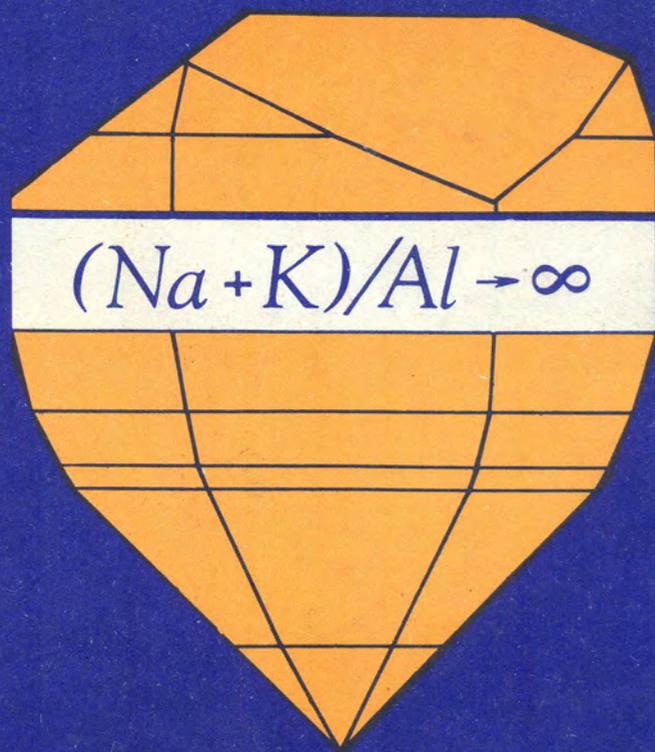


А. П. Хомяков

МИНЕРАЛОГИЯ  
УЛЬТРААГПАИТОВЫХ  
ЩЕЛОЧНЫХ  
ПОРОД



·Наука·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ  
И КРИСТАЛЛОХИМИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR  
MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR  
INSTITUTE OF MINERALOGY, GEOCHEMISTRY  
AND CRYSTAL CHEMISTRY OF RARE ELEMENTS

Сорогому товарищу и коллеге  
Валерию Васильевичу  
4.10.1990г.

А.Н. Кошмант



A.P. KHOMYAKOV

MINERALOGY  
OF HYPERAGPAITIC  
ALKALINE  
ROCKS

Responsible editor  
doctor of geologic-mineralogical sciences  
E.I. SEMENOV

MOSCOW  
"NAUKA"  
1990



A.П. ХОМЯКОВ

МИНЕРАЛОГИЯ  
УЛЬТРААГПАИТОВЫХ  
ЩЕЛОЧНЫХ  
ПОРОД

Ответственный редактор  
доктор геолого-минералогических наук  
Е.И. СЕМЕНОВ

МОСКВА  
"НАУКА"  
1990

Минералогия ультраагпаитовых щелочных пород / Хомяков А.П. — М.: Наука, 1990. — 200 с. — ISBN 5-02-003242-5

На примере Ловозерского и Хибинского массивов дано первое в мировой и отечественной литературе систематизированное описание не затронутых выветриванием ультраагпаитовых пегматитов и гидротермалитов, для которых характерны: обилие минералов, растворимых в воде или легко изменяющихся в атмосферных условиях, чрезвычайное разнообразие минеральных видов, тесная пространственная и парагенетическая связь с месторождениями редкометалльно-фосфатного сырья. Около 100 минералов этих пород представляют собой новые минеральные виды, первые находки в СССР и на Кольском п-ове.

Для минералогов, геохимиков, петрографов, геологов, специалистов по месторождениям щелочных формаций.

Ил. 28. Табл. 29. Библиогр. : 320 назв.

Рецензенты Ю.А. Пятенко, Р.М. Яшина

Редактор Т.Б. Гришина

The book provides the first in the Soviet and world literature systematic description of hyperagpaite pegmatites and hydrothermalites not altered by the weathering which are widespread in deep zones of the Khibina and Lovozero massifs. These rocks are characterised by abundance of mineral soluble in water and easily altered under the atmospheric conditions, extraordinary diversity of mineral species, close relation to rare-metal-phosphate deposits. About 100 of the minerals of these rocks represent new mineral species, first findings in the USSR or in the Kola Peninsula.

For mineralogists, geochemists, petrologists, geologists, specialists on deposits of alkaline formations.

1804020000-163  
Х 042(02)-90 376-90, I полугодие

© А.П. Хомяков, 1990

ISBN 5-02-003242-5

## ВВЕДЕНИЕ

Среди формаций щелочных изверженных пород, продуктивных в отношении широкого спектра полезных ископаемых, особое место занимают агпаитовые нефелиновые сиениты<sup>1</sup>, массивы которых достигают размеров порядка 300–1000 км<sup>2</sup>. Несмотря на то что во всем мире выявлено только 10–15 подобных массивов, именно с редкими массивами агпаитовой формации, а не с сотнями относительно мелких интрузий миаскитовых нефелиновых сиенитов, связаны месторождения почти половины элементов таблицы Менделеева — фосфора, алюминия, ниобия, тантала, циркония, цериевых и иттриевых редких земель, стронция, галлия и др.

Рассматриваемые массивы, как правило, сильно дифференцированы, и в них наряду с породами нормальной и повышенной щелочности представлены весьма специфические пегматоидные породы (уссингитовые, содалитовые и др.), пересыщенные щелочными, летучими и редкими элементами. На Кольском полуострове (Хибины, Ловозеро) и в Гренландии (Илимаусак) эти породы, выделяемые автором как ультраагпаитовые пегматиты и гидротермалиты<sup>2</sup>, сопровождают известные месторождения редкометалльного и фосфатного сырья, а также образуют самостоятельные штоки и пластообразные тела с повышенными содержаниями широкой гаммы ценных компонентов. Отличительной особенностью ультраагпаитовых пород является чрезвычайное разнообразие минералов, многие из которых легко растворяются или изменяются в атмосферных условиях. В составе этих пород автором и другими исследователями установлено несколько десятков новых минералов, причем все они могут рассматриваться как индикаторы особых условий эндогенного минералообразования, способствующих формированию рудных концентраций различных элементов. Важная роль ультраагпаитовых пород как индикаторов и носителей оруденения, а также неповторимое своеобразие минерального состава этих пород стимулировали постановку работ по их всестороннему изучению.

Настоящая работа в основном посвящена вопросам минералогии ультра-

<sup>1</sup>Одной из важнейших петрохимических характеристик нефелиновых сиенитов является коэффициент агпаитности  $K_a = (Na + K)/Al$ , по величине которого эти породы принято разделять на агпаитовые ( $K_a > 1$ ) и миаскитовые ( $K_a < 1$ ).

<sup>2</sup>В данной работе термин "ультраагпаитовые" распространяется как на сегрегации специфических ультращелочных минералов, так и в целом на породы, содержащие подобные минералы в качестве важной составной части. Для краткого обозначения тех и других образований используется условно принятый автором термин "ультраагпаиты". Ряд исследователей [17, 18 и др.] выделяют эти породы как "ультращелочные", используя термин более широкого применения.

агпатитовых пород в Хибинском и Ловозерском массивах. Изучение этих массивов, вместе образующих гигантский, площадью около 2000 км<sup>2</sup>, Хибино-Ловозерский комплекс, продолжается уже столетие, что нашло отражение в трудах нескольких поколений геологов, геохимиков и минералогов — В. Рамзая, А.Е. Ферсмана, Б.М. Кушлетского, Н.А. Елисеева, К.А. Власова, Е.И. Семенова, О.Б. Дудкина, Л.Н. Когарко. Итоги более чем полувекового планомерного минералогического изучения данных объектов, начатого в 1920–1935 гг. экспедициями Академии наук СССР под руководством А.Е. Ферсмана, подведены в монографии Е.И. Семенова "Минералогия Ловозерского щелочного массива" [142] и коллективным двухтомном труде "Минералогия Хибинского массива" [109].

В результате детальных работ, проведенных минералогами различных организаций, в пределах рассматриваемых массивов были открыты редкометалльно-фосфатные месторождения, выявлены многочисленные поля и тела пегматитовых и гидротермальных дериватов, в которых обнаружено большое число новых и редких минералов, превосходящих по своему разнообразию любой другой массив или месторождение мира. Тем не менее даже и в этих хорошо изученных массивах продолжается нарастание темпов открытия новых минералов. Так, из 90 новых минеральных видов, открытых в массивах за всю историю их исследования, более половины установлены за последние 20 лет, почти все — в составе ультраагпатитовых пегматитов и гидротермалитов. В выяснение минералогических особенностей этих пород наряду с работами автора и других сотрудников ИМГРЭ — Е.И. Семенова, Е.М. Еськовой, Ю.Л. Капустина — существенный вклад внесли исследования Б.Е. Боруцкого, М.Н. Соколовой, З.В. Шлюковой (ИГЕМ АН СССР), И.В. Буссен, А.С. Сахарова, О.Б. Дудкина, Ю.П. Меньшикова, Л.В. Козыревой (Геологический институт Кольского научного центра АН СССР) и М.Д. Дорфмана (Минералогический музей АН СССР).

В основу настоящей монографии положен минералогический материал, собранный автором в Ловозерском и Хибинском массивах при документации и опробовании керна буровых скважин, горных выработок, естественных обнажений. Эти работы осуществлялись автором в составе специального организованного и возглавлявшегося им на протяжении более 10 лет экспедиционного отряда. Кроме летних полевых работ, проводились систематические посещения массивов в зимний период, что дало возможность оперативно обследовать свежевскрытые проявления ультраагпатитовой минерализации, обнаружить и изучить значительное число минералов, устойчивых в естественных атмосферных условиях.

