15—18 — слюдяной рисчоррит, ущелье Рисчорра, 19, 20 — пегматит в слюдяном рисчоррите, там же, 21, 22 — биотитизация в жиле мончикита среди слюдяных рисчорритов, гора Кукисвумчорр, 23, 24 — гнейсовидно-порфирированный рисчоррит, гора Эвслогчорр; 25—31 — из реликтов вулканогенно-осадочных пород в нефелиновых сиенитах: 25—28 — ромбен-порфир в контакте грубозернистых и среднезернистых трахитоидных хибинитов, гора Юдичвумчорр, 29—31 — ромбен-порфир в лявочорритах, Восточный перевал Рисчорра; 32—39 — из среднезернистых трахитоидных хибинитов: 32—34 — приконтактный микроклинит, гора Северный Лявочорр, 35—37 — пегматит, там же, 38, 39 — полевошпат-натролитовая жила в щелочных габброидах, Западный перевал Петрелиуса; 40 — из пегматита в мельтейгит-уртите, гора Коашва. Данные микронзондового анализа. Аналитик Т.И. Голованова.

При монокристалльных рентгенометрических исследованиях некоторыми авторами были выделены неоднородные политипные модификации биотита (ЗТС, 4М, 4ТС, 5М), в том числе и многослойные (8ТС, 11М), которые проявлялись в сростках с однородными политипами и трактовались как следствие спирального роста под действием винтовых дислокаций. В отличие от однородных политипов 1М, 2М<sub>1</sub>, 3Т, 2О, 2М<sub>2</sub>, 6Н, в которых соседние слюдяные слои развернуты на углы  $0 \pm 120$ ,  $120, 180, \pm 60$  и  $60^\circ$  соответственно, углы разворота слоев в неоднородных политипах могут быть произвольными.

В практике электронографических исследований, выполняемых методом электрограмм от косых текстур, неоднородные политипы ранее не регистрировались. Это объясняется прежде всего природой препарата, представляющего собой текстурированный поликристалл, в котором мелкие пластинчатые кристаллиты располагаются гранями (001) параллельно подложке. Отдельные кристаллы неоднородных политипов, если бы они и присутствовали в образце, терялись бы в общей массе материала (в основном однородного политипа 1М) и не давали заметного вклада в дифракционную картину. Впервые неоднородный политип ЗТС в массивных и гомогенных выделениях встречен в образцах из Хибинского щелочного массива.

Электронограммы от косой текстуры этого биотита характеризуются II эллипсом, полностью идентичным II эллипсу электронограмм от модификаций 1М, 2М<sub>1</sub>, 3Т (Табл. XVI, 4), свидетельствуя о том, что в политипе чередуются слои с разворотом только в  $0$  и  $\pm 120^\circ$ . Минимальное расстояние между рефлексами I эллипса (11 $\bar{l}$ , 02 $\bar{l}$ ) отвечает 9-слойной ортогональной последовательности с погасаниями отражений с  $l = 3n$ . Анализ теоретически выведенных дифракционных характеристик I эллипса 9-слойных ортогональных, 6-слойных моноклинных, 3-слойных моноклинных, проведенный С.В. Соболевой (Лаборатория электронографии ИГЕМ), позволил однозначно установить принадлежность изучаемого биотита к модификации ЗТС с последовательностью слоев  $s_1s_1s_3$  (в символах Б.Б. Звягина) или (02 $\bar{2}$ ) (в символах М. Росса, Х. Такеда и Д.Р. Уонса [126]). Параметры триклинной (моноклинной по форме) его ячейки:  $a = 5,35$ ;  $b = 9,27$ ;  $c = 30,17 \text{ \AA}$ ;  $\alpha = 95,84^\circ$ . Пространственная группа  $C\bar{1}$ . Экспериментально найденная плотность 3,12.

Подсчет энергий ошибок упаковки для различных однородных и неоднородных политипов слюд показывает, что политип ЗТС является с энергетической точки зрения одним из наиболее вероятных неоднородных политипов.

Описываемый биотит ЗТС установлен в маломощном (~20 см) жилке щелочного трахита, круто секущего слоистость пород дифференцированной толщи мельтейгит-уртитов в южной части Центральной дуги Хибинского массива, к северо-востоку от Юкспор—Расвумчоррского апатитового рудного поля. Образец взят из керна поисково-разведочной скв. 541 (верховья р. Юкспорийок, глубина 1104 м) из средней части дифференцированной толщи, достигающей здесь общей мощности 1100 м. Разрез представлен чередованием трахитоидных и

трахитоидно-порфировидных ийолитов и уртитов с редкими прослоями мельтейгитов.

Щелочные трахиты впервые обнаружены в толще мельтейгитуртитов. Порода мелкозернистая, сложена изометричными зернами анортоклаза (в среднем 76,7%), включающими в себя мелкие и срastaющимися с более крупными чешуйками темно-бурого биотита (22,7%). Слюда распределена неравномерно: лейкократовые участки чередуются с более меланократовыми, в которых пластинки биотита вытянуты в виде цепочек, придающих породе флюидалность. Редко встречаются отдельные вкрапления анортоклаза размером до 2—3 мм; наблюдались случаи их дробления и проникновения в них по трещинкам более мелкозернистого анортоклаза и слюды. Кроме того, присутствуют ильменит и каплевидные выделения пирротина. Нефелин и другие фельдшпатоиды в породе отсутствуют.

По микронзондовым определениям (14 зерен) анортоклаз характеризуется высоким содержанием натриевой и кальциевой составляющих ( $Or_{17}Ab_{74,5}An_{8,5}—Or_{35,8}Ab_{6,2}An_{8,0}$ ), а также заметной примесью стронция при низком содержании железа и бария. Полевые шпаты такого состава ранее не наблюдались в хибинском щелочном комплексе. В породах же мельтейгитуртитовой серии распространены только существенно калиевые полевые шпаты с высоким содержанием бария и железа. Характерной особенностью данного анортоклаза является крайняя невыдержанность его состава от зерна к зерну в основной массе и в разных участках. Содержание анортитового компонента меняется от  $An_{6,2}$  до  $An_{9,0}$ , а стронциевого минала — от 0,5 до 0,6 мол.%.

Химический состав биотита ЗТС из щелочного трахита исследован на микронзонде (4 зерна) и проанализирован частными химическими определениями, выполненными И.Б. Никитиной в ЦХЛ ИГЕМ, которой установлено соотношение окисного и закисного железа, содержание воды и фтора. Результаты параллельных определений (в мас.%):  $SiO_2$  — 34,08 и 34,08;  $TiO_2$  — 6,58; 7,05;  $Al_2O_3$  — 16,53; 16,84;  $FeO$  — 21,16; 21,13;  $Fe_2O_3$  — 1,81; 1,81; 1,94;  $H_2O$  — 1,79; 1,79; F — 0,81; 0,86. Соотношение  $Fe^{2+}/Fe^{3+} = 12,75$ , содержание  $H_2O$  и F подставлялось в зондовые анализы (табл. 28, ан. 1—4), а с учетом зондовых содержаний щелочей, кальция, магния и марганца получен обобщенный (комбинированный) анализ исследованного биотита (см. табл. 28, ан. 5) и выполнены расчеты его химической формулы при (O, OH, F) = 12.

Обращает на себя внимание удивительное постоянство состава описываемого биотита как в мелких чешуйках (ан. 1—3), так и в более крупных пластинках (ан. 4), что не увязывается с вышеописанными колебаниями состава анортоклаза в щелочном трахите. По-видимому, полевой шпат и слюда сформировались в разное время. Неоднородность анортоклаза обусловлена, скорее всего, неравновесными условиями его кристаллизации при быстром, неравномерном остывании инъецированного расплава. Судя по минералогическим подсчетам, исходная концентрация Na в нем (6,1%  $Na_2O$ ) незначительно превышала содержание K (5,7%  $K_2O$ ) и ранняя массовая кристаллизация богатого натрием анортоклаза должна была привести к существенному обогащению остаточного расплава калием, что и обусловило формирование в

Химический состав (в мас. %) трехслойного триклинного биотита ЗТС из Хибинского массива

Компоненты	1		2		3		4		5	
	Окисл.	Кэф.ф.*	Окисл.	Кэф.ф.	Окисл.	Кэф.ф.	Окисл.	Кэф.ф.	Окисл.	Кэф.ф.
K <sub>2</sub> O	9,71	0,99	9,33	0,96	9,31	0,95	10,05	1,02	9,60	0,980
Na <sub>2</sub> O	0,31	0,05	0,49	0,08	0,50	0,08	0,53	0,08	0,46	0,071
CaO	0,04	0,00	0,04	0,00	0,06	0,01	0,03	0,00	0,04	0,004
MgO	5,22	0,62	5,34	0,64	5,37	0,64	5,79	0,68	5,53	0,660
Fe	17,56	1,51	18,20	1,59	18,05	1,55	18,20	1,55		1,527
FeO	20,95	1,40	21,71	1,47	21,53	1,44	21,71	1,44	21,15	1,416
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,83	0,11	1,89	0,12	1,88	0,11	1,89	0,11	1,84	0,111
MnO	1,65	0,11	1,67	0,11	1,77	0,12	1,64	0,11	1,68	0,114
TiO <sub>2</sub>	6,94	0,42	7,16	0,44	7,12	0,43	6,44	0,38	6,82	0,411
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,69	1,67	16,99	1,62	17,18	1,62	17,18	1,61	16,68	1,574
(Al <sup>VI</sup> )	—	0,35	—	0,27	—	0,30	—	0,31	—	0,302
(Al <sup>IV</sup> )	—	1,32	—	1,35	—	1,32	—	1,30	—	1,272
SiO <sub>2</sub>	33,45	2,68	32,77	2,65	33,63	2,68	34,01	2,70	34,08	2,728
H <sub>2</sub> O	1,79	0,96	1,79	0,97	1,79	0,95	1,79	0,95	1,79	0,957
F	0,83	0,21	0,83	0,21	0,83	0,21	0,45	0,13	0,83	0,210
Сумма	99,58	—	99,18	—	100,14	—	101,51	—	100,50	8,06
-O=F <sub>2</sub>	-0,35		-0,35		-0,35		-0,19		-0,35	
	99,23		98,83		99,79		101,32		100,15	

\*Расчет на основе (O, OH, F) = 12.

Примечание. 1 - 4 по данным микрозонда "Cameca" MS-46, аналитик Т.И. Голованова; 5 — комбинированный анализ из химических (аналитик И.Б. Никитина) и микрозондовых данных.

Химическая формула для анализа 5:



заключительную стадию слюды, а не пироксена или амфибола. Постоянство состава биотита и принадлежность его выделений к одной и той же весьма редкой политипной модификации ЗТС указывают на достижение стабильности и спокойные, "термостатированные" условия его роста.

Трехслойная триклинная политипная модификация биотита ЗТС до сих пор отмечалась лишь дважды: для сидерофиллита маломощных грейзенизированных прожилков в гранитах Ньюкастл Каунти (Северная Ирландия) [126] и для обогащенного титаном оксибиотита из риодацитового лавового потока Руис Пик (Нью Мехико) [138]. Исследованный нами биотит во многом напоминает образец из Руис Пик. Все октаэдрические позиции в структуре нашего биотита заняты, и высокое содержание в нем многовалентных атомов  $Al^{VI}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Ti^{4+}$  компенсируются эквивалентным понижением содержания ОН-групп и фтора. Находка подобного биотита в щелочных комплексах вряд ли связана с высокощелочными условиями минералообразования. Скорее всего, это реликтовый минерал в реликтовых вулканогенных породах, обнаружение которых в мельтейгит-уртитовой толще может указывать на сложность процессов их формирования и, возможно, метаморфогенную природу этих образований.

Так же как и для амфиболов, в ранних высокотемпературных слюдах хибинского комплекса (флогопитах из трубок взрыва и ромбенпорфинов, биотитах и лепидомеланах из слюдяных фойяитов и ричорритов) наблюдается нарушение закона Рамберга — слюда обогащена Fe, а не Mg по сравнению с составом сосуществующего породообразующего пироксена. Поздние, более низкотемпературные слюды пегматитов и гидротермальных жил в соответствии с этим законом являются более магnezиальными, чем ассоциирующий с ними эгирин, хотя и обеднены магнием относительно состава раннего эгирин-диопсида.

Суммируя изложенные в этом разделе работы данные о типоморфизме породообразующих минералов, мы видим, что фактор щелочности, во многом определяющий специфику минералов и пород исследуемых магматических комплексов, не может рассматриваться обособленно от всей совокупности взаимосвязанных факторов петрогенеза — химизма исходной магмы, ее эволюции и дифференциации, условий кристаллизации породы, скорости охлаждения, постмагматических преобразований и др., а также геологической истории формирования комплексов. Изучение изменения соотношений  $Mg:Fe^{2+}:Fe^{3+}$  в темноцветных минералах и  $Ca:Na:K$  в полевых шпатах показывает, что агпайтовые нефелиновые сиениты илимаусакского комплекса возникли в результате эволюции и дифференциации щелочно-габброидной магмы, в то время как аналогичные им породы ловозерского комплекса — щелочно-ультраосновной. В нефелиновых сиенитах хибинского комплекса составы пироксенов и сопряженных с ними амфиболов и слюд объединяются несколькими трендами, занимающими промежуточное положение между Илимаусаком и Ловозером. Это позволяет предполагать наличие нескольких фаз внедрения нефелиновых сиенитов и связь их с несколькими очагами магмы, варьирующей по составу от щелочно-ультраосновной до щелочно-габброидной. На это же может

указывать различие жильных пород в Хибинах, внедрение как щелочных пироксенитов, так и щелочных габброидов. Важно, что эти тренды не объединяют минералы фойяитов и лявочорритов, как это должно было бы следовать из гипотезы Н.А. Елисеева.

Однако есть разности пород, не вписывающиеся в рассмотренные эволюционные ряды. Это щелочные граниты и кварцевые сиениты Илимаусака, вулканиты, перекристаллизованные нефелиновые сиениты I фазы и пойкилитовые содалитовые и нефелиновые сиениты Ловозера, вулканиты, мельтейгит-уртиты, пойкилитовые нефелиновые сиениты и карбонатиты Хибин. Вопросы их генезиса затрагивались в первых двух частях работы. Более детально, с привлечением дополнительных данных мы рассмотрим их в последней части.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ  
В РЕШЕНИИ ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ  
И ПРОБЛЕМ

Выводы о типоморфизме породообразующих минералов, в первую очередь, об особенностях химического их состава и структуры, а также полученные по сосуществующим минералам палеогеотермические и палеогеобарические реконструкции позволяют использовать минералогические данные для решения ряда геологических и петрологических задач и проблем в применении к рассматриваемым объектам исследований.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ  
И ВОПРОСЫ ГЕОХРОНОЛОГИИ  
ХИБИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО КОМПЛЕКСА

Определение возраста пород хибинского щелочного комплекса К/Аг- методом по сосуществующим породообразующим минералам было предпринято в Лаборатории геохронологии ИГЕМ по инициативе Л.Л. Шанина и М.М. Аракелянц. Перед нами стояли две задачи: методическая — выяснить пригодность тех или иных минералов щелочных комплексов для датирования (в частности, возможность использования для этой цели щелочных полевых шпатов) и геологическая — провести ревизию данных о возрасте Хибинского плутона и попытаться установить последовательность образования его пород по объективным геохронологическим данным.

Вопрос о пригодности щелочных полевых шпатов для датирования возник по той причине, что в практике работы Лаборатории и других исследователей возраста пород, полученные по полевому шпату, оказывались систематически заниженными (до 30%) по сравнению с найденными по другим минералам, в частности по слюде. Для докембрия, бывшего тогда в центре внимания геохронологов, это занижение оказалось весьма существенным, и полевой шпат, самый распространенный породообразующий минерал, был "забракован". Однако в ряде случаев занижения почему-то не происходит. Появились предположения, что оно может быть связано с какими-то структурными особенностями полевых шпатов, например Si/Al-упорядоченностью. Так, Б.А. Блюман [3], установивший занижение К/Аг-данных возраста для микроклинов неизмененных гранитов относительно ортоклазов метасоматически измененных разностей тех же гранитов, полагает, что это связано с потерей радиогенного аргона кристаллической структурой

триклинизированного калиевого полевого шпата. Такая потеря может быть обусловлена более свободной диффузией Ag из позиций К в микроклине, так как, согласно Б.А. Блюману, 5 из 9 связей К—О в его структуре больше, чем в соответствующем координационном многограннике в ортоклазе, что обуславливает определенную "рыхлость" структуры микроклина. Следовательно, всегда можно ожидать некоторого "омоложения" микроклина относительно сосуществующего с ним ортоклаза. И.Е. Каменцев в нашем длительном "споре" относительно роли микропримесей с большими ионными радиусами (Rb, Cs, Ba) в стабилизации неупорядоченного структурного состояния калиевых полевых шпатов [11, 43], наоборот, доказывает "сжатие" координационного многогранника вокруг щелочного атома из-за увеличения расстояний Т—О в кремнекислородных тетраэдрах  $T_1O$  (куда в микроклине перераспределяется весь алюминий), поскольку атомы кислорода  $O_A$  (1),  $O_D$  (0) и  $O_C$  (0) из ближайшего окружения щелочного атома, одновременно связанные с Si(Al) тетраэдров  $T_1O$ , сжимают его с противоположных сторон (см. рис. 9). Это, по-видимому, скорее может обусловить захват радиогенного аргона структурой микроклина, чем объяснить его потерю.

Для щелочных полевых шпатов влияние данного структурного фактора на сохранность радиогенного аргона еще сложнее, так как необходимо учесть вхождение в позицию щелочного атома Na, Ca, Sr, Ba, а в тетраэдрические позиции — Fe. Не менее важным, если не основным, фактором является микроструктура полевошпатовых выделений и текстура полевошпатоносительных пород. Известно, что если для анализа использовать полевошпатовую фракцию  $\leq 0,01$  мм, то аргона в ней практически не окажется. Поэтому можно думать, что в криптопертитах, в полисинтетически тонкодвойникованных индивидах, в зернах с микроклиновой решеткой и др., т.е. в природных тонкозернистых агрегатах, аргон может диффундировать к междофазовым границам, накапливаться в микрополостях и уходить в окружающую породу по микротрещинам. Практическим выводом из сказанного должно быть понимание необходимости сопровождения геохронологических определений (К/Ag- и другими методами) детальным изучением структурно-текстурных особенностей исследуемого полевого шпата.

Датирование К/Ag-методом по нефелину, широко распространенному в щелочных породах минералу, как показали исследования В.А. Кононовой и Л.Л. Шанина [121], наоборот, дает несколько завышенные относительно слюды результаты. Причину этого эти авторы видели в процессах вторичного изменения нефелина, в частности в его канкринитизации. Предполагалось, что канкринит, в структуре которого имеются крупные полости внутри шестерных колец из кремнекислородных тетраэдров, может накапливать радиогенный аргон, нарушая первоначальное его соотношение с калием в неизменном нефелине.

Как полагаем мы, подобное объяснение имеет лишь частное значение. В большинстве случаев нефелин не обнаруживает признаков канкринитизации, и нужно искать более общую причину завышения

данных датирования. Процессы вторичного изменения нефелина — его канкринитизация, содалитизация (минерал также с крупными полостями в структуре) и натролитизация — сами по себе не могут объяснить завышения возраста. Хотя, с одной стороны, они приводят к замещению калия натрием, т.е. к потере калия и нарушению равновесности К/Аг-соотношения в минерале, а с другой стороны, препятствуют потере аргона, удерживая его в структурах с крупными полостями и, таким образом, также нарушают исходное К/Аг-соотношение, процессы вторичного изменения нефелина имеют аутометасоматический характер и их проявление недалеко от времени образования кристаллов нефелина. Этот эффект может быть существенным только в случае позднего, оторванного во времени метасоматического изменения породы. Однако канкринит, содалит (и другие минералы с крупными полостями в кристаллической структуре) независимо от этого, образовались ли они по нефелину или возникли в породе самостоятельно путем кристаллизации или последующих постмагматических преобразований, действительно могут рассматриваться как природные сорбенты, способные, как губка, впитывать в себя, накапливать аргон (в том числе и радиогенный) в случае диффузионного перераспределения его в породе. Поэтому присутствие таких минералов должно рассматриваться какстораживающий признак при использовании данного образца породы для датирования К/Аг-методом.

Нам представляется, что для объяснения аномального накопления радиогенного аргона в нефелине нет необходимости привлечения вторичных процессов. Известно, что нефелины хибинского и других щелочных комплексов, так же как, например, эвдиалиты, существенно обогащены метаном и другими предельными углеводородами (десятки кубических сантиметров на 1 кг минерального вещества), в то время как в полевых шпатах углеводородов мало или они совсем отсутствуют. Согласно Л.Н. Когарко [53], летучесть метана в равновесии с рассеянным углеродистым веществом резко возрастает при низких температурах (от 500 к 300°С) и при этих условиях флюидная фаза становится фактически углеводородной. В то же время температура кристаллизации нефелина в рассматриваемых агпаитовых нефелиновых сиенитах, по Л.Н. Когарко и по данным других исследователей, оценивается в 1000—700°С. Отсюда ясно, что углеводороды были захвачены не в процессе кристаллизации нефелина, а намного позже. Обычно связывают их появление со вторичными газовыми включениями, цепочки которых рассекают зерна минерала по сложной системе поздних трещин. В первичных включениях минералообразующей среды в нефелине углеводороды не обнаруживаются [51, 71]. Однако не исключены и другие формы их нахождения, суммарно характеризуемые как "газы закрытых пор", извлекаемые при разрушении минералов и пород в вакуумных мельницах.

Согласно нашему предположению, метан может входить и непосредственно в кристаллическую структуру нефелина внутрь шестерного кольца из кремнекислородных тетраэдров вместо находящегося там атома натрия (см. рис. 19). Известно, что в нефелинах обычно ус-танавливается некоторый дефицит натрия и алюминия при соответст-

вующем избытке кремния согласно схеме изоморфизма:  $\text{Na} + \text{Al} \rightarrow \square + \text{Si}$ ; при этом один из кремнекислородных тетраэдров кольца может быть замещен алюминием, а место натрия из ближайшего окружения стать вакантным. Полость внутри кольца имеет диаметр 4,2—4,8 Å и без затруднений может принять молекулу метана  $\text{CH}_4$  ( $\varnothing$  2,2 Å) или этана  $\text{C}_2\text{H}_6$  ( $\varnothing$  3,6 Å). В аналогичные и более крупные полости структуры эвдиалита могут входить молекулы более сложных углеводов метанового ряда, что, кстати, согласуется с более тяжелым составом углеводов, извлекаемых из этого минерала [71, табл. 23].

То же самое резонно предположить и для аргона, атомный радиус которого 1,92 Å. Поэтому нефелины не только не будут терять радиогенный аргон в течение всего геологического времени их существования, но могут даже частично захватывать его из других источников в полости кристаллической структуры. Это может привести к относительному "удревнению" возраста при К/Аг-датировании по нефелину.

В целом если в замкнутом объеме нефелин-полевошпатовой горной породы имеет место диффузионное перераспределение радиогенного аргона, то оно, естественно, направлено от минералов с более высоким содержанием  $\text{K}^{40}$  к минералам с меньшим его содержанием (конечно, если не учитывать микропор, микротрещин и прочих ловушек, выводящих газ из системы). Состав нефелина можно принять равным  $(\text{K}_{0,25}\text{Na}_{0,75})\text{AlSi}_3\text{O}_8$ . Расчеты на основе равных объемов показывают, что при прочих одинаковых условиях при составе сосуществующего щелочного полевого шпата в пределах  $(\text{K}_{0,53}\text{Na}_{0,47})\text{AlSi}_3\text{O}_8$  —  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  можно ожидать перераспределения радиогенного аргона из полевого шпата в нефелин, при менее калиевом составе полевого шпата такое перераспределение не должно происходить.

Наиболее надежным является К/Аг-датирование по слюде. Однако и в этом случае, если слюда изменена вторичными процессами, гидратирована, возраст будет искажен.

Геологическая задача — ревизия возраста пород хибинского щелочного комплекса — обусловлена прежде всего новыми представлениями о природе и последовательности формирования его пород. Обнаружение в плутоне более древних вулканогенных образований (например, описанных А.В. Галаховым щелочно-ультраосновных пород — предполагаемых следов каледонского магматизма, проявившихся на месте современного хибинского комплекса), выводы о последующем постмагматическом преобразовании пород плутона и др. позволяют ожидать различий данных датирования. Исследования В.А. Кононовой в ковдорском щелочном комплексе [66] свидетельствуют о длительности его формирования, в то же время почему-то возраст хибинского комплекса характеризуется единой цифрой (см. с. 17) и создается впечатление, что он возник как-то сразу.

Данные исследования выполнены по сосуществующим минералам из разных типов пород плутона: слюде, амфиболу, пироксену, щелочному полевоому шпату и нефелину. Определения содержания радиогенного аргона проводились на аргоновой установке конструкции ИГЕМ и модернизированном масс-спектрометре МИ-1301 методом изотопного разбавления с применением в качестве эталона  $^{38}\text{Ar}$ . Опре-

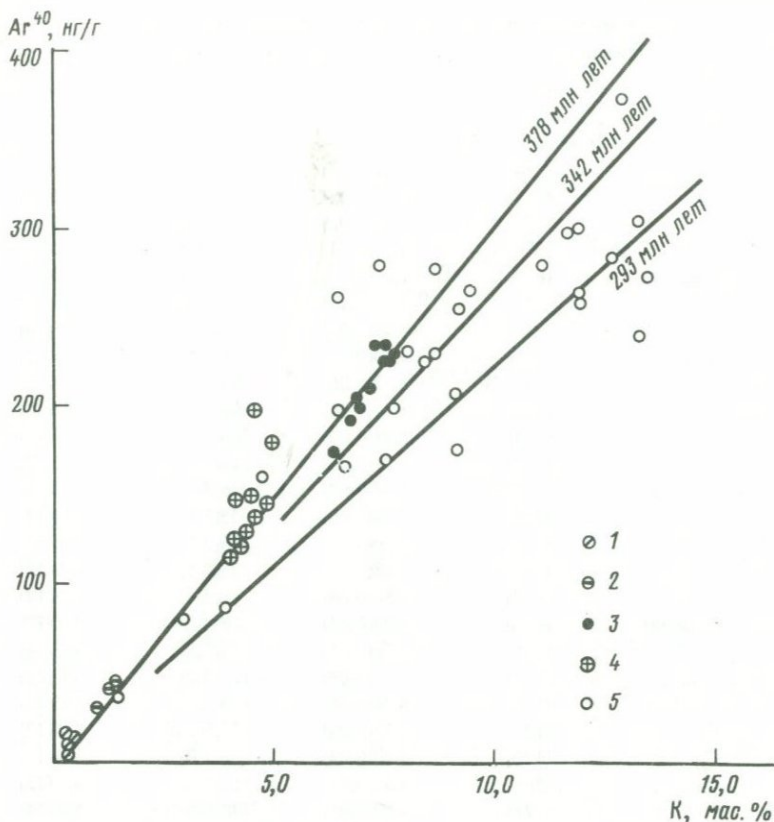


Рис. 27. Соотношение радиогенного  $Ar^{40}$  (в нанogramмах на грамм минерального вещества) и K (в мас. %) в минералах хибинского щелочного комплекса

1 — пироксенах; 2 — амфиболах; 3 — биотитах; 4 — нефелинах; 5 — щелочных полевых шпатах

деление калия производилось методом пламенной спектрофотометрии. Расчет возраста проводился по константам, рекомендованным Международной подкомиссией по геохронологии в 1976 г. на Международном геологическом конгрессе в Австралии:  $\lambda_K = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ ;  $\lambda_B = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ ;  $^{40}K = 0,01167 \text{ ат.}\% \text{ K}$ ; опубликованные нами ранее данные [71] пересчитаны по новым константам. Результаты приведены в табл. 29 и на рис. 27. Исследовано 57 образцов; из них: 29 образцов полевого шпата, 11 — нефелина, 10 — биотита, 3 — амфибола и 4 — пироксена. Представлены все главные типы пород хибинского щелочного комплекса, за исключением мельтейгит-уртитов, исследованных ранее В.А. Кононовой [66]. Полученные данные позволяют сделать следующие заключения.

1. В масштабах всего хибинского комплекса мы прежде всего видим близость возрастных данных, полученных по слюдам и нефелинам, и разброс по полевому шпату. Результаты по слюдам и нефелинам близки к аналогичным цифрам для этих минералов, полученным В.А. Кононовой.

**Результаты геохронологических исследований минералов  
хибинского щелочного комплекса К/Аг методом**

№п/п	Минерал	Номер образца	К, мас.%	Аг, н/г	Возраст, млн. лет
1	Пироксен	1345	0,31(0,03)	5,5(0,4)	242(20)
2	"	42/74	0,34(0,03)	9,8(0,5)	372(18)
3	"	527/87	0,33(0,02)	16,2(0,5)	584(39)
4	"	527/105	0,37(0,03)	9,3(0,5)	330(18)
5	Амфибол	16/71	1,01(0,03)	30,7(0,8)	390(12)
6	"	1713	1,33(0,03)	42,2(1,0)	408(13)
7	"	734	1,47(0,03)	46,4(1,2)	405(20)
8	Биотит	22/71	6,40(0,06)	175(2,5)	355(12)
9	"	117а/71	6,82(0,06)	193(3,0)	367(12)
10	"	1553	6,94(0,06)	206(3,0)	382(12)
11	"	6/74	6,98(0,06)	200(3,0)	372(11)
12	"	43/71	7,27(0,06)	211(3,0)	376(12)
13	"	23/71	7,38(0,07)	236(3,5)	404(12)
14	"	39/71	7,54(0,06)	225(3,5)	384(12)
15	"	30/71	7,56(0,06)	236(3,5)	404(12)
16	"	41/71	7,68(0,07)	225(3,5)	380(12)
17	"	28/71	7,80(0,06)	226(3,5)	378(12)
18	Нефелин	16/71	4,03(0,04)	116,5(2,0)	376(12)
19	"	1566	4,16(0,05)	148(2,5)	452(14)
20	"	22/71	4,17(0,04)	125(2,0)	386(12)
21	"	1122	4,26(0,04)	120(2,0)	365(12)
22	"	1121	4,37(0,04)	127,5(2,0)	378(12)
23	"	1123	4,43(0,04)	130(2,0)	378(12)
24	"	656	4,52(0,04)	151(2,5)	427(12)
25	"	527/87	4,57(0,05)	198,5(3,0)	536(14)
26	"	42/74	4,65(0,04)	137(2,0)	380(12)
27	"	527/105	4,87(0,04)	145,5(2,0)	386(12)
28	"	1328	4,97(0,05)	181(3,0)	460(14)
29	Щелочной полевой шпат	16/71	1,50(0,03)	38,3(1,0)	336(16)
30	"	16/71*	3,13(0,03)	78,8(1,8)	332(16)
31	"	16/71**	6,25(0,05)	165,5(3,0)	345(14)
32	"	1566/2	3,91(0,04)	88,6(1,8)	229(10)
33	"	1566/1	6,71(0,06)	166(3,0)	326(12)
34	"	6/74	4,75(0,04)	160(2,0)	429(13)
35	"	22/71	6,45(0,06)	201(3,0)	402(12)
36	"	1553	6,52(0,06)	263(4,0)	503(14)
37	"	527/87	7,47(0,06)	280(4,0)	472(14)
38	"	1121	7,59(0,07)	169,5(3,0)	295(10)
39	"	42/74	7,78(0,06)	200(3,0)	337(10)
40	"	1122	8,12(0,07)	230(3,5)	368(12)
41	"	1123	8,50(0,07)	226(3,5)	347(11)
42	"	43/71	8,72(0,07)	230(4,0)	347(12)
43	"	1328	8,72(0,07)	277(4,0)	408(12)
44	"	527/105	9,12(0,07)	207(3,0)	300(9)
45	"	41/71	9,15(0,08)	175,5(2,5)	258(10)
46	"	655	9,29(0,09)	256(4,0)	357(12)

№п/п	Минерал	Номер образца	К, мас. %	Аг, н/г	Возраст, млн. лет
47	Щелочной полевой шпат	1610	9,52(0,09)	265(4,0)	361(12)
48	"	1260/М	11,14(0,12)	280(5,0)	332(10)
49	"	1190	11,76(0,12)	297(5,0)	332(10)
50	"	39/71	12,01(0,1)	260(4,0)	287(10)
51	"	30/71	12,01(0,1)	302(5,0)	332(12)
52	"	979	12,03(0,1)	262(4,0)	289(9)
53	"	T-13	12,71(0,1)	284(4,0)	297(9)
54	"	848/М	13,02(0,12)	372(5,0)	372(12)
55	"	1413***	13,29(0,12)	239(4,0)	242(8)
56	"	1413****	13,30(0,12)	306(5,0)	306(10)
57	"	1388	13,48(0,12)	272(4,0)	269(9)

\*Прозрачный. \*\*Непрозрачный. \*\*\*Порфиновый вкрапленник. \*\*\*\*Основная масса породы.

Примечание. Нефелиновые сиениты: 21, 40 – грубозернистый трахитоидный хибинит, северный склон горы Хибин; 22, 38 – жильная фация грубозернистого хибинита (порфириовидный нефелиновый сиенит), там же; 19, 32, 33 – краевая фация грубозернистого хибинита, гора Северный Лявочорр; 10, 36 – микроклинит, там же; 23, 41 – среднезернистый трахитоидный хибинит, перевал Географов; 7, 24, 46 – пегматит в среднезернистом трахитоидном хибините, гора Петрелиуса; 3, 25, 37 – лявочоррит, гора Эвселогчорр, скв. 527, глубина 87 м; 4, 27, 44 – то же, скв. 527, глубина 105 м; 1 – то же, гора Лявочорр; 8, 20, 35 – слюдяной фойяит, гора Ньюорпахк; 13 – жильная фация слюдяного фойяита, там же; 5, 18, 29 – 31 – сфен-амфиболовый, альбитизированный фойяит, там же; 2, 26, 28, 39, 43 – пироксеновый фойяит, гора Партомпор. Ксенолиты вулканогенно-осадочных пород в нефелиновых сиенитах: 11, 34 – ромбен-порфир, гора Юдичвумчорр; 6 – пегматит в ороговикованных меланефелинитах, высота 1178 м; 12, 42 – ромбен-порфир в лявочорритах, перевал Восточного Рисчорра. Мельтейгит-уртиты: 48 – пегматит в трахитоидных ийолитах, гора Расвумчорр; 9 – пегматит в грубозернистых массивных урритах, гора Коашва. Пойкилитовые нефелиновые сиениты: 52 – пироксеновый ричесоррит, гора Петрелиуса; 54 – то же, Апатитовый цирк Расвумчорра; 49 – пегматит в пироксеновых ричесорритах, гора Тахтарпор; 50 – слюдяной ричесоррит, устье Рисчорра; 16, 45 – пегматит в слюдяном ричесоррите, там же; 15, 51 – слюдяной ричесоррит, гора Кукисвумчорр; 53 и 57 – пегматиты в слюдяном ричесоррите, там же; 47 – гнейсовидный ричесоррит, гора Ньюярпахк; 55 (вкрапленник); 56 (основная масса) – гнейсовидно-порфириовидный ричесоррит, гора Эвселогчорр; 17 – мончикитовая дайка в ричесоррите, гора Кукисвумчорр. В скобках среднеквадратичные ошибки ( $\sigma$ ) для содержания калия и аргона и 1,6  $\sigma$  (обеспечивающая 90%-ную вероятность) для цифры возраста.

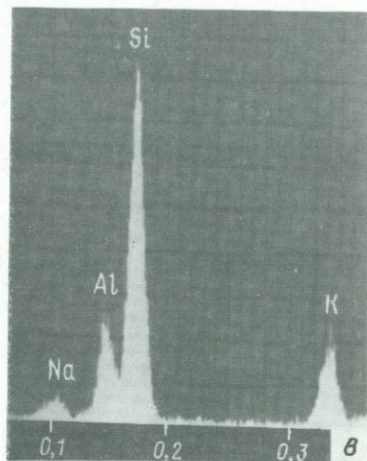
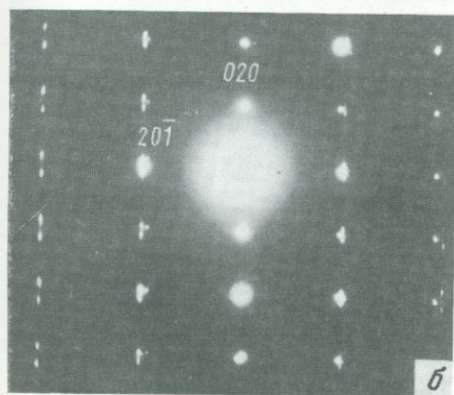
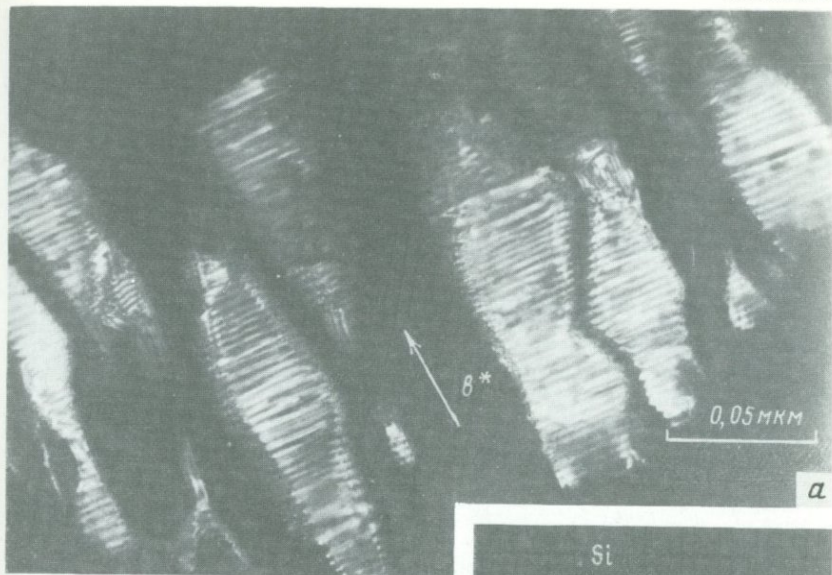
Возрастные данные для слюд дают в среднем ( $\bar{X}$ ) 380 млн лет при разбросе ( $\sigma = 14,3$  млн лет), немного превышающем ошибку определения (12 млн лет). Если исключить обр. 22/71, 23/71 и 30/71, отличающиеся от среднестатистического на 24–25 млн лет, то средний возраст по биотиту равен 377 млн лет (при  $\sigma = 5,5$ ). Возраст нефелинов отклоняется от среднего (411 млн лет) более существенно ( $\sigma = 50$ ), что во много раз превышает ошибку определения (13,5 млн лет). Эти отклонения несомненно должны быть приняты во внимание как реальные. Исключение обр. 527/87 (536 млн лет), 1566 (452 млн лет), 1328 (460 млн лет) и 656 (427 млн лет), возраста которых значительно превышают  $\bar{x}$ , приводит к средней цифре 378 млн лет (при  $\sigma = 6,6$ ). Таким образом, возраст основной группы образцов нефелина практически не отличается от возраста биотита и разброс при этом вдвое меньше ошибки измерения. Поэтому для хибинского щелочного комплекса в

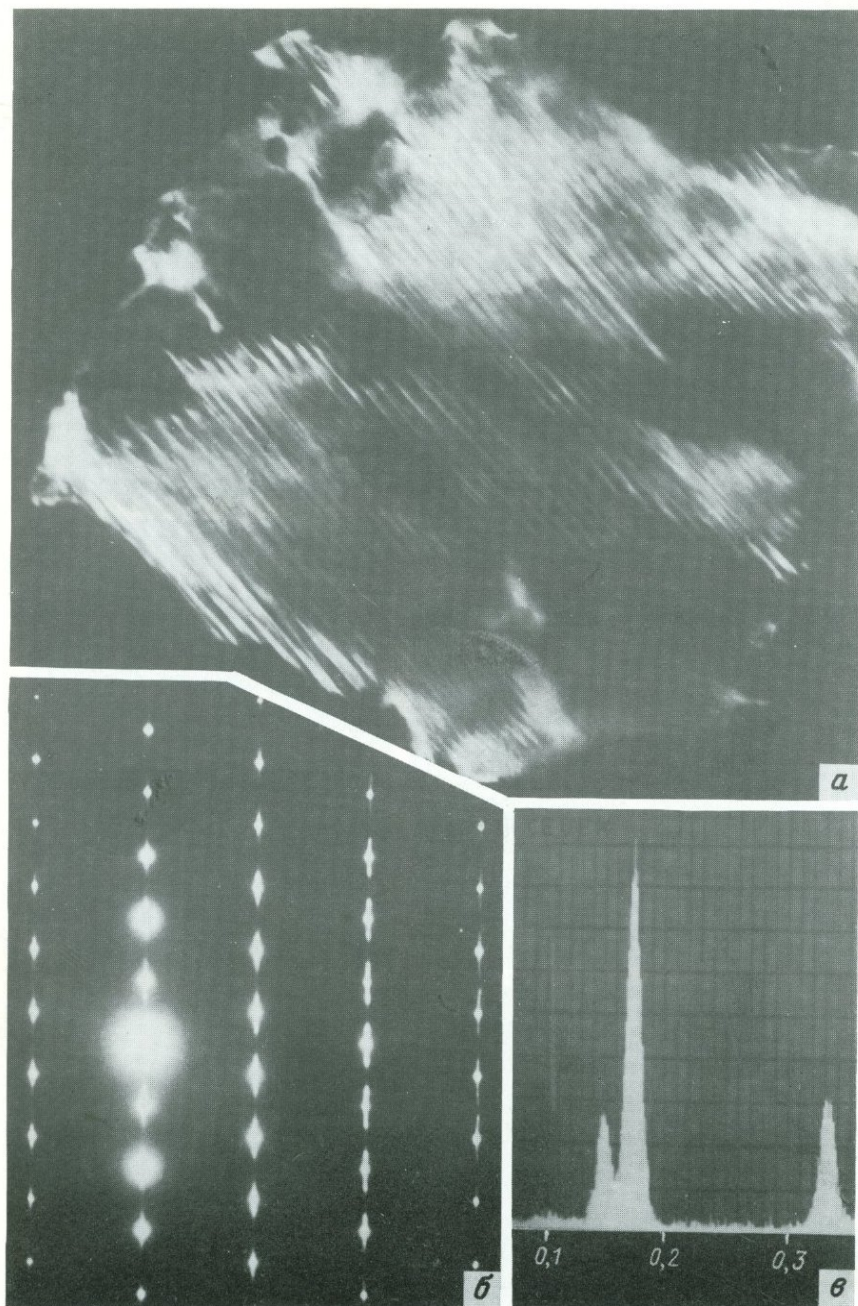
целом можно принять возраст 377—378 млн лет, что соответствует среднему девону.

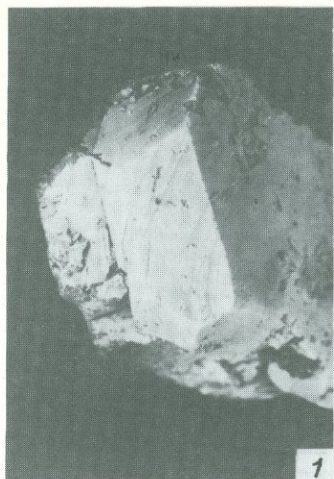
Напомним, что работами группы ученых из ФРГ в соавторстве с Л. Н. Когарко [54] с использованием прецизионного масс-спектрометра "Cary" 401-MR, обеспечивающего измерение Rb/Sr с точностью 1%, а  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  с точностью 0,04%, Rb/Sr-возраст Хибин был определен как  $365 \pm 13$  млн лет. Повторение подобных измерений по апатиту и сфену в Геологическом институте Кольского филиала АН СССР на автоматизированном комплексе масс-спектрометр МИ-1201 — электроника ТЗ-16 с использованием международного стандарта SRM-987 [37] подтвердило среднее значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70355 \pm 0,00025$ , полученное Л. Н. Когарко с соавт., и, следовательно, цифру возраста, но ряд определений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для бербанкита (0,7046), апатита (0,7040) и кальцита (0,7054) из карбонатитового штока Хибин оказались более высокими. Определение U/Pb-возраста по акцессорному циркону из хибинских карбонатитов также дало более высокий возраст в 398 млн лет [37]. Интерпретируя эти данные, О. Б. Дудкин, учитывавший также результаты K/Ar-датирования, опубликованные В. А. Кононовой [58] и нами [71], предполагает, что K/Ar- и U/Pb-системы могли "закрываться" раньше, чем Rb/Sr, и допускает частичное смешение мантийных щелочных расплавов, сформировавших породы хибинского комплекса, с коровым веществом, в результате чего (как показывают расчеты) отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,70355) в первоначальном расплаве было несколько выше, чем в предполагаемом исходном мантийном источнике UR (0,7024).

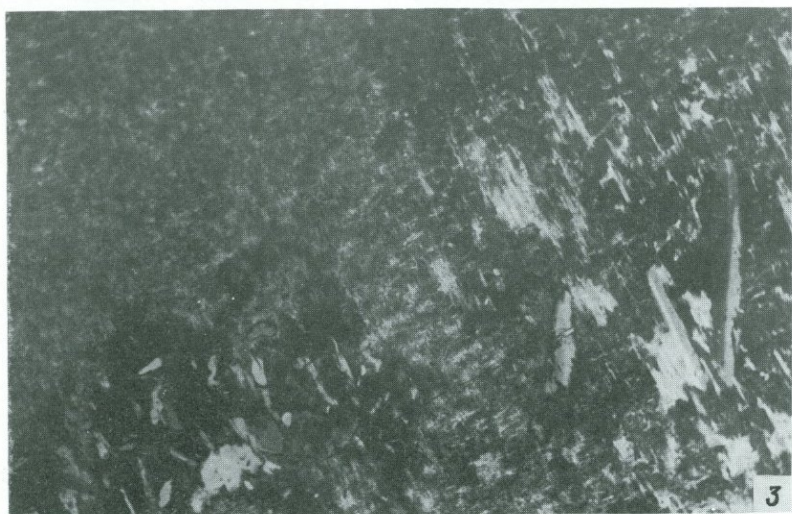
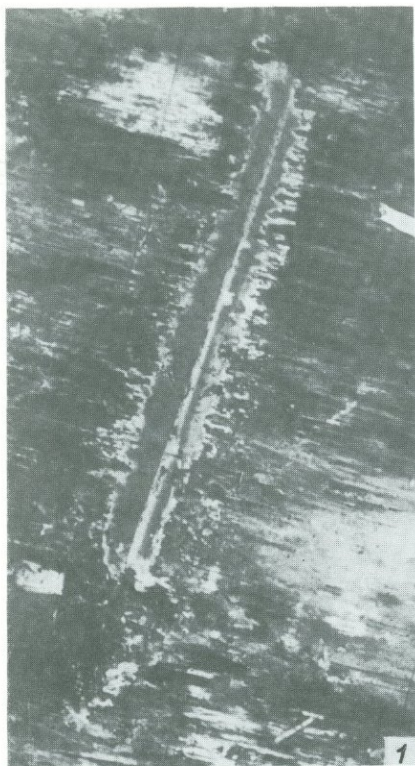
2. Почему-то все исследователи предполагают, что формирование всех слагающих хибинский комплекс пород произошло близко-одновременно и можно говорить о возрасте Хибин в целом. Возможно, это вызвано недоверием к методу K/Ar-датирования или триумфальным внедрением в геологию новейших изотопных методов. Может быть, на этот вывод повлиял тот факт, что найденные  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения для более чем 20 изученных к настоящему времени хибинских образцов дали очень близкое значение. Но ведь исследовались в основном апатиты и сфены, не отражающие всего многообразия пород комплекса. Нам представляется, что вывод о близко-одновременном образовании хибинского щелочного комплекса преждевременный. Да и геологические соотношения настораживают в отношении правомочности такого вывода. Приуроченность плутона к рифтовой зоне, наличие в Хибинах вулканогенных, плутонических и гипабиссальных образований, развитие процессов постмагматического преобразования пород и др. не позволяют с легкостью согласиться с подобным заключением. По-видимому, нужно искать другое объяснение близости геохронологических данных и особое внимание уделять отклонениям от этого правила.

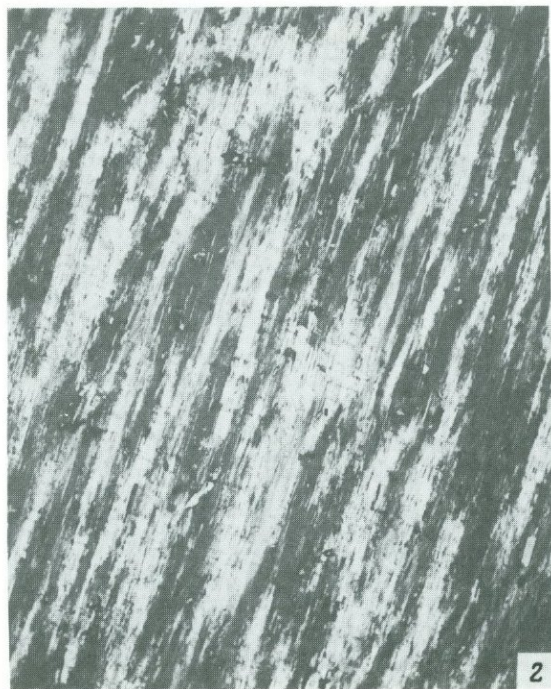
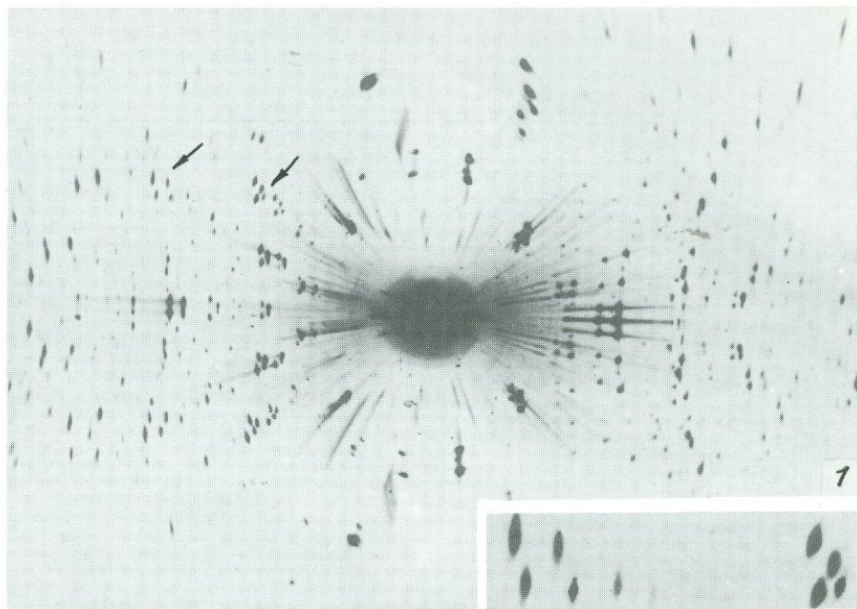
В связи с этим интересны данные K/Ar-датирования по щелочному полевоому шпату. Как отмечалось выше, следует ожидать частичного занижения цифр возраста для полевого шпата, из-за чего они не могут приниматься в качестве опорных при геохронологических исследованиях. Кроме того, конкретный механизм этого занижения в разных образцах может быть различным. Для всей совокупности исследован-

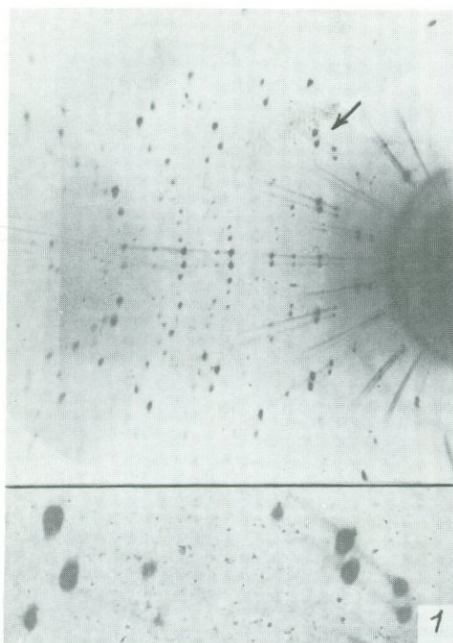




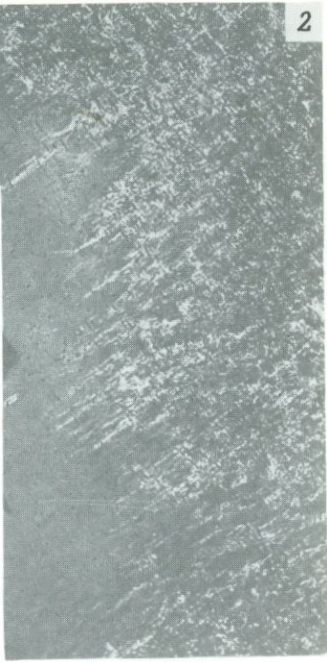
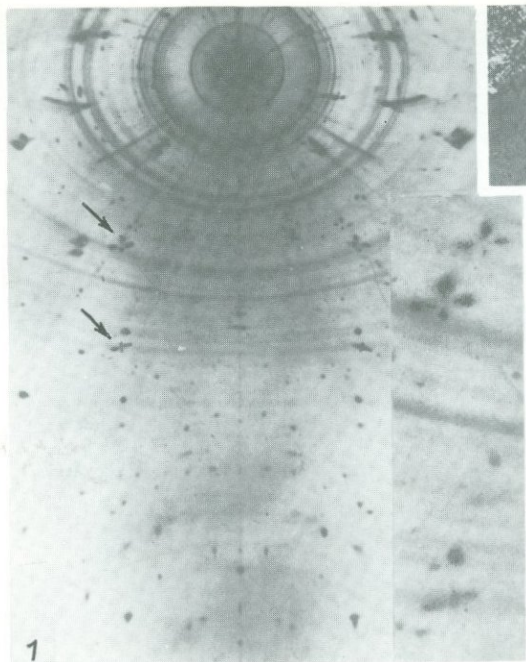




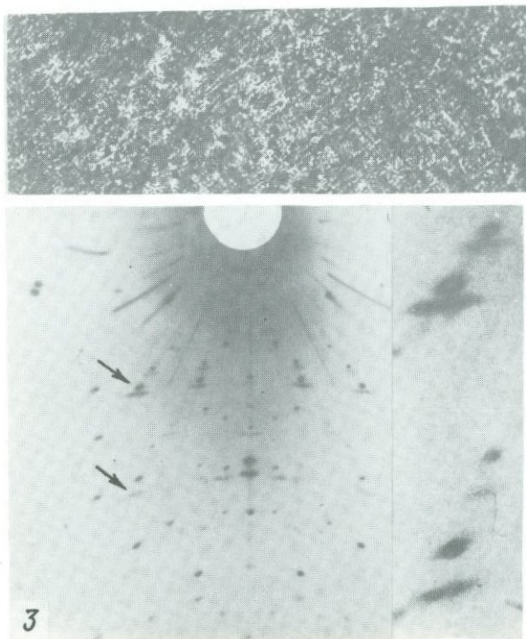




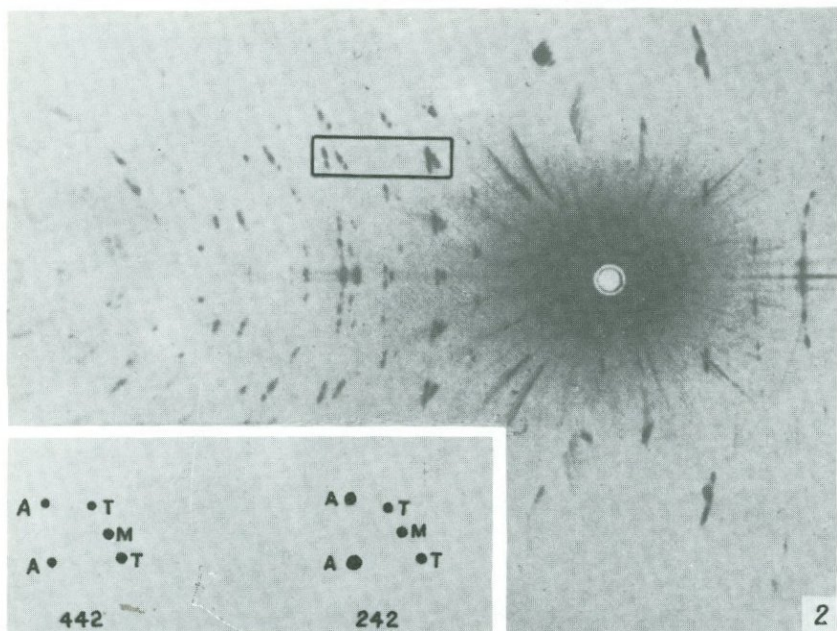
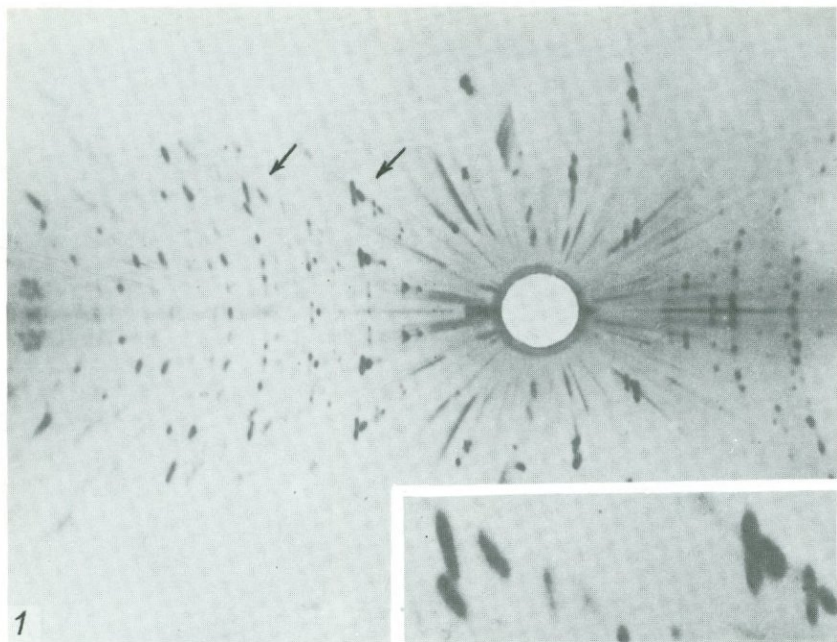
2



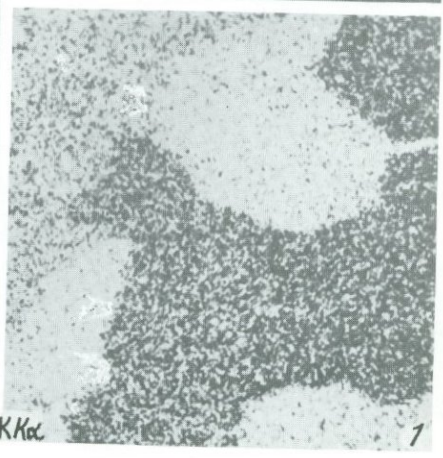
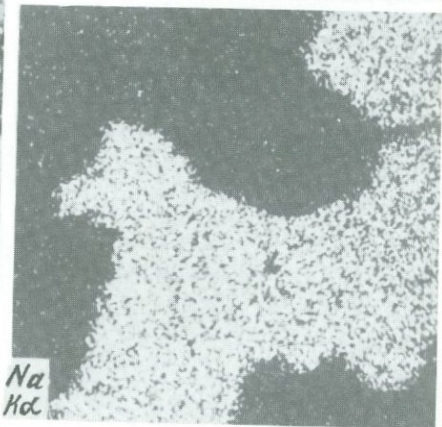
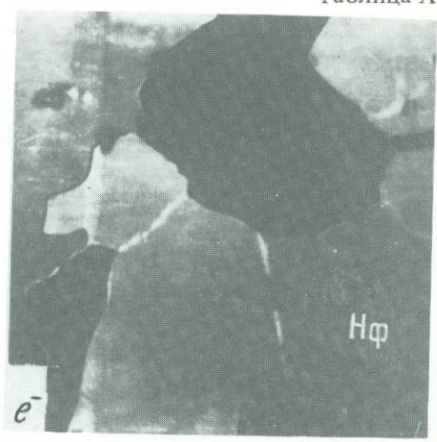
4

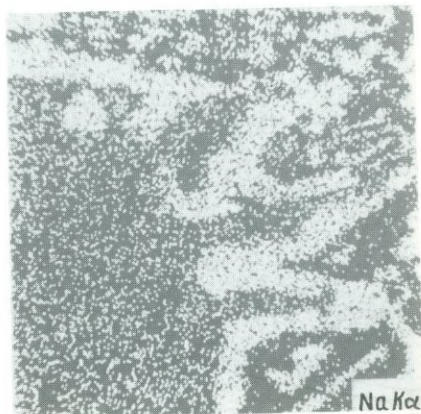
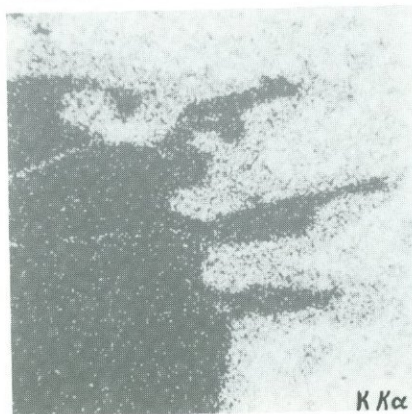
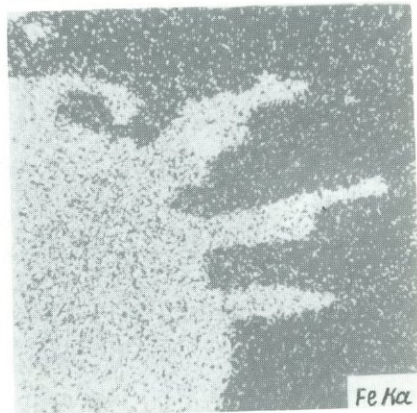
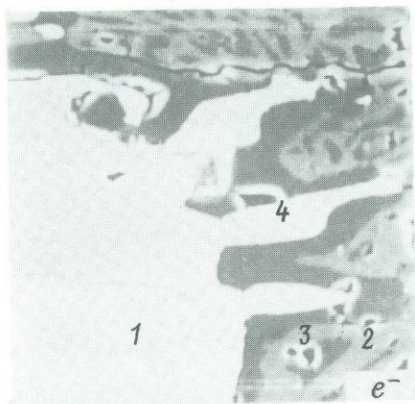


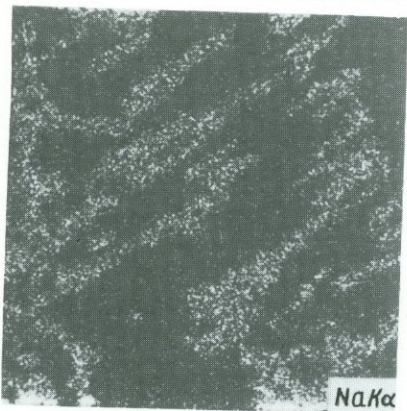
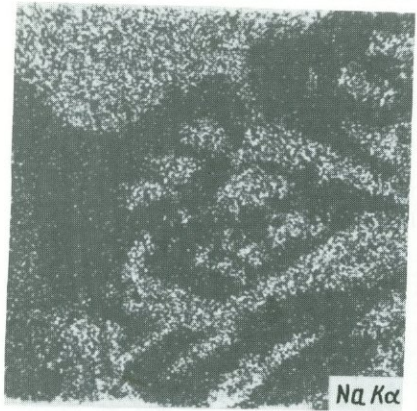
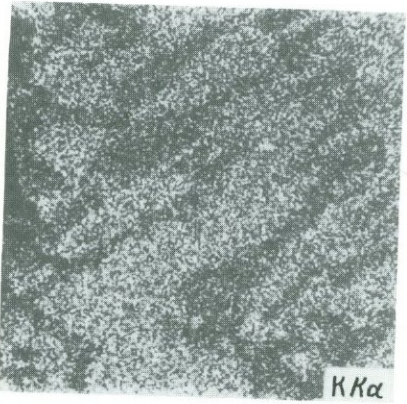
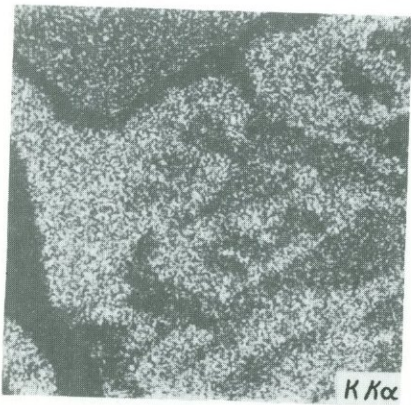
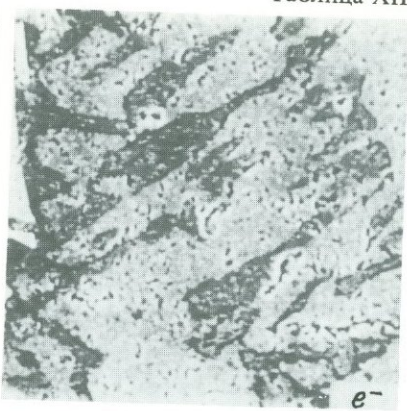
3