В результате выполненных исследований автором впервые установлено широкое распространение не затронутых выветриванием проявлений ультраагпатитов в глубоких зонах Ловозерского и Хибинского массивов и проведено их детальное изучение. При этом: открыто более 50 новых минеральных видов и значительное число минералов, ранее не отмечавшихся на территории СССР, общий список минералов Хибин и Ловозера расширен более чем на 100 названий, для многих минералов сделаны повторные находки и установлены новые типы парагенезисов; изучено явление наследования кристаллических структур при псевдоморфизации ультращелочных титаносиликатов и их аналогов и разработаны основанные на

принципе наследования критерии восстановления первичного минерального состава пород и руд по вторичным продуктам; на физико-химической основе объяснена тесная пространственная и парагенетическая связь ультращелочной минерализации с месторождениями редкометалльного и фосфатного сырья и разработаны новые критерии для поисковой минералогии; на материале автора расшифрованы кристаллические структуры нескольких десятков минералов, что позволило открыть значительное число ранее неизвестных структурных типов, выявить общие особенности строения и структурного типоморфизма минералов, объяснить наличие у многих из них ярко выраженных ионообменных и других полезных технических свойств; выполнены разработки по использованию ряда природных минералов в качестве эффективных сорбентов при сухой очистке газов от вредных примесей; в кадастр полезных ископаемых Хибинского массива внесено Тахтарвумчоррское месторождение келдышита — нового вида минерального сырья для производства цирконосиликатных сорбентов и ионообменников; выявлен новый генетический тип эндогенной содовой минерализации.

Данные о новых минералах использованы при формировании банка диагностических констант для автоматизированных систем диагностики минералов и при создании справочников "Спектры люминесценции минералов" [35] и "Типоморфизм минералов" (А.И. Гинзбург и др., 1989 г.). В учебном процессе используются данные о минералах, вошедшие в курсы минералогии, а также эталонные коллекции новых минералов, переданные автором ряду университетов и институтов.

Значительное число новых минералов исследовано автором совместно с аспирантами и преподавателями МГУ, сотрудниками других научных и учебных учреждений. Результаты этих исследований нашли отражение в ряде докторских (Б.С. Горобец, Д.Ю. Пушаровский) и кандидатских (Г.Д. Илюшин, О.Г. Карпов, В.М. Кутик, Себаис Милуд, Чинь Тхи Ле Тхы) диссертаций. Успешному выполнению данной работы в значительной мере способствовал опыт минералогических исследований, накопленный автором в 50-е и 60-е годы при изучении месторождений и рудопроявлений редких элементов в щелочных массивах Тувы, Енисейского края, Украины, Урала, Средней Азии, Прибайкалья, Якутии, КНР<sup>1</sup>.

Монография состоит из четырех глав, введения и заключения и в значительной мере повторяет структуру докторской диссертации автора [199], посвященной минералогии ультраагпатитовых пород; диссертационная работа выполнена в лаборатории минералогии ИМГРЭ при постоянных консультациях и тесном сотрудничестве с заведующим лабораторией, профессором Е.И. Семеновым.

При проведении полевых работ большую помощь автору оказали руководители геологической службы и геологи производственных организаций А.М. Амбарников, И.Г. Аргамаков, Б.Л. Коробов, К.А. Иванов, А.Н. Мерьяков, И.И. Кудряшов, А.С. Деревцов, Н.К. Золотухин, Е.А. Камнев, В.П. Павлов, Ф.В. Минаков, А.С. Фаныгин. Ряд образцов для диагности-

<sup>1</sup> В этих объектах автором открыты, или изучены, ряд новых минералов: баратовит  $KLi_3Ca_7Ti_2Si_{12}O_{36}F_2$ , дарапиозит  $KNa_2LiMnZrSi_2O_{30}$ , магбасит  $KBaMg_6(Al, Sc)Si_2O_{22}F_2$ , тихоненковит  $SrAlF_4OH \cdot H_2O$ , бурпалит  $Na_2CaZrSi_2O_7F_2$ ; впервые для территории СССР описан брестерит  $SrAl_2Si_6O_{16} \cdot 5H_2O$ .

ки и исследования был представлен автору В.И. Степановым, Ю.С. Кобяшевым, И.М. Тимошенковым, П.М. Уткиным, В.П. Власюком, А.Д. Тимченко, А.С. Подлесным, М.Ф. Коробицыным.

Детальные исследования минералов проводились автором совместно с сотрудниками аналитических и методических лабораторий, а также лаборатории кристаллохимии ИМГРЭ (А.В. Быковой, М.Е. Казаковой, Г.Е. Черепивской, З.Т. Катаевой, А.В. Мартыновой, Ю.А. Пятенко, А.А. Воронковым, В.Б. Александровым, Н.Г. Шумяцкой, З.В. Пудовкиной, Р.А. Александровой, Т.А. Куровой, Н.М. Черницовой, В.В. Капшовым, Н.Г. Угрюмовой, Л.Г. Логиновой, И.М. Куликовой, О.М. Георгиевской, С.И. Лебедевой, В.Ф. Недобой, Н.С. Шацкой), ИГЕМ АН СССР (И.П. Лапутиной, Г.Н. Муравичской, Н.А. Матвеевой, Г.О. Пилояном, Б.Б. Звягиным, З.В. Врублевской, Е.С. Рудницкой, Е.В. Власовой, Т.Л. Евстигнеевой, Г.Л. Васильевой, Е.А. Кориной), ЦНИГРИ (С.М. Сандомирской), ВИМСа (Г.Н. Нечелюстовым, Н.И. Чистяковой, Б.С. Горобцом, М.Л. Гафтом, В.И. Кузьминым), Института кристаллографии АН СССР (Ю.А. Малиновским, Р.К. Расцветаевой, Г.Д. Илюшиным), МГУ (Е.А. Победимской, Д.Ю. Пушаровским, Ю.К. Егоровым-Тисменко, Е.В. Соколовой, Н.А. Ямновой, Г.И. Дороховой, Т.Н. Надежиной и др.), Института Литосферы АН СССР (Ю.А. Борщевским, В.В. Ермиловым и др.), ИГФМ АН УССР (А.С. Поваренных, А.М. Калининченко), институтов геологии Азербайджанской ССР (А.Д. Халиловым), Коми филиала АН СССР (Н.П. Юшкиным), Кольского научного центра АН СССР (Л.И. Полежаевой, Ю.П. Меньшиковым, Н.А. Елиной, Е.П. Федотовой, А.Ю. Бахчисарайцевым, О.А. Залкиндром), университетов Копенгагена (Дж. Г. Ронсбо) и Пизы (С. Мерлино, Н. Перкиацци, М. Пазеро).

При подготовке работы к печати учтены замечания Л.С. Бородина, А.В. Волошина, В.В. Герасимовского, А.А. Годовикова, О.Б. Дудкина, Л.Н. Когарко, С.М. Кравченко, А.В. Лапина, А.Е. Лисицына, Б.Н. Литвина, А.С. Марфунина, Д.А. Минеева, В.С. Попова, Ю.А. Пятенко, Е.В. Свешниковой, Н.А. Солодова, Л.К. Яхонтовой, Р.М. Яшиной. Большую помощь в обработке материала оказала Е.Е. Шелехова.

Всем перечисленным товарищам автор выражает свою глубокую благодарность.

## Глава I

### УЛЬТРААГПАИТОВЫЕ ПОРОДЫ — СУЩЕСТВЕННО НОВЫЙ ТИП ПЕГМАТОИДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В МАССИВАХ АГПАИТОВЫХ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ

Ловозерский и Хибинский массивы обычно рассматриваются в одном ряду с массивом Илимаусак в Южной Гренландии как примеры классических провинций агпаитовых нефелиновых сиенитов, характеризующихся отношением  $(Na + K)/Al > 1$ , обогащенностью летучими и редкими элементами, присутствием в числе типоморфных минералов щелочных титано- и цирконосиликатов. Термином "агпаитовые" В.И. Герасимовский (1939, 1956 гг.) и ряд других исследователей наряду с магматическими породами обозначают обладающие теми же особенностями пегматитовые дериваты нефелиновых сиенитов. Е.И. Семенов [140–144, 147] относит к агпаитовым целые интрузивные комплексы либо отдельные типы пегматитовых и гидротермальных дериватов, формирование которых сопровождалось существенным развитием агпаитовой минерализации на отдельных стадиях петрогенетического процесса.

Несмотря на то что вопросам классификации нефелиновых сиенитов и их дериватов на основе химизма пород и типоморфизма минералов посвящено большое число работ [24, 32, 109, 140, 282, 317 и др.], эти вопросы разработаны еще недостаточно, тем более в отношении массивов агпаитовой формации. Разнообразие минералов в этих массивах оказалось настолько значительным, что для выделения типов внутри данной группы требуется привлечение дополнительных критериев. К тому же здесь основная часть характерных минералов связана не с магматическими породами к которым обычно применяется термин "агпаитовые", а с поздне- и послемагматическими дериватами, в которых алюмосиликаты нередко играют подчиненную роль и величина отношения  $(Na + K)/Al$  утрачивает свое индикаторное значение.

В подобных случаях индикатором степени агпаитности могут служить содержание в минералах и породах наиболее сильных оснований или отношение  $(Na + K + Ca + Sr) : (Al + Fe^{3+} + Ti)$ . На основе последнего А.И. Гинзбургом и А.М. Портновым (1966 г.) выделена минеральная ассоциация, занимающая промежуточное положение между типичными агпаитовыми и типичными миаскитовыми ассоциациями. В работах [8, 9, 109, 161], базирующихся главным образом на изучении хибинского материала, предлагается различать три типа минеральных ассоциаций нефелиновых сиенитов — миаскитовый, агпаитовый и ультраагпаитовый. При этом используется целый набор типоморфных признаков минералов, в том числе показатель их основности, а понятия "агпаитовые" и "ультраагпаитовые" сопоставляются как таксономически равноценные. С последним, однако, нельзя согласиться по той причине, что термин "агпаитовый" был введен

его автором Н. Уссингом как раз для обозначения пород массива Илимаусак с его особой минералогической и геохимической спецификой, которые в соответствии с критериями цитированных работ должны быть отнесены к типичным ультраагпаитовым, т.е. ультраагпаитовые ассоциации правомерно рассматривать лишь как часть агпаитовых ассоциаций. Более универсальный подход к обсуждаемой проблеме предложен Е.И. Семеновым [140, 142, 144, 147, 149 и др.], который учитывает влияние на формирующиеся минеральные ассоциации активностей как главных оснований пород (Na, K, Ca), так и летучих компонентов (F, OH), а в качестве меры активности этих компонентов принимает их содержание в различных минералах, в том числе амфиболах. Раздельный учет активностей щелочных и летучих компонентов позволил Е.И. Семенову разработать весьма подробную схему расчленения нефелин-сиенитовых дериватов с выделением среди них ультракалиевых и ультранатриевых типов.

В наших работах [186, 190, 195] при расчленении нефелин-сиенитовых дериватов первостепенное внимание уделяется типоморфизму редкометалльных и акцессорных минералов, прежде всего многочисленных амфосиликатов с общей формулой  $A_xM_ySi_pO_q$ , где A = Na, K и другие сильные основания, M = Ti, Nb, Zr, Вe и другие "заместители" алюминия. Индикатором щелочности среды образования подобных минералов является их щелочной модуль  $K_{alk} = \frac{x \cdot 100}{x + y + p}$  — процентное содержание наиболее

основных катионов группы А в сумме катионов химической формулы, по величине которого агпаитовые нефелиновые сиениты и их дериваты могут быть условно разделены на следующие 4 типа [195, 199]<sup>1</sup>: 1 — ультраагпаитовый ( $K_{alk} > 40\%$ ), 2 — высокоагпаитовый ( $\approx 35-40\%$ ), 3 — среднеагпаитовый ( $\approx 25-35\%$ ), 4 — низкоагпаитовый ( $\approx 15-25\%$ ). Последний является переходным к дериватам миаскитового типа ( $K_{alk} < 15\%$ ), для которых присутствие щелочных амфосиликатов не является характерным.

#### ПОЛОЖЕНИЕ УЛЬТРААГПАИТОВЫХ ПОРОД В ОБЩЕЙ СХЕМЕ НЕФЕЛИН-СИЕНИТОВЫХ ДЕРИВАТОВ

Классификация нефелин-сиенитовых дериватов, основанная на типоморфизме важнейших групп редкометалльных, акцессорных и породообразующих минералов, представлена в табл. 1, которая составлена с учетом новейших данных по минералогии ультраагпаитов Хибино-Ловозерского комплекса. Агпаитовые дериваты разделены на 4 типа. Границы между ними условны, однако в ряде случаев они надежно устанавливаются по смеси минералов-индикаторов или по наличию реакционных взаимоотношений между определенными минералами.

Весьма надежным индикатором принадлежности минеральных комплек-

<sup>1</sup> Дериваты агпаитового типа обычно характеризуются исключительной пестротой минерального состава. Поэтому в данной классификации учитываются преимущественно минералы с максимальными значениями  $K_{alk}$ .

Таблица 1. Типоморфные минералы нефелин-сиенитовых дериватов

Типы дериватов	Редкометалльные и акцессорные минералы	Главные темно- и светлоцветные минералы	
Агпаитовые Ультраагпаитовые (1) $K_{alk} > 40\%$	Цирсиналит (ловозерит) Казаковит (тисиналит) Вуоннемит (эпистолит) Ломоносовит (мурманит) Витусит, фосинаит, стенструпин, сидоренкит, олимшит, тугтупит, расвумит, эрдит	Li-арфведсонит Гакманит Уссингит Анальцим Натродэвин Натросилит Натрит Виллиомит	
	Высокоагпаитовые (2) $K_{alk} = 35-40\%$	Паракеддышит (кеддышит) Лейфит	Эвдиалит Лампрофиллит Лопарит Лоренценит Сейдозерит Астрофиллит
Среднеагпаитовые (3) $K_{alk} = 25-35\%$	Гейдоннеит Илерит Эпидидимит	Апатит Титанит	Li-арфведсонит Эгирин Энигматит
	Низкоагпаитовые (4) $K_{alk} = 15-25\%$	Эвдиалит Ловенит Бритолит Лейкофан	Апатит Титанит Пиррохлор
Миаскитовые $K_{alk} < 15\%$	Ортит Эшинит Корунд Шорломит	Циркон Ильменит Флюорит Кальцит	Содалит Нефелин Анальцим Канкринит Виллиомит КПШ
			Арфведсонит Эгирин Биотит Катофорит Авгит Биотит
			Нефелин Нозеан КПШ Анальцим Канкринит
			Гастингсит Авгит Биотит
			Нефелин КПШ Альбит Канкринит

Примечание. Таблица составлена с учетом данных В.И. Герасимовского, Е.И. Семенова, Х. Соренсена и др.; в скобках вторичные минералы унаследованного состава.

сов к ультраагпаитовому типу является наличие в их составе цирсиналита. Это наиболее богатое натрием соединение циркония из всех известных в природе ( $K_{alk} = 43\%$ ). Установлено, что цирсиналит в основной массе не является первичным минералом, как предполагалось ранее [67], а представляет продукт изменения менее щелочного цирконосиликата эвдиалита ( $K_{alk} = 25\%$ ), по которому он развивается с образованием каевок или полных псевдоморфоз [188, 185, 187, 189]. Развитие бесцветного или бледноокрашенного цирсиналита по кристаллам и зернам ярко-красного эвдиалита — легко запоминающийся признак, указывающий на резко повышенную щелочность среды, при которой существование эвдиалита невозможно. Равноценное индикаторное значение имеют псевдоморфозы ловозерита по эвдиалиту.

Важную группу типоморфных минералов в дериватах 1 типа составляет семейство ломоносовита, включающее наиболее щелочные из всех известных в природе соединения титана и ниобия ( $K_{alk} = 50-55\%$ ). Их роль определяется сравнительно широкой распространенностью в ультра-

агпаитовых дериватах при отсутствии в дериватах других типов, легкостью визуальной диагностики, однозначностью связи между щелочными и гидратными аналогами, сравнительно высокой устойчивостью последних в зонах эпитермального и гипергенного изменения пород. В составе светлоцветных минералов ультраагпаитов заметную роль играют наименее кислотные адденды —  $S^{2-}$  (в гакманите),  $CO_3^{2-}$  (в натродэвине), а в амфиболах параллельно с натрием накапливаются Li и F. Специфическими минералами дериватов данного типа являются уссингит — алюмосиликат с самой высокой агпаитностью ( $Na/Al = 2$ ) и натросилит — самый богатый натрием природный силикат. Наличие большой группы водорастворимых минералов — солей слабых кислот и сильных оснований — уникальная особенность пегматитов и гидротермалитов I типа.

Дериваты 2 высокоагпаитового типа содержат в качестве наиболее щелочных типоморфных минералов паракелдышит ( $K_{alk} = 40\%$ ) и эвдиалит ( $K_{alk} = 25\%$ ). Для этих цирконосиликатов, часто образующих совместные выделения в породе, реакционные взаимоотношения не характерны. Оба они представлены совершенно свежими зёрнами или частично замещены терскитом ( $K_{alk} = 36\%$ ), гейдоннеитом, илеритом (33%) и другими щелочными цирконосиликатами. В дериватах 3 и 4 типов эвдиалит сосуществует или находится в реакционных взаимоотношениях с цирконосиликатами менее щелочными, чем паракелдышит. Эти типы связаны постепенными взаимопереходами и различаются менее отчетливо, чем типы 1 и 2. Столь же неотчетлива граница между низкоагпаитовым и миаскитовым типами. Следует отметить, что по многим особенностям дериваты 1 и 2 типов очень тесно примыкают друг к другу, в связи с чем в настоящей работе они рассматриваются в рамках единой группы ультраагпаитовых пегматитов и гидротермалитов. Выделенные дериваты, однако, в основном слагаются субщелочными алюмосиликатами и часто имеют валовый коэффициент агпаитности, близкий к единице. Поэтому в качестве главного признака ультраагпаитовых пород предлагается использовать наличие в них соответствующих типоморфных минералов табл. 1. Указанным критерием автор руководствовался при отнесении к ультраагпаитовым пород широко варьирующего состава — существенно уссингитовых, гакманитовых, анальцитовых, канкринитовых, натролитовых, полевошпатовых, эгириновых, арфведсонитовых, натросилитовых, щелочно-карбонатных, виллиомитовых и т.п.