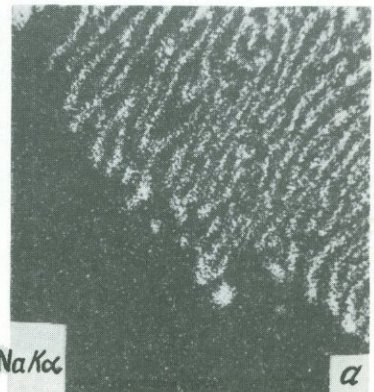
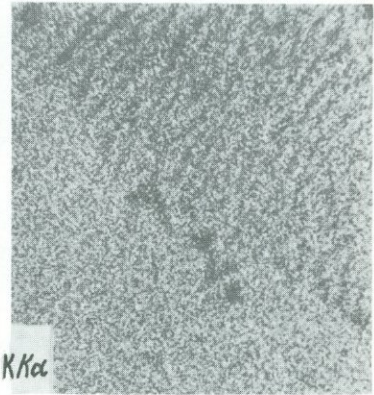
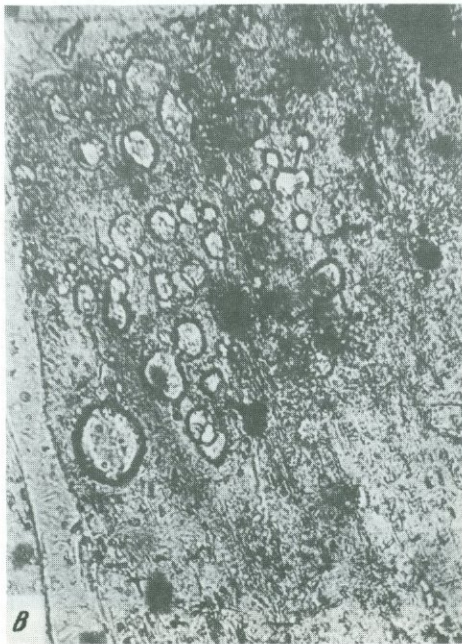
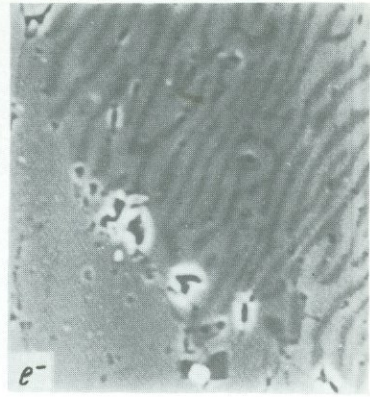


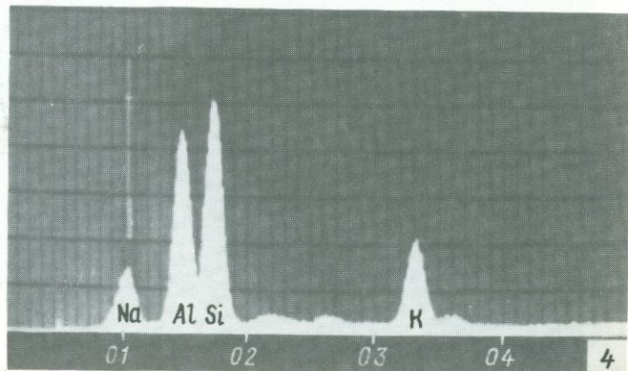
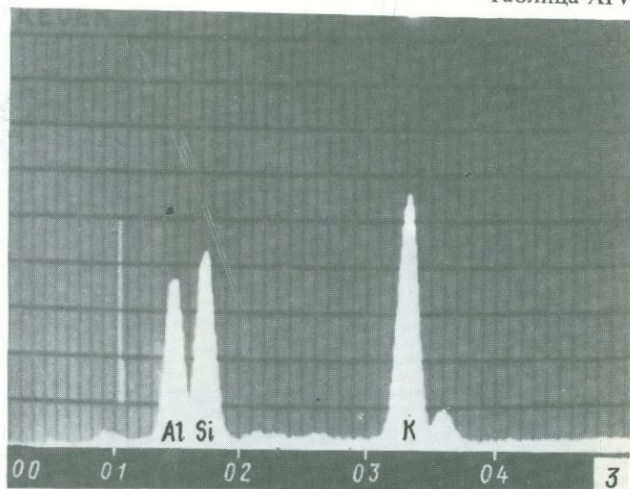
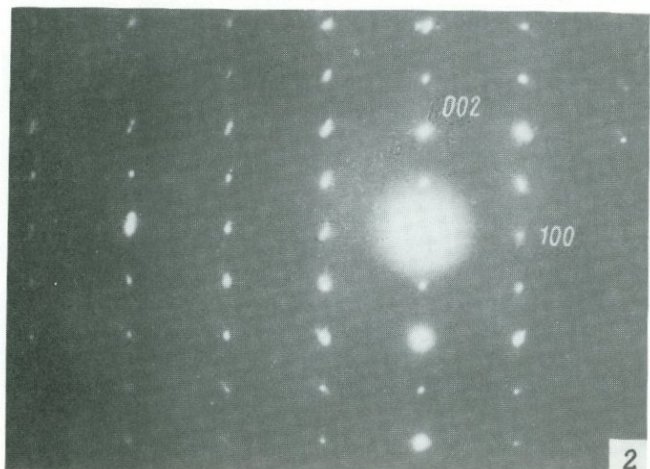
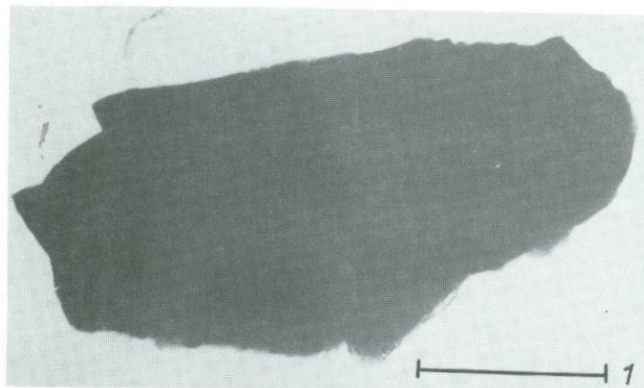


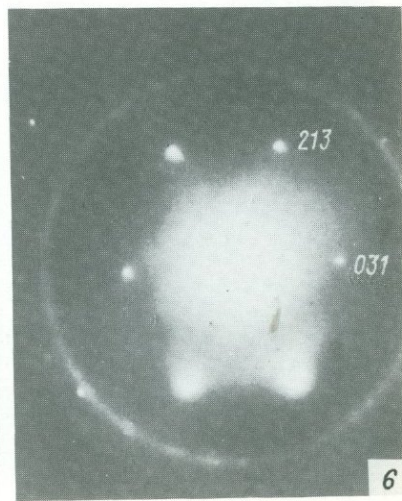
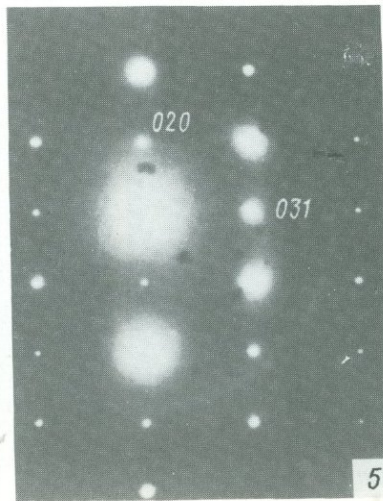
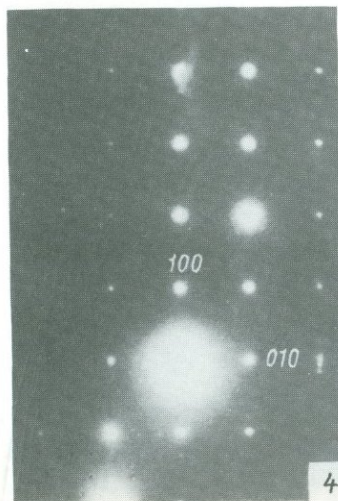
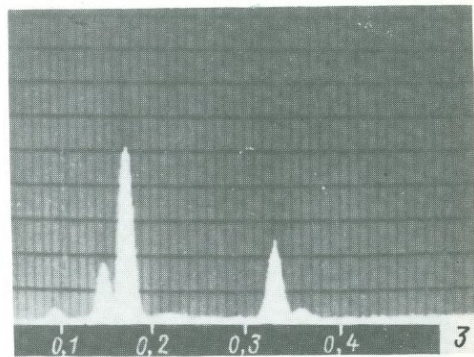
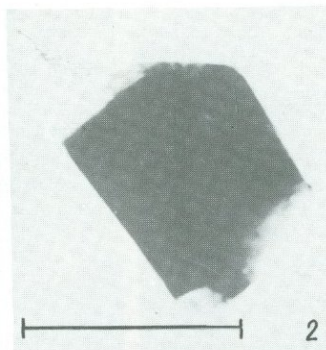


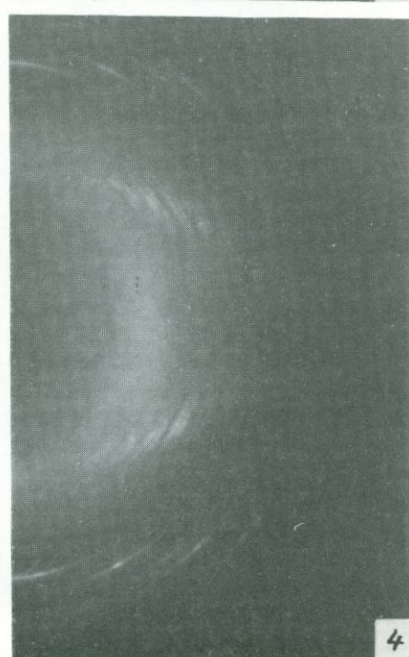
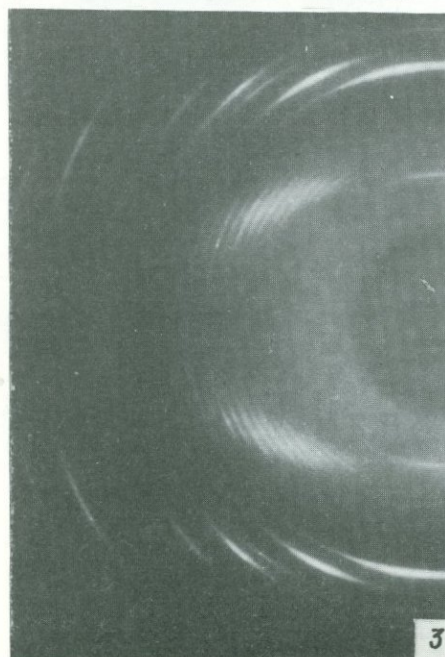
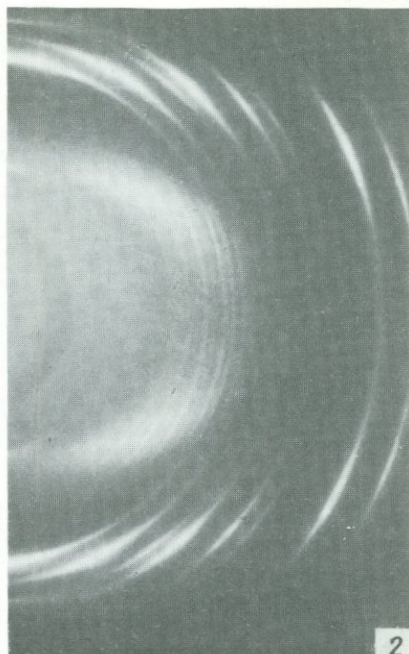
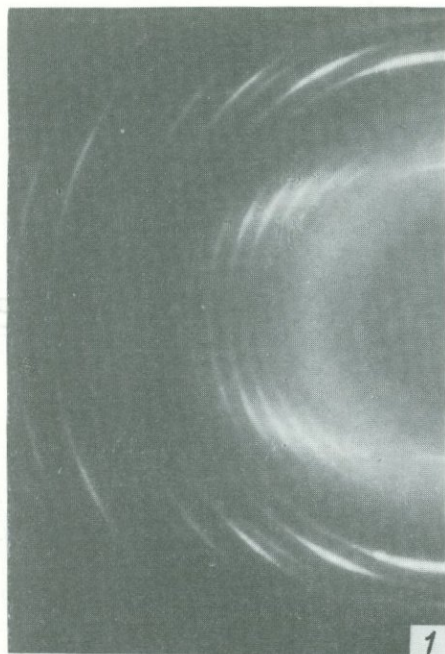












ных образцов  $\bar{x} = 340,7$  млн лет с разбросом ( $\sigma = 58,3$  млн лет) при точности определения 13,5 млн лет. Характерно, что разброс данных примерно такой же, как в нефелинах. Построение гистограммы частоты встречаемости разных возрастов не позволяет, однако найти среднее с разбросом, укладываемым в пределы ошибки, путем отброса крайних значений, так как зависимость получается двухвершинной. Одна группа полевых шпатов (13 образцов) характеризуется средним значением 342,5 млн лет ( $\sigma = 12,5$ ), что на 35 млн лет (на 9%) ниже возраста по слюде—нефелину; для второй группы (8 образцов)  $\bar{x} = 293$  млн лет ( $\sigma = 10,5$ ), что занижено на 85 млн лет (на 22%). При этом единичные образцы дают более низкий или более высокий возраст: обр. 1413/Порф (242), 41/71 (258 млн лет), с одной стороны, и 1553 (503), 527/87 (472), 6/74 (429), 1328 (408), 22/71 (402), 848/М (372 млн лет) — с другой.

Обращает на себя внимание, что ряд образцов с аномальным полевым шпатом содержит также аномальный нефелин или аномальную слюду. Это прежде всего образец лявочоррита с Эвеслогчорра, взятый из керна скв. 527, 87 м (нефелин которого дал цифру 536, полевой шпат — 472, а пироксен даже 584 млн лет), микроклинит с Северного Лявочорра (обр. 1553) (возраст полевого шпата которого 503 млн лет, а возраст биотита — крайне высокий в пределах допустимого интервала разброса), а также пироксеновый фойяит с Партомпора (обр. 1328) (с возрастом нефелина 460 и полевого шпата 408 млн лет). Все эти образования, несомненно, имеют более древний возраст, чем средний возраст Хибинского плутона. На рис. 27 они отклоняются вверх от основной изохроны, но если завышение возраста микроклинита можно объяснить фенитизацией архейских гранито-гнейсов, по которым он, видимо, образуется, то древний возраст измеренной разности лявочоррита и пироксенового фойяита из ядра массива, по нашему мнению, является истинным. И в этой связи данные О.Б. Дудкина [37] об аномальности хибинского карбонатитового комплекса, развитого в той же части массива, также свидетельствуют в пользу более древнего возраста пород этого района. Показательно, что биотит одного из образцов слюдяного фойяита (обр. 23/71) также дал завышение возраста (404 млн лет), а в другом образце слюдяного фойяита (обр. 22/71) высокие цифры возраста показали нефелин и полевой шпат (биотит, наоборот, 355 млн лет).

Похоже, что мы имеем дело с какими-то реликтовыми участками нефелиновых сиенитов, сохраняющими память о более древнем их происхождении. Характерно, что все они представляют собой массивные разности пород и сложены в основном пироксеновыми нефелиновыми сиенитами. В то же время другие области массива были захвачены процессами, приведшими к выравниванию возраста, по-видимому, частичному омоложению. На это, в частности, может указывать возраст полевого шпата из реликтов ромбен-порфиров в нефелиновых сиенитах, имевших, несомненно, более древний возраст по сравнению с плутоническими породами. Так, полевой шпат из толщи вулканогенных пород Юдичвумчорра, зажатой на контакте между грубозернистыми и среднезернистыми трахитоидными хибинитами, дал явно завышенную цифру в 429 млн лет (обр. 6/74), хотя сосуществующий с по-

левым шпатом флогопит (так же как и в случае с рассмотренным выше слюдяным фойяитом) не показал аномальности. Полевой шпат из ромбен-порфира (обр. 43/71), захваченного лавочорритами в районе Центральной дуги массива (перевал Восточный Рисчорр), обнаруживающий, кстати, явные признаки катаклаза и перекристаллизации, дал "нормальный" для полевого шпата возраст — 347 млн лет. Об этом же говорит "хибинский" возраст ( $362 \pm 26$  млн лет) фенитизированных авгитовых порфиринов, найденных среди пород протерозойской толщи в экзоконтакте массива (отроги горы Юмъчорр) (А.К. Симон, З.В. Шлюкова, 1972 г.).

Таким образом, К/Аг-определения по полевому шпату являются своеобразным локатором, позволяющим выявить в пределах хибинского комплекса области с "дохибинской" историей, и главный порок полевых шпатов — потеря ими радиогенного аргона — в данном случае оборачивается пользой, так как исключает удревание возраста.

3. Анализ двух основных групп образцов полевого шпата (на рис. 27 для них построены частные изохроны 342 и 293 млн лет) показывает ряд любопытных закономерностей. И в ту и в другую группу попадают как К-Na полевые шпаты (пертиты), так и существенно калиевые (гомогенные). Как показано выше, для существенно калиевых полевых шпатов мы можем ожидать перераспределения части радиогенного аргона в сосуществующий нефелин, в то время как во многих К-Na полевых шпатах (с содержанием  $K < 0,53$  в расчете на ячейку) радиогенного аргона образуется меньше, чем в сосуществующем нефелине, и такая потеря маловероятна. С другой стороны, пертитовое строение (наличие поверхностей раздела между фазами) способствует потере аргона в окружающую среду. Но при этом существенным являются детали пертитового строения. В субмикроскопических (неразличимых под микроскопом) и криптопертитах приспособление фаз распадается друг к другу происходит путем искажения геометрии, напряжения решеток и их тонкого внутреннего микродвойникования; поверхностей раздела при этом не образуется и аргон может диффундировать сквозь напряженную решетку беспрепятственно. В более грубых микропертитах напряжение решеток снимается в результате деформаций по плоскостям срастания, и аргон будет "проваливаться" в эти ловушки. В беспокойной тектонической обстановке это способствует потере аргона породой.

Для некоторых из исследованных образцов были сопоставлены различные морфологические разности полевого шпата. В альбитизированном фойяите (обр. 16/71) проанализированы три фракции с различным содержанием калия, различающиеся степенью замещения калишпата альбитом. Полевой шпат — грубый микропертит, является примером максимального проявления процессов собирательной перекристаллизации продуктов фазового распада и наложенных метасоматических процессов, однако потеря аргона не является максимальной. Полученные цифры возраста для всех фракций: 332, 336, 345 млн лет, т.е. "омоложение" относительно возраста нефелина — 11,7; 10,6 и 8,2% соответственно.

Из приконтактовой разности грубозернистого хибинита с Север-

ного Лявочорра (обр. 1566) характерно неправильное пятнистое сложение вследствие присутствия темноокрашенных, бурых, проявляющих сильную электромагнитность (наличие тонкорассеянного магнетита) и светлых, полупрозрачных участков. Интенсивность процессов посткристаллизационного преобразования в данном случае минимальна, так как бурые участки (обр. 1566/1) сложены субмикроскопическим пертитом с 46% *Ab*-фазы, а светлые (обр. 1566/2) — криптопертитом с 56% *Ab*-фазы. Калиевая фаза в обоих случаях представлена максимально упорядоченным микроклином с  $2V = 83^\circ$ ). Возраст коричневых участков — 326 млн лет (I группа), светлых — 299 млн лет (II группа); "омоложение" относительно возраста нефелина — на 28 и 33% соответственно. Следовательно, наибольшая потеря аргона наблюдается в основном из криптопертитов с высоким содержанием *Ab*-фазы, т.е. из блоккристаллов с максимальной поверхностью межфазных плоскостей раздела. Учитывая аномально высокий возраст нефелина (452 млн лет), геологическую позицию образца и неоднородность полевого шпата, можно предположить гибридное происхождение данной разности хибинита в результате сиенитизации окружающих массив архейских гранито-гнейсов, возможно, их ксенолита, захваченного нефелин-сиенитовой магмой. Ксенолиты неизмененных гранито-гнейсов, ориентированных аналогичным образом вдоль контакта массива, в данном районе действительно наблюдаются. Развитие же в приконтактовых хибинитах высоконатриевых полевых шпатов вплоть до анортклаза ( $>65\%$   $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ) [4, 15, 49] позволяет думать, что причиной этому было замещение щелочным полевым шпатом кислого плагиоклаза гранито-гнейсов. Аналогичный образец (обр. 1553) микроклинита с криптопертитовым полевым шпатом и аномально высоким возрастом (503 млн лет) рассматривался выше.

Несколько иная ситуация наблюдалась в отношении полевых шпатов из гнейсовидно-порфириовидных рисчорритов Эвселогчоррской зоны смятия (обр. 1413), являющихся существенно калиевыми ортоклазами (структурную их характеристику см. в табл. 16).

Полевые шпаты гнейсовидной мелкозернистой массы дают возраст 306 млн лет, в то время как порфириовые его обособления — 242 млн лет, на 64 млн лет (21%) меньше. Такого катастрофического "омоложения" в полевых шпатах Хибин, тем более в пределах одного и того же образца породы, не наблюдалось. Естественно предположить, что при дроблении и разгнейсовании пород радиогенный аргон будет уходить из минералов, однако в гнейсовидной массе найдено больше радиогенного аргона, чем в метакристаллах. Позднее формирование метакристаллов как порфириобласт в переработанной породе, по-видимому, исключается: метакристаллы представляют собой полевой шпат обычного слюдяного рисчоррита со скоплениями чешуек слюды, несомненно, претерпевшего последующее дробление; порфириовидные разности по простиранию постепенно переходят в нормальные, в которых изредка прослеживаются зонки дробления. Остается принять предположения: 1) в процессе формирования рисчорритов имело место существенное "омоложение" (240 млн лет вместо 378) и 2) "утраченный" радиогенный аргон фиксировался в окружающем мелкозернистом гнейсовидном агрегате.

Какова возможность вторичного накопления аргона в раздробленном мелкозернистом агрегате, неясно. Что касается "омоложения" пойкилитовых нефелиновых сиенитов, то этот процесс вполне реален. Существенное "омоложение" наблюдается в большинстве образцов полевого шпата рисчорритов, собственно говоря, и составляющих выделенную выше II группу полевых шпатов со средним возрастом 293 млн лет (см. рис. 27). Однако среди них отмечаются образцы и с более древним возрастом, соответствующим полевошпатовой I группе. Интересно, что наиболее низкие возраста полевых шпатов характерны для слюдяных и порфириовидно-гнейсовидных разностей рисчоррита, развитых во внутренней (южной и юго-восточной) периферической зоне Центральной дуги массива — Эвслогчоррской зоне смятия и ее продолжении на север. Далее к северу уже в льявочорритах (обр. 1345) низкий возраст (242 млн лет) был установлен в калийсодержащем пироксене, т.е. существует четко выраженная концентрическая зона "омоложения", совпадающая с зоной тектонической активности в массиве. Не исключено, что эта активность проявлялась на протяжении длительного отрезка времени, что, собственно, и явилось причиной занижения возраста. В то же время формирование этих пород не могло быть результатом более позднего внедрения или оторванной во времени постмагматической перекристаллизации пород, так как биотиты из данной зоны имеют средний "хибинский" возраст. Все развитые здесь полевые шпаты представлены только существенно калиевой разностью и преимущественно ортоклазом, поэтому потеря аргона не может быть обусловлена процессами фазового распада и Si/Al-упорядочения в полевошпатовой структуре. Это позволяет с еще большей уверенностью связывать эффект "омоложения" с реальным геологическим процессом — тектонической активизацией в данной зоне массива.

Изложенные в этом разделе предположения и выводы, естественно, требуют дальнейших исследований, проверки на большем количестве образцов и, может быть, другими, более совершенными методами. Однако и приведенных данных достаточно для постановки и обоснования тезиса о сложной, длительной геологической истории формирования хибинского щелочного комплекса. Изотопные методы, несомненно, явятся одним из инструментов подобной палеореставрации, но при этом должно учитываться различное поведение сосуществующих минералов. Хотя речь шла здесь о K/Ar-датировании, мы не сомневаемся, что те или иные минералы могут вносить свою коррективу и в исследования U/He, U/Pb, Rb/Sr, Sm/Nd и другими методами.

#### ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ — ИНДИКАТОРЫ СЛЕДОВ РИФТООБРАЗОВАНИЯ В ХИБИНСКОМ КОМПЛЕКСЕ

В начале работы уже говорилось, что в центральной части Кольского полуострова обнаружены следы палеозойского вулканизма. Речь идет о мощной (700—1000 м) толще вулканогенно-осадочных пород, выполняющих кальдеру обрушения Контозерской структуры (65 км<sup>2</sup>), состоящей из эффузивных щелочных ультрамафитов — авгититов, мей-

мечитов, мончикитов, нефелинитов, нефелиновых и мелилитовых базальтов, туфов и туффитов того же состава и карбонатизированных брекчий, переслаивающихся аргиллитами, туфогенными и мергелистыми сланцами [67, 82]. Аналогичные образования несколько иного состава — пикрит-, авгит- и эссексит-порфиры, их туфы и туфогенные сланцы, нефелиновые и щелочные сиенит-порфиры, щелочные овоидофиры, псевдолейцитовые фонолит-порфиры и ромбен-порфиры, переслаивающиеся с глинистыми и мергелистыми сланцами, филлитами, кварцитами и аркозовыми песчаниками, в которых были обнаружены отпечатки предположительно девонской флоры, найдены в ловозерском щелочном комплексе [22, 60, 66].

Признаки сводового поднятия в данной части докембрийского кристаллического фундамента и ориентация крупных разломов на Кольском полуострове позволяють сопоставить тектонические условия рассматриваемого региона с палеорифтовой системой района Осло в Норвегии. Заложение палеорифта Осло началось также в среднем девоне, но формирование слагающих его пород завершилось позднее, в пермитриасе. Рифтогенная структура Осло имеет субширотное простирание с дном, опущенным на 2 км, и выполнена лавами, игнимбритами и туфами трахибазальтов (2,5% нефелина), базанитами (10% нефелина) и ромбен-порфирами, прорванными серией небольших интрузий щелочных пород разного состава.

В кровле хибинского щелочного комплекса тоже найдены ксенолиты или реликты пород, образование которых относят к "дохибинскому" среднедевонскому вулканизму, однако вокруг природы этих образований много споров. Наиболее мощный ксенолит вулканогенных пород наблюдается в западной части плутона между субинтрузиями грубозернистых и среднезернистых трахитоидных хибинитов от р. Часнайок (на севере) до р. Лутнеманийок (на юге). Серповидное тело видимой мощностью от нескольких сот метров до километра (в зависимости от рельефа местности) прослеживается более чем на 10 км по простиранию. На глубине оно ограничено с запада пологим контактом с грубозернистыми хибинитами, а с востока — крутым контактом со среднезернистыми трахитоидными их разностями. Нижняя часть толщи сложена метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями со значительной долей разнообразных туфобрекчий, в верхней части развиты ромбен-порфиры. К западу от этой толщи наблюдается мощный выход мелкозернистых нефелиновых сиенитов неясного генезиса, прослеживаемый по простиранию на 18 км. Все эти образования мы в дальнейшем будем именовать "Часначорр-Юдичвумчоррским блоком".

Данные породы изучались еще В. Рамзаем, Н.А. Елисеевым, Е.Н. Егоровой-Фурсенко, И.С. Ожинским, С.И. Заком, Е.А. Каменевым, А.В. Галаховым, А.И. Поляковым, Р.П. Тихоненковой и др. Н.А. Елисеев с сотр. [40] рассматривал всю эту толщу как молодую пластовую интрузию щелочных сиенит-порфиров, внедрившуюся по контакту между массивными и трахитоидными хибинитами. Были даже описаны ксенолиты как массивных, так и трахитоидных хибинитов в сиенит-порфире. Отмечая, что к всякому боку порода становится более

плотной и мелкозернистой и содержит ромбовидные или таблитчатые вкрапленники полевого шпата, Н.А. Елисеев впервые отождествил ее с ромбен-порфирами района Осло, рассматривающимися как излившиеся аналоги лаурвикитов. В то же время им было отмечено, что полевошпатовые вкрапленники в висячем боку "жилы" гранулированы и перекристаллизованы со вторичным выделением в раздробленных участках альбита, слюды, амфибола и (реже) эгирин-авгита. На это явление обращал внимание еще В. Рамзай.

Н.А. Елисеевым были впервые описаны в сиенит-порфире ксенолиты раздробленных пород с тонкополосчатой текстурой, найденные впоследствии в нефелиновых сиенитах и в других частях массива; они стали рассматриваться им [41] как реликты кровли вулканогенно-осадочных пород девона. С этим согласились С.И. Зак и Е.А. Каменев [45].

А.В. Галахов [28] привел новые доказательства более древнего (по отношению к нефелиновым сиенитам) образования ромбен-порфиров — в частности, пересечение их жилами среднезернистых нефелиновых сиенитов, которые вместе с описанным выше выходом мелкозернистых нефелиновых сиенитов были отнесены им к ранней (дохибинитовой) интрузивной фазе. Были найдены также многочисленные ксенолиты ромбен-порфиров (до  $4 \times 10$  м) в трахитоидных хибинитах.

На Юмьечорре А.В. Галаховым были обнаружены ксенолиты (до  $10 \times 20$  м) своеобразных гигантозернистых нефелиновых порфиров с идиоморфными вкрапленниками нефелина до 10 см в поперечнике в тонкозернистой массе К-Na полевого шпата, слюды и пироксена. Химический анализ этой породы воспроизведен в табл. 30 (ан. 16). Нефелин вкрапленников проанализирован А.В. Галаховым [28, табл. 11]; он выделяется необычно высоким содержанием СаО (1,12 мас.%) и низким  $K_2O$  (4,95 мас.%), что в расчете на миналы соответствует составу:  $Ks_{15,4}Ne_{73,8}An_{5,5}Q_{5,3}$ . Нами эти вкрапленники нефелина исследованы под электронным микроскопом. Они оказались сложными лейкокатовых минералов. Около 80% приходится на долю нефелина с параметрами  $a = 9,972(14)$ ;  $c = 8,408(22)$  Å;  $V = 724,0$  Å<sup>3</sup>, что соответствует содержанию 16,1 мол.% Кs. После растворения нефелиновой составляющей в кислоте выделена полевошпатовая фракция, которая, судя по полученным параметрам ( $a = 8,167(13)$ ;  $b = 12,858(22)$ ;  $c = 7,102(8)$  Å;  $\alpha = 91,82^\circ$ ;  $\beta = 116,41^\circ$ ;  $\gamma = 90,19^\circ$ ;  $\alpha^* = 87,97^\circ$ ;  $\gamma^* = 88,88^\circ$ ;  $V = 667,4$  Å<sup>3</sup>), соответствует высокотемпературной модификации натриевого полевого шпата с примесью калиевого и кальциевого компонентов, т.е. анортотлазу. Наблюдались также тонкие трещинки, заполненные карбонатным веществом. Это говорит о вторичном образовании гигантокристаллического нефелина за счет преобразования вещества включений недосыщенных кремнеземом пород в более меланократовой массе и, следовательно, о метаморфогенной природе рассматриваемых нефелиновых порфиров.

Кроме того, А.В. Галаховым [27] на юго-восточных и западных контактах массива, а также в рассматриваемом Часначорр-Юдичвумчоррском блоке установлены ксенолиты ультраосновных и щелочных

пород, относимых им к древнему каледонскому щелочно-ультраосновному магматизму. Они предоставлены пикрит-порфиридами и пироксенитами с эгирин-диопсидом, форстеритом, флогопитом, меллилитом, монтичеллитом, гранатом, титаномагнетитом, перовскитом, апатитом. С появлением в породе нефелина и К-Na полевого шпата эти породы переходят в якупирангиты, ийолиты и малиньиты [28]. Данный тип пород резко отличается от всех известных в хибинском комплексе наиболее низким содержанием щелочей и  $\text{SiO}_2$  и высоким содержанием  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$  (см. рис. 29,б).