Несколько замечаний об использовании терминов "порода", "пегматиты" и "гидротермалиты". Ультращелочные минералы рассматриваемых образований имеют чрезвычайно растянутый температурный диапазон кристаллизации и концентрируются не только в пегматитах и гидротермалитах, но и в интеркумулясе массивных магматических пород. Вместе с тем строгие критерии для разделения изученных образований на магматические, пегматитовые и гидротермальные отсутствуют, поскольку известно (см. гл. II), что с понижением температуры ультращелочные магмы могут переходить в гидротермальные растворы постепенно, без критических явлений. Первый из указанных выше терминов применяется в данной работе преимущественно в общем значении, т.е. для всей совокупности ультраагпаитовых образований, в отдельных случаях для обозначения массивных магматических пород с относительно равномерной вкрапленностью ультра-

щелочных минералов, второй — главным образом для крупнозернистых жильных и шпировидных обособлений, третий — для поздних жильных образований и измененных пород с гидроалюмосиликатами.

#### ПРОЯВЛЕНИЯ УЛЬТРААГПАИТОВЫХ ПОРОД В ГЛУБОКИХ ЗОНАХ МАССИВОВ

В настоящем разделе приведено систематизированное описание ультраагпаитовых пегматитов и гидротермалитов, вскрытых на глубоких горизонтах массивов. Условно выделены восемь типов — эталонных представителей, на которые даются ссылки при изложении материала в последующих главах работы. Для понимания особенностей локализации описываемых образований приводятся краткие сведения по геологии района исследований.

Хибино-Ловозерский комплекс объединяет два уникальных по своим размерам щелочных массива — Хибинский (1327 км<sup>2</sup>) и Ловозерский (650 км<sup>2</sup>). Массивы герцинского возраста, залегают в докембрийских гнейсах и сланцах и содержат в кровле многочисленные ксенолиты метаморфизованных эффузивно-осадочных пород палеозойского возраста. Оба массива (рис. 1, 2) имеют форму кольцевых конических интрузий и, по геофизическим данным, продолжают на глубину свыше 8–10 км. Каждый из них является сложным интрузивом центрального типа, сформировавшимся в несколько интрузивных фаз.

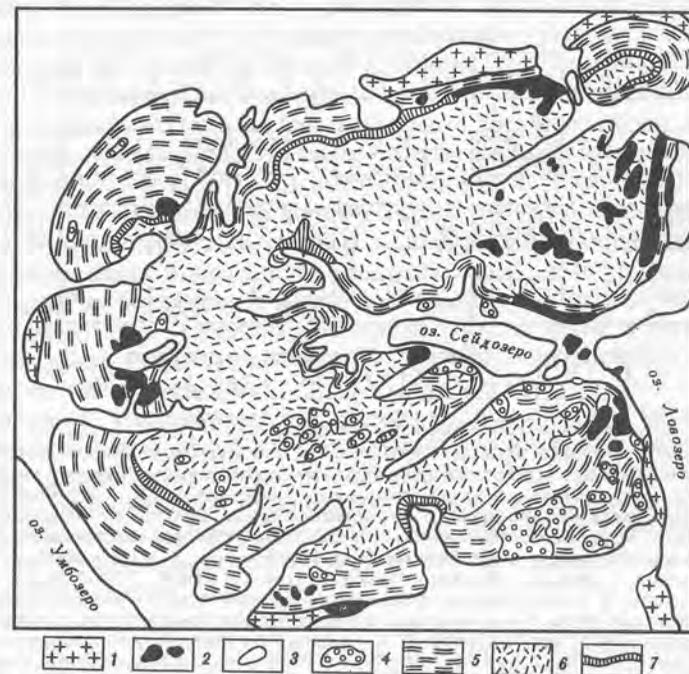
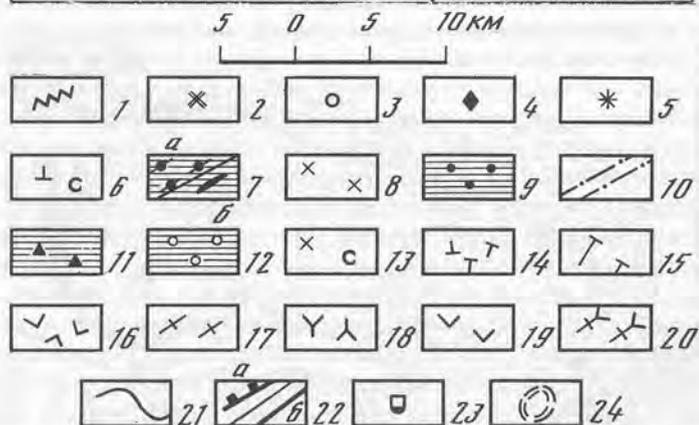
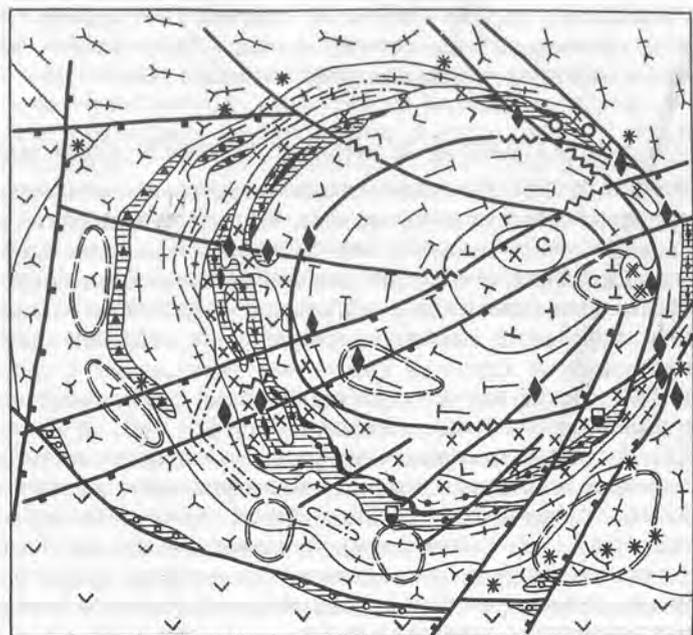


Рис. 1. Геологическая схема Ловозерского массива, по [75]

1 — вмещающие породы (гнейсы); 2 — ксенолиты ловозерской свиты; 3 — современные отложения; 4 — породы I фазы, содалитовые сиениты; 5 — породы дифференцированного комплекса (II фаза); 6 — породы эвдиалитового комплекса (III фаза); 7 — порфиридные лувриты (III фаза)



Р и с. 2. Геологическая карта Хибинского массива, по [151]

1–6 – карбонатный комплекс (III фаза): 1 – катаклазиты и карбонатные брекчи с апатитовой и др. минерализацией, 2 – карбонатиты кальцитовые и манганкальцитовые, 3 – взрывные брекчи основного–ультраосновного и карбонатного состава, 4 – щелочные лампрофиров, 5 – ультраосновные породы, 6 – предполагаемые карбонатные и карбонатно-силикатные породы с богатой содовой минерализацией, а также содалитсодержащие нефелиновые сиениты и уртиты; 7–12 – комплекс нефелиновых сиенитов – уртитов–ийолитов–мельтейгитов (II фаза): 7 – Главная продуктивная интрузия: а – расслоенные уртит–ийолит–мельтейгиты, б – апатит–нефелиновые и апатит–сфеновые руды, 8 – рихсчорриты и пойкилитовые ювиты (гибридные породы), 9–12 – сателлитовые тела и апофизы, 9 – ийолиты и мельтейгиты с апатит–сфеновой минерализацией, установленные на поверхности, 10 – породы сателлитовой интрузии, предполагаемые на глубине по геофизическим данным, 11 – крупноглыбовая брекчия мезомеланократовых пород с ювитовым цементом, 12 – микроаббро–нориты, ийолиты, мельтейгиты, оливиновые шонкниты, среднезернистые нефелиновые сиениты; 13–18 – комплекс агпаитовых нефелиновых сиенитов (I фаза): 13–15 – фойяиты; 13 – пироксеновые, содалит–канкринитовые, 14 – эгирин–арфведсонитовые массивные

Согласно [32], Ловозерский массив сформировался в четыре интрузивные фазы: I – нозеановые сиениты, II – дифференцированный комплекс уртитов–фойяитов–луявритов, III – эвдиалитовые и ловозерит–мурманитовые порфиroidные луювриты, IV – дайки щелочных лампрофиров. Породы I фазы залегают в виде ксенолитов по периферии массива. II фаза представлена расслоенной пластовой интрузией мощностью около 2 км и диаметром около 25 км, в которой ритмически чередуются двухчленные (фойяиты–луявриты) или трехчленные (уртиты–фойяиты–луявриты) пачки пород. Эвдиалитовые луювриты, прорывающие и перекрывающие породы II фазы, образуют пластовую залежь мощностью от 100 до 450 м. Для ловозерит–мурманитовых порфиroidных луювритов характерны пласты и дайки длиной до 2 км и мощностью до 150 м, занимающие секущее положение относительно пород дифференцированного комплекса и эвдиалитовых луювритов либо приуроченные к контактам между ними. В породах II и III фаз залегают небольшие штоки, дайки и линзообразные тела (до 2 км по площади) пойкилитовых содалитовых сиенитов и тавитов, часто обнаруживающие приуроченность к определенным частям разреза расслоенных пород. Они рассматриваются как сингенетичные породы II и III фаз либо как более поздняя интрузивная фаза [142].

Согласно результатам работ по геологическому доизучению Хибинского массива [151], в его строении (рис. 2) принимают участие породы трех интрузивных фаз: I – крупнозернистые нефелиновые сиениты (хибиниты, фойяиты, луючорриты), II – расслоенные уртит–ийолит–мельтейгиты с промышленными залежами апатит–нефелиновых руд, сопровождаемые рихсчорритами, III – карбонатный комплекс, представленный крупным штоком существенно карбонатных пород, многочисленными мелкими телами и дайками ультраосновных и основных щелочных пород, зональными трубками взрыва, выполненными брекчиями пикритовых порфиритов и карбонатитов. Рихсчорриты рассматриваются как гибридные породы – продукты кристаллизации палингенных расплавов, образовавшихся при внедрении уртит–ийолит–мельтейгитов в нефелиновые сиениты I фазы. Расположение пород в плане подчинено кольцевому, дугообразному строению массива: от периферии к центру и с запада на восток последовательно сменяют друг друга массивные хибиниты, трахитоидные хибиниты, рихсчорриты, уртит–ийолит–мельтейгиты, луючорриты, фойяиты, породы карбонатитового комплекса.