Ромбен-порфиры и ассоциирующие с ними вулканогенные породы исследовались также Р.П. Тихоненковой [99] в связи с изучением в Хибинах процессов фенитизации. К девонским породам ловозерской свиты ею относилось большинство ксенолитов, заключенных в хибинитах и фойяитах внутри плутона, в числе которых были диагностированы туфы пикрит-порфиритов, слоистые туффито-филлитовые сланцы и филлитовидные алевролитовые песчаники. Р.П. Тихоненкова отмечала, что все эти породы всегда в той или иной степени перекристаллизованы и несут щелочно-метасоматические изменения, нередко целиком превращены в фениты. Ромбен-порфиры подвергаются разгнейсованию, и в породе появляются линзы, сложенные зеленым пироксеном и микропойкилобластовым катофоритом с включениями полевого шпата, биотита и рудных минералов, а также скопления зерен сфена и апатита. В дальнейшем идет перекристаллизация породы с образованием пятнисто-полосчатых сфеновых катофорит-полевошпатовых и нефелин-полевошпатовых фенитов. По-видимому, этими процессами в основном и обусловлена гетерогенность трахитоидных хибинитов на контакте с блоком вулканитов, рассмотренная впоследствии А.В. Галаховым [28] как результат магматической дифференциации нефелин-сиенитового расплава. При фенитизации пикрит-порфиритов на месте порфировых вкрапленников авгита и оливина образуется мелкозернистый роговиковый агрегат этих же минералов, а в основной массе, состоящей из мелкочешуйчатого биотита, авгита и рудного минерала, разрастаются крупные листочки биотита и гранобластовый мелкозернистый агрегат нефелина. В дальнейшем за счет авгита образуется порфиробластовый зеленый пироксен и пойкилобласты катофорита с включениями К-Na полевого шпата, т.е. авгит-порфириды переходят в биотит-пироксен-нефелиновые мельтейгит-фениты, а затем в амфибол-нефелин-полевошпатовые малиньит-фениты.

Минералогия контактовых образований Хибинского массива детально исследовалась З.В. Шлюковой [109]. Допуская возможный палеозойский возраст ромбен-порфиров и ассоциирующих с ними вулканогенных пород Часначорр-Юдичвумчоррского блока, З.В. Шлюкова считает, что основная масса ксенолитов в нефелиновых сиенитах массива представляет собой контактово-метаморфизованные нижнепротерозойские породы развитого в Прихибинье комплекса Имандра—Варзуга. Об этом говорит разнообразие захваченных пород — не только вулканитов, но и высокоглиноземистых сланцев с андалузитом, силлиманитом, кордиеритом, гранатом, герцинитом и корундом, глинистоуглистых сланцев, обнаружение в ксенолитах акцессорного монацита

Химические анализы (в мас.%) вулканогенных пород  
Часначорр-Юдичвумчоррского блока в Хибинском массиве

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
	49/78	35/78	36/78	40/78	51/78	55/78	31/78
SiO <sub>2</sub>	42,66	42,70	43,40	44,86	45,64	50,00	51,30
TiO <sub>2</sub>	5,16	5,40	4,72	4,58	5,70	2,50	1,58
ZrO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	0,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,91	1,06	1,16	0,71	0,61	0,59	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,42	13,32	13,72	10,26	9,55	19,00	21,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,58	4,78	4,00	4,56	3,57	2,22	2,06
FeO	7,80	7,42	6,86	8,34	9,23	5,40	3,56
MnO	0,29	0,61	0,40	0,23	0,26	0,26	0,22
MgO	8,05	4,65	4,45	8,48	9,28	2,23	1,40
CaO	9,30	7,88	6,33	9,85	9,15	4,22	1,68
SrO	0,23	0,36	0,59	0,23	0,17	0,46	0,53
BaO	0,10	0,11	0,33	0,07	0,04	0,18	0,26
Na <sub>2</sub> O	4,33	7,78	8,97	4,25	3,72	7,02	9,21
K <sub>2</sub> O	2,80	2,18	3,33	2,49	1,78	4,47	4,39
Li <sub>2</sub> O	0,0025	0,0041	0,0254	0,0029	0,0018	0,0007	0,0023
Rb <sub>2</sub> O	0,012	0,0069	0,0080	0,0091	0,0059	0,023	0,0095
Cs <sub>2</sub> O	0,0001	0,0002	0,0001	0,0002	0,0003	0,0011	0,0003
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,16	0,14	0,17	0,20	0,22	0,06	0,14
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,10	0,36	0,78	0,36	0,29	0,19	0,22
S	0,02	0,01	0,04	0,02	0,00	0,01	0,00
F	0,55	0,55	0,92	0,46	0,26	0,45	0,37
Cl	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,02	0,00
CO <sub>2</sub>	0,35	0,28	0,21	0,11	0,40	0,78	0,20
Сумма	99,82	99,59	100,40	100,07	99,92	100,08	99,49
-O= F, S	0,23	0,23	0,40	0,20	0,10	0,19	0,15
	99,59	99,36	100,00	99,87	99,82	99,89	99,34
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	7,13	9,96	12,30	6,74	5,50	11,49	13,60
Na <sub>2</sub> O:K <sub>2</sub> O	1,55	3,57	2,69	1,71	2,09	1,57	2,10
al	0,53	0,79	0,90	0,48	0,43	1,93	3,09
mg	0,37	0,27	0,28	0,39	0,41	0,22	0,19
K <sub>агп</sub>	0,62	0,75	0,90	0,66	0,58	0,60	0,63

Примечание. 1—13 — наши данные, гора Юдичвумчорр. Аналитик Л.П. Некрасова (ЦХЛ ИГЕМ): 1,4,5 — авгит-порфириты (меланефелиниты), 2 — ороговикованный мезократовый нефелинит, 3 — туфобрекчия нефелинитового состава, 6 — туфобрекчия полевошпат-нефелинитового состава, 7—9 — туфобрекчия состава нефелинового мелафнолита, 11, 12 — фенитизированные вулканогенные породы, 13 — ромбен-порфир; 10 — порфиридный нефелиновый сиенит, дайка, секущая вулканиты, в грубозернистом трахитоидном хибините; 14 — щелочной трахит, прожилок в мельтейгит-уртитовой

и т.д. Позднее Р.П. Тихоненкова [100] также пришла к выводу, что часть палеозойских пород ловозерской свиты в Ловозере должна быть отнесена к метаморфизованным породам протерозоя.

Из сказанного следует, что ряд вопросов еще требовали своего решения.

8	9	10	11	12	13	14	15	16
47/78	53/78	61/78	41/78	46/78	57/78	541/1104	—	—
52,70	52,88	53,78	55,20	55,50	57,74	58,81	57,30	48,42
1,55	1,38	1,54	1,10	1,00	1,20	1,40	1,37	2,67
0,30	—	0,20	—	0,15	0,32	—	—	0,35
0,37	0,41	0,27	0,09	0,18	0,20	—	—	0,89
21,80	21,77	20,35	19,30	20,43	18,40	20,02	19,42	18,21
3,00	2,07	2,22	3,71	2,49	2,64	0,39	2,00	3,30
2,70	2,65	1,97	1,51	1,62	1,59	4,23	2,53	6,72
0,27	0,31	0,23	0,28	0,28	0,34	0,33	0,23	0,41
1,18	1,12	1,10	0,62	0,93	1,04	1,13	1,12	3,46
1,68	2,16	1,26	1,32	1,32	0,84	1,34	1,30	3,03
0,49	0,45	0,25	0,21	0,36	0,10	0,11	—	0,006
0,24	0,22	0,25	0,08	0,25	0,08	0,03	—	0,12
10,68	8,85	8,35	9,76	8,76	5,05	6,12	7,48	6,51
2,18	4,16	6,12	5,51	5,29	9,37	5,72	6,87	4,64
0,0016	0,0036	0,0044	0,0082	0,0052	0,0038	—	—	—
0,015	0,034	0,016	0,016	0,016	0,030	—	—	—
0,0008	0,0010	0,0003	0,0003	0,00015	0,0006	—	—	—
0,03	0,09	0,17	0,24	0,23	0,13	0,36	—	0,20
0,17	0,26	1,03	0,38	0,08	0,32	—	—	0,58
0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	—	—	0,00
0,15	0,27	0,24	0,17	0,18	0,21	0,17	—	0,40
Сл.	Сл.	0,00	0,03	0,03	0,00	—	—	—
0,00	0,95	0,29	0,30	0,21	0,35	—	—	0,13
99,50	100,03	99,61	99,84	99,33	99,95	100,16	99,62	99,75
0,06	0,11	0,10	0,08	0,08	0,08	0,08	—	0,20
99,44	99,92	99,51	99,76	99,25	99,87	100,08	—	99,55
12,86	13,01	14,47	15,27	14,15	14,42	11,84	14,35	11,15
4,85	2,13	1,36	1,77	1,65	0,54	1,07	1,09	1,40
3,17	3,73	3,85	3,30	4,05	3,49	3,48	3,44	1,35
0,16	0,18	0,20	0,10	0,17	0,19	0,19	0,19	0,25
0,59	0,60	0,71	0,79	0,69	0,78	0,59	0,74	0,61

толще, скв. 541 (анализ рассчитан исходя из количественного минералогического подсчета и микрондовых определений состава анортоклаза и биотита); 15 — ромбен-порфир, по Е.Н. Егоровой-Фурсенко [38]; 16 — мелкозернистая основная масса "гигантозернистого нефелинового порфира", гора Юмьечорр, по А.В. Галахову [28]. глиноземистость  $al = Al_2O_3$ ;  $(FeO + Fe_2O_3 + MgO)$ ; магнезиальность  $mg = MgO$ ;  $(MgO + FeO + Fe_2O_3)$ ; коэффициент агаптности  $K_{агп} = (Na_2O + K_2O) : Al_2O_3$ .

1. Существуют ли палеозойские вулканы в пределах Хибинского плутона? Если да, то в чем их сходство и отличие от пород, захороненных в кровле ловозерского комплекса?

2. В чем отличие палеозойских вулканитов от протерозойских вулканогенных пород комплекса Имандра—Варзуга?

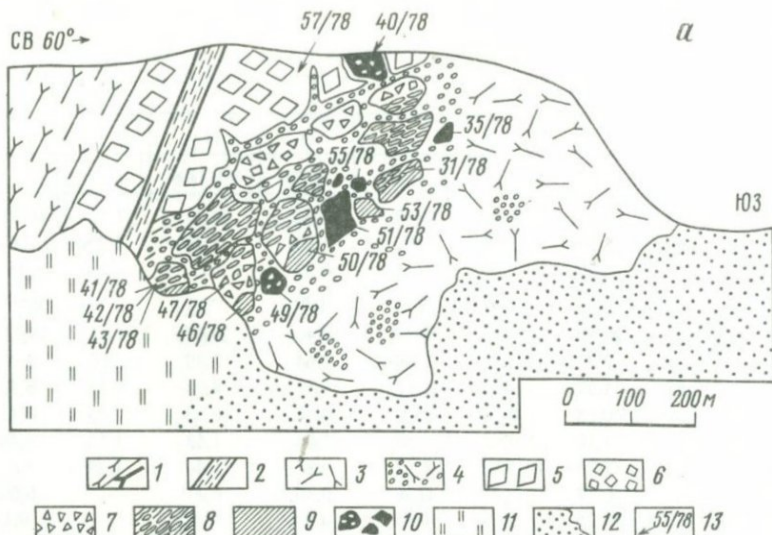


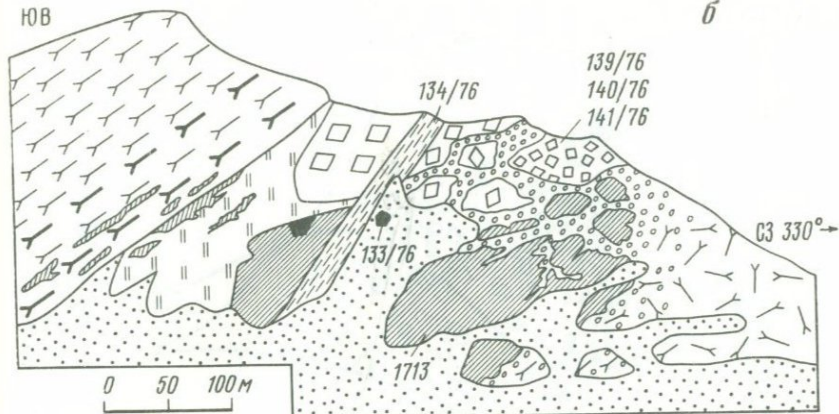
Рис. 28. Зарисовка обнажения реликтов вулканогенных пород на контакте между интрузиями грубозернистых и среднезернистых трахитоидных хибинитов, хибинский щелочной комплекс

*a* — высота 1021 м Юдичвумчорра, северо-западный склон; *б* — высота 1178 м Юмьечорра, северо-восточный склон: 1 — среднезернистый трахитоидный хибинит; 2 — мелкозернистый жильный нефелиновый сиенит; 3 — грубозернистый трахитоидный хибинит; 4 — нефелиновый сиенит-порфир; 5 — ромбен-порфир; 6 — "гигантозернистый нефелиновый порфир", по А. В. Галахову; 7 — грубоосколочная туфобрекчия; 8 — тонкорасслоенная туфобрекчия; 9 — ороговикование; 10 — меланефелиниты, овоидофиры; 11 — задернованный склон; 12 — осыпь; 13 — образцы пород

3. Сохранились ли палеозойские вулканы в первоизданном виде, или они настолько перекристаллизованы и фенитизированы, что невозможно восстановить характер этого вулканизма и его эволюцию?

Пытаясь ответить на эти вопросы, мы выяснили, что породы предполагаемого палеозойского возраста в Хибинах практически не были изучены. Имелись всего два химических анализа ромбен-порфира, приведенных Е. Н. Егоровой-Фурсенко и Р. П. Тихоненковой (см. рис. 29). Туфогенные отложения не анализировались. Совершенно не изучались и породообразующие минералы. Все имеющиеся химические анализы пород и минералов [99] относятся к фенитам и возникающим в результате дальнейшего их преобразования нефелиновым сиенитам.

Рассматриваемые вулканы исследовались нами на примере Часначорр-Юдичвумчоррского блока; подобный же выход ромбен-порфиров и ассоциирующих с ними туфогенных пород был обнаружен на перевале Восточного Рисчорра в лявочорритах. О находках ксенолитов ромбен-порфиров в фойяитах сообщалось также Р. П. Тихоненковой [99]. Однако ромбен-порфиры в центральных частях массива действительно сильно катаклазированы, перекристаллизованы и сиенитизированы. На рис. 28 показаны полные разрезы толщи на Юдичвумчорре и Юмьечорре. Вулканогенная толща разбита на блоки, между которыми инъецирован нефелин-сиенитовый расплав. Интенсивно проявлена фенитизация мелких обломков и дальнейшая их сиенитизация



и перекристаллизация. В результате возник неоднородный агрегат порфировидных или пятнистых нефелиновых сиенитов с обособлениями нефелина, полевых шпатов или темноцветных минералов. Вдоль мелких прожилков наблюдается нефелинизация вулканогенных пород с образованием идиоморфных метакристаллов нефелина. Такой же неоднородный нефелиновый сиенит наблюдается со стороны пологого лежачего контакта, где "шлиры" порфировидного обогащенного нефелином ювит-сиенита в грубозернистом хибините прослеживаются на расстоянии до 200 м и более. Наоборот, висячий контакт со среднезернистым трахитоидным хибинитом крутой и четкий, лейсты полевого шпата ориентированы вдоль плоскости контакта. Это говорит о "подпаривании" и активном взаимодействии расплава с веществом ксенолита снизу, в то время как сверху шло, видимо, только отслоение пород и послойная их ассимиляция. Вся толща сечется дайками жильного нефелинового сиенита. Подобное же строение области контакта грубозернистых и среднезернистых трахитоидных хибинитов устанавливается по скважинам, пробуренным под долиной р. Лутнеманийок.

Вместе с тем в строении толщи наблюдается зональность: наиболее меланократовые пироксенитоподобные роговики (пикриты) — снизу, туффиты и разнообразные туфобреккии — в середине толщи, ромбен-порфиры — сверху. Эта последовательность не нарушается, что позволяет говорить о смене меланократовых пород лейкократовыми в ходе развития вулканизма на данном отрезке времени. Сопоставление крупных ксенолитов с мелкими показывает, что фенитизация проявлена не всегда и ряд пород подвергнуты, по-видимому, только метаморфизму, что дает возможность реконструировать первоначальный их химический и минеральный состав.

Наиболее характерные ("типоморфные") породы палеозойских вулканитов — ромбен-порфиры. Неизменные их разности представляют собой плотные ("звонящие") с острым раковистым изломом породы. Это наиболее кремнекислые дифференциаты данной вулканической серии и, как говорилось выше, по-видимому, самые поздние, что согла-

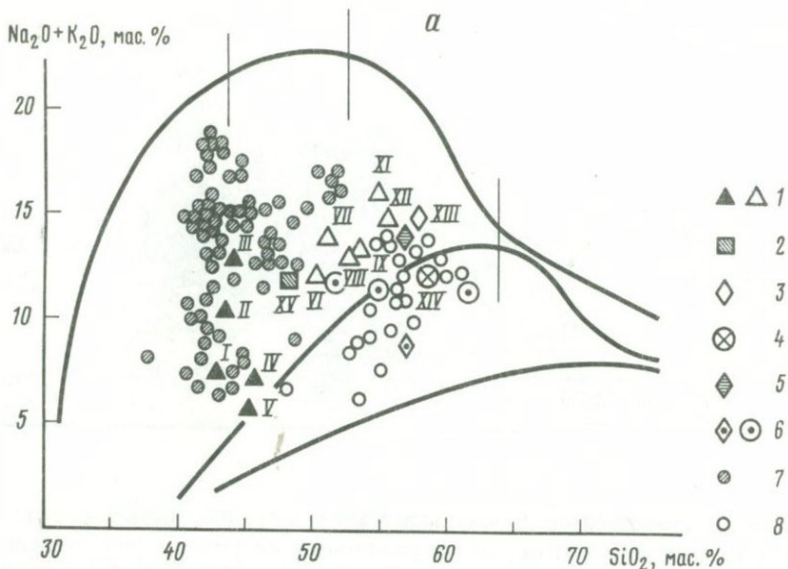
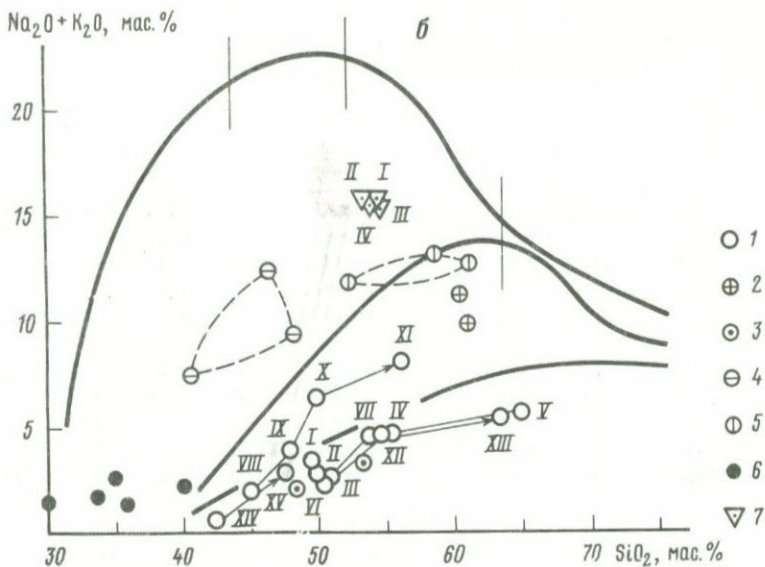


Рис. 29. Вулканыты и продукты их изменения в хибинском щелочном комплексе

*a* — породы Часнаторр-Юдичувморского блока: 1 — авгит-порфиры (меланефелиниты) и туфобрекчи фолонитов; 2 — "гигантозернистый нефелиновый порфир", по А.В. Галахову [28]; 3 — ромбен-порфир (данные автора); 4 — щелочной трахит в мельтейгит-уртитах Центральной дуги (скв. 541); 5 — ромбен-порфир, по Е.Н. Егоровой-Фурсенко [38]; 6 — ромбен-порфир и нефелино-полевошпатовые фениты, по Р.П. Тихоненковой [99]. Римские цифры — порядковые номера анализов в табл. 30. Для сравнения показаны: 7 — трахитоидные мельтейгит-уртиты Центральной дуги, 8 — роговики и фениты Вудьявского блока;

*б* — метавулканыты комплекса имандра-варзуга, по Ж.А. Федотову [103]: 1 — средние анализы: I — амфиболиты пурначской свиты, II — амфиболиты и метадиабазы кукушинской свиты, III—V — соответственно меланократовые метабаазалты, метаандезито-баазалты и метадациты сейдореченской свиты, VI, VII — соответственно меланократовые метабаазалты и метаандезито-баазалты полисарской свиты, VIII—XI — соответственно пикритовые метабаазалты, метабаазалты, метатрахиабазалты и метатрахиабазалты умбинской свиты, XII, XIII — соответственно метаандезито-баазалты и метадациты ильмозерской свиты, XIV, XV — соответственно пикритовые метапорфириты и метадиабазы томингской свиты (все — знак 1). Стрелки — эволюция вулканизма в пределах свит: 2 — трахитовые метапорфириты протерозоя, по В.Г. Загородному и др. [44]; 3 — ороговикованные метавулканыты протерозоя [99]; 4, 5 — фенитизированные метавулканыты протерозоя [99]; 4 — меланократовые, 5 — лейкократовые; 6 — ксенолиты щелочно-ультраосновных пород предположительно каледонского возраста [28]; средний состав нефелиновых сиенитов хибинского комплекса [28]: I — грубозернистые трахитоидные хибиниты, II — среднезернистые трахитоидные хибиниты, III — лавочориты, IV — фойзиты

суется и с положением этих пород в палеорифте Осло, где ромбен-порфиры вместе с риолитами слагают верхние части разреза вулкани- тов. Химические анализы ромбен-порфиров из Хибин (см. табл. 30, ан. 13, 15) и из Ловозера [22] очень близки; лишь образец, исследо- ванный Р.П. Тихоненковой [99], выделяется аномально высоким содер- жанием железа (4,9 мас.% FeO и 3,8 мас.% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и кальция (3,46 мас.% CaO), аномально низким содержанием MgO (0,3 мас.%), а также резким преобладанием калия над натрием (8,3 мас.% K<sub>2</sub>O; 0,8 мас.% Na<sub>2</sub>O). В целом химический состав хибинских ромбен- порфиров почти аналогичен средним составам нефелиновых сиенитов главных интрузивных фаз хибинского комплекса (рис. 29), отличаясь чуть более высокой кремнекислотностью (+ 3 мас.% SiO<sub>2</sub>) при понижен-



ной глиноземистости ( $-3$  мас. %  $Al_2O_3$ ), повышенным содержанием Fe, Mg и Ca и, как правило, преобладанием калия над натрием. Как известно, последнее свойственно лишь пойкилитовым нефелиновым сиенитам хибинского комплекса. В ловозерских ромбен-порфирах нет преобладания калия над натрием, что лишним раз подчеркивает существенно натровый характер всех пород ловозерского комплекса.

Калиевый характер исследованных ромбен-порфиров своеобразно выражается в их минеральном составе. Вкрапленники представлены K-Na полевым шпатом и реже Mg-Fe слюдой, листочки которой иногда ориентированы вдоль секущих породу трещинок, что указывает на вторичное метаморфогенное ее образование. В основной массе породы, кроме полевого шпата и слюды, присутствует Mg-Fe пироксен и редко нефелин.

Полевой шпат вкрапленников представлен существенно натриевым ортоклаз-криптопертитом. Их ядра соответствуют составу  $Or_{36-40}Ab_{62-58}An_2$  (табл. 31, ан. 1, 4), периферические каемки обеднены натрием и кальцием, обогащены калием и железом —  $Or_{42,5-43,5}Ab_{56,6}An_{1,0}$  (ан. 2, 3, 5). Состав полевого шпата основной массы —  $Or_{36}Ab_{63}An_1$  (ан. 6), т.е. близок составу ядер вкрапленников. Однако под микрозондом можно было анализировать только достаточно крупные микролиты, и этот вывод требует проверки. Полевые шпаты под микрозондом выглядят гомогенными, что говорит о заторможенности фазового распада. Вывод о криптопертитовом их строении основывается на рентгеновских данных (табл. 32). Калиевая фаза пертитов является высоконеупорядоченным ортоклазом ( $t_{10} = 0,340 \pm 0,345$ ), содержащим в твердом растворе до 11—13 мол. % Na-компонента, или даже санидином (см. табл. 32, ан. 5) с 22,5 мол. %  $NaAlSi_3O_8$ . Натриевая фаза пред-

Химический состав (в мас.%) щелочного полевого шпата ромбен-порфира Хибинского массива, гора Юдичвумчорр

Компо- ненты	1			2			3		
	57/78-1			57/78-2			57/78-3		
	Мет.	Кэф.ф.	Окисл.*	Мет.	Кэф.ф.	Окисл.	Мет.	Кэф.ф.	Окисл.
K	4,94	0,406	6,89	5,06	0,443	6,81	4,91	0,443	6,82
Na	5,71	0,596	7,12	6,45	0,589	7,75	6,25	0,591	7,75
Ca	0,25	0,017	0,36	0,15	0,010	0,21	0,11	0,008	0,15
$\Sigma A$	—	1,019	—	—	1,042	—	—	1,042	—
Al	9,89	1,019	19,34	10,11	1,005	19,07	9,70	0,995	18,87
Fe	0,30	0,014	0,44	0,29	0,014	0,41	0,44	0,022	0,65
$\Sigma B$	—	1,033	—	—	1,019	—	—	1,017	—
Si	29,74	2,942	65,84	30,81	2,939	65,76	29,81	2,941	65,65
Сумма	50,83	5,000	100,00	52,87	5,000	100,00	51,22	5,000	100,00
Миналы									
Or		39,8			42,5			42,5	
Ab		58,5			56,5			56,7	
An		1,7			1,0			0,8	

\*Приведено к 100%.

Примечание. 1,4 — ядра вкрапленников, 2,3 и 5 — их периферия; 6 — основная масса породы. Данные микронзондового анализа. Аналитики А.И. Цепин, Т.И. Голованова.

ставляет собой почти чистый упорядоченный альбит. Однако одно из измерений, выполненных профессором Р.Ф. Мартиным (ан. 2), показывает, что альбит может быть представлен и неупорядоченной модификацией.

Учитывая принципиальную важность структурных исследований полевых шпатов для выводов о степени изменения хибинских вулканитов, образец ромбен-порфира с Юдичвумчорра по нашей просьбе исследован И.Е. Каменцевым (ЛГУ). Установлено наличие трех различающихся по составу фаз: калиевой с 6 мол.% Na-компонента в твердом растворе ( $2\theta_{201} \text{ CuK}\alpha = 21,02^\circ$ ), калиевой с 23 мол.%  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  ( $21,20^\circ$ ) и альбита с примесью не более 1 мол.%  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  ( $22,08^\circ$ ). Исходя из  $2\theta_{060} = 41,88^\circ$  и  $2\theta_{204} = 51,0^\circ$   $T_1 = 0,655$ , а так как расщепления отражений  $131-1\bar{3}1$  для калишпата не наблюдалось,  $i_10 = T_1 : 2 = 0,327$ , что подтверждает высокую степень Si/Al-неупорядоченности полевых шпатов ромбен-порфиров. Значительная величина "аномальности"  $\Delta a_{Or}$  позволяет предположить, что первоначально (до распада) в полевом шпате содержалось около 60 мол.% Ab-компонента, что согласуется с данными приведенных выше химических анализов. Согласно И.Е. Каменцеву, структурные характеристики ортоклаз-криптопертитов хибинских ромбен-порфиров свидетельствуют об их формировании при температуре  $\sim 900^\circ\text{C}$  в отсутствие летучих компонентов, способствующих собирательной перекристаллизации продуктов распада и Si/Al-упорядочению.

Нефелин ромбен-порфира, судя по рентгеновским данным ( $a = 9,997$ ;

4			5			6		
57/78-5			57/78-6			57/78-7		
Мет.	Коэф. ф.	Окисл.	Мет.	Коэф. ф.	Окисл.	Мет.	Коэф. ф.	Окисл.
5,38	0,370	7,47	4,78	0,449	6,64	5,48	0,382	7,78
5,23	0,644	6,50	6,32	0,576	7,85	5,30	0,669	6,72
0,28	0,020	0,41	0,14	0,010	0,21	0,14	0,010	0,21
—	1,034	—	—	1,035	—	—	1,061	—
10,14	1,037	19,76	9,92	1,020	19,32	9,77	1,017	19,42
0,26	0,013	0,38	0,45	0,022	0,66	0,39	0,020	0,59
—	1,050	—	—	1,040	—	—	1,037	—
29,69	2,916	65,47	29,64	2,925	65,32	29,01	2,902	65,28
50,98	5,000	100,00	51,25	5,000	100,00	50,09	5,000	100,00
	35,8			43,4			36,0	
	62,3			55,6			63,1	
	1,9			1,0			0,9	

$c=8,380 \text{ \AA}$ ;  $V=725,2 \text{ \AA}^3$ ), содержит  $\sim 18,8$  мол.%  $Ks$ -компонента. Однако применение нефелин-полевошпатового геотермометра [46] имеет определенные трудности: на диаграммах фазового соответствия, рассчитанных для  $P=1000 \text{ кгс/см}^2$ , составы сосуществующих минералов попадают в область распада полевошпатовых твердых растворов, а при  $P=6000 \text{ кгс/см}^2$  (что совершенно невероятно для эффузивов) дают температуру намного выше  $1000^\circ\text{C}$ . Согласно В.Н. Зырянову, уже диаграммы при  $P=1000 \text{ кгс/см}^2$  вряд ли можно использовать для оценки температуры природных парагенезисов вулканитов. По нашему мнению, температуры  $900\text{--}1000^\circ\text{C}$  могут быть приняты как правдоподобные, но давление в этом случае должно быть порядка  $2000 \text{ кгс/см}^2$ . По-видимому, полевой шпат и нефелин начали кристаллизоваться еще на глубине, до излияния лавы на поверхность, и расплав щелочного трахита был относительно сухим. Как известно, в рассматриваемой системе область солидуса ограничена эвтектикой нефелина и альбита при  $1068^\circ\text{C}$  (в сухой системе), смещающейся до  $835^\circ\text{C}$  при  $P_{\text{H}_2\text{O}}=1000 \text{ кгс/см}^2$  [46].

Полевой шпат ромбен-порфира с перевала Восточный Рисчорр отличается сильным катаклизом и перекристаллизацией вкрапленников. При этом структурные характеристики полевого шпата принципиально не меняются. Это также ортоклаз-криптопертиты, калиевая фаза которых содержит до 15 мол.%  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  с концентрацией  $\text{Al}$  в  $t_1=0,365$ ; натриевая фаза — максимально упорядоченный чистый альбит (см. табл. 32, ан. 6,7).

Структурное состояние и состав (в мол.% Or) щелочных полевых шпатов ромбен-порфиров хибинского щелочного комплекса, определенные на основе измерения параметров элементарной ячейки

N п/п	Номер образца	a, Å	b, Å	c, Å	$\alpha$ , °	$\beta$ , °
1*	24/74	8,604(1)	12,966(1)	7,176(1)	90,00	116,08(1)
2*	24/74	8,136(6)	12,887(2)	7,114(6)	93,67(13)	116,10(6)
3*	24/74	8,590(2)	12,975(3)	7,178(1)	90,00	116,10(2)
4*	24/74	8,141(3)	12,772(6)	7,158(3)	94,32(10)	116,66(3)
5	6/74	8,503(5)	13,025(10)	7,168(2)	90,00	115,86
6	43/71	8,563(4)	12,982(5)	7,188(4)	90,00	116,08(2)
7	43/71	8,151(47)	12,757(81)	7,158(11)	94,31(47)	116,80(22)

\*Измерения профессора Р.Ф. Мартина (университет Мак-Гилл, Монреаль, Канада), остальные данные — аналитик В.П. Иванов (Лаборатория рентгеноструктурного анализа ИГЕМ).