Проявления ультраагпаитовых пород в Ловозерском массиве. Рассматриваемые проявления в основном приурочены к верхней части дифференцированного комплекса и включают: 1) пегматитовую залежь Юбилейная, 2) пегматитовый горизонт под малиньитами на горе Карнасурт, 3) усингитовые и другие фельдшпатоидно–цеолитовые прожилки на горах Карнасурт, Кедыкверпахк и Аллуайв, 4) жильные и шпировидные пегматиты на горе Аллуайв.

и 15 – трахитоидные, 16 – луючорриты, 17 – хибиниты трахитоидные, 18 – хибиниты массивные, 19, 20 – породы обрамления: 19 – осадочно–вулканогенные с интрузиями габброидов, 20 – гнейсы с интрузиями плагиогранитов–диоритов; 21 – границы между разновозрастными образованиями; 22 – разрывные нарушения: а – поперечный глубинный Тульйокский разрыв и глубинные разрывы в контактной зоне массива, б – концентрические и радиальные разрывные нарушения второго порядка; 23 – рудопроявления соды эндогенного происхождения; 24 – локальные отрицательные гравитационные аномалии



Рис. 3. Пегматитовая залежь Юбилейная (по А.Н. Мерькову и И.В. Буссен)

1 — натролит, 2 — лучистые сростки арфведсонита и эгирина, 3 — эвдиалит; 4 — амфиболовый лувяврит; 5 — фойяит

1. Пегматитовая залежь Юбилейная обнаружена в 1970 г. в северо-западной части горы Карнасурт геологами А.Н. Мерьковым и А.П. Недорезовой и представляет собой первое крупное пегматитовое тело Ловозерского массива, вскрытое на большой глубине от поверхности. В ее составе к настоящему времени установлено присутствие около 50 минералов, в том числе 12 новых: борнеманит, витусит, вуоннемит, зорит, ильмайокиит, лапландит, ловдарит, пенквилксит, раит, сажинит, терскит, шафрановскит [14, 17, 18 и др.]. По данным цитированных работ, наблюдений автора и В.И. Степанова, залежь представлена почти горизонтальным телом мощностью 1–1,6 м, которое прослежено на 26 м по контакту фойяитов и подстилающих их лувявритов (рис. 3). Поверхность лежачего бока залежи ровная: подстилающий лувяврит не изменен даже у самого зальбанда. Поверхность висячего бока неровная: от нее отходят апофизы, наиболее крупная из которых прослежена вверх на 2,5 м и имеет у основания мощность 1,2 м. Залежь асимметрично-зональная: по границе с лувявритом проходит тонкая полевошпатовая оторочка, сменяющаяся зоной мощностью около 0,5 м, сложенной крупнокристаллическим (до 10–20 см) агрегатом микроклина (см. № 1 в табл. 13); содалита, лучистыми сростками длиной до 10 см магнезиоарфведсонита (см. № 15 в табл. 15) и эгирина. К этой же зоне приурочены овальные, диаметром до 5–10 см зерна красно-коричневого эвдиалита. Некоторые из них окружены каймой белого или светло-сиреневого фарфоровидного *терскита*<sup>1</sup>. С эвдиалитом ассоциируют таблитчатые и изометричные зерна лоренценита (см. № 4 в табл. 24) размером до 3–5 см.

Ближе к осевой части залежи в этой зоне появляются крупные, диаметром до 15–20 см сферолиты светло-зеленого очень вязкого радиально-волокнутого эгирина, пластинки и розетковидные сростки *ломоносовита* (до 15X10X3 см), агрегаты изогнутых пластинок (до 1 см) *ВаМп-лампрофиллита*, призматические кристаллы и уплощенные выделения (до 6 см) серандита, округлые, диаметром до 3X5 см выделения *стенструпина*. Здесь же находятся неправильной формы агрегаты скрытокристаллического фарфоровидного или радиально-волокнутого нарсарсукита. Аналогичные выделения серандита, стенструпина, реже нарсарсукита встречаются также среди натролита центральной зоны залежи. Всюду вместе

<sup>1</sup> Курсивом здесь и в описаниях следующих типов выделены высоко- и ультращелочные минералы, включая малостойкие и водорастворимые.

с ними находятся скопления изометричных до 0,5–1 см кристаллов манганнептунита, призматических до 0,8 см кристаллов и розеток лейкосфенита. Зерна стенструпина с поверхности и по трещинам замещены полиминеральным агрегатом *лапландита*, *витусита*, *беловита*, местами манганнептунита и *сажинита*. Ломоносовит замещается тонкозернистым кирпично-красным манганнептунитом, серовато-голубоватым нарсарсукитом, желтым пластинчато-волокнутистым *борнеманитом*.

Центральная зона залежи мощностью 0,3–0,5 м и крупная апофиза слагаются в основном розовым и белым, плотным и кавернозным, в отдельных участках довольно рыхлым натролитом, в массе которого заключены блоки катаклазированного микроклина и резорбированные кристаллы содалита, а по трещинам — выделения альбита. Спорадически среди натролита встречаются линзовидные до 15 см в диаметре выделения белого или бледно-розового скрытокристаллического *полилитионита*, а также изометричные, диаметром до 10 см кристаллы и неправильной формы зерна *чкаловита*, частично замещенного *ловдаритом*. Здесь же отмечаются прямоугольные пластинки розового цвета толщиной до 3–5 см, сложенные тонкозернистым агрегатом *зорита*, реже — *ненадквечита*, вероятно, образовавшихся в результате псевдоморфизации *вуоннемита*; последний встречен в этой же зоне в виде нескольких свежих пластинок зеленовато-желтого цвета. Бледно-желтый до темно-желтого безжелезистый клейофан образует в натролите скелетные пластинчатые и изометричные кристаллы до 5 см. Прочие сульфиды и арсениды представлены кубическими кристаллами до 5 мм галенита, удлиненными пластинчатыми кристаллами до 0,1–1X5 мм сафлорита, мелкими (менее 1 мм) зернами Со-леллингита. К висячему боку залежи вновь возрастает количество микроклина, магнезиоарфведсонита и эгирина, появляются лоренценит и в большом количестве эвдиалит. Во вмещающем фойяите проявлены процессы выщелачивания, новообразования эвдиалита, лоренценита, натролита, но уже через несколько сантиметров от контакта кровли эти минералы исчезают. Вблизи контакта с пегматитом фойяит сильно трещиноват и пропитан насыщенным щелочным раствором. Виллиомит здесь отсутствует, но выше фойяит содержит его в количестве до 2–3%.

Для всех зон пегматитового тела характерно обилие пустот, в которых локализуются наиболее поздние по времени выделения минералы — лучистые сростки раита, зорита, конкреции и мелкозернистые скопления маунтинита, щетки ромбовидных кристаллов *ильмайокиита*, скорлуповатые наросты и шарики битума, войлоковидные скопления эгирина, неправильной формы выделения минерала типа чинглусуита, белые комковатые конкреции *пенквилксита*. У лежачего бока залежи наблюдаются "златолиты", или пустоты выщелачивания хорошо образованных "веточек" (длиной до 10–15 см) скелетных кристаллов неизвестного минерала, пронизывающие насквозь контактирующие друг с другом зерна полевого шпата, эвдиалита, лоренценита. В центральной зоне встречаются крупные (до 3 см) изометричные пустоты с четкими отпечатками граней кристаллов выщелоченного виллиомита. На стенках таких пустот кроме упомянутых поздних минералов обнаружены розетки диаметром до 1–2 см таблитчатых кристаллов *нордита*, которые встречаются и в розовом опаловидном натролите. Местами в центральной зоне встречаются пустоты величиной до 10 см,

ограниченные псевдоморфозами натролита по кристаллам (2–3 см) *уссингита*, в одном случае встречена псевдоморфоза по ромбододекаэдру содалита диаметром 3–5 см. В рыхлой массе натролита, заполняющей полости в апофизе пегматита, обнаружены скопления *галита* в виде прозрачных кристаллов и их сростков. *Натрон* и *термонарит* обильно развиваются по трещинам и на поверхности образцов, отобранных в центральной зоне залежи. Кроме отмеченных минералов в протопочках проб установлены аксессуарный лопарит, магнетит, пирит, пирротин.

Схематически все минералы могут быть разделены на четыре разновозрастные ассоциации – первичную пегматитовую, раннюю гидротермальную, позднюю гидротермальную и эпитемальную. Первая включает микроклин, содалит (гакманит), нефелин, эвдиалит, призматический эгирин, магнезиоарфведсонит, лоренценит. Обилие элатолитов указывает на присутствие в этой ассоциации первоначально какого-то легкорастворимого минерала, а их хорошая сохранность – на относительную ограниченность переотложения вещества краевых зон в ходе дальнейшего процесса минералообразования. Во вторую стадию вместе с продолжавшими кристаллизоваться микроклином и эвдиалитом отлагались минералы переходной зоны – радиально-волоконный эгирин и ломоносвит. Вначале третьей стадии в переходной и центральной зонах отлагались уссингит, анальцит и содалит, волоконный эгирин, манганнептунит, стенструпин, лейкофенит, клейофан и другие сульфиды, ВаМп-лампрофиллит, серандит, вуоннемит, чкаловит, нордит, полилитионит; затем главные минералы были замещены мелкозернистым натролитом и альбитом, многие из ранее выделявшихся минералов претерпели частичное изменение с развитием псевдоморфоз терскита, манганнептунита, серандита и шафрановскита по эвдиалиту, манганнептунита, нарсарсукита и борнеманита по ломоносовиту, редкоземельных силикатов, фосфатов и манганнептунита по стенструпину, ловдарита по чкаловиту. В эпитемальную стадию продолжались процессы замещения (ненадкевичит и зорит по вуоннеми и т.п.), происходило образование пустот выщелачивания виллиомита, и на стенках пустот отлагались новые генерации натролита, альбита и такие поздние минералы, как пенквилксит, раит, зорит, маунтинит, ильмаюкит, галит. Образование натрона и термонарита, очевидно, связано уже с современными гипергенными процессами минералообразования, возможно с гидратацией первичного натрита, гидролизом ультращелочных силикатов, титано-, ниобо- и цирконосиликатов. Залежь Юбилейная не имеет полных аналогов, но в значительной мере сочетает в себе черты, свойственные известным пегматитам пойкилитовых содалитовых сиенитов (науяитов) и фойяитов Ловозера и Илимаусака [24, 141, 142, 317].

2. Пегматитовый горизонт мощностью до 0,5–1 м, залегающий в фойяитах горы Карнасурт ниже пласта малинитов, прослежен по простиранию и падению на сотни метров. От пластовых пегматитов, описанных в верхней зоне массива, он отличается тем, что на значительных интервалах содержит в качестве порообразующего минерала водорастворимый силикат натрия – *натросилит*, который ранее был известен лишь как минералогическая редкость [167]. Это твердый, бесцветный, прозрачный минерал со слюдоподобной спайностью. В одних участках он выполняет интерстиции между кристаллами и зернами различных минералов пегматита, в других – слагает

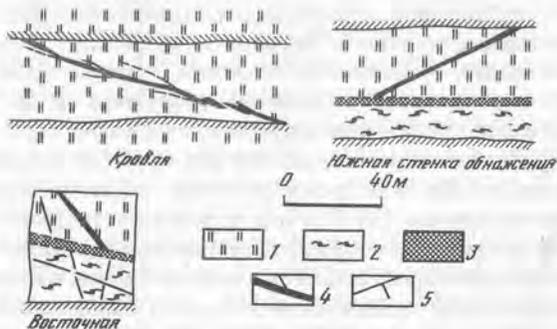
крупные (до 20–30 см) монокристалльные блоки с пойкилитовыми включениями микроклина, канкринита, гакманита, натролита, эгирина, а также *натрита*, *термонарита*, *виллиомита*, *олимпита*, *натрофосфата*, *вуоннеми*, *ломоносовита*, *цирсиналита*, *казаковита*, *расвумита* и др. Характерно, что во всех случаях в присутствии натросилита эвдиалит неустойчив и обычно замещен цирсиалитом (ловозеритом) или другими высокощелочными цирконосиликатами. На отдельных участках пегматитового горизонта встречаются изометричные (до 1 м в поперечнике) тела крупнозернистых существенно виллиомитовых пород с натролитом, содалитом и термонаритом, в которых термонарит, самый поздний из данной ассоциации, выполняет промежутки между кристаллами остальных минералов. Дополнительные данные о минералогических особенностях пегматитового горизонта приводятся в [148, 194, 195, 202].

3. На горах Карнасурт, Кедакверпахк, Аллуайв в породах главным образом верхней части дифференцированного комплекса широко развиты усингитовые, содалитовые, анальцимовые, канкринитовые, натролитовые прожилки, в которых наряду с эгирином и щелочным амфиболом почти постоянно отмечаются вкрапления высокощелочных, в том числе редкометалльных минералов – *беловита*, *вуоннеми*, *ильмаюкита*, *казаковита*, *настрофита*, *натисита*, *нордита*, *ольгита*, *расвумита*, *стенструпина*, *умбозерита*, *фосинаита*, *чкаловита*, *эрдита*. Кроме того, в составе таких прожилков важную роль играют солевые минералы – *виллиомит*, *натросилит*, *макит*, *канемит*, *ревдит*, *натрит*, *термонарит*, а также *натрофосфат* и *олимпит*. Характерна преимущественная приуроченность скоплений редкометалльных минералов к зальбандам, солевым минералам – к осевой зоне прожилков. Мощность прожилков 2–3, в раздувах до 5–20 см, длина от первых метров до нескольких десятков метров. Границы прожилков с вмещающей породой ровные, но наблюдаются и случаи постепенных переходов (табл. I)<sup>1</sup>. Весьма характерна кулисообразная форма прожилков (рис. 4).

4. Пегматиты района горы Аллуайв залегают в виде жил, прожилков и шпировидных обособлений мощностью до нескольких десятков сантиметров – первых метров среди пойкилитовых сиенитов нижней и средней частей дифференцированного комплекса. Главные минералы пегматитов – калиевый полевой шпат, нефелин, содалит (гакманит), натродэвин, щелочные амфибол и пироксен; менее широко распространены анальцит, вуоннемит, ломоносвит-мурманит, натролит, альбит, уссингит, серандит, лоренценит, лампрофиллит, астропиллит, нептунит, катаплеит, илерит, гейдоннеит, эвдиалит, паракелдышит, апатит, сфен, ильменит, пиррофанит, пирротин, троилит, молибденит, сфалерит (клеюфан); еще более редки лопарит, лейфит, эпидидимит, аллуайвит, стенструпин. Наиболее поздняя ассоциация минералов приурочена к осевой части пегматитовых тел и представлена *виллиомитом*, *когаркоитом*, тонкоигльчатый и волоконный эгирин, местами *сирлезитом*, нейборитом, *термонаритом*, *натрофосфатом*, *сидоренкином* и *настрофитом*.

4а. Приведенные выше данные получены на несколько измененном материале, собранном на отвале. Непосредственно в горных выработках

<sup>1</sup> Таблицы I–VIII см. в конце книги.



Р и с. 4. Натролит-уссингитовые прожилки, по [37]

1 — уртит; 2 — фойяит; 3 — полевошпатовый ийолит; 4 — натролит-уссингитовые прожилки; 5 — трещины отдельности

на горе Аллуйв автором изучены интенсивно минерализованные пегматиты, практически не затронутые процессами выветривания, среди которых различаются: 1) относительно маломощные (до 5–10, реже 20 см) тела калишпатового состава с содалитом, нефелином, иногда анальцимом, канкринитом, *уссингитом*, *эвдиалитом*, *катаплеитом*, *цирконом*, *лампрофиллитом*, *лоренценитом*, местами обильными выделениями солевых минералов — *виллиомита*, *когаркоита*, *криолита*, *термонатриа*, *нахколита* или *трона*, в ассоциации с которыми находятся *сидоренки*, *альбит*, *эгирин*, *серандит* и множество других минералов, включая новые; 2) более мощные (до 0,5–0,8 м), существенно *уссингитовые* тела с калиевым полевым шпатом, нефелином, содалитом, канкринитом, *эгирином*, щелочным амфиболом и большим набором других минералов: *беловит*, *альбит*, *натролит*, *чкаловит*, *тугшпит*, *паракелдышит*, *терскит*, *катаплеит*, *серандит*, *лоренценит*, *ломоносовит*, *вуннемит*, *эпистолит*, *борнеманит*, *непгунит*, *лейкосфенит*, *стенструпин*, *макатит*, *сажинит*, *полилитионит*, *когаркоит*, *виллиомит*, *галит*, *натрит*, *трона*, *термонатриа*, *кварц*, *эрдит*, *сфалерит*, *галенит* и ряд других.

Проявления ультраагпаитовых пород в Хибинском массиве. Ниже охарактеризованы пегматиты с карбонатами и фосфатами натрия (5), *чкаловитом* и щелочными цирконо- и титаносиликатами (6), вскрытые горными выработками на горизонтах +530 и +470 м горы Расвумчорр, а также жильные образования существенно силикатного (7) и карбонатного (8) состава, вскрытые бурением в различных точках центральной дуги массива.

5. Субвертикально падающее пегматитовое тело горизонта +530 м рассекает уртиты лежащего бока крупной залежи апатит-нефелиновых пород месторождения Расвумчорр. Тело мощностью 2–3 м сложено грубозернистым (5–15 см) агрегатом нефелина, *гакманита*, калиевого полевого шпата, щелочного амфибола, *эгирин-диоксида*, *энигматита*, *эвдиалита*. Спорадически в интерстициях между зернами указанных минералов и в виде псевдоморфоз по ним, а также гнездообразных обособлений отмечаются скопления волокнистого и игольчатого *эгирина*, *лампрофиллита*,

*ломоносовита*, *щербаковита*, *фосинаита*, *дельхайелита*, *натролита*, *пектолита*, а также *виллиомита*, *натрита*, *термонатриа*, *натрофосфата*, *олимпита*, *шафрановскита*, *сидоренкита*, *расвумита*, *джерфишерита*, *пирротина*, *молибденита*, *сфалерита*, *галенита*. В участках развития поздних минералов интенсивно проявилось замещение *эвдиалита* *цирсиалитом* и *ловозеритом*.