N п/п	Номер образца	$t_1=2t_2m$	Or <sub>V</sub>	N <sub>Or</sub>	$2\theta_{CuK\alpha, \bar{2}01}$	Or
1*	24/74	0,155	88,8(0,3)	97,0	—	—
2*	24/74	0,257	3,2(1,2)	-2,1	—	—
3*	24/74	0,160	87,3(0,5)	94,1	—	—
4*	24/74	0,016	-2,9(0,5)	0,0	—	—
5	6/74	0,259	77,5(5,2)	—	—	—
6	43/71	0,135	85,5(3,1)	88,5	21,01	92,9
7	43/71	-0,003	-6,3	2,2	22,04	-0,1

Обращает на себя внимание отчетливо повышенное содержание Al-компонента в полевых шпатах хибинских ромбен-порфиров. Для вулканогенных пород данного типа это характерно. Так, для вкрапленников полевого шпата в ромбен-порфире вулкана Килиманджаро (кол. А.А. Краснова) нами найдено (в мас.%): 7,71 Na<sub>2</sub>O; 4,34 K<sub>2</sub>O; 2,03 CaO; 0,22 SrO; 0,31 BaO; 0,0007 Li<sub>2</sub>O; 0,0056 Rb<sub>2</sub>O; 0,59 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 21,50 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 0,20 TiO<sub>2</sub>; 63,74 SiO<sub>2</sub>; 0,12 H<sub>2</sub>O<sup>±</sup>. Сумма 100,76. Это соответствует составу: Or<sub>24,2</sub>Ab<sub>65,2</sub>An<sub>9,5</sub>Cn<sub>0,5</sub>Sr=Fsp<sub>0,6</sub>. По рентгеновским данным ( $a=8,253(19)$ ;  $b=12,934(39)$ ;  $c=7,131(15)$ ;  $\alpha=92,61(22)$ ;  $\beta=116,24(11)$ ;  $\gamma=89,57(20)$ ;  $\alpha^*=87,31(14)$ ;  $\gamma^*=89,19(10)$ ;  $V=682,0 \text{ Å}^3$ ) это гомогенный анортотлаз с 21—22 мол. % калишпатового и 78—79 мол. % альбитового (+анортитовый) компонентов; распределение алюминия:  $t_1O=0,348$ ,  $t_1m=t_2O=t_2m=0,217$ . Одновременно установлены две фазы распада: калишпатовая с 68 мол. % Or-компонента (ортотлаз с  $t_1O=0,314$ ) и промежуточный альбит ( $t_1O=0,735$ ,  $t_1m=t_2O=t_2m=0,088$ ), содержащий 2 мол.% KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>. Сопоставление данных о полевых шпатах ромбен-порфиров современного вулкана и палеовулканитов наглядно показывает превращения существенно натриевых анортотлазов с K и Ca,

$\gamma,^\circ$	$\alpha,^\circ$	$\gamma^*,^\circ$	N/N'	$V, \text{Å}^3$	$t_0$	$t_1, m$
90,00	90,00	90,00	44	719,0(0,1)	0,345(3)	0,345
89,56(10)	86,13(13)	88,69(9)	15	668,3(1,0)	0,355(60)	0,131
90,00	90,00	90,00	34	718,4(0,2)	0,340(7)	0,340
87,90(7)	86,22(9)	90,18(4)	13	663,3(0,4)	0,951(38)	0,016
90,00	90,00	90,00	7/7	714,4(4,5)	0,241(75)	0,241
90,00	90,00	90,00	18/15	717,7(1,2)	0,365(20)	0,365
87,82(19)	86,34(57)	90,48(41)	9/9	660,4(14,7)	1,012	-0,003

какие они претерпевают после кристаллизации в результате фазового распада и Si/Al-упорядочения. Кальций в итоге обогащает *Ab*-фазу, и она с полным правом может трактоваться и как олигоклазовая.

Полевые шпаты классических ромбен-порфи́ров (трахиандезитов и щелочных трахитов) района Осло представляют собой разности, переходные к более основным плагиоклазам. Зональные вкрапленники в них имеют плагиоклазовое ядро ( $An_{30-40}$ ) и периферическую каямку щелочного полевого шпата. При распаде образуются антипертиты с плагиоклазом. Такие же зональные полевые шпаты характерны и для глубинных аналогов ромбен-порфи́ров — ларвикитов<sup>1</sup>, но плагиоклаз в них имеет олигоклазовый состав ( $An_{15-30}$ ). В предыдущей части работы мы видели, что аналогичные полевые шпаты свойственны и авгитовым сиенитам илимаусакского комплекса, с дифференциацией которых связывается образование агпайтовых пород в Гренландии. Таким образом, полевые шпаты хибинских ромбен-порфи́ров несут несомненные признаки вулканогенного происхождения и связи с щелочнобазальтоидной магмой.

Вкрапленники слюды в ромбен-порфи́рах Часначорр-Юдичвумчорр-ского блока представлены флогопитом (см. табл. 27, ан. 25—28), в ромбен-порфи́рах Восточного Рисчорра — биотитом (ан. 29—32). Флогопит ромбен-порфи́ров характеризуется наиболее высокой магнезиальностью ( $mg=0,74 \div 0,80$ ), самым высоким содержанием титана (0,34—0,41 ф.е.) и нередко присутствием заметных количеств бария. Более магнезиальным (до 21,5 мас.% MgO), но с очень низкими содержаниями Ti, Fe, Mn и фтора является лишь флогопит из изученных Л.В. Козыревой [56] пикрит-порфи́ров эруптивных брекчий (трубок взрыва) на севере Хибинского массива. Типоморфной особенностью флогопита ромбен-порфи́ров является также чрезвычайно редко

<sup>1</sup> Ларвикиты, по В.С. Брёггеру, — авгитовые сиениты.

встречающееся преобладание политипной модификации  $2M_1$  над обычным политипом  $1M$ . Ранее отмечалось, что политип  $2M_1$  наиболее характерен для хибинских лепидомеланов [57, 71]; в данном случае, наоборот, он свойствен магнезиальным слюдам. Известно также, что  $2M_1$  является более низкотемпературной модификацией. Это согласуется с выводом о позднем формировании листочков флогопита вдоль трещинок в ромбен-порфире.

Вкрапленники биотита в ромбен-порфирах Восточного Рисчорра имеют низкую магнезиальность ( $mg\ 0,28 \div 0,36$ ), более низкое содержание титана ( $0,24 \div 0,33$  ф.е.) и бария. По железистости и содержанию марганца они аналогичны биотитам из фойяитов Хибинского массива. Наблюдался только обычный политип биотита  $1M$ . Специфическими их отличиями являются отчетливый дефицит  $SiO_2$  и высокое содержание  $Al$ , полностью компенсирующего недостаток  $Si$  ( $Al^{IV}$ ) и входящего в позицию  $Al^{VI}$ , что не характерно для слюд хибинского комплекса (см. табл. 27).  $Fe_{IV}^{3+}$ , по-видимому, отсутствует. Образование таких близких к сидерофиллиту слюд, согласно А.А. Маракушеву [68], может указывать на существенное снижение щелочности минералообразующей среды в стадию кристаллизации биотита. Не исключено, что процессы преобразования ромбен-порфиров на Восточном Рисчорре доходят до стадии кислотного выщелачивания. Это подтверждается развитием в них пегматоидных "шлиров" с калишпатом и кварцем [109, Табл: I, 1].

Пироксен основной массы ромбен-порфиров представлен диопсидом, содержащим около 30 мол.% геденбергитового компонента, с чрезвычайно малым содержанием щелочей — менее 5 мол.% акмитового компонента (см. рис. 23).

В нижнепротерозойских породах комплекса Имандра-Варзуга ромбен-порфиров, по-видимому, нет, хотя щелочные породы здесь известны. Это прежде всего нефелиновые сиениты массива Соустова, рассматривавшегося ранее как апофиза Хибинского плутона, неожиданно оказавшиеся протерозойского возраста [2]. В Южном Прихибинье по р. Томинге и на горе Умбской установлены достаточно мощные выходы трахитовых метапорфиров с вкрапленниками альбита и щелочным полевым шпатом и биотитом в основной массе [44]. По сравнению с ромбен-порфирами они являются более кремнекислыми (до 61 мас.%  $SiO_2$ ) и железистыми (6 мас.%  $FeO + Fe_2O_3$ ), но содержат меньше щелочей (10—11 мас.%  $Na_2O + K_2O$ ), алюминия (17 мас.%  $Al_2O_3$ ) и титана (0,3 мас.%  $TiO_2$ ). Некоторые исследователи, однако, указывая на высокие содержания в этих породах  $Zr$ ,  $Nb$ , и редких земель, считают их палеозойскими образованиями.

Химический состав (в мас.%) наиболее меланократовых разновидностей пород, лежащих главным образом в основании вулканогенной толщи Часначорр-Юдичвумчоррского блока (см. табл. 30, ан. 1,2; 4,5), выделяется наиболее низкими содержаниями  $SiO_2$  (42,6—45,6%),  $Al_2O_3$  (9,6—11,4%), щелочных металлов ( $Na_2O + K_2O$  5,5—7,1%) и самыми высокими содержаниями железа ( $FeO + Fe_2O_3$  12,8—13,4%),  $MgO$  (8,0—9,3%),  $CaO$  (9,2—9,9%) и  $TiO_2$  (4,6—5,7%);  $Fe^{2+}$  преобладает над  $Fe^{3+}$ ; глиноземистость низкая ( $al=0,43 \div 0,53$ ), а магнезиальность высокая

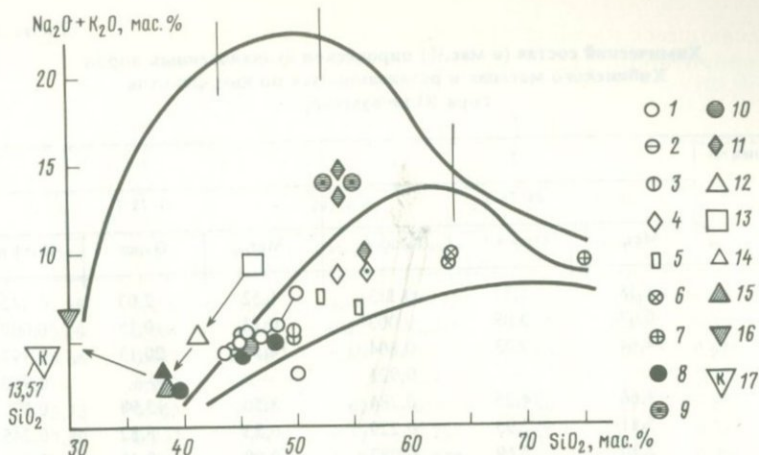


Рис. 30. Вулканыты палеорифта Осло (1—7) [140] и ловозерской (8—11) [22, 29] и контозерской (12—17) [29] серий на Кольском полуострове

1 — пироксеновые, плагиоклаз-пироксеновые и афировые базальты нижней части толщи; 2 — пироксеновые базальты средней части толщи; 3 — плагиоклазовые базальты верхней части толщи; 4 — ромбен-порфиры (точкой выделены данные Е.Р. Ньюмана); 5 — "прямоугольные" порфиры; 6 — трахитовые туфы и игнимбриты; 7 — риолитовые туфы; 8 — пикрит-, авгит- и эссексит-порфиры; 9 — овоидофиры; 10 — щелочные базальты (по [29]); 11 — ромбен-порфиры; 12 — авгититы и 13 — нефелиниты нижней части толщи; 14 — мелилититы; 15 — пикритовые порфириты средней части толщи; 16 — флогопит-кальцитовые пикрит-карбонатиты; 17 — карбонатиты верхней части толщи. Стрелки — направление эволюции вулканизма

( $mg=0,60\div 0,73$ ). Полученные характеристики не соответствуют каledonским ультраосновным щелочным породам, описанным из того же района А.В. Галаховым [28]. Последние характеризуются еще более низким содержанием (в мас.%)  $SiO_2$  (29,8—40,3%),  $Al_2O_3$  (4,1—6,9%) и щелочей (1,4—1,7%) и существенно более высокими содержаниями железа (13,0—18,5%),  $MgO$  (10,5—23,1%) и  $CaO$  (15,5—23,7%); глиноземистость ( $al=0,10\div 0,29$ ) и магнезиальность ( $mg=0,45\div 0,55$ ) их еще ниже, а  $Fe^{3+}$ , наоборот, преобладает над  $Fe^{2+}$ . Р.П. Тихоненкова [99] такие породы, по-видимому, относит к пикрит-порфиритам (авгит-порфиритам), хотя ловозерские пикрит-порфириты [41] существенно отличаются от исследуемых пород (рис. 30) и близки к щелочно-ультраосновным породам, описанным А.В. Галаховым. Ловозерские авгит-порфириты действительно аналогичны хибинским, отличаясь лишь несколько пониженным содержанием щелочей и  $MgO$  и повышенным содержанием  $CaO$  и особенно  $TiO_2$  (до 7,8 мас.%), но во вкраплениях ловозерских авгит-порфиритов вместе с пироксеном был обнаружен плагиоклаз  $An_{47}$ , отсутствующий в хибинских образованиях.

В породах Имандра-Варзуги пикритовые метабазаальты установлены в толще вулканигов умбинской свиты, а пикритовые метапорфириты — в грабен-синклинальной структуре, выполненной породами томингской свиты [103]. Их химический состав отличается от исследуемых меланократовых пород более высоким содержанием  $MgO$  (14,8—15,2%) и низким содержанием щелочей (0,64—2,05 мас.%) и

Химический состав (в мас.%) пироксенов вулканогенных пород  
Хибинского массива и развивающихся по ним фенитов,  
гора Юдичвумчорр

Компоненты	1			2		
	49/78-3			49/78-7		
	Мет.	Окисл.*	Кэф.ф.	Мет.	Окисл.	Кэф.ф.
Na	1,18	1,57	0,113	1,52	2,03	0,145
K	0,07	0,08	0,003	0,13	0,15	0,007
Ca	14,64	20,33	0,804	14,50	20,13	0,797
$\Sigma A$	—	—	0,921	—	—	0,950
Mg	8,66	14,25	0,784	8,50	13,98	0,770
Fe	5,81	7,95	0,229	6,23	8,82	0,245
Fe <sup>2+</sup>	2,10	2,69	0,082	0,08	0,10	0,003
Fe <sup>3+</sup>	3,70	5,26	0,146	6,14	8,72	0,242
Mn	0,17	0,21	0,006	0,15	0,19	0,006
Al	1,79	3,35	0,146	1,76	3,30	0,143
Ti	0,98	1,62	0,045	1,01	1,65	0,046
$\Sigma B$	—	—	1,211	—	—	1,212
Si	23,82	50,64	1,867	23,41	49,75	1,836
Сумма	57,12	100,00	4,000	57,21	100,00	4,000
Миналы:						
Di		78,4			77,1	
Hd		1,3			0,3	
Joh		0,7			0,6	
Ac		11,3			14,6	
Остаток		8,3			7,4	

\*Приведено к 100%.

Примечание. 1—3, 5, 6 — вкрапленников и 4 — основной массы авгитового порфирита (меланефелинита); 7 — из туфобрекчии состава мелафонолита; 8, 9 — из ороговикованного меланефелинита; 10,11 — из фенитизированного реликта туфита в грубозернистом трахитоидном хибините. Данные микронзондовых анализов. Аналитики А.И. Цепин, Т.И. Голованова.

TiO<sub>2</sub> (1,28—2,35 мас. %), пониженной глиноземистостью ( $al=0,29\div 0,34$ ) и магнезиальностью ( $mg=0,47\div 0,53$ ). Метабазальты метаморфизованы в зеленосланцевой фации и сложены агрегатом хлорита, актинолита и тремолита с реликтовой порфировой структурой (сохраняются очертания вкрапленников, состоящих из агрегата темноцветных минералов). Пикритовые метапорфириты представляют собой мономинеральные тремолититы с небольшим количеством хлорита, кальцита и лейкоксена и реликтовой пойкилитовой структурой.

Исследованные нами из Часначорр-Юдичвумчоррского блока авгит-порфириты имеют ясную порфировую структуру с вкрапленниками слабощелочного пироксена и с Mg-Fe слюдой, пироксеном, щелочным полевым шпатом, магнетитом, ильменитом, карбонатом и апатитом в основной массе. Оливин не был обнаружен ни во вкрапленниках, ни среди микролитов. Иногда встречается нефелин.

Пироксен вкрапленников (табл. 33, ан. 5,6,9) имеет состав

3			4			5		
49/78-8			49/78-9			51/78-1		
Мет.	Окисл.	Козф.ф.	Мет.	Окисл.	Козф.ф.	Мет.	Окисл.	Козф.ф.
1,24	1,68	0,120	1,24	1,69	0,121	2,92	3,90	0,280
0,08	0,09	0,004	0,10	0,12	0,005	0,37	0,44	0,020
13,98	19,66	0,777	14,58	20,69	0,820	12,25	17,01	0,675
—	—	0,902	—	—	0,947	—	—	0,976
8,24	13,73	0,755	8,10	13,62	0,751	7,40	12,17	0,672
5,85	7,80	0,233	5,82	8,18	0,235	8,70	12,35	0,344
4,21	5,45	0,168	1,78	2,32	0,072	0,00	0,00	0,000
1,63	2,35	0,065	4,03	5,85	0,162	8,70	12,35	0,344
0,17	0,22	0,006	0,15	0,19	0,006	0,15	0,19	0,006
1,75	3,32	0,144	1,85	3,54	0,154	2,16	4,05	0,176
1,02	1,71	0,047	1,08	1,82	0,050	1,49	2,46	0,068
—	—	1,187	—	—	1,198	—	—	1,268
24,07	51,79	1,910	23,09	50,16	1,854	22,32	47,43	1,755
56,40	100,00	4,000	56,01	100,00	4,000	57,76	100,00	4,000
	75,6			75,2			67,2	
	1,5			6,3			0,0	
	0,7			0,6			0,3	
	12,0			12,2			28,1	
	10,2			5,7			4,4	

$Di_{67-73}Hd_3Ac_{19-28}$  с самым высоким для хибинского пироксена содержанием (в ф.е.) Al —  $0,12 \div 0,17$  и Ti —  $0,05 \div 0,07$  и низким содержанием Mn — 0,006. Пироксен основной массы породы (табл. 33, ан. 8) отличается несколько более высоким содержанием геденбергитового компонента  $Di_{69,7} Hd_{5,1} Ac_{18,9}$ , пониженным содержанием Al — 0,056 и Ti — 0,035 и повышенным Mn — 0,016. По магнетиальности пироксены практически не различаются:  $mg=0,658 \div 0,723$  и 0,671 соответственно. Иногда в авгит-порфирите (обр. 49/78) наблюдается оvoidная структура. Овоиды не превышают в диаметре нескольких миллиметров; сердцевина сложена сростками зерен анортклаза, окаймленными кольцом мелких зерен пироксена, а по периферии развивается агрегат более крупных зерен пироксена и нефелина. Овоиды заключены в основной массе слюды, пироксена и рудных минералов. Состав пироксена как из внутреннего кольца (см. табл. 33, ан. 1), так и из внешнего кольца овоида (ан. 2,3) аналогичен

Таблица 33 (окончание)

Компоненты	6			7		
	51/78-2			47/78-5		
	Мет.	Окисл.	Козф.ф.	Мет.	Окисл.	Козф.ф.
Na	2,09	2,87	0,206	2,32	3,17	0,227
K	0,30	0,36	0,017	0,02	0,02	0,001
Ca	12,70	18,12	0,718	12,62	17,91	0,709
$\Sigma A$	—	—	0,941	—	—	0,938
Mg	7,97	13,48	0,743	7,84	13,19	0,726
Fe	6,89	10,05	0,279	6,94	9,93	0,280
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,000	0,94	1,24	0,038
Fe <sup>3+</sup>	6,89	10,05	0,279	5,99	8,69	0,241
Mn	0,16	0,21	0,006	0,56	0,73	0,022
Al	1,47	2,83	0,123	0,92	1,76	0,076
Ti	1,16	1,97	0,054	0,91	1,54	0,042
$\Sigma B$	—	—	1,207	—	—	1,149
Si	22,94	50,11	1,850	23,83	51,75	1,912
Сумма	55,68	100,00	4,000	55,96	100,00	4,000
Миналы:						
<i>Di</i>		71,8			71,0	
<i>Hd</i>		0,0			0,0	
<i>Joh</i>		0,0			0,0	
<i>Ac</i>		20,6			22,7	
Остаток		7,6			6,3	

Компоненты	10			11		
	37/78-6			37/78-11		
	Мет.	Окисл.	Козф.ф.	Мет.	Окисл.	Козф.ф.
Na	8,96	12,05	0,882	8,99	11,88	0,871
K	0,06	0,07	0,003	0,06	0,07	0,003
Ca	4,13	5,76	0,233	3,95	5,42	0,219
$\Sigma A$	—	—	1,119	—	—	1,094
Mg	1,32	2,18	0,122	1,27	2,06	0,116
Fe	18,78	26,79	0,761	18,82	26,39	0,750
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,000	0,00	0,00	0,000
Fe <sup>3+</sup>	18,78	26,79	0,761	18,82	20,39	0,750
Mn	0,36	0,46	0,014	0,37	0,46	0,015
Al	0,72	1,35	0,060	0,68	1,26	0,056
Ti	1,02	1,69	0,048	1,04	1,70	0,048
$\Sigma B$	—	—	1,007	—	—	0,986
Si	23,24	49,65	1,873	24,18	50,76	1,918
Сумма	58,59	100,00	4,000	59,36	100,00	4,000
Миналы:						
<i>Di</i>		12,3			11,6	
<i>Hd</i>		0,0			0,0	
<i>Joh</i>		1,5			1,5	
<i>Ac</i>		82,2			80,7	
Остаток		4,0			6,2	

8			9		
42/78-3			42/78-6		
Мет.	Окисл.	Кэф.ф.	Мет.	Окисл.	Кэф.ф.
1,87	2,61	0,189	1,92	2,68	0,193
0,03	0,03	0,001	0,05	0,06	0,002
12,89	18,73	0,748	13,18	19,15	0,762
—	—	0,939	—	—	0,958
7,28	12,54	0,696	7,66	13,19	0,730
7,83	11,20	0,326	7,20	10,58	0,298
2,89	3,87	0,120	0,73	0,98	0,030
4,93	7,32	0,205	6,46	9,60	0,268
0,40	0,53	0,016	0,41	0,54	0,017
0,66	1,29	0,056	0,70	1,37	0,060
0,73	1,26	0,035	0,75	1,29	0,036
—	—	1,132	—	—	1,143
23,29	51,81	1,928	22,99	51,14	1,897
54,98	100,00	4,000	54,86	100,00	4,000
	69,7			73,1	
	3,4			1,4	
	1,7			1,7	
	18,9			19,4	
	6,3			4,4	

составу пироксена рассмотренных выше вкрапленников:  $Di_{75-78} Hd_{1-2} Ac_{11-15}$ , отличаясь чуть более высоким содержанием  $Di$ -компонента и чуть более низким содержанием акмита. Пироксен основной массы, как и в описанном выше случае, обогащен прежде всего  $Hd$ -составляющей:  $Di_{75,2} Hd_{6,3} Ac_{12,2}$ . Содержание  $Al$  одинаково повышенное ( $0,143 \div 0,146$  и  $0,154$  ф.е. соответственно), как и  $Ti$ , ( $0,045 \div 0,047$  и  $0,050$ ) и в овоидах, и в основной массе. Нет особой разницы и в величине  $mg$  ( $0,754 \div 0,769$  и  $0,757$ ).

Средний состав пироксена авгит-порфиринов (в скобках  $\sigma$ ):  $Di_{74,2(3,7)} Hd_{2,1(2,3)} Ac_{16,5(6,1)}$ . Содержание (в ф.е.)  $Al$  —  $0,148(0,016)$ ;  $Ti$  —  $0,052(0,008)$ ;  $Mn$  —  $0,006$ ;  $mg = 0,724(0,040)$ . Расчеты химических анализов из табл. 33 дают пониженные коэффициенты для  $Si$  — в среднем  $1,862$  и для  $\Sigma(Na+Ca)$  — в среднем  $0,943$ . Дефицит  $Si$  компенсируется соответствующим повышением содержания  $Al$ , находящегося, следовательно, в форме  $Al^{IV}$ . Пироксены такого состава правомерно выделять как натриевые диопсид-авгиты. Содержание авгитового компонента в них достигает  $6-7$  мол.%. Сравнение с данными В.А. Кононовой [58] для пироксенов якупирангит-уртитов показывает, что рассматриваемые диопсид-авгиты соответствуют пироксенам из пород щелочно-ультраосновной формации, в частности мельтейгит-порфиринов, но отличаются заметно более низким содержанием геденбергитового компонента и более высокими содержаниями акмитовой составляющей, алюминия и титана. Анало-

**Химический состав (в мас.%) щелочных полевых шпатов  
вулканогенных пород Хибинского массива  
и развивающихся по ним фенитов, гора Юдичвумчорр**

Компоненты	1			2		
	49/78-4			49/78-1/1		
	Мет.	Козф.ф.	Окисл.*	Мет.	Козф.ф.	Окисл.
K	6,19	0,416	7,23	4,44	0,298	5,23
Na	4,64	0,531	6,07	5,89	0,672	7,77
Ca	0,21	0,014	0,28	0,17	0,011	0,23
Ba	0,21	0,004	0,22	0,18	0,003	0,20
$\Sigma A$	—	0,965	—	—	0,984	—
Al	10,22	0,996	18,76	10,37	1,009	19,18
Fe	0,22	0,010	0,27	0,16	0,008	0,23
$\Sigma B$	—	1,006	—	—	1,017	—
Si	32,35	3,029	67,17	32,10	2,999	67,16
Сумма	54,04	5,000	100,00	53,31	5,000	100,00
Миналы:						
Or		43,2			30,3	
Ab		55,0			68,3	
An		1,4			1,1	
Sp		0,4			0,3	

Компоненты	6			7		
	51/78-9			47/78-1		
	Мет.	Козф.ф.	Окисл.	Мет.	Козф.ф.	Окисл.
K	11,04	0,799	13,74	1,59	0,115	2,03
Na	1,93	0,238	2,69	6,78	0,833	9,68
Ca	Нет	—	—	0,27	0,019	0,40
Ba	Не опр.	—	—	0,40	0,008	0,48
$\Sigma A$	—	1,037	—	—	0,975	—
Al	9,75	1,023	19,03	9,76	1,022	19,55
Fe	0,31	0,016	0,45	0,38	0,019	0,57
$\Sigma B$	—	1,039	—	—	1,041	—
Si	29,01	2,924	64,09	29,67	2,984	67,29
Сумма	52,04	5,000	100,00	48,85	5,000	100,00
Миналы:						
Or		77,0			11,8	
Ab		23,0			85,4	
An		—			2,0	
Sp		—			0,8	

\*Приведено к 100%.

Примечание. 1—3 — из центральной части овоида в авгитовом порфирите (меланефелините); 4 — вкрапленник, 5,6 — основная масса меланефелинита; 7—9 — из туфобрекчи состава нефелинового мелафонолита; 10—13 — из ороговикованного меланефелинита; 14—16 — из фенитизированного меланефелинита; 17,18 — из фенитизированного реликта туффита в грубозернистом трахитоидном хибините. Данные микрозондового анализа. Аналитики А.И. Цепин, Т.И. Голованова.

3			4			5		
49/78-1/2			51/78-8			51/78-7		
Мет.	Кэф.ф.	Окисл.	Мет.	Кэф.ф.	Окисл.	Мет.	Кэф.ф.	Окисл.
5,34	0,361	6,30	6,94	0,511	8,93	6,36	0,461	8,03
5,18	0,595	6,84	4,02	0,503	5,78	4,22	0,520	5,97
0,20	0,013	0,26	0,04	0,003	0,06	Нет	—	—
0,18	0,003	0,21	Не опр.	—	—	Не опр.	—	—
—	0,972	—	—	1,017	—	—	0,981	—
10,21	1,000	18,89	9,79	1,045	19,74	9,76	1,026	19,35
0,18	0,008	0,25	0,20	0,010	0,31	0,33	0,017	0,49
—	1,008	—	—	1,055	—	—	1,043	—
32,11	3,020	67,25	28,57	2,928	65,18	29,49	2,976	66,15
53,40	5,000	100,00	49,56	5,000	100,00	50,16	5,000	100,00
	37,2			50,2			47,0	
	61,2			49,5			53,0	
	1,4			0,3			—	
	0,3			—			—	

8			9			10		
47/78-4			47/78-7			42/78-1/1		
Мет.	Кэф.ф.	Окисл.	Мет.	Кэф.ф.	Окисл.	Мет.	Кэф.ф.	Окисл.
1,99	0,128	2,30	1,26	0,089	1,58	7,85	0,587	10,17
8,76	0,959	11,34	7,15	0,862	10,03	3,37	0,429	4,90
0,26	0,016	0,36	0,33	0,22	0,47	0,00	—	—
0,50	0,009	0,53	0,47	0,009	0,55	Не опр.	—	—
—	1,112	—	—	0,982	—	—	1,016	—
11,94	1,113	21,67	10,17	1,044	20,00	9,30	1,007	18,91
0,48	0,022	0,66	0,57	0,028	0,84	0,36	0,019	0,55
—	1,135	—	—	1,072	—	—	1,026	—
30,74	2,753	63,14	29,88	2,946	66,52	28,44	2,958	65,47
54,67	5,000	100,00	49,83	5,000	100,00	49,32	5,000	100,00
	11,6			9,1			57,8	
	86,2			87,8			42,2	
	1,4			2,2			0,0	
	0,8			0,9			—	

Таблица 34 (продолжение)

Компоненты	11			12		
	42/78-2			42/78-8		
	Мет.	Козф.ф.	Окисл.	Мет.	Козф.ф.	Окисл.
K	6,52	0,479	8,35	7,27	0,542	9,44
Na	4,30	0,537	6,16	3,72	0,472	5,41
Ca	0,00	—	—	0,00	—	—
Na	—	—	—	He опр.	—	—
$\Sigma A$	—	1,016	—	—	1,014	—
Al	9,57	1,018	19,25	9,61	1,040	19,59
Fe	0,40	0,020	0,61	0,46	0,024	0,71
$\Sigma B$	—	1,038	—	—	1,064	—
Si	28,83	2,946	65,63	28,11	2,922	64,85
Сумма	49,62	5,000	100,00	49,17	5,000	100,00
Миналы:						
Or		47,1			54,0	
Ab		52,9			47,0	
An		0,0			—	
Sp		—			—	

Компоненты	15			16		
	50/78-1			50/78-7		
	Мет.	Козф.ф.	Окисл.	Мет.	Козф.ф.	Окисл.
K	7,36	0,537	9,36	7,37	0,542	9,45
Na	3,80	0,472	5,40	3,84	0,480	5,51
Ca	0,00	—	—	0,00	—	—
Ba	He опр.	—	—	He опр.	—	—
$\Sigma A$	—	1,009	—	—	1,022	—
Al	9,72	1,029	19,39	9,75	1,040	19,62
Fe	0,24	0,012	0,36	0,34	0,018	0,52
$\Sigma B$	—	1,041	—	—	1,058	—
Si	29,02	2,950	65,49	28,50	2,920	64,90
Сумма	50,14	5,000	100,00	49,80	5,000	100,00
Миналы:						
Or		53,2			53,0	
Ab		46,8			47,0	
An		0,0			0,0	
Sp		—			—	

гичные отличия просматриваются и при сравнении их с пироксенами из пикрит-порфиритового цемента эруптивных брекчий (трубок взрыва) на севере Хибинского массива [56].