6. На горизонте +470 м горы Расвумчорр вскрыта серия секущих уртиты пегматитовых жил мощностью 20–40 см, сложенных преимущественно минералами двух разновозрастных ассоциаций — первичной пегматитовой (*микроклин*, *нефелин*, *содалит*, *Mg-астрофиллит*, *энигматит*, *эгирин*, *эвдиалит*, *лампрофиллит*, *ломоносовит*) и наложенной на нее трещинам более поздней *виллиомитовой* (с *чкаловитом*, *пектолитом*, *альбитом*, *натролитом*, *сфалеритом*, *галенитом*, *натрофосфатом*). Локально в пегматитах проявлен своеобразный тип еще более поздней минерализации, представленной псевдоморфозами желтого *баритолампрофиллита* и волокнистого *лоренценита* по бурому *лампрофиллиту* и *гейдоннеиту* и *вадеита* по *эвдиалиту*.

7. По данным изучения кернового материала, ультращелочная минерализация весьма характерна для многочисленных жил и прожилков пегматитов и гидротермалитов, секущих *рисчорриты*, *ийолит-уртиты* и контактирующие с ними *нефелиновые сиениты* на протяжении всей центральной дуги Хибин. Жильные образования слагаются *адуляровидным ортоклазом*, *нефелином*, *содалитом*, *волокнистым* и *игольчатым эгирином*, *пектолитом*, *дельхайелитом*, *натролитом*, *ломоносовитом*, *Ва-лампрофиллитом*, *щербаковитом*, *вадеитом*, *катаплеитом*, *эвдиалитом* с развитыми по нему псевдоморфозами *цирсиалита* (*ловозерита*) и других *цирконосилкатов*, *водорастворимыми виллиомитом*, *натрофосфатом*, *натритом*, *термонатриом* и др.

8. Жильные образования этого типа отличаются от предыдущих присутствием значительных количеств *Na-* и *NaCa-карбонатов*, наличием *NaFe-карбонатов*, *NaCa-фосфатов*, местами *виллиомита* или *нейборита*. Обычно скопления содовых и других солевых минералов приурочены к центральной части прожилков, тогда как в *зальбандах* развиты скопления *анальцима*, *натролита*, *канкринита*, *калиевого полевого шпата*, *темной слюды*. Минерализация прожилков носит относительно *низкотемпературный* характер: вместо щелочных *цирконосилкатов* в них присутствует *циркон*, развиты такие необычные для *нефелин-сиенитовых дериватов* минералы, как *шортит* и *гейлюссит*. Здесь же обнаружено множество других, в большинстве случаев очень редких минералов.

8а. В 1986 г. автором установлен существенно новый для Хибин тип эндогенных щелочно-карбонатных образований, связанный в основном со скоплениями *пирссонита*  $Na_2Ca(CO_3)_2 \cdot 2H_2O$ . Проявление вскрыто на большой глубине от поверхности, на северо-западном фланге *Кукисвумчоррского* апатитового месторождения при проходке *квершлага* на горизонте +252 м. Представлено не затронутыми выветриванием пегматоидными породами *эгирин-гакманит-калишпатового* состава, местами сильно *катаклазированными*, несущими интенсивную гнездовую и прожилковую *карбонатную минерализацию*, которая прослежена по выработке на несколько десятков метров. Наряду с *пирссонитом*, носителями содо-

вой минерализации являются *трона* и *термонартрит*, частично *натрон*, а также встреченные в резко подчиненных количествах *нахколит*, *шортит*, *бербанкит* и *бонидетит*. Широким распространением пользуется *виллиомит*. Породо- и жильобразующие минералы представлены содалитом (гакманитом), нефелином, калиевым полевым шпатом, альбитом, натролитом, анальцитом, канкринитом, эгирином, амфиболом, виноградовитом; второстепенные и аксессуарные: *тулюокит*, *эвальдит*, *флюорит*, *пектолит*, *эпидимит*, *лоренценит*, *эвдиалит*, *титанит*, *лампрофиалит*, *ловчоррит*, *ильменит*, *молибденит*, *пирит*.

#### ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЙ УЛЬТРААГПАИТОВЫХ ПОРОД В ЗОНЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ МАССИВОВ

Анализ имеющихся фактических данных [109, 142, 168 и др.] и результаты палеогеологических реконструкций [180, 195, 210] свидетельствуют об исключительно широком распространении ультраагпаитовых образований в каждом из рассматриваемых массивов. К ним принадлежат не только пегматиты и гидротермалиты, вскрытые на глубине, но и большая часть хорошо изученных и наиболее интересных в минералогическом отношении тел подобных пород, выходящих на дневную поверхность, где они сильно изменены и лишены значительной части высокощелочных минералов.

В Ловозерском массиве к этим образованиям могут быть отнесены в первую очередь тела пегматитов и гидротермалитов, обнажающихся на горах Малый Пункрауайв, Карнасурт (2-й Восточный ручей), Аллуайв (цирки Раслака), в среднем течении р. Чинглусуай и ряде других районов массива, где они, как и изученные автором образования глубоких зон, в основном приурочены к породам верхней части дифференцированного комплекса. По условиям залегания, форме, размерам, внутреннему строению, составу главных и многих второстепенных минералов сравниваемые образования глубоких и верхних зон массивов, несомненно, относятся к единому типу. Их различает, по существу, только отсутствие в телах, выходящих на поверхность, водорастворимых и малостойких минералов при наличии признаков (псевдоморфозы, пустоты выщелачивания и т.п.) первоначального присутствия таких минералов.

В Хибинах к ультраагпаитовым могут быть отнесены крупные поля пегматитов и гидротермалитов, обнажающихся в карьерах и подземных выработках на горах Кукисвумчорр, Юкспор, Расвумчорр, Эвеслогчорр, Коашва, Ньоркпахк, ущелья Гакмана и Ферсмана. Особенно широко они развиты в апикальной части интрузии рисчорритов и ийолит-уртитов, вблизи залежей апатит-нефелиновых руд. Таковы пегматит штольни Материальной на горе Юкспор и пегматитовое поле Апатитового цирка на горе Расвумчорр. Вопросы минералогии пегматитов и гидротермалитов этого района с большой детальностью рассмотрены в работах [109, 161 и др.]. Несколько иной тип высокоагпаитовых образований представлен серией пегматитовых жил с кельдыштовой минерализацией в районе "Молибденового рудника" (2-й Восточный цирк горы Тахтарвумчорр) [216].

#### СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УЛЬТРААГПАИТОВЫХ ПОРОД ИЗ РАЗНЫХ МАССИВОВ

Около половины всех минералов, установленных в ультраагпаитовых пегматитах и гидротермалитах, встречены как в Ловозерском, так и в Хибинском массивах; несомненно, что дальнейшие исследования приведут к расширению списка минералов, общих для этих массивов. Если исключить из рассмотрения специфические для Хибин высококалийевые минералы, то минералогическое родство ультраагпаитовых дериватов двух массивов выступит еще более отчетливо. Это тесное родство поздне- и послемагматических образований соседних массивов, контрастирующее с их резко различной минерогенетической специализацией — фосфатной для Хибин и редкометальной для Ловозера — обращало на себя внимание всех исследователей Хибино-Ловозерского комплекса, но еще не нашло удовлетворительного объяснения.

Но имеются и существенные различия. Для Ловозерского массива характерны широкое развитие уссингита и виллиомита, повышенная роль минералов Sr, TR, Nb, Zr, для Хибинского — широкое развитие минералов группы соды и других карбонатов, повышенная роль минералов K, Ba и Ti. Значительное число очень редких калиевых и калийсодержащих минералов (вадеит, хибинскит, костылевит, щербаковит, ферсманит, канасит, расвумит и др.) в пегматитах и гидротермалитах Хибин указывает на принадлежность последних к калиевой ветви ультраагпаитов в противоположность натриевой ветви, характерной для Ловозера. Однако и в Хибинском массиве преобладающая часть высокощелочных минералов представлена соединениями натрия, общими для двух массивов; таковы натросилит, натисит, натрофосфат, ломоносвит, вуоннемит, цирсиналит, казаковит, паракелдышит и др. Резко выраженная натриевая специфика ультращелочной минерализации Хибин и Ловозера согласуется с концепцией полярности химических связей, в соответствии с которой, по Л.Н. Когарко [75], при кристаллизации агпаитовой щелочной магмы основная часть калия расходуется на образование породообразующих алюмосиликатов, а натрий прогрессивно накапливается в остаточной жидкости с образованием широкого ряда своих соединений в поздне- и послемагматических дериватах.

Некоторые особенности минерализации сравниваемых массивов обусловлены различной степенью агпаитности слагающих их пород. Так, в Хибинском массиве, породы которого менее агпаитны ( $K_a = 1,0-1,2$ ), ультращелочная минерализация распространена на сравнительно ограниченной площади (район центральной дуги) и представлена в основном жильными пегматитовыми и гидротермальными дериватами. В Ловозерском массиве ( $K_a = 1,3-1,6$ ) эта минерализация развита практически повсеместно, причем как в пегматитах и гидротермалитах, так и непосредственно в породах поздних интрузивных фаз. К верхней части дифференцированного комплекса приурочены, в частности, обогащенные ломоносвитом, мурманитом и виллиомитом горизонты фойяитов, протягивающиеся по всей площади массива [24]. Ловозерит-мурманитовые порфиридные лувяриты, залегающие вдоль контакта дифференцированного комплекса с перекрывающим его комплексом эвдиалитовых лувяритов, слагают крупные жилы, пласты, штоки, дайки и рассматриваются как перспективный тип минерального сырья на широкий круг полезных компонентов [143].