Анортоклаз овоидов (табл. 34, ан. 1—3) представлен существенно натриевой неоднородной по составу разностью щелочного полевого шпата с повышенным содержанием кальция и бария:  $Or_{55-68} Ab_{43-30} An_{1,1-1,4} Sp_{0,3-0,4}$ . Присутствующий в овоидах нефелин (табл. 35, ан.1)

13			14		
43/78-4			50/78-11		
Мет.	Коэф.ф.	Окисл.	Мет.	Коэф.ф.	Окисл.
7,88	0,556	9,55	8,83	0,643	11,11
3,53	0,424	4,78	3,09	0,383	4,36
0,03	0,002	0,05	0,02	0,001	0,03
1,43	0,029	1,60	He опр.	—	—
—	1,011	—	—	1,027	—
10,09	1,032	19,18	9,58	1,011	18,92
0,33	0,016	0,47	0,71	0,036	1,06
—	1,048	—	—	1,047	—
29,94	2,941	64,37	28,88	2,926	64,51
53,23	5,000	100,00	51,11	5,000	100,00
	55,0			62,6	
	41,9			37,3	
	0,2			0,1	
	2,9			—	

17			18		
37/78-1			37/78-3		
Мет.	Коэф.ф.	Окисл.	Мет.	Коэф.ф.	Окисл.
9,95	0,693	11,77	11,24	0,814	13,81
2,36	0,237	3,12	1,61	0,198	2,21
0,01	0,001	0,02	0,02	0,002	0,03
0,03	0,000	0,03	0,94	0,020	1,08
—	0,931	—	—	1,034	—
9,83	0,992	18,24	9,06	0,951	17,48
0,55	0,027	0,78	0,28	0,014	0,41
—	1,019	—	—	0,965	—
31,44	3,050	66,04	29,77	3,001	64,98
54,17	5,000	100,00	52,92	5,000	100,00
	74,4			78,7	
	25,5			19,2	
	0,1			0,2	
	0,0			1,9	

также обогащен Na, SiO<sub>2</sub> и содержит 0,17 мас.% CaO. Согласно диаграмме В.Н. Зырянова [46, рис. 86] для насыщенного SiO<sub>2</sub> нефелина, температура формирования нефелин-полевошпатовой ассоциации в овидах превышала 1100°С. Овоиды имеют более лейкократный состав, чем включающая их порода, и, по-видимому, представляют собой раскристаллизованные капли отликвированного более вязкого кремнекислого расплава, всплывавшего в жидкой щелочно-

**Химический состав (в мас.%) нефелина вулканогенных пород  
Хибинского массива и развивающихся по ним фенитов,  
гора Юдичвумчорр**

Компоненты	1			2		
	49/78-6			47/78-2		
	Мет.	Окисл.*	Козф.ф.**	Мет.	Окисл.	Козф.ф.
Na	12,21	16,76	0,777	11,80	16,37	0,750
K	4,11	5,04	0,153	3,39	4,20	0,126
Ca	0,12	0,17	0,004	0,06	0,08	0,002
$\Sigma A$	—	—	0,935	—	—	0,879
Fe	0,57	0,83	0,014	0,73	1,07	0,019
Al	16,91	32,55	0,917	16,08	31,29	0,871
$\Sigma B$	—	—	0,932	—	—	0,890
Si	20,48	44,65	1,067	21,32	46,99	1,109
Сумма	54,40	100,00	2,934	53,38	100,00	2,878
Миналы:						
<i>Ks</i>		15,5			12,9	
<i>Ne</i>		78,3			76,5	
<i>An</i>		0,4			0,4	
<i>Q</i>		5,8			10,1	

Компоненты	6			7		
	37/78-5			50/78-12		
	Мет.	Окисл.	Козф.ф.	Мет.	Окисл.	Козф.ф.
Na	12,44	16,41	0,762	13,19	17,96	0,846
K	4,42	5,21	0,159	3,84	4,68	0,144
Ca	0,02	0,02	0,001	0,03	0,03	0,001
$\Sigma A$	—	—	0,922	—	—	0,992
Fe	1,39	1,94	0,035	1,63	2,35	0,043
Al	16,91	31,28	0,883	16,34	31,20	0,893
$\Sigma B$	—	—	0,918	—	—	0,936
Si	21,54	45,14	1,081	20,26	43,78	1,063
Сумма	56,72	100,00	2,921	55,29	100,00	2,991
Миналы:						
<i>Ks</i>		16,1			14,2	
<i>Ne</i>		76,8			82,7	
<i>An</i>		0,0			0,2	
<i>Q</i>		7,1			2,9	

\*Приведено к 100%. \*\*Расчет на основе  $Si+Al+Fe=2$ .

*Примечание.* 1 — из овода в авгитовом порфирите (меланефелините); 2 — из туфобрекции состава нефелинового мелафонолита; 3,4 — из ороговиканного меланефелинита; 5,6 — из фенитизированного реликта туффита в грубозернистом трахитоидном хибините; 7—9 — из фенитизированного меланефелинита. Данные микросондового анализа. Аналитики А. И. Цепин, Т. И. Голованова.

3			4			5		
42/78-1/2			43/78-3			37/78-2		
Мет.	Окисл.	Козф.ф.	Мет.	Окисл.	Козф.ф.	Мет.	Окисл.	Козф.ф.
11,98	16,49	0,761	12,57	17,20	0,796	11,47	16,30	0,759
3,73	4,59	0,139	3,49	4,26	0,130	4,44	5,64	0,172
0,00	0,00	0,000	0,03	0,04	0,001	0,00	0,00	0,000
—	—	0,900	—	—	0,927	—	—	0,931
1,00	1,46	0,026	0,93	1,34	0,024	1,23	1,85	0,033
15,89	30,67	0,860	16,27	31,21	0,878	16,07	32,03	0,906
—	—	0,886	—	—	0,902	—	—	0,939
21,41	46,79	1,113	21,15	45,95	1,097	19,57	44,18	1,060
54,01	100,00	2,899	54,44	100,00	2,926	52,78	100,00	2,930
	14,2			13,2			17,5	
	75,9			78,4			76,9	
	0,0			0,0			0,0	
	9,9			8,4			5,6	

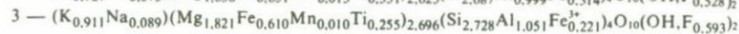
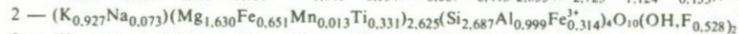
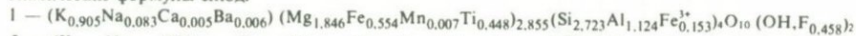
8			9		
50/78-2			50/78-8		
Мет.	Окисл.	Козф.ф.	Мет.	Окисл.	Козф.ф.
12,46	17,08	0,800	12,39	17,12	0,802
3,73	4,58	0,140	3,94	4,87	0,150
0,05	0,07	0,001	0,01	0,01	0,000
—	—	0,942	—	—	0,952
1,32	2,47	0,034	1,28	2,42	0,034
16,13	31,00	0,882	16,61	32,18	0,916
—	—	0,917	—	—	0,950
20,59	44,80	1,082	19,79	43,40	1,049
54,28	100,00	2,941	54,02	100,00	2,951
	14,1			15,0	
	79,7			80,8	
	0,4			0,0	
	5,8			4,2	

Состав слюд (в мас.%) из авгит-порфиров Часначорр-Юдичвумчоррского блока

Компоненты	1			2			3		
	49/78-5			51/78-3			51/78-5.1		
	Мет.	Коэф.ф.	Окисл.	Мет.	Коэф.ф.	Окисл.	Мет.	Коэф.ф.	Окисл.
K	8,13	0,905	9,80	8,24	0,927	10,33	8,59	0,911	10,35
Na	0,44	0,083	0,59	0,38	0,073	0,53	0,49	0,089	0,66
Ca	0,05	0,005	0,07	—	—	—	—	—	—
Ba	0,19	0,006	0,21	—	—	—	—	—	—
Mg	10,31	1,846	17,09	9,00	1,630	15,53	10,68	1,821	17,70
Fe	9,07	0,707	11,67*	12,26	0,965	16,41*	11,20	0,831	14,41*
Mn	0,09	0,007	0,12	0,16	0,013	0,21	0,13	0,010	0,17
Ti	4,93	0,448	8,23	3,61	0,331	6,26	2,95	0,255	4,91
$\Sigma B$		2,855			2,625			2,696	
Al	6,97	1,124	13,17	6,13	0,999	12,05	6,84	1,051	12,92
(Fe <sup>3+</sup> )	—	0,153	—	—	0,314	—	—	0,221	—
Si	17,57	2,723	37,59	17,16	2,687	38,18	18,49	2,728	39,54
F	2,00	0,458	2,00	2,28	0,528	2,28	2,72	0,593	2,72
Сумма	59,75	7,855**	100,54	59,22	7,625**	101,78	62,09	7,696**	103,40
mg		0,721			0,625			0,684	

\*Fe — как FeO. \*\*Анализы рассчитаны при  $\Sigma A=1$ 

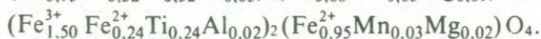
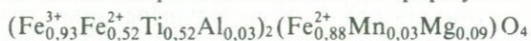
Химические формулы слюд:



ультраосновной магне. Характерно, что содержание  $Fe_2O_3$  в анортклазе и нефелине овоидов наименьшее среди исследованных вулканогенных пород и развивающихся по ним фенитов Часначорр-Юдичвумчоррского блока — 0,23—0,27 и 0,83 мас.% соответственно.

Щелочные полевые шпаты и нефелин присутствуют и в основной массе авгит-порфиринов. Полевые шпаты (см. табл. 34, ан. 4—6, 10—12) заметно обогащены калием и практически не содержат кальция:  $Or_{47-77} Ab_{53-23} An_{0,3-0,0}$ . Нефелин (см. табл. 35, ан. 3) обогащен Na,  $SiO_2$  и также не содержит Ca. Содержание  $Fe_2O_3$  в них соответственно выше: 0,31—0,71 и 1,46 мас.%. Согласно диаграмме [46, рис.86], температура образования нефелин-полевошпатовой ассоциации оценивается в  $1000^\circ C$ . Главный минерал основной массы — слюда, представлен разностью, переходной от флогопита к биотиту с  $mg=0,721 \div 0,625$ , равной или чуть меньше магнезиальности сосуществующего диопсид-авгита. Это указывает на относительное накопление железа в расплаве, распределяющегося между меланократовыми и лейкократовыми минералами. Характерной особенностью формирующихся слюд (табл. 36) является повышенное содержание Na, Al и чрезвычайно низкое содержание Mn, свойственное флогопитам щелочно-ультраосновных пород [66]. Понижено и содержание  $Fe_{IV}^{3+}$  (0,15—0,30 ф.е.), как это наблюдалось во флогопитах ассоциирующих ромбен-порфиринов.

Железо и титан в породе в основном связаны в виде титаномагнетита и ильменита. В двух анализах титаномагнетита (обр. 49/78, 51/78) найдено (в мас.% металла): Fe—58,08 и 65,67; Ti—11,14 и 5,04; Mn—0,68 и 0,63; Al — 0,36 и 0,24; Mg — 1,02 и 0,21. Анализы рассчитываются на формулы:



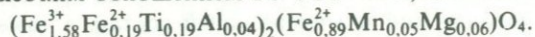
В первом образце существенно преобладает титан (18,59 мас.%  $TiO_2$  против 8,41%) и повышено содержание Mg; во втором, ассоциирующим с ильменитом, окисное железо преобладает над закисным. В составе ильменита 0,74 мас.% MgO; 2,05 мас.% MnO и 0,36 мас.%  $Al_2O_3$ .

Рассмотренные особенности минерального состава наиболее меланократовых пород Часначорр-Юдичвумчоррского блока (авгитовых порфиринов) не дают оснований говорить об интенсивном их преобразовании и фенитизации. Химический и минеральный состав, а также вулканогенная их природа позволяют рассматривать эти породы как разности, переходные от пикрит-порфиринов к безоливиновым меланефелинитам.

Большинство вулканогенных пород Часначорр-Юдичвумчоррского блока представлено туффитами, в которых мелко- и среднезернистые прослойки лейкократового материала переслаиваются с меланократовым, и разнообразными туфобрекчиями, в которых линзовидные, угловатые и реже прямоугольные обломки лейкократовой породы заключены в тонкозернистой меланократовой массе. Химический состав туфобрекчий (см. табл. 30, ан. 3, 6—9) отражает прежде всего соот-

ношение в них лейкократового и меланократового материала. Суммарный состав породы в обр. 36/78 и 55/78 соответствует нефелиниту, в остальных — нефелиновому мелафону. В сравнении с метабазальтоидами толщи Имандра-Варзуга они заметно обеднены FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, но отличаются более высоким содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O, приближаясь по составу к метадацитам и метатрахиандезитам Имандры—Варзуги. Однако, как уже отмечалось выше, метабазальтоиды метаморфизованы в зеленосланцевой фации с образованием агрегата альбита, актинолита, тремолита и хлорита. В туффитах же и туфобрекчиях плагиоклаз отсутствует, лейкократовые прослои, линзы и обломки сложены в основном анортоклазом или более калиевым щелочным полевым шпатом и нефелином с подчиненным содержанием диопсид-авгита, биотита и амфибола катофоритового состава, титаномагнетита, а меланократовая масса по минеральному составу соответствует описанным выше меланефелинитам.

Анортоклаз лейкократовых обособлений (см. табл. 34, ан. 7—9) характеризуется наиболее высококалийным составом среди всех пород хибинского щелочного комплекса и повышенным содержанием кальция и бария:  $Or_{9-12}Ab_{85-88}An_{1,4-2.2}Cn_{0,8-0,9}$ , но в отличие от рассмотренных выше анортоклазов в нем несколько повышено содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,57—0,84 мас.%). Нефелин также отличается наименьшим содержанием калия, присутствием кальция и самым высоким значением избыточного кремнезема:  $Ks_{12,9}Ne_{76,5}An_{0,4}Q_{10,1}$ . По диаграмме В.Н. Зырянова [46], данные обособления, так же как ромбен-порфиры и овоиды в меланефелинитах, попадают в наиболее высокотемпературную область (свыше 1100°С). Ранее уже говорилось, что описанный А.В. Галаховым [28] "гигантозернистый нефелиновый порфир" есть не что иное, как туфобрекчия с очень крупными (до 5—8 см в поперечнике) угловатыми и прямоугольными обломками лейкократового материала, сложенного нефелином и анортоклазом такого же состава. Лейкократовая порода брекчий, таким образом, соответствует по составу полевошпатовому нефелиниту или фонулиту. Пироксен меланократового цемента (см. табл. 33, ан. 7) аналогичен авгиту меланефелинита  $Di_{71}Hd_{1}Ac_{23}$  с несколько пониженным содержанием Al (0,076 ф.е.) и повышенным Mn (0,022 ф.е.). Состав титаномагнетита тождествен составу титаномагнетита, ассоциирующего с ильменитом в меланефелинитах типа обр. 51/78, с малым содержанием TiO<sub>2</sub> (6,55 мас.%) и высоким отношением  $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 1,46$ :



Проседание блока вулканитов в поднимающуюся нефелин-сиенитовую магму вызвало повторный разогрев пород и их метаморфизм с образованием роговообманковых роговиков. Замещающий диопсид-авгит, амфибол слагает меланократовые пропласты в тонкослоистых вулканитах (туффитах) или разрастается в виде крупных (сантиметровых) пойкилобласт в массивных разностях меланефелинитов и плотном цементе туфобрекчий. Низкое отношение  $(Na+K)/(Na+K+Ca) = 0,58 \div 0,62$  и высокая магнезиальность ( $mg = 0,72 \div 0,79$ ) позволяют отнести его к разностям, переходным от эденита к катофориту (табл. 37, ан. 1—4). Катофорит характеризуется низким содержанием Mn (что

согласуется с низким содержанием Fe) и повышенным содержанием Ti и F. Высокая основность среды минералообразования сказывается в высокой степени замещения Si на  $Al_{IV}$  (0,82—0,99 ф.е.) и  $Fe_{IV}^{3+}$  (0,12—0,29 ф.е.).

Иногда катофоритовые роговики перекристаллизуются с образованием описанных нами ранее [71] пегматоидных эденит-анортотлаз-нефелиновых обособлений. Эденит [71, табл. 18, ан. 18, 19] образует короткопризматические кристаллы (2—3 см) коричневого цвета. Он отличается от всех амфиболов массива самым низким  $(Na+K)/(Na+K+Ca)$  отношением (0,47) и наиболее высоким содержанием CaO (11—16 мас.%) и фтора, самой высокой магнезиальностью ( $mg=0,80\div 0,82$ ); при этом в нем понижено не только содержание Fe и Mn, но и Ti. Степень замещения Si на Al высокая, но  $Fe_{IV}^{3+}$  практически отсутствует.

Как отмечалось выше, процессы фенитизации пород, вмещающих Хибинский массив, детально изучались Р.П. Тихоненковой [99]. Однако полученные ею данные о составе минералов фенитизированных пород исследуемой вулканогенной толщи очень ограничены. Кроме того, при обобщенном рассмотрении процессов фенитизации под категорию метасоматитов подпали и проявления катаклаза и разгнейсования пород и их ороговивания в условиях термального метаморфизма. Так, Ca—Mg-амфиболы — катофорит и эденит, щелочной пироксен, ильменит, несомненно, возникли в стадию метаморфизма, предшествовавшего метасоматитизирующему воздействию щелочных растворов. В фенитах развиваются существенно щелочные минералы. Действительно, состав пироксена соответствует эгирину:  $Di_{11,5-12,0} \times Hd_{1,5} Ac_{82-81}$  (см. табл. 33, ан. 10, 11), состав амфибола — арфведсониту с очень высоким  $(Na+K)/(Na+K+Ca)$  отношением (0,92—0,93) и пониженной магнезиальностью ( $mg=0,39\div 0,41$ ), высоким содержанием Mn и Fe, полностью окисленным до  $Fe^{3+}$ , и низким содержанием Ti (см. табл. 37, ан. 7, 8). Арфведсонит, так же как катофорит и эденит, характеризуется высокой степенью замещения Si на  $Al_{IV}$  и  $Fe_{IV}^{3+}$ , но соотношение их обратное: Al —  $0,29\div 0,36$  ф.е.,  $Fe_{IV}^{3+}$  —  $0,86\div 0,76$  ф.е. (самое высокое в хибинских амфиболах). Данный арфведсонит выделяется еще и аномально высоким содержанием натрия, превышающим возможное его содержание в позициях M(1) и A кристаллической структуры на 0,01—1,11 ф.е. (полное заполнение октаэдров M(4) натрием, если это возможно). Полевые шпаты фенитов отличаются существенно калиевым составом:  $Or_{74-79} Ab_{26-19} An_{0,1-0,2} Cn_2$  (см. табл. 34, ан. 17, 18). Рассмотренные особенности состава минералов фенитов указывают на формирование в условиях высокой основности и высокой щелочности минералообразующей среды.

Температурные условия метаморфизма и фенитизации, оцененные по сосуществующим составам катофорита и пироксена в роговиках, согласно диаграммам Л.Л. Перчука и И.Д. Рябчикова [78, рис. 86, 89], соответствуют интервалам 600—750°С, а по составам арфведсонита и эгирина для фенитов — 400—500°С. Температуру 450—550°С для фенитов дает и нефелин-полевошпатовый геотермометр В.Н. Зырянова [46].

**Химический состав (в мас.%) амфиболов из вулканогенных пород  
Хибинского массива и развивающихся по ним фенитов, гора Юдичвумчорр**

Компоненты	1			2			3			4		
	47/78-3			42/78-4			42/78-7			43/78-1		
	Мет.	Окисл.	Козф.ф.*	Мет.	Окисл.	Козф.ф.	Мет.	Окисл.	Козф.ф.	Мет.	Окисл.	Козф.ф.
Na	4,02	5,42	1,51	3,60	4,85	1,37	3,60	4,85	1,37	3,84	5,18	1,48
K	0,84	1,01	0,18	1,38	1,66	0,30	1,42	1,71	0,32	1,33	1,60	0,30
Ca	5,50	7,69	1,18	5,55	7,76	1,21	5,80	8,11	1,26	5,45	7,63	1,21
$\Sigma M(4)+A$	—	—	2,88	—	—	2,88	—	—	2,95	—	—	2,99
Mg	10,47	17,36	3,73	9,56	15,85	3,43	10,25	16,99	3,68	9,98	16,55	3,64
Mn	0,40	0,52	0,06	0,41	0,53	0,07	0,37	0,48	0,06	0,40	0,52	0,06
Fe	5,89	—	0,91	8,01	—	1,25	7,56	—	1,18	7,72	—	1,22
(Fe <sup>2+</sup> )	—	4,83	0,58	—	7,42	0,90	—	4,86	0,59	—	6,19	0,76
(Fe <sup>3+</sup> )	—	3,05	0,33	—	3,21	0,35	—	5,41	0,59	—	4,16	0,46
Ti	2,52	4,20	0,46	2,01	3,35	0,37	2,05	3,42	0,37	1,77	2,96	0,33
Al	3,11	5,88	0,99	2,92	5,52	0,94	2,96	5,59	0,96	2,47	4,66	0,82
(Al <sup>VI</sup> )	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
(Al <sup>IV</sup> )	—	—	0,99	—	—	0,94	—	—	0,96	—	—	0,82
Si	22,27	47,64	6,85	22,37	47,85	6,94	21,74	46,50	6,75	21,98	47,01	6,93
F	1,11	1,11	0,50	2,11	2,11	0,97	2,35	2,35	1,08	2,38	2,38	1,11
Сумма	55,02	98,71	15,88	55,81	100,12	15,88	55,75	100,27	15,95	54,98	98,84	15,99

\*Расчет при сумме всех катионов, кроме щелочей, равной 13.

\*\*Расчет при сумме катионов, равной 16.

Компоненты	5			6			7			8		
	50/78-4			50/78-5			37/78-4			37/78-10		
	Мет.	Окисл.	Коэф. ф.	Мет.	Окисл.	Коэф. ф.	Мет.	Окисл.	Коэф. ф.**	Мет.	Окисл.	Коэф. ф.**
Na	4,05	5,46	1,52	3,89	5,24	1,45	6,83	9,21	3,46	6,84	9,23	3,40
K	1,38	1,67	0,30	1,43	1,73	0,31	1,52	1,83	0,34	1,49	1,80	0,32
Ca	5,30	7,41	1,13	5,27	7,37	1,13	1,43	2,01	0,31	1,36	1,91	0,29
$\Sigma M(4)+A$	—	—	2,95	—	—	2,89	—	—	4,11	—	—	4,01
Mg	9,50	15,75	3,36	9,47	15,70	3,34	5,28	8,75	1,87	5,07	8,40	1,77
Mn	0,45	0,71	0,07	0,43	0,55	0,07	1,04	1,34	0,16	1,06	1,37	0,16
Fe	9,65	—	1,48	10,20	—	1,56	16,58	—	2,56	17,41	—	2,64
(Fe <sup>2+</sup> )	—	6,45	0,77	—	5,81	0,69	—	—	—	—	—	—
(Fe <sup>3+</sup> )	—	6,66	0,71	—	8,13	0,87	—	23,70	2,56	—	24,89	2,64
Ti	2,08	3,48	0,37	2,02	3,37	0,36	0,88	1,47	0,16	0,99	1,66	0,18
Al	3,02	5,71	0,96	3,02	5,70	0,96	0,91	1,72	0,29	1,14	2,16	0,36
(Al <sup>VI</sup> )	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
(Al <sup>IV</sup> )	—	—	0,96	—	—	0,96	—	—	0,29	—	—	0,36
Si	22,12	47,30	6,76	—	47,06	6,71	22,31	47,72	6,85	22,83	48,83	6,88
F	He опр.	—	—	He опр.	—	—	2,56	2,56	1,16	2,25	2,25	1,00
Сумма	57,56	100,60	15,95	57,73	100,66	15,89	56,78	100,31	16,00	58,19	102,50	16,00

*Примечание.* 1 — из туфобрекчии состава нефелинового мелафнолита; 2,4 — из ороговиканного меланефелинита; 3 — из слюдяно-амфиболовых прожилков в нем; 5,6 — из фенитизированного меланефелинита; 7,8 — из фенитизированного ксенолита туффита в грубозернистом трахитоидном хибините. Микрозондовые анализы. Аналитики А.И. Щепин, Т.И. Голованова.

**Химические формулы амфиболов:**

- 1 —  $(\text{Na}_{0,69}\text{K}_{0,18}\text{Ca}_{1,18}\text{Na}_{0,82})_2(\text{Mg}_{3,73}\text{Fe}_{2,58}^{2+}\text{Mn}_{0,06}\text{Fe}_{0,17}\text{Ti}_{0,46})_2(\text{Si}_{6,85}\text{Al}_{0,99}\text{Fe}_{0,16}^{3+})_2\text{O}_{22}(\text{OH}_{1,50}\text{F}_{0,50})_2$
- 2 —  $(\text{Na}_{0,58}\text{K}_{0,30}\text{Ca}_{1,21}\text{Na}_{0,79})_2(\text{Mg}_{3,43}\text{Fe}_{0,90}^{2+}\text{Mn}_{0,07}\text{Fe}_{0,23}\text{Ti}_{0,37})_2(\text{Si}_{6,94}\text{Al}_{0,94}\text{Fe}_{0,12}^{3+})_2\text{O}_{22}(\text{OH}_{1,03}\text{F}_{0,97})_2$
- 3 —  $(\text{Na}_{0,63}\text{K}_{0,32}\text{Ca}_{1,26}\text{Na}_{0,74})_2(\text{Mg}_{3,68}\text{Fe}_{0,59}^{2+}\text{Mn}_{0,06}\text{Fe}_{0,30}\text{Ti}_{0,37})_2(\text{Si}_{6,75}\text{Al}_{0,96}\text{Fe}_{0,29}^{3+})_2\text{O}_{22}(\text{OH}_{0,92}\text{F}_{1,08})_2$
- 4 —  $(\text{Na}_{0,69}\text{K}_{0,30}\text{Ca}_{1,21}\text{Na}_{0,79})_2(\text{Mg}_{3,64}\text{Fe}_{0,76}^{2+}\text{Mn}_{0,06}\text{Fe}_{0,21}\text{Ti}_{0,33})_2(\text{Si}_{6,93}\text{Al}_{0,82}\text{Fe}_{0,25}^{3+})_2\text{O}_{22}(\text{OH}_{0,89}\text{F}_{1,11})_2$
- 5 —  $(\text{Na}_{0,65}\text{K}_{0,30}\text{Ca}_{1,13}\text{Na}_{0,87})_2(\text{Mg}_{3,36}\text{Fe}_{0,77}^{2+}\text{Mn}_{0,07}\text{Fe}_{0,43}^{3+}\text{Ti}_{0,37})_2(\text{Si}_{6,76}\text{Al}_{0,96}\text{Fe}_{0,28}^{3+})_2\text{O}_{22}(\text{OH},\text{F})_2$
- 6 —  $(\text{Na}_{0,58}\text{K}_{0,31}\text{Ca}_{1,13}\text{Na}_{0,87})_2(\text{Mg}_{3,34}\text{Fe}_{0,69}^{2+}\text{Mn}_{0,07}\text{Fe}_{0,54}\text{Ti}_{0,36})_2(\text{Si}_{6,71}\text{Al}_{0,96}\text{Fe}_{0,33}^{3+})_2\text{O}_{22}(\text{OH},\text{F})_2$
- 7 —  $(\text{Na}_{0,66}\text{K}_{0,34}\text{Ca}_{0,31}\text{Na}_{1,69})_2(\text{Na}_{1,11}\text{Mg}_{1,87}\text{Fe}_{0,00}^{2+}\text{Mn}_{0,16}\text{Fe}_{1,70}\text{Ti}_{0,16})_2(\text{Si}_{6,85}\text{Al}_{0,29}\text{Fe}_{0,86}^{3+})_2\text{O}_{22}(\text{OH}_{0,84}\text{F}_{1,16})_2$
- 8 —  $(\text{Na}_{0,68}\text{K}_{0,32}\text{Ca}_{0,29}\text{Na}_{1,71})_2(\text{Na}_{1,01}\text{Mg}_{1,77}\text{Fe}_{0,00}^{2+}\text{Mn}_{0,16}\text{Fe}_{1,88}\text{Ti}_{0,18})_2(\text{Si}_{6,88}\text{Al}_{0,36}\text{Fe}_{0,76}^{3+})_2\text{O}_{22}(\text{OH}_{1,00}\text{F}_{1,00})_2$

Таким образом, вопреки распространенному мнению вулканыты Часначорр-Юдичвумчоррского блока и аналогичные им породы в других частях массива, не являются нацело преобразованными и фенитизированными. Будучи в той или иной степени метаморфизованными, они все же сохраняют эффузивный или эксплозивный облик, первоначальный химический состав, минеральные ассоциации, что позволяет отличать их от метавулканитов протерозоя и оценить условия, характер и эволюцию палеозойского вулканизма, положившего начало формированию хибинского вулканоплутонического комплекса. Рассмотренные вулканыты являются производными безоливиновой и безмелилитовой нефелинитовой магмы. Излияния меланократовых меланефелинитов последовательно сменялись эксплозиями более кислых и вязких фонолитов, сформировавших толщу пирокластических туфов и туфобрекчий с более меланократовым цементом, а затем излияниями ромбен-порфиров. Средние составы меланефелинитов и фонолитов (в мас.%):  $\text{SiO}_2$  — 43,85 (1,20) и 51,72 (1,17);  $\text{TiO}_2$  — 5,11 (0,42) и 1,75 (0,44);  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 11,65 (1,64) и 21,06 (1,19);  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 4,50 (0,69) и 2,34 (0,39);  $\text{FeO}$  — 7,93 (0,81) и 3,58 (1,11);  $\text{MnO}$  — 0,36 (0,14) и 0,27 (0,03);  $\text{MgO}$  — 6,98 (2,03) и 1,48 (0,44);  $\text{CaO}$  — 8,50 (1,26) и 2,44 (1,05);  $\text{Na}_2\text{O}$  — 5,81 (2,14) и 8,94 (1,30);  $\text{K}_2\text{O}$  — 2,52 (0,53) и 3,80 (0,94);  $\text{P}_2\text{O}_5$  — 0,89 (0,21) и 0,45 (0,09);  $\text{H}_2\text{O}$  — 0,54 (0,23) и 0,29 (0,07);  $\text{F}$  — 0,55 (0,21) и 0,31 (0,11);  $\text{CO}_2$  — 0,27 (0,10) и 0,48 (0,39) соответственно (в скобках  $\sigma$ ). Обращает внимание повышенное содержание углекислоты как по сравнению с кларковым его содержанием для пород массива в целом 0,14% [63], так и главных их типов [28, 49, 71] (в нефелиновых сиенитах 0,03—0,08%  $\text{CO}_2$ , в пойкилитовых нефелиновых сиенитах и мельтейгит-уртигах 0,11—0,18%).

Хибинские вулканыты существенно отличаются от вулканытов палеорифта Осло. Если меланефелиниты Хибин еще можно в какой-то степени сопоставить с меланократовыми пироксеновыми базальтами, лежащими в основании щелочно-базальтовых лавовых потоков района Осло [140], то дальнейшие пути эволюции вулканизма расходятся. Хибинские дериваты изначально были обеднены Ca, Mg, и Fe и обогащены Ti и щелочами; судя по низкому  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -отношению, формирование пород проходило в более восстановительной среде. В дальнейшем эта тенденция усугублялась возрастанием в хибинских фонолитах Si и Al (но содержание Ti падало). Минералогически породы Хибин отличаются отсутствием плагиоклаза и оливина, в большей степени недосыщены  $\text{SiO}_2$ . Составы ромбен-порфиров, будучи рассчитанными на нормативные минералы в системе  $Q\text{-Ne-Ks}$ , оказываются по разные стороны от полевошпатового температурного барьера. Вулканыты Хибин близки к безоливиновым нефелинитам, развитым в пределах континентальных африканских рифтов, например к породам нефелинит-фонолитового вулкана Элгон в Уганде [110]. Однако и в данном случае проявляется рассмотренная выше аномальность химизма хибинских вулканытов: пониженное содержание Ca и Mg, низкое  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -отношение и высокое содержание Ti и щелочей.

## О ПРОИСХОЖДЕНИИ МЕЛЬТЕЙГИТ-УРТИТОВ ХИБИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Выяснение природы мельтейгит-уртитов является одной из узловых проблем. Она имеет и практический интерес, так как с этими породами пространственно (и, очевидно, генетически) связаны известные апатитовые месторождения. Выше уже обсуждалось, что массивные грубозернистые уртиты и ийолиты и полевошпатовые их аналоги с массивной идиоморфнозернистой или пойкилитовой структурой, по-видимому, обязаны своим происхождением процессам постмагматической перекристаллизации трахитоидных мелкозернистых мельтейгит-уртитов. В настоящее время развернулась дискуссия о природе и этих мелкозернистых мельтейгит-уртитов. Предполагалось, что они образуют кольцевую пластовую интрузию, в которой породы разного состава и текстуры либо внедрились в несколько субфаз (частично срезая ранее закристаллизовавшиеся) [45, 47, 70], либо сформировались *in situ* в результате кристаллизационной дифференциации из единой порции щелочно-ультраосновной магмы (с осложнениями, обусловленными внутрикристаллизационной тектоникой) [53, 59, 74]. Последние геологические данные ставят эти выводы под сомнение. Выдвинута, в частности, гипотеза о вторичной природе этих мельтейгит-уртитов, образовании их в результате нефелинизации реликтов древних ультраосновных пород, захваченных нефелин-сиенитовой магмой [35, 77].

Породообразующие минералы трахитоидных мельтейгит-уртитов изучались нами на примере разреза толщи в районе апатитовых месторождений центральной группы. Вместе с аналогичными данными, полученными В.И. Ноздрей (1980) для северо-западного поля и А.А. Арзамасцевым и Т.Н. Ивановой [1] для юго-восточного поля, они могут послужить основой для выяснения реального строения толщи, выявления закономерностей изменения минерального состава пород толщи по ее простиранию, падению и на глубину, а также для генетических построений. К сожалению, объем работы не позволяет рассмотреть имеющийся фактический материал. Ограничимся лишь выводами и свидетельствующими в их пользу аргументами.

Развивая изложенные в данной части работы представления о Хибинском массиве как о сложном вулканоплутоническом комплексе, мы приходим к выводу о первично-вулканогенной природе толщи трахитоидных мельтейгит-уртитов. В пользу этой концепции говорит следующее.

1. Структурно-геологическая позиция пород данной толщи аналогична положению Часначорр-Юдичвумчоррского блока палеозойских вулканитов, Вудьявского блока роговиков и Кукисвумчорр-Эвеслогчоррского блока орговикованных и сиенитизированных сланцев с корундом (PR или PZ). Все они представляют собой брекчированные останцы чужеродных контрастных по составу мелкозернистых пород, зажатые между кольцевыми субинтрузиями нефелиновых сиенитов, выходящие на поверхность или в той или иной степени погруженные в гигантскую вулканическую кальдеру. Во всех случаях внешние лежащие контакты блоков пологие с признаками

активного воздействия расплава на вещество ксенолита. Это выражается в фенитизации, сиенитизации и нефелинизации породы, возникновении в контакте с ней мелкозернистых или порфировых разновидностей, неравновесных, отклоняющихся от типичного облика окружающих нефелиновых сиенитов. Внутренние всеячие контакты блоков крутые, секущие, с инъекциями жильных нефелиновых сиенитов и пегматитов, расщеплением фрагментов ксенолитов по слоистости и их перекристаллизацией, кумулятивным осаждением прослоев темноцветных минералов, титаномагнетита, ильменита, сфена, образованием неоднородных полосчатых нефелиновых сиенитов. С этим согласуется появление в лежащем боку мельтейгит-уртитовой толщи подстилающих ее мелкозернистых нефелиновых сиенитов ("фенитов") и своеобразных переходных "уррито-хибинитов" — массивных, обогащенных нефелином пород с лейстовым ортоклаз-криптопертитом. Объяснимы крутые секущие контакты толщи с льявочорритами, пересечение толщи жильными меланократовыми нефелиновыми сиенитами и пегматитами, образование в мельтейгит-уртитах приконтактных малиньитов, текстурная неоднородность льявочорритов у контакта с толщей. Соглашаются установленные факты дробления и брекчирования пород толщи и апатитовых залежей в них, особенно ярко проявленные на месторождениях юго-восточного поля, цементирование брекчий полевошпатовыми сиенитоподобными и пегматоидными разновидностями, малиньитами. Это однозначно доказывает, что мельтейгит-уртитовая толща — останец древних пород, а не поздняя интрузия.

2. Устанавливается аналогия в структурах и текстурах сопоставляемых пород. Так, в наименее измененных последующими процессами трахитоидных ийолитах наблюдается чередование тонких меланократовых (обогащенных эгирин-диопсидом и катофоритом) и лейкократовых (обогащенных нефелином) слоев, в которых сросшиеся удлиненные зерна пироксена и амфибола образуют вытянутые цепи. Такие же пропласты характерны для туффитов меланефелинитов Часначорр-Юдичвумчоррского блока. Линзовидно-полосчатые ийолиты и апатитовые руды сопоставляются с аналогичной текстурой туфобрекчий, состоящих из линз меланефелинита в фонолитовом цементе. Наконец, блоковые апатитовые руды с гигантокристаллами нефелина сильно напоминают уже упоминавшуюся выше редкую, но прослеживаемую по всей Часначорр-Юдичвумчоррской зоне грубозернистую разность туфобрекчии с крупными прямоугольными обломками нефелинита в меланефелините, описанную впервые А.В. Галаховым [28] с Юмьчорра как "грубозернистый нефелиновый сиенит-порфир". Породы мельтейгит-уртитовой толщи характеризуются наличием плоскостных текстур, что говорит о формировании породы в условиях давления, ориентированного перпендикулярно плоскости напластования. Однако слоистость толщи не горизонтальна, как в породах Илимаусака или Ловозера, а наклонена под углом 30—60°, что совершенно не согласуется с представлениями о гравитационной дифференциации расплава и указывает на изменение первоначального залегания толщи при проседании кальдеры.

3. Наблюдается некоторое сходство в термальном метаморфизме

пород. Так, кроме мелкозернистого амфибола, сокристаллизующегося с пироксеном, и в меланократовых ийолитах и мельтейгитах, и в меланефелинитах и авгит-порфиритах развиваются крупные пойкилобласты катофорита. Это, несомненно, более поздние образования, так как ориентированы они безразлично к слоистости и содержат реликты мелкозернистой породы. Однако сформировались они до стадии фенитизации, в которую катофорит замещался ультращелочным арфведсонитом.

Все вышесказанное доказывает древнее происхождение трахитоидных мельтейгит-уртитов. Но какими были эти древние породы: plutonicкими ультраосновными, подвергшимися затем глобальной нефелинизации, или вулканическими нефелинитами?

Представления о замещаемом ультраосновном субстрате основываются на находках А.В. Галаховым [27] в нефелиновых сиенитах массива реликтов пироксенитов необычного состава с гранатом, мелилитом, монтичеллитом и перовскитом, сопоставимых с каледонскими щелочно-ультраосновными породами Кольского полуострова. Но таких реликтов мало, и, хотя обнаружены они в приконтактной части массива на юге и в связи с вулканитами Часначорр-Юдичвумчоррского блока на западе (то же происхождение, возможно, имеют и породы карбонатитового штока на востоке), вряд ли можно считать обоснованным предположение о полном замещении каледонских ультраосновных пород герцинскими нефелиновыми сиенитами. Но ведь только так можно представить сохранение в средней части нефелин-сиенитового массива огромной мельтейгит-уртитовой дуги протяженностью более 50 км, тем более признаков интенсивной сиенитизации ультраосновных пород в ксенолитах не наблюдалось. С другой стороны, ксенолиты ультраосновных пород в рифтогенных вулканитах могут иметь непосредственно мантийное происхождение. И наконец, предположение о формировании мельтейгит-уртитов путем нефелинизации пироксенитов сталкивается с дополнительными трудностями, поскольку реликты неизменных ультраосновных пород в мельтейгит-уртитовой толще не описаны, хотя изучены десятки тысяч метров керна поисково-разведочных скважин.

Полученные минералогические данные показывают, что составы породообразующих минералов для неизменных пород сравниваемых типов обладают специфическими особенностями. Так, для меланефелинитов—фонолитов Часначорр-Юдичвумчоррского блока характерны существенно магнезиальный пироксен, наиболее близкий по составу к пироксенам ультраосновных пород, и магнезиальный амфибол типа магнезиокатофорита, а из лейкократовых минералов — анортоклаз и нефелин с высоким содержанием Na-составляющей и избыточного  $\text{SiO}_2$ . Для ассоциирующих с ними ромбен-порфиров типичен магнезиальный пироксен с повышенным содержанием геденбергитовой составляющей и флогопит редкой политипной модификации  $2M_1$ , а также анортоклаз и нефелин, аналогичный по составу нефелину меланефелинитов. Для трахитоидных мельтейгит-уртитов свойственен магнезиальный пироксен с повышенным содержанием акмитовой составляющей (эгирин-диопсид) и относительно более железистый катофо-

рит с повышенным содержанием калия. Нефелин также обогащен К-составляющей, но обеднен избыточным  $\text{SiO}_2$ . Полевые шпаты для мельтейгит-уртитов не характерны, но среди ийолитов скв. 541 нами обнаружены включения щелочных трахитов с анортоклазом, отличающимся повышенным содержанием Са и Sr, и железистым биотитом редчайшей (первая находка в СССР) политипной модификации ЗТС.

Хотя минералы сравниваемых пород по химическому составу ближе к пироксенитам, чем к нефелиновым сиенитам, это вряд ли может служить доказательством связи их с ультраосновными породами. Дискретность свойств минералов скорее указывает на индивидуальность рассматриваемых пород, позволяет относить их к разным фазам в эволюции хибинского рифтогенного вулканизма, в том числе выделять самостоятельную фазу излияния нефелинитов — меланефелинитов. Обращает на себя внимание обогащенность этих вулканитов калием. В связи с этим примечательны находки в мельтейгит-уртитовой толще пропластов типичных для вулканитов калиевого ряда псевдолейцититов, первичный лейцит которых разложен с образованием симплектитовых сростаний ортоклаза и кальсилита.

Объясняя образование апатитовых залежей в породах мельтейгит-уртитовой дуги, О.Б. Дудкин с соавт. [35] допускает частичное переплавление, ассимиляцию и перекристаллизацию реликтов древних щелочно-ультраосновных пород нефелин-сиенитовой магмой с выносом фосфора и переотложением апатита в подходящих структурах. Однако это возможно, по-видимому, только в сильно перегретом нефелин-сиенитовом расплаве. Геологические наблюдения показывают, что ксенолиты тугоплавких меланократовых пород не оплавлены и испытали в основном лишь термальный метаморфизм; основные их преобразования относятся к поздней стадии, воздействию щелочных растворов. Нефелинитовая магма, согласно О.Б. Дудкину [34], содержит повышенные концентрации фосфора. Поэтому хибинские нефелиниты могли быть его носителем до высвобождения фосфора в процессе поствагматической нефелинизации (при формировании массивных грубозернистых уртитов).

Завершая данный раздел работы, необходимо еще раз остановиться на луавритах. В ловозерском и илимаусакском комплексах этими очень редкими меланократовыми нефелиновыми сиенитами сложены мощные дифференцированные толщи и крупные секущие их интрузии. Длительная эволюция различных по химизму магматических очагов через 700 млн лет привела к тому же самому результату. Обычно луавриты рассматривают как остаточные, обогащенные щелочными металлами и летучими компонентами расплавы — результат агпаитового порядка кристаллизации нефелин-сиенитовой магмы. Относительно низкая их температура обуславливает субсолюидусную кристаллизацию микроклина и альбита — одновременно двух полевых шпатов. Насыщенность породы щелочами определяют по их отношению к алюминию (коэффициент агпаитности). В луавритах этот коэффициент очень высок, и создается впечатление о резкой пересыщенности этих пород щелочными металлами. Однако это не так: суммар-

ное содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  в лувритах не выше, чем в лейкократовых нефелиновых сиенитах. Своеобразие этих пород в высоком содержании железа и в том, что в щелочной среде оно окисляется до трехвалентного и может выполнять в алюмосиликатах роль алюминия, а кроме того, связывать щелочи в темноцветные минералы. Таким образом, агпаитовые расплавы могут возникнуть как при обогащении нефелин-сиенитовой магмы щелочными металлами, так и при обогащении ее железом.

В Хибинах лувриты ограниченно распространены, внешне отличаются от ловозерских и илимаусакских и более скромно минерализованы. Нам представляется, однако, что эти лувритоподобные породы играют существенную роль в формировании хибинского комплекса. По-видимому, существует непосредственная связь между наиболее крупным телом лувритов, обнажающимся на Кукисвумчорре и в долине р. Кунийок, выходами малиньит-лувритов среди рисчорритов Поачвумчорра и выклинивающимися в рисчорритах жилами луврит-тингуаитов в долине р. Поачвумийок. Разнообразные жилы малиньит-лувритов и меланократовых лувритоподобных нефелиновых сиенитов секут толщу мельтейгит-уртитов, контактирующие с ними рисчорриты, апатитовые залежи. Малиньит-лувриты цементируют апатитовую брекцию в районе Ньоркпахка. Все эти образования содержат лейстовый полевой шпат, эгирин и арфведсонит и отличаются повышенной концентрацией эвдиалита. Малиньиты с пропластами четко трахитоидных лувритоподобных пород слагают зону верхнего контакта мельтейгит-уртитовой толщи под рисчорритами или лувчорритами, местами достигая мощности 300 м. Хотя типичные их разности с пойкилитовым полевым шпатом, скорее всего, возникли в результате калишпатизации мельтейгит-уртитов и генетически сопоставляются с рисчорритами, другие их разности (с лейстовым полевым шпатом) отождествляются с лувритами.

С другой стороны, меланократовые трахитоидные среднезернистые нефелиновые сиениты, местами переходящие в лувриты, обособляются по ступенчатым трещинам отдельности в лувчорритах. Мощный выход похожих пород (так называемых перекристаллизованных нефелиновых сиенитов) известен на контакте фойяитов с рисчорритами Эвслогчоррской зоны и прослеживается на глубину скважинами.

Типоморфные особенности минералов лувритов, малиньитов и меланократовых нефелиновых сиенитов пока еще очень плохо изучены, и минералогические данные сложно использовать для диагностики и расчленения рассматриваемой группы пород. Изучение минералогии малиньит-лувритов становится задачей первостепенного значения, поскольку они каким-то образом связывают между собой нефелиновые сиениты, мельтейгит-уртиты и рисчорриты и в то же время несомненно являются самыми поздними интрузивными образованиями в хибинском комплексе. Мы полагаем, что лувриты представляют собой остаточные порции нефелин-сиенитовых расплавов, отжатые в различные "ловушки" и трещины, заложенные поздней хибинской тектоникой. Разнообразие их обусловлено как различиями в эволюции химизма этих дериватов, так и взаимодействием с различными окружающими породами.

Высокая концентрация щелочных металлов в минералообразующей среде, в соответствии с принципом кислотно-основного взаимодействия, приводит к возрастанию активности всех основных компонентов, что существенным образом сказывается на химическом составе и структуре минералов щелочных комплексов. Расширяются поля устойчивости наиболее основных соединений, что ведет к ранней кристаллизации в породах щелочных алюмосиликатов (нефелина, кальсилита, лейцита, содалита, щелочных полевых шпатов) в ассоциации со щелочными пироксенами и амфиболами. Повышение активности основных и амфотерных компонентов влияет на коэффициенты сокристаллизации и способствует вхождению в минералы Ca, Sr, Ba, TR, Mg, Fe, Mn, Al, Zr, Nb, Ti. Кристаллизуются специфические аксессуарные алюмоцирконо-, ниобо- и титаносиликаты. Наряду с алюминием в  $\text{SiO}_4$ -тетраэдры входит  $\text{Fe}^{3+}$ , которое устанавливается в повышенных концентрациях в нефелине, кальсилите, полевых шпатах, амфиболах, слюдах. Вхождение щелочей в темноцветные минералы понижает температуры их плавления, что обуславливает агапитовый порядок кристаллизации, появление мафических остаточных расплавов, запоздалую кристаллизацию темноцветных минералов на позднемагматическом или постмагматическом этапах формирования пород.

Чтобы кристаллическая структура была устойчивой, необходима общая ее электронейтральность (заряд катионов равен заряду анионов) и сбалансированность валентных усилий в каждой ее точке. Кислотно-основные свойства ионов (сущность которых в различной способности отдавать или удерживать валентные электроны) также должны оказывать влияние на устойчивость структуры. В стабильной структуре основные компоненты максимально скомпенсированы кислотными. Известно, например, что сила кремневых и алюмокремневых кислот увеличивается в зависимости от степени полимеризации кремнекислородных тетраэдров ( $[\text{SiO}_4]^{4-} - [\text{AlSiO}_4] - [\text{AlSi}_2\text{O}_6]^- - [\text{AlSi}_3\text{O}_8]^-$ ) и энергетического усилия комплексообразователя ( $\text{Fe}_{\text{IV}}^{3+} - \text{Al}_{\text{IV}}^{3+} - \text{Si}_{\text{IV}}^{4+}$ ) и усиление кислотности радикалов в силикатах способствует вхождению в структуру в качестве катионов Ca и щелочных металлов.

Можно было бы ожидать, что кристаллизовавшиеся в щелочной среде силикаты с высоким содержанием K и Na должны иметь наиболее высококислотные радикалы. Однако изложенный в работе материал этого не подтверждает. Хотя во многие щелочные минералы в каче-

стве дополнительных анионов, размещающихся в полостях кремнекислородного каркаса, входят такие высококислотные компоненты, как F, Cl и S, компенсирующие влияние щелочных металлов, в рассматриваемых породах наиболее распространены минералы группы нефелина с радикалом  $[\text{AlSi}_3\text{O}_4]$ , диортосиликаты с радикалом  $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$  и разнообразные кольцевые силикаты с радикалами  $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$ ,  $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$  и  $[\text{Si}_9\text{O}_{27}]^{18-}$ , в то время как лейцит —  $\text{KAlSi}_2\text{O}_6$  или полевые шпаты —  $(\text{K}, \text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$  формируются в менее щелочных условиях. Содержание Si не меняется в щелочных пироксенах и даже уменьшается в Mg—Fe слюдах щелочных пород. Лишь в ультращелочных амфиболах параллельно с ростом содержания K и Na увеличивается кремнекислотность и падает глиноземистость, но и в амфиболах, и в слюдах в кремнекислородные тетраэдры входит амфотерное  $\text{Fe}^{3+}$ . С другой стороны, компенсация осуществляется частично уже в катионной части структуры, поскольку основные компоненты Ca, Mg, и  $\text{Fe}^{2+}$  замещаются на щелочной Na и амфотерные  $\text{Fe}^{3+}$ , Al, Ti и даже Zr.

Таким образом, хотя тенденция к равновесию между основными и кислотными компонентами в структурах минералов существует, особенности минералообразующей среды, и в частности эффект кислотно-основного взаимодействия, вносят в нее существенные коррективы. Щелочной характер рассматриваемых минералов не скомпенсирован, чем обусловлена легкая разрушаемость щелочных минералов нейтральными и слабокислыми водами в условиях гипергенеза.

Фактор щелочности нельзя рассматривать отдельно от суммарного эффекта основности—кислотности минералообразующей среды, задаваемой соотношением остальных компонентов в расплаве или растворе. Даже очень высокая концентрация щелочных металлов в кислотной среде не приведет к столь резко повышению активности щелочей, какую можно ожидать при меньшей их концентрации, но в основной или ультраосновной среде. Поэтому в карбонатитах, щелочно-ультраосновных и щелочно-основных породах могут сформироваться минеральные ассоциации, аналогичные или близкие к таковым в высокощелочных породах.

Рассмотренный в работе материал показывает, что одни и те же ассоциации минералов (агпаитовые и ультраагпаитовые) возникают как в пойкилитовых нефелиновых сиенитах, так и в массивных грубозернистых уртитах Хибинского массива. И те и другие образования являются метасоматитами, но формируются по субстрату разной основности: нефелиновые сиениты — более кислые и богаты щелочами, мельтейгит-уртиты — более основные и обеднены щелочами. Постмагматическая перекристаллизация их сопровождается щелочным метасоматозом и десиликацией в обоих случаях, но содержание щелочных металлов наиболее резко возрастает в формирующихся по основным породам уртитах и ювитах, чем в рихсдорритах. Если принять приток щелочей примерно одинаковым, то данное явление может быть объяснено только эффектом кислотно-основного взаимодействия растворов с более основным субстратом.

Аналогичное объяснение может быть предложено для образования своеобразной ультраагпаитовой минерализации содалитовых и нефе-

линовых пойкилитовых сиенитов ловозерского комплекса. Перекристаллизация ксенолитов основных вулканогенных пород при воздействии на них агпаитовой магмы в силу эффекта кислотно—основного взаимодействия должна сопровождаться возрастанием активности всех основных компонентов, в первую очередь щелочей. Это объясняет образование здесь содалита и целой гаммы редчайших высокощелочных минералов.

Рассмотренный нами материал показывает, что ассоциации высокощелочных минералов и соответственно агпаитовые и ультраагпаитовые породы образуются разными способами и на разных стадиях петрогенеза. Типичные агпаитовые породы — луювриты в Ловозере и Илимауске возникли в результате магматической кристаллизации. Эволюция нефелин-сиенитовой магмы в Хибинах привела лишь к очень незначительному развитию этих пород, но луювритоподобные малиньиты известны как контактово-метасоматические образования. Есть основания полагать, что агпаитовая минерализация в нефелиновых сиенитах Хибин сформировалась в результате поздних аутометасоматических, позднемагматических или постмагматических процессов. Щелочные метасоматиты — фениты образовались при взаимодействии нефелин-сиенитовой магмы с метаморфическими и вулканогенно-осадочными породами. Вследствие постмагматической перекристаллизации реликтов древних пород под воздействием агпаитовой магмы (в Ловозере) или высокощелочных растворов (в Хибинах) возникли наиболее высокощелочные ультраагпаитовые образования с комплексом редких специфических минералов.

Детальное изучение химического состава и структуры минералов из пород хибинского комплекса позволило прояснить некоторые моменты истории его формирования. На основании исследований реликтов древних пород, включенных в нефелиновые сиениты, показано, что хибинский комплекс является вулcano-плутоническим. К раннему этапу его развития относится возникновение в рифтогенной зоне, наложенной на архейско-протерозойский фундамент, вероятно, щитового вулкана, сложенного щелочными лавами и туфобрекчиями фонолитов, меланефелинитов и нефелинитов, с подчиненным развитием трахитов (ромбен-порфинов) и трахиандезитов, а возможно, и карбонатитов. Не исключено, что под вулканической толщей архейские гнейсы были фенитизированы; во всяком случае, в связи с вулканитами или непосредственно в щелочных породах наблюдаются многочисленные ксенолиты мелкозернистых нефелиновых сиенитов неясного генезиса. После обрушения и проседания блоков вулканистов в образовавшуюся под ними гигантскую кальдеру началась раскристаллизация заполнявшего ее фонолитового расплава. Она осложнялась неравномерным охлаждением, "экранированием" тепла под блоками вулканистов, накоплением там щелочных и летучих компонентов, вызывающих их фенитизацию и сиенитизацию и влияющих на режим кристаллизации нефелиновых сиенитов, инъекциями магмы по расколам между блоками. Этим объясняется структурно-текстурная и фазовая неоднородность хибинитов, фойяитов и луючорритов, перемежаемость массивных и четко трахитоидных разностей. Агпаитовый

порядок кристаллизации привел к обособлению меланократовых остаточных расплавов, из которых сформировались лувритоподобные породы, и к широкому проявлению поздне-(пост)магматической эгиринизации.

Особое значение для Хибин имели процессы преобразования блока меланефелинитов—нефелинитов, локализованного в средней части массива (область Центральной дуги). Вслед за термальным метаморфизмом, превратившим их в стратифицированные мельтейгитуртиты, вдоль разломов и по ослабленным зонам они были перекристаллизованы в массивные грубозернистые уртиты и ювиты (приконтактные нефелиновые сиениты — в ричорриты). Очевидно, что с этим процессом связано и формирование промышленных апатитовых залежей. При этом отчетливо проявляется литологический контроль: массивные уртиты образуются по трахитоидным и, как правило, подстилают рудные тела. Поэтому необходимо дальнейшее изучение глубинного строения хибинского комплекса — блоки вулканитов аналогичного состава могут быть обнаружены и в других частях массива.

В настоящем исследовании автор пытался показать, что минералогические методы изучения вещества с успехом могут применяться для решения петрогенетических и других геологических проблем и практических задач геологии. Мы считаем, что они имеют даже определенное преимущество перед широко используемыми для этих целей методами классической петрологии и геохимии, потому что минерал как природное химическое соединение является всеобщей формой существования неорганической материи в условиях Земной коры. Поэтому законы, определяющие условия возникновения, существования и преобразования минерального вещества, есть основные законы природы. Вернемся к словам А.Е. Ферсмана, вынесенным в эпиграф, и еще раз подчеркнем аспект конкретности минералогических исследований. Минерал "вообще" — это не минерал, это химическое соединение, предмет изучения химии, а не геологии. Минералогия призвана изучать конкретный минерал в конкретной геологической обстановке. Только в таком содержании она становится жизнеспособным практическим методом геологических исследований.

1. Арзамасцев А.А., Иванова Т.Н. Геология, условия формирования и рудоносность дифференцированного комплекса уртитов-мельтейгитов в Хибинах // Петрология и минерагения щелочных и щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1985. С. 21—31.
2. Батиева И.Д., Бельков И.В., Кравченко М.П. и др. Возраст щелочного массива Суостова на Кольском полуострове // Докл. АН СССР, 1983. Т. 270, N 4. С. 931—933.
3. Блюман Б.А. О сохранности радиогенного аргона в калиевых полевых шпатах различной упорядоченности // Там же. 1975. Т. 223, N 1. С. 189—191.
4. Бородин Л.С., Гладких В.С. Новые данные по геологии и геохимии вулканогенных щелочных пород контозерской свиты // Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. М.: Наука, 1973. С. 48—55.
5. Бородин Л.С., Гладких В.С., Егорова Н.Ф. К петрологии и геохимии эффузивных пород Ловозерского щелочного массива в связи с проблемой его генезиса // Там же. С. 25—48.
6. Боруцкий Б.Е. Химический состав и структурное состояние щелочных полевых шпатов в нефелиновых сиенитах Хибинского массива // Вопросы однородности и неоднородности минералов. М.: Наука, 1971. С. 141—175.
7. Боруцкий Б.Е. Типоформизм породообразующих минералов Хибинского массива // Новые данные о типоморфизме минералов. М.: Наука, 1980. С. 165—177.
8. Боруцкий Б.Е. Идеи академика А.Е. Ферсмана и современные проблемы Хибин // Развитие минералогии и геохимии и их связь с учением о полезных ископаемых. М.: Наука, 1983. С. 40—66.
9. Боруцкий Б.Е. Некоторые аспекты проблемы типоморфизма минералов (по опыту изучения минералов агапитовых нефелиновых сиенитов) // Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций. М.: Наука, 1986. С. 116—124.
10. Боруцкий Б.Е., Боруцкая В.Л., Некрасова Л.П. Щелочные полевые шпаты пойкилитовых нефелиновых сиенитов Хибинского массива // Изоморфизм в минералах. М.: Наука, 1975. С. 246—273.
11. Боруцкий Б.Е., Боруцкая В.Л. К вопросу о влиянии элементов-примесей на Si/Al-упорядочение в структуре калиевого полевого шпата // Упорядочение и распад твердых растворов в минералах. М.: Наука, 1980. С. 5—18.
12. Боруцкий Б.Е., Забавников Н.И., Соколова М.Н. Типы минеральных ассоциаций как показатели основности среды минералообразования пород щелочного комплекса // Геохимия. Минералогия: Междунар. геол. конгр. XXVI сес.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1980. С. 191—199.
13. Боруцкий Б.Е., Иванов В.П., Боруцкая В.Л. Параметры элементарной ячейки щелочных полевых шпатов (натриевых, калиевых, рубидиевых, цезиевых) с различным структурным состоянием // Докл. АН СССР, 1977. Т. 235, N 5. С. 1170—1173.
14. Боруцкий Б.Е., Икорский С.В., Власова Е.В. Определение структурного состояния щелочных полевых шпатов из нефелиновых сиенитов Хибинского массива методом ИК-спектроскопии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. N 5. С. 70—78.

15. *Боруцкий Б.Е., Мартин Р.Ф.* Щелочные полевые шпаты Хибинского массива // Тез. докл. XXVII Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 5. С. 25—26.
16. *Боруцкий Б.Е., Органова Н.И., Марсий И.М.* и др. Кристаллические структуры и Si/Al-упорядоченность адюляра и микроклина из Хибин // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. N 12. С. 96—103.
17. *Боруцкий Б.Е., Органова Н.И., Марсий И.М.* Кристаллическая структура и Si/Al-упорядоченность адюляровидного ортоклаза из пойкилитовых нефелиновых сиенитов Хибинского массива // Там же. 1986. N 6. С. 69—74.
18. *Боруцкий Б.Е., Семенов Е.И.* Полевые шпаты щелочного массива Илимаусак // Тр. Минерал. музея. 1969. Вып. 19. С. 3—11.
19. *Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н., Шлюкова З.В.* Типоморфизм и условия образования минералов и минеральных ассоциаций в щелочных породах Хибинского массива // Состав и структура минералов как показатели их генезиса. М.: Наука, 1978. С. 76—108.
20. *Боруцкий Б.Е., Цепин А.И., Власова Е.В.* Новые данные о хибинском кальсилите // Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1976. Вып. 25. С. 130—133.
21. *Боруцкий Б.Е., Цепин А.И., Кузнецов Ж.М.* Кальсилит из Хибинского массива нефелиновых сиенитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. N 5. С. 132—138.
22. *Буссен И.В., Сахаров А.С.* Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972. 296 с.
23. *Вараксина Т.В., Франк-Каменецкая О.В., Рождественская И.В., Черноморская Е.М.* Уточнение кристаллической структуры низкого альбита // Кристаллохимия и структурная минералогия. Л.: Наука, 1979. С. 37—42.
24. *Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М.* Ловозерский щелочный массив. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 623 с.
25. *Волков В.П., Поляков А.И., Караханова М.И.* Особенности химизма породообразующих минералов дифференцированного комплекса Ловозерского щелочного массива // Геохимия. 1962. N 6. С. 482—489.
26. *Галахов А.В.* Рисчорриты Хибинского щелочного массива. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1959. 169 с.
27. *Галахов А.В.* О проявлении щелочно-ультраосновного магматизма в Хибинских тундрах // Докл. АН СССР. 1966. Т. 170, N 3. С. 657—660.
28. *Галахов А.В.* Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1975. 256 с.
29. *Геохимия континентального вулканизма.* М.: Наука, 1987. 238 с.
30. *Герасимовский В.И.* Геохимия Илимаусакского щелочного массива (Юго-Западная Гренландия). М.: Наука, 1969. 174 с.
31. *Герасимовский В.И., Букин В.И., Кузнецова С.Я., Поляков А.И.* Пороодообразующий нозан из Ловозерского щелочного массива // Докл. АН СССР. 1969. Т. 185, N 4. С. 893—896.
32. *Герасимовский В.И., Волков В.П., Когарко Л.Н.* и др. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966. 395 с.
33. *Дорфман М.Д.* Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолитуртитах горы Юкспор Хибинского массива. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 168 с.
34. *Дудкин О.Б.* Геохимия и закономерности концентрации фосфора в щелочных массивах Кольского полуострова. Л.: Наука, 1977. 204 с.
35. *Дудкин О.Б., Балаганская Е.Г., Арзамасцева Л.В.* К проблеме формирования Хибинских месторождений апатита // Месторождения неметаллического сырья Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1986. С. 4—10.
36. *Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Померанцева Н.Г.* Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. М.: Л.: Наука, 1964. 236 с.
37. *Дудкин О.Б., Минаков Ф.В., Кравченко М.П.* и др. Карбонатиты Хибин. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1984. 98 с.
38. *Егорова-Фурсенко Е.Н.* Контактные роговики и ксенолиты боковых пород в нефелиновых сиенитах Хибинского массива (западная и северо-восточная контактные зоны) // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1939. Ч. 68, вып. 2. С. 287—316.
39. *Елисеев Н.А., Ванидовская А.В., Покровский С.Д.* и др. О палеозое в центральной части Кольского полуострова // Проблемы советской

- геологии. М.: Л.: ОНТИ, 1937. Т. 7, N 4. С. 283—294.
40. *Елисеев Н.А., Ожгинский И.С., Володин Е.Н.* Геологическая карта Хибинских тундр. М.: Л.: ГОНТИ, 1939. 68 с.
  41. *Елисеев Н.А., Федоров Э.Е.* Ловозерский плутон и его месторождения. М.: Изд-во АН СССР, 1953.
  42. *Ефимов А.Ф.* Типохимизм породообразующих темноцветных минералов щелочных пород. М.: Наука, 1983. 256 с.
  43. *Жукова И.А., Гордиенко В.В., Каменцев И.Е., Кауров В.О.* Закономерности изменения структурного состояния калиевого полевого шпата в редкометалльных гранитных пегматитах // Минерал. журн. 1984. N 6. С. 9—18.
  44. *Загородный В.Г., Предовский А.А., Басалаев А.А.* и др. Имандра-Варзугская зона карелид (геология, геохимия, история развития). Л.: Наука, 1982. 280 с.
  45. *Зак С.И., Каменев Е.А., Минаков Ф.В.* и др. Хибинский щелочной массив. Л.: Недра, 1972. 175 с.
  46. *Зырянов В.Н.* Фазовое соответствие в системах щелочных полевых шпатов и фельдшпатоидов. М.: Наука, 1981. 219 с.
  47. *Иванова Т.Н.* Апатитовые месторождения Хибинских тундр. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 282 с.
  48. *Иванова Т.Н., Арзамасцев А.А.* Пойкилитовые нефелиновые смениты Хибин: Геологическая позиция, вещественный состав, перспективы рудоносности // Петрология и минералогия щелочных, щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1985. С. 13—21.
  49. *Иванова Т.Н., Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Поляков К.И.* Ийолит-уртиты Хибинского массива. Л.: Наука, 1970. 179 с.
  50. *Иванова Н.А., Козырева Л.В.* Породообразующий лепидомелан ийолит-уртитов Хибинского массива // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1971. Вып. 8. С. 28—33.
  51. *Икорский С.В.* Органическое вещество в минералах изверженных горных пород: (На примере Хибинского щелочного массива). Л.: Наука, 1967. 120 с.
  52. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981, 160 с.
  53. *Козарко Л.Н.* Проблемы генезиса агпантовых магм. М.: Наука, 1977. 294 с.
  54. *Козарко Л.Н., Крамм У., Блексланд А.* и др. Возраст и происхождение щелочных пород Хибинского массива (изотопия рубидия и стронция) // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, N 4. С. 1001—1004.
  55. *Козарко Л.Н., Крамм У., Грауэрт Б.* Новые данные о возрасте и генезисе щелочных пород Ловозерского массива (изотопия рубидия и стронция) // Там же. 1983. Т. 268, N 4. С. 970—972.
  56. *Козырева Л.В.* К минералогии эруптивных брекчий Хибинского массива // Новые данные по минералогии магматических и метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1986. С. 10—15.
  57. *Козырева Л.В., Макрецова А.В.* Новые данные по магнетитно-железистым слюдам Хибинского массива // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1967. вып. 5. С. 221—224.
  58. *Кононова В.А.* Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. М.: Наука, 1976. 214 с.
  59. *Кравченко С.М., Беляков А.Ю., Маева М.М.* Скрытая расслоенность ийолит-уртитового комплекса Хибинского массива // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, N 3. С. 759—762.
  60. *Криштофович А.П.* Верхнедевонские растения из северо-восточной части Ловозерских тундр Кольского полуострова // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1937. N 4. С. 693—699.
  61. *Кузнецов Ж.М.* К морфологии пойкилитовых калиевых полевых шпатов горы Юкспор Хибинского массива // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1972. Ч. 101, вып. 5. С. 246—263.
  62. *Куплетский Б.М.* Петрографический очерк Хибинских тундр // Тр. Ин-та по изучению Севера. Л.: 1928. Вып. 39. С. 76—203.
  63. *Кухаренко А.А., Ильинский Г.А., Иванова Т.Н.* и др. Кларки Хибинского щелочного массива // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1968. Ч. 97, вып. 2. С. 133—149.
  64. *Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г.* и др. Каледонский комплекс

- ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии: (Геология, петрология, минералогия и геохимия). М.: Недра, 1965. 772 с.
65. *Дитвин А.Л.* Кристаллохимия и структурный типоморфизм амфиболов. Киев: Наук. думка, 1977. 235 с.
  66. Магматические горные породы. Т. 2. Щелочные породы. М.: Наука, 1984. 415 с.
  67. Магматические формации СССР. Л.: Недра, 1979. Т. 1. 318 с.; Т. 2. 279 с.
  68. *Маракушев А.А.* Петрогенез и рудообразование. М.: Наука, 1979. 263 с.
  69. *Марфунин А.С.* Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 277 с.
  70. *Минаков Ф.В., Каменев Е.А., Калинин М.М.* Об исходном составе и эволюции ийолит-уртитовой магмы Хибинского массива // Геохимия. 1967. № 8. С. 901—915.
  71. Минералогия Хибинского массива / Под ред. Ф.В. Чухрова. М.: Наука, 1978. Т. 1. 228 с.; Т. 2. 586 с.
  72. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр / Под ред. А.Е. Ферсмана и др. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 563 с.
  73. Минеральные месторождения Кольского полуострова / Под ред. Г.И. Горбунова. Л.: Наука, 1981. 272 с.
  74. Новые хибинские апатитовые месторождения / Под ред. Е.А. Каменева, Д.А. Минеева. М.: Недра, 1982. 182 с.
  75. *Паикратов С.П.* К вопросу о химическом составе пироксенов Хибинского щелочного массива // Вестн. ЛГУ. Сер. 1. 1984. № 6, вып. 1. С. 93—96.
  76. *Патрис А., Мак-Коннелл Дж.* Основные черты поведения минералов. М.: Мир, 1983. 304 с.
  77. *Перекрест И.И., Смирнов В.В.* Геологическая и структурная позиция апатитового месторождения Снежный цирк // Структурный контроль оруднения и магматических и метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1985. С. 13—22.
  78. *Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д.* Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 288 с.
  79. *Платонов А.Н.* Природа окраски минералов. Киев: Наук. думка, 1976. 264 с.
  80. *Поляков К.И.* Пироксены и амфиболы ийолит-уртитов Хибинского массива // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1969. Вып. 7. С. 108—119.
  81. *Поляков А.И., Костецкая Е.В.* Пойкилитовые содалитовые сиециты Ловозерского щелочного массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 6. С. 16—25.
  82. *Попов А.С.* К вопросу о палеозойском вулканизме Кольского п-ва // Докл. АН СССР. 1967. Т. 174. № 1. С. 173—176.
  83. Рентгенография основных типов породообразующих минералов / Под ред. В.А. Франк-Каменецкого. Л.: Недра, 1983. 359 с.
  84. *Руденко С.А.* К генезису апатитовых месторождений Хибинского массива // Зап. ЛГИ. 1964. Т. 47, вып. 2. С. 49—70.
  85. *Руденко С.А.* Основные закономерности процесса формирования пегматитовых пород и пегматитов в щелочных массивах // Минералогия и генезис пегматитов. М.: Недра, 1965. С. 271—288.
  86. *Самсонова Н.С.* Минералы группы нефелина. М.: Наука, 1973. 152 с.
  87. *Семенов Е.И.* Минералогия щелочного массива Илимаусак (Южная Гренландия). М.: Наука, 1969. 165 с.
  88. *Семенов Е.И.* Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972. 307 с.
  89. *Семенов Е.И., Быкова А.И.* Бериллосодалит // Докл. АН СССР. 1960. Т. 133, № 5. С. 1191—1193.
  90. *Сендеров Э.Э., Бычков А.М., Лебедев Е.Б., Дорфман А.М.* Влияние вхождения натрия на равновесную степень порядка моноклиньных калиевых полевых шпатов // Геохимия. 1981. № 2. С. 195—207.
  91. *Серебрицкий А.И., Барабанов В.Ф., Сергеев А.В., Шапкина Ю.С.* Нефелин пород юго-восточного сектора Хибинского массива // Вестн. ЛГУ. Сер. 7. 1986. Вып. 1. С. 3—11.
  92. *Сняткова О.Л., Пронягин Н.И., Маркитахина Т.М., Евстафьев А.С.* Новые данные о структурном положении уртит-ийолит-мельтейгитов в нефелиновых сиенитах Хибинского массива // Месторождения неметаллического сырья Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1986. С. 11—17.
  93. *Соколова М.Н.* Типоморфизм мине-

- ралов ультраабитовых ассоциаций. М.: Наука, 1986. 118 с.
94. *Солодовникова Л.Л.* Полевые шпаты Кукисвумчоррского месторождения // К минералогии постмагматических процессов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1959. С. 7—72.
  95. *Соседко Т.А., Орлова М.П.* К методике рентгеноструктурного исследования труднодиагностируемых нефелин-кальциевых пород // Рентгенография минерального сырья. Л.: Недра, 1973. Вып. 9. С. 123—127.
  96. Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций / Под ред. Н.В. Петровской. М.: Наука, 1986. 167 с.
  97. *Титов В.Н., Руденко С.А., Козловский А.Д., Кузнецов Ж.М.* О происхождении уртитов Хибинского щелочного массива // Зап. ЛГИ. 1971. Т. 60, вып. 2. С. 19—25.
  98. *Тихоненков И.П.* Нефелиновые сиениты и пегматиты северо-восточной части Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 247 с.
  99. *Тихоненкова Р.П.* Фениты Хибинского массива // Редкометалльные метасоматиты щелочных массивов. М.: Наука, 1967. С. 5—94.
  100. *Тихоненкова Р.П.* Новые данные о составе и возрасте Ловозерской свиты Кольского региона // Докл. АН СССР. 1972. Т. 203, N 4. С. 903—906.
  101. *У Ли Жень.* Петрология нефелиновых пород района Кукисвумчорр-Поачвумчоррского суббулкана Хибин (на Кольском полуострове): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1958. 16 с.
  102. *Уйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
  103. *Федотов Ж.А.* Метавулканы синклирной зоны Имандра—Варзуга // Первичная природа и геохимия метаморфических пород докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1979. С. 38—52.
  104. *Ферсман А.Е.* Полезные ископаемые Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1941. 245 с.
  105. *Флоровская В.Н., Теплицкая Т.А., Зезин Р.Б., Овчинникова Л.И.* Об окраске и люминесценции гагманита // Докл. АН СССР. 1965. Т. 163, N 2. С. 450—453.
  106. Химический и минеральный состав пород центральной части Хибинского щелочного массива. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1987. 138 с.
  107. *Шаблинский Г.Н.* К вопросу о глыбинном строении Хибинского и Ловозерского плутонов // Тр. Ленингр. о-ва естествоиспыт. 1963. Т. 24, вып. 1. С. 41—43.
  108. *Шемановская О.Е., Козырева, Л.В., Малашкина В.Т.* К минералогии магнезиально-железистых слюд из фойзитов Хибинского массива // Щелочные породы Кольского полуострова и их апатитность. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1978. С. 81—99.
  109. *Шлюкова З.В.* Минералогия контактовых образований Хибинского массива. М.: Наука, 1986. 96 с.
  110. *Щелочные породы* / Под ред. Х. Сёрнсена. М.: Мир, 1976. 400 с.
  111. *Barrer R.M., Hinds L.* Ion-exchange in crystals of analcime and leucite // J. Chem. Soc. 1953. N 6. P. 1879—1890.
  112. *Bøggild O.B.* The mineralogy of Greenland // Medd. Grønland. 1953. Bd. 149, N 3. S. 1—422.
  113. *Debron G.* Contribution a l'étude des reactions d'échange des ions alcaline et alcaline-terreux dans les feldspathoïdes // Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr. 1965. Vol. 88, N 1. P. 69—96.
  114. *Dal Negro A., De Pieri R., Quarenzi S., Taylor W.H.* The crystal structures of nine K-feldspars from Adamello massif (Northern Italy) // Acta Crystallogr. 1978. B. 34, pt 9. P. 2699—2707.
  115. *Donney G.Ph. D., Schairer J.F., Donnay J.D.H.* Nepheline solid solutions // Miner. Mag., 1959. Vol. 32, N 245. P. 93—109.
  116. *Ferguson J.* Geology of the Ilimaussaq alkaline intrusion, South Greenland // Medd. Grønland. 1964. Bd. 172, N 4. S. 1—82.
  117. *Ferguson J.* The differentiation of agpaitic magmas; the Ilimaussaq intrusion, South Greenland // Canad. Miner. 1970. Vol. 10, pt 3. P. 335—349.
  118. *Ferry J.M., Blencoe J.G.* Subsolidus phase relations in the nepheline-kalsilite system at 0.5, 2.0 and 5.0 kbar // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 11/12. P. 1225—1240.
  119. *Fudali R.F.* Experimental studies bearing on the origin of pseudoleucite and associated problems of alkalic rock system // Bull. Geol. Soc. Amer. 1963. Vol. 74, N 9. P. 1104—1121.
  120. *Hamilton E.I.* The geochemistry of the

- northern part of the Ilimaussaq intrusion S.W. Greenland // *Bull. Grnlands geol. Unders.* 1964. N 42. P. 1—104.
121. *Kononova V.A., Shanin L.L.* On possible application of nepheline for alkaline rock dating // *Bull. Volcanol.* 1971. Vol. 35, pt 1. P. 251—264.
  122. *Larsen L.M.* Clinopyroxenes and coexisting mafic minerals from the alkaline Ilimaussaq intrusion, South Greenland // *J. Petrol.* 1976. Vol. 17. P. 258—290.
  123. *Luth W.C.* Analysis of experimental data on alkali feldspars: unit cell parameters and solvi // *Proc. NATO Adv. Study Inst. on Feldspars.* Manchester: Univ. press, 1974. P. 249—296.
  124. *Martin R.F.* The alkali feldspar solvus: the case for a first order break on the K-limb // *Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr.* 1974. Vol. 97, N 2/5. P. 346—355.
  125. *Orville P.M.* Unit-cell parameters of the microcline-low albite and sanidine-high albite solid solution series // *Amer. Miner.* 1967. Vol. 52, N 1/2. P. 55—86.
  126. *Ross M., Takeda H., Wones D.R.* Mica polytypes: systematic description and identification // *Science.* 1966. N. 151. P. 191—193.
  127. *Sahama Th.G.* Kalsilite in lavas of Nyiragongo // *J. Petrol.* 1960. Vol. 1, N 2. P. 146—169.
  128. *Sahama Th.G.* Perthite-like exsolution in the nepheline-kalsilite system // *Norsk. Geol. Tidss.* 1962. Bd. 42, H 2. The Feldspar Volume. P. 168—179.
  129. *Smith K.L., McLaren A.C.* TEM investigation of a Microcline from a Nepheline Syenite // *Phys. and Chem. Miner.* 1983. Vol. 10, N 2. P. 69—76.
  130. *Smith J.V.* Feldspar minerals. Heidelberg, N.Y.: Springer, 1974. Pt 1: Crystal structure and physical properties. 627 p.; Pt 2: Chemical and textural properties. 690 p.
  131. *Smith J.V., Tuttle O.F.* The nepheline-kalsilite system. 1. X-ray data for the crystalline phases // *Amer. J. Sci.* 1957. Vol. 255, N 4. P. 282—305.
  132. *Sørensen H.* Beryllium minerals in a pegmatite in the nepheline syenites of Ilimaussaq, S.W. Greenland. Copenhagen, 1960.
  133. *Sørensen H.* On the occurrence of steenstrupine in the Ilimaussaq massif, Southwest Greenland // *Medd. Grønland.* 1962. Bd 167, N 1. S. 1—251.
  134. *Sørensen H.* Rhythmic igneous layering in peralkaline intrusions: An essay review on Ilimaussaq (Greenland) and Lovozero (Kola, USSR) // *Lithos.* 1969. Vol. 2. P. 261—283.
  135. *Sørensen H.* Internal structures and geological setting of the three apaitic intrusions — Khibina and Lovozero of the Kola Peninsula and Ilimaussaq, South Greenland // *Canad. Miner.* 1970. Vol. 10. P. 299—334.
  136. *Stewart D.B., Ribbe P.H.* Structural explanation for variations in cell parameters of alkali feldspar with Al/Si-ordering // *Amer. J. Sci.* 1969. Vol. 267-A. The Schairer Volume. P. 444—462.
  137. *Stewart D.B., Wright T.L.* Al/Si-order and symmetry of natural potassic feldspars and the relationship of strained cell parameters to bulk composition // *Bull. Soc. fr. minér. et cristallogr.* 1974. Vol. 97, N 2/5. P. 356—377.
  138. *Takeda H., Ross M.* Mica polytypism: dissimilarities in the crystal structures of coexisting 1M and 2M<sub>1</sub> biotite // *Amer. Miner.* 1975. Vol. 60, N 11/12. P. 1030—1040.
  139. The Ilimaussaq intrusion, South Greenland: A progress report on geology, mineralogy, geochemistry and economic geology / Ed. J. C. Bailey et al. // *Rapp. Grønlands geol. unders.* 1981. N 103. P. 1—130.
  140. The Oslo paleorift / Ed. J.A. Dons, B.T. Larsen, Trondheim etc.: Universitetsforl., 1978. 199 s.
  141. *Ussing N.V.* Geology of the country around Julianehaab, Greenland // *Medd. Grønland.* 1912. Bd 38. S. 1—426.
  142. *Waldbaum D.R., Thompson J.B. (Jr.)* Mixing properties of sanidine crystalline solutions. 2. Calculations based on volume data // *Amer. Miner.* 1968. Vol. 53, N 11/12. P. 2000—2017.
  143. *Whittaker E.J.W., Muntus R.* Ionic radii for use in geochemistry // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1970. Vol. 34, N 9. P. 945—956.
  144. *Wright T.L.* X-ray and optical study of alkali feldspar. 2. An X-ray method for determining the composition and structure state from measurement of 2θ values for three reflections // *Amer. Miner.* 1968. Vol. 53, N 1/2. P. 88—104.

# ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Таблица I

Структуры фазового распада в иризирующем щелочном полевоом шпате из пойкилитовых нефелиновых сиенитов Ловозерского массива

Электронно-микроскопические темнопольные изображения (при действии рефлекса  $g=40\bar{2}$ ) ромбовидных (*a*) и зигзагообразных (*z*) ламелей *Ab*-фазы, сдвойникованных по альбитовому закону, в ортоклазе. Микроскоп "JEM-100C с приставкой "Кевекс"-5100; *b* — микродифракционная картина, ориентация кристалла [102]; *e* — энергодисперсионный спектр образца

Таблица II

Ортоклаз-микроклиновые превращения в иризирующем щелочном полевоом шпате пойкилитовых нефелиновых сиенитов Ловозерского массива

*a* — электронно-микроскопическое темнопольное изображение (при действии рефлекса  $g=26\bar{4}$ ), ориентировка кристалла [201]; *b* — микродифракционная картина; *e* — энергодисперсионный спектр образца

Таблица III

Формы выделения щелочного полевого шпата в породах Хибинского массива

*1* — кристалл калиево-натриевого полевого шпата в фойяитах, уплощенный по (010), с хорошо развитыми гранями (001) (110), (1 $\bar{1}$ 0) и слабо развитыми (201), (11 $\bar{1}$ ), (1 $\bar{1}$  $\bar{1}$ ). Увел. в 1,5 раза; *2* — порфиновый вкрапленник калиево-натриевого полевого шпата с хорошо видимой зональностью роста в среднезернистых трахитоидных хибинитах (гора Тахтарвумчорр). Натуральная величина; *3* — кристаллы существенно калиевого ортоклаза с хорошо развитыми гранями (001), (201), (010), слабо развитыми (110), (1 $\bar{1}$ 0) в пустотке среди пойкилитовых нефелиновых сиенитов (гора Расвумчорр). Увел. в 3 раза

Таблица IV

Доказательства диффузионного перемещения натрия в щелочных полевых шпатах в постмагматических условиях

*1* — коррозия включенной в микропертит сдвойникованной лейсты альбита в ходе собирательной перекристаллизации продуктов фазового распада; видна одинаковая ориентировка ямок коррозии и пертитовой структуры микропертита; *2* — "ельчатые" новообразования полисинтетически сдвойникованного альбита в плоскости срастания бавенских двойников щелочного полевого шпата; альбитовые новообразования нарастают на обособления *Na*-фазы микропертита в "своем" двойниковом индивиде (в той же ориентировке) и одновременно врастают в "чужой" двойниковый индивид (игнорируя его ориентировку). Обр. 560 — полевой шпат эгирин-полевошпатовой жилы в среднезернистых трахитоидных хибинитах (гора Петрелиуса). Увел. 60, николи скрещены; *3* — возникновение внутри единого монокристалла щелочного полевого шпата участков пертита с различной микроструктурой (слева — микроклин-криптопертит,  $2V=70\div 72^\circ$ , справа — ортоклаз-микропертит,  $2V=56\div 62^\circ$ ) Обр. 606 — эгирин-полевошпатовая жила в хибинитах (гора Часначорр). Увел. 30, николи скрещены

Таблица V

Микроклин-микропертиты в нефелиновых сиенитах Хибинского массива

*1* — рентгенограмма качения вокруг оси *b* по методу Дж. В. Смита и В. С. Мак-Кензи. Неотфильтрованное *Su*-излучение. Обр. 1066 — щелочной полевой шпат из грубозернистых трахитоидных хибинитов (гора Юмьчорр). Расщепление дифракционных пятен калиевой и натриевой фаз пертита соответствует двойникованию по альбитовому закону. На врезке (показанные стрелками) увеличенные группы рефлексов (442) и (242); *2* — микрофотография обр. 1066. Увел. 30, николи скрещены. Светлое — сдвойникованная *Ab*-фаза, темное — две системы альбитовых двойников *K*-фазы. В калишпате  $2V=69\div 75^\circ$ ,  $c:N_x=9\div 12^\circ$ ; *3*, *4* — микроструктуры щелочного полевого шпата жильных пегмати-

тов в нефелиновых сиенитах. Увел. 30, николи скрещены: 3 — обр. 464 — гора Петрелиуса. В калишпате  $2V=80\pm 81,5^\circ$ ,  $c:N_g=16-17^\circ$ ; 4 — обр. 385 — Западный перевал Петрелиуса. В калишпате  $2V=78\pm 81^\circ$ ,  $c:N_g=13-18^\circ$

Таблица VI

Существенно калиевые микроклины в нефелиновых сиенитах Хибинского массива

1 — рентгенограмма качания вокруг оси *b* с расщеплением дифракционных пятен, соответствующим двойникованию К-фазы по альбитовому закону; отражения натриевой фазы отсутствуют. Обр. 830 — "шахматный" микроклин из эгирин-полевошпатового пегматита (гора Юдичвумчорр); 2 — микрофотография обр. 830. Увел. 30, николи скрещены; 3 — псевдомикроклиноватая решетка (двойникование только по альбитовому закону) в микроклине из эгирин-полевошпатового пегматита в альбитизированных трахитоидных хибинитах (гора Петрелиуса). Обр. 570. Увел. 70, николи скрещены. Светлое — лейсты альбита; 4 — "вуалевый" микроклин из пегматитовой жилы в трахитоидных хибинитах (гора Тахтарвумчорр). Обр. 1190. Увел. 30, николи скрещены. Небольшое количество (~10%) *Ab*-фазы (светлое) не фиксируется на рентгенограмме

Таблица VII

Ортоклаз-криптопертиты в нефелиновых сиенитах Хибинского массива

1 — рентгенограмма качания вокруг оси *b* субмикроскопического пертита (оптически гомогенный участок в криптопертите). Обр. 1064 — ксенолит пегматитового щелочного полевого шпата в дайке шонкнита (гора Часначорр). Крестообразное расщепление рефлексов Na-фазы соответствует альбит-периклиновому закону двойникования; К-фаза моноклинна; 2 — микрофотография обр. 1064. Увел. 70, николи скрещены. Темное — субмикроскопический пертит. Для калишпата  $2V=70\pm 72^\circ$ ,  $c:N_g=0$ ; 3 — рентгенограмма качания криптопертита из массивных пироксеновых фойяитов ядра массива. Обр. 1328 (гора Партомпор, долина р. Каскаснюнок). Расщепление рефлексов Na-фазы соответствует альбитовому двойникованию, К-фаза моноклинна; 4 — микрофотография обр. 1328. Увел. 30, николи скрещены. Для К-фазы  $2V=64\pm 67^\circ$ ,  $c:N_g=0$

Таблица VIII

Хибинский анортоклаз

Рентгенограммы качания вокруг оси *b*. 1 — обр. 1575 — щелочной полевой шпат из приконтактных хибинитов (гора Северный Лявочорр). Расщепление рефлексов Na-фазы соответствует альбитовому закону двойникования; отражения К-фазы расщеплены на три рефлекса, косо ориентированные по отношению к положению альбитовых или периклиновых двойников. В калиевой фазе  $2V=80\pm 85^\circ$ ,  $c:N_g=0$ ; 2 — эталонная рентгенограмма качания анортоклаза с двойникованием типа "Т" по Дж.В. Смит и В.С. Мак-Кензи [130] (отражения  $\text{CuK}\beta$  отфильтрованы)

Таблица IX

Постмагматические преобразования в щелочных полевых шпатах в зоне контакта среднезернистых трахитоидных хибинитов с пойкилитовыми нефелиновыми сиенитами Хибинского массива

1 — реликты микропертита с полисинтетически двойникованной *Ab*-фазой внутри кристалла ортоклаза, в пегматите среди рисчорритов (гора Петрелиуса). Обр. 593. В калишпате  $2V=55\pm 64^\circ$ ,  $c:N_g=0$ ; 2 — реликты микропертита внутри кристалла ортоклаза, в пегматите вблизи контакта с рисчорритами (гора Тахтарвумчорр). Обр. 909. В калишпате микропертитового участка  $2V=64\pm 68^\circ$ ,  $c:N_g=3-6^\circ$ , в криптопертитовом участке  $2V=60\pm 61^\circ$ ,  $c:N_g=0$ ; 3 — коррозия и переотложение альбита в виде "прожилков", ориентированных вдоль трещинок спайности (001). Обр. 585 — трахитоидный хибинит вблизи контакта с рисчорритами (гора Петрелиуса). В калишпате  $2V=63\pm 45^\circ$ ,  $c:N_g=0$ ; 4 — "прожилковый" альбит, ориентированный вдоль трещинок спайности (001) в ортоклазе; рисчорриты вблизи контакта с трахитоидными хибинитами. Обр. 592 (гора Петрелиуса). В калишпате  $2V=53\pm 67^\circ$ ,  $c:N_g=0$ . Все микрофотографии: увел. 30, николи скрещены

Таблица X

Формы выделения кальсилита в пойкилитовых нефелиновых сиенитах Хибинского массива

1 — изометричные зерна кальсилита в ассоциации с калиевым полевым шпатом и нефелином в ювите месторождения Юкспор. Сканирование под электронным микроскопом "Самеса", MS-46 в обратных электронных ( $e^-$ ) и рентгеновских лучах  $\text{NaK}\alpha$  и  $\text{KK}\alpha$ .  $300\times 300$  мкм; 2 — симплектитовые агрегаты калиевого полевого шпата и кальсилита в рисчорритах, подстилающих мельтейгит-уртвитовую толщу; скв. 541. Увел. 30, николи полускрещены; 3 — симплектитовые агрегаты калиевого полевого шпата и кальсилита в рисчорритах, покрывающих мельтейгит-уртвитовую толщу; месторождение Апатитовый цирк Расвумчорра. Увел. 30, николи полускрещены

### Таблица XI

Контактные взаимоотношения между зерном пироксена и симплектитовым агрегатом калиевого полевого шпата и нефелина

Обр. 541/1592. 200×200 мкм. Сканирование под электронным микрондомом "Сатеса", MS-46 в обратных электронах и лучах СаКа, MgKa, FeKa, KKa и NaKa. 1 — зерно пироксена; 2 — полевой шпат симплектита; 3 — нефелин симплектита; 4 — нефелиновая кайма по контакту пироксена с симплектитом

### Таблица XII

Симплектитовые агрегаты калиевого полевого шпата и нефелина

Обр. 541/1035. 200×200 мкм. Сканирование под электронным микрондомом "Сатеса", MS-46 в обратных электронах и лучах KKa и NaKa

### Таблица XIII

Дактилоскопические агрегаты калиевого полевого шпата и нефелина

Обр. 541/1611. а — сканирование под электронным микрондомом "Сатеса", MS-46 в обратных электронах и лучах KKa и NaKa. 200×200 мкм; б, в — микрофотографии агрегатов. Увел. 30, николи скрещены

### Таблица XIV

Включения кальсилита в зернах нефелина в ювите нижней части мельтейгит-уртитовой толщи месторождения Партомчорр (скв. 980, 1368 м) под просвечивающим электронным микроскопом "JEM"-100С

1 — форма частиц в препарате; 2 — электрограмма, отражающая плоскость (010)\* обратной решетки (наличие нечетных рефлексов 001, запрещенных в пространственной группе P6<sub>3</sub>, обусловлено вторичной дифракцией); 3 — энергодисперсионный спектр кальсилита, полученный на микроприставке "KeveX"-5100; 4 — для сравнения — энергодисперсионный спектр нефелина

### Таблица XV

Включения лейцита в зернах нефелина в ювите нижней части мельтейгит-уртитовой толщи месторождения Партомчорр (скв. 980, 1368 м) под просвечивающим электронным микроскопом "JEM"-100С

1 — микрофотография включений лейцита в нефелине. Увел. 630, николи скрещены; 2 — форма частиц лейцита в препарате; 3 — энергодисперсионный спектр лейцита, снятый на микроприставке "KeveX"-5100; 4—6 — электрограммы, отражающие плоскости обратной решетки соответственно (001)\*, (013)\* и (413)\* (кольцевые рефлексы от внутреннего стандарта — тонкодисперсного золота)

### Таблица XVI

Полииты биотитов из пород Хибинского массива. Данные электронной микродифракции  
1 — 1 М; 2 — 2 М; 3 — смесь сосуществующих полиитов 1 М и 2 М; 4 — триклинный трехслойный биотит ЗТС (обр. 541/1104)

# ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ.....	3
------------------	---

## *Часть I*

ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЫСОКОЩЕЛОЧНЫХ ПЛУТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ.....	6
Ловозерский щелочной комплекс.....	9
Илимаусакский щелочной комплекс.....	18
Хибинский щелочной комплекс.....	22

## *Часть II*

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ, КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И ТИПОМОРФИЗМ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ВЫСОКОЩЕЛОЧНЫХ ПЛУТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ.....	32
Щелочные полевые шпаты.....	32
Полевые шпаты ловозерского комплекса.....	38
Полевые шпаты илимаусакского комплекса.....	47
Полевые шпаты хибинского комплекса.....	54
Нефелин.....	85
Сравнительные данные изучения нефелина ловозерского и илимаусакского комплексов.....	86
Нефелин в породах хибинского комплекса.....	89
Кальсит — типоморфный минерал пойкилитовых нефелиновых сиенитов хибинского комплекса.....	90
Лейцит — первая находка в агпайтовых породах.....	95
Содалит.....	100
Пироксены.....	107
Сравнительные данные изучения пироксенов ловозерского и Илимаусакского комплексов.....	110
Пироксены хибинского комплекса.....	112
Амфиболы.....	116
Амфиболы ловозерского и илимаусакского комплексов.....	120
Амфиболы в породах хибинского комплекса.....	121
Слюды.....	134
Слюды в породах ловозерского и илимаусакского комплексов.....	134
Типоморфизм слюд в породах хибинского комплекса.....	135
Трехслойный триклинный биотит ЗТС из Хибинского массива.....	148

## *Часть III*

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ В РЕШЕНИИ ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ И ПРОБЛЕМ.....	153
Породообразующие минералы и вопросы геохронологии хибинского щелочного комплекса.....	153
Породообразующие минералы — индикаторы следов рифтообразования в хибинском комплексе.....	164
О происхождении мельтейгит-уртитов хибинского комплекса.....	197
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	202
ЛИТЕРАТУРА.....	206
ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ.....	212

Научное издание

БОРУЦКИЙ Борис Евгеньевич  
ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ  
ВЫСОКОЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Утверждено к печати  
Ордена Трудового Красного Знамени  
Институтом геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии АН СССР

Редактор *Т.Г. Осадчая*  
Художник *В.В. Овчинников*  
Художественный редактор *В.В. Алексеев*  
Технический редактор *Г.И. Астахова*  
Корректор *Л.А. Агеева*

Набор выполнен в издательстве  
на электронной фотонаборной системе

ИБ № 37059

Подписано к печати 16.05.88. Т — 00124  
Формат 60 X 90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Гарнитура Таймс. Печать офсетная  
Усл.печ.л. 13,5 + 1,5 вкл. Усл.кр.-отт. 15,3  
Уч.-изд.л. 18,2. Тираж 650 экз. Тип. зак. 307  
Цена 3 р. 80 к.

Ордена Трудового Красного Знамени  
издательство "Наука"  
117864 ГСП-7, Москва В-485,  
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

Б. Е. БОРУЦКИЙ

5013

# ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ ВЫСОКОЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Типоморфные особенности минералов высокощелочных магматических комплексов рассмотрены на примере агапитовых пород Хибин, Ловозера (Кольский полуостров) и Илимаусака (Южная Гренландия). Они обусловлены не только экстремально высокой щелочностью сформировавших их расплавов и растворов, но и конкретным сочетанием факторов минералообразования в исследованных регионах. Это позволяет использовать минералогические данные как индикаторы петрогенеза и рудообразования для воссоздания условий образования и последующего преобразования пород, поиска рудных месторождений.