Значительная часть проявлений ультращелочной минерализации в рассматриваемых массивах имеет наложенный характер и представлена гидротермальными жилами и прожилками, секущими породы и пегматиты умеренной щелочности. Если в Ловозерском массиве генетическая связь этой минерализации с вмещающими их породами и пегматитами, как правило, не вызывает сомнений, то в Хибинском массиве, где контраст в составе разновозрастных минеральных комплексов выражен более резко, эта связь довольно проблематична. Некоторые исследователи [8, 9] ее отрицают и подчеркивают преимущественную приуроченность ультраагпаитовых ассоциаций минералов к эпигенетическим жилам, которые рассматриваются как имеющие совершенно иную, нежели пегматиты, природу. Однако, по мнению автора, существование такой связи вполне вероятно, поскольку, по данным других исследователей (Л.С. Бородин, 1957 г.; М.Д. Дорфман, 1972 г. и др.), образование пегматитов и эпигенетических жил Хибинского массива отвечает последовательным этапам развития единого поздне-послемагматического процесса.

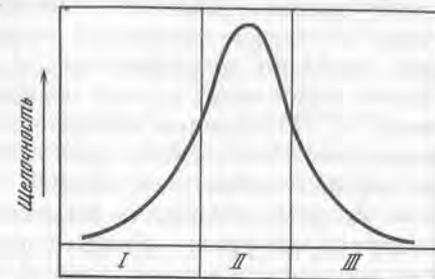
Несмотря на отмеченное выше своеобразие минералогии и минерогении Ловозерского и Хибинского массивов, как высокощелочная, так и рудная минерализация этих массивов имеет много общих особенностей, обусловленных вероятной связью того и другого массива с кристаллизацией единой родоначальной магмы [5, 142 и др.] и подчеркиваемой рядом исследователей [12, 75, 84, 75 и др.] общностью механизма формирования этих массивов как расслоенных интрузивов. Известно, [272], что пегматитам подобных интрузивов вне зависимости от их формационной принадлежности присущ целый ряд общих особенностей, в том числе: приуроченность к каждой пачке расслоенных пород только ей присущих пегматитовых образований, не повторяющихся в других частях стратифицированного разреза, преимущественное развитие пегматитов по границам крупных макрослоев, характеризующих главные этапы физико-химической эволюции расплава, существенное по сравнению с вмещающими породами возрастание роли продуктов кристаллизации остаточных (интеркумулусных) жидкостей. Как показывает анализ имеющихся данных, перечисленные и другие особенности дериватов расслоенных интрузивов могут быть распространены на ультраагпаитовые пегматиты и гидротермалиты, специфика которых состоит не только в их аномальной обогащенности щелочными и летучими компонентами, но и (см. гл. IV) в тесной пространственной и парагенетической связи с горизонтами магматических пород, максимально насыщенных промышленно ценными минералами.

#### ОБ ЭКСТРЕМУМЕ ЩЕЛОЧНОСТИ АГПАИТОВОГО ПРОЦЕССА

В строении интенсивно минерализованных пегматитовых тел рассматриваемых массивов обычно принимает участие несколько одновременных ассоциаций минералов, различающихся содержанием натрия и других сильных оснований, что свидетельствует о значительном диапазоне вариаций химизма, в частности щелочности среды в ходе минералообразующего процесса. Как показывает анализ имеющихся фактических данных, при всем разнообразии минеральных ассоциаций последовательность их смены в различных телах подчинена общей закономерности, позволяющей отра-

Рис. 5. Волна щелочности агпаитового процесса

I—III — стадии процесса минералообразования



зить наиболее существенные особенности процесса формирования пегматитов с помощью единого графика щелочность—время. Кривая изменения щелочности на этом графике (рис. 5) имеет характер высокой волны. Она разделена на три отрезка, отвечающих последовательным стадиям процесса минералообразования: I — возрастающей щелочности; II — максимальной щелочности; III — понижающейся щелочности. Продукты I стадии обычно слагают краевые зоны сложных пегматитов или целиком тела незональных пегматитов, тогда как продукты II и III стадий локализируются преимущественно в центральных ядрах тел или накладываются на более ранние минеральные комплексы пород и пегматитов по системе трещин с образованием "эпигенетических жил" (Л.С. Бородин, 1957 г.). По особенностям минерального состава продукты I стадии обычно довольно близки к вмещающим породам, а продукты II и III стадий значительно от них отличаются.

Минералогическое своеобразие пегматитов определяется характером наиболее щелочных ассоциаций II стадии, отражающей высшую ступень эволюции конкретной пегматитовой системы, степень максимального обогащения минералообразующего раствора щелочными металлами, а также летучими и редкими элементами. Стадия III по концентрации сильных оснований примерно соответствует предыдущей, но является более низкотемпературной, характеризуется повышенной активностью воды и кислотных компонентов. На этой стадии обычно образуются цеолиты, развиваются псевдоморфозы гидратированных титано-, ниобо- и цирконосиликатов по соответствующим высокощелочным аналогам, происходит отложение минералов лития, бериллия и бора — весьма дефицитных элементов нефелин-сиенитовых магм. Вместе с ними из остаточного раствора выделяются необычные для более высокотемпературных ассоциаций минералы свободного кремнезема (кварц, халцедон), а также редкоземельные минералы, существенно обогащенные иттрием и тяжелыми лантаноидами (доннейит, эвальдит и др.).

Наличие резко выраженного максимума щелочности — универсальное явление в эволюции агпаитовых систем. Его сущность, как следует из основ теоретической и экспериментальной петрологии, заключается в различном влиянии температуры на активности основных и кислотных компонентов в растворе (расплаве): константы диссоциации кислот резко уменьшаются с ростом температуры, и в надкритических условиях сильная кислота становится малоионизированной слабой кислотой, вследствие чего щелочность агпаитового расплава возрастает с накоплением в нем сильных осно-

ваний; однако с падением температуры доминирующим фактором становится возрастание активности кислотных компонентов, вследствие чего знак изменения щелочности расплава меняется на обратный. С позиций "волны щелочности" хорошо объясняется подмеченное еще А.Е. Ферсманом [110, 174] развитие миаскитовых ассоциаций минералов в цеолитных ядрах агапитовых пегматитов, на что обращалось внимание и авторами ряда последующих работ [8, 9, 75, 109, 142, 147]. В осевых зонах изученных нами тел ультраагапитовых пегматитов и гидротермалитов также встречен целый ряд минералов — апатит, циркон, ильменит, биотит и т.п., типоморфных для миаскитов с той разницей, что здесь они находятся в необычных парагенезисах с щелочными солями натрия — термонатритом, тронной, виллиомитом, когаркоитом и др.

## Глава II

### ВОДОРАСТВОРИМЫЕ И МАЛОСТОЙКИЕ МИНЕРАЛЫ КАК ВАЖНЕЙШИЕ СЛАГАЕМЫЕ И ИНДИКАТОРЫ УЛЬТРААГАПИТОВЫХ ПОРОД

#### ВОДОРАСТВОРИМЫЕ МИНЕРАЛЫ

Среди характерных минералов ультраагапитов насчитывается около 40 малостойких (табл. 2), из которых около половины легко растворимы в воде, т.е. представляют собой минеральные соли. В основном это натриевые соли слабых и средних кислот — угольной, кремневой, фосфорной, фтористоводородной, причем многие из них относятся к солям 2-го типа, растворимость которых понижается с ростом температуры (Л.Н. Когарко, 1961 г.; В.М. Валяшко, 1971 г.). Это расширяет температурный интервал их кристаллизации, начинающейся на позднемагматическом этапе и продолжающейся до температур эпитептермальных и гипергенных процессов. Отрицательный температурный коэффициент растворимости в воде имеют, в частности, натрит, натросилит, олимпит, тенардит, когаркоит и виллиомит. Для последнего минерала из Ловозера температура гомогенизации газовой-жидких включений колеблется от 520 °С и выше (фойяиты дифференцированного комплекса [75]) до 60–65 °С (шиповидные обособления виллиомита из пегматитового горизонта того же комплекса, по Ф.Я. Короткову, 1986 г.).

Солевые минералы обычно концентрируются в осевых частях пегматитовых тел и гидротермальных прожилков, либо образуют интестрициальную вкрапленность в некоторых типах магматических пород. Так, согласно [24], в пойкилитовых содалитовых сиенитах и фойяитах дифференцированного комплекса Ловозерского массива содержится до 5% виллиомита, выделения которого заполняют промежутки между зернами породообразующих и редкометаллических минералов. Наличие в массивной магматической породе виллиомита (растворимость в воде при комнатной температуре 43 г/л) — весьма примечательное явление, удовлетворительно объяснимое на основе теории растворимости солей 2-го типа. Не менее характерным, однако, является присутствие виллиомита в пегматитах и гидротермали-

Таблица 2. Водорастворимые и малостойкие минералы ультраагапитовых пород

Минерал	Формула	Минерал	Формула
<i>Карбонаты</i>		Казаковит	$\text{Na}_6 \text{MnTiSi}_6 \text{O}_{18}$
Натрит*	$\text{Na}_2 \text{CO}_3$	Паракелдышит	$\text{Na}_2 \text{ZrSi}_2 \text{O}_7$
Термонатрит*	$\text{Na}_2 \text{CO}_3 \cdot \text{H}_2 \text{O}$	Келдышит	$\text{Na}_3 \text{HZr}_2 (\text{Si}_2 \text{O}_7)_2$
Натрон (сода)*	$\text{Na}_2 \text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2 \text{O}$	Шафрановскит	$\text{Na}_2 \text{H}_2 \text{MnSi}_4 \text{O}_9 \cdot \text{H}_2 \text{O}$
Трона*	$\text{Na}_3 \text{H}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2 \text{O}$	Ильмайокит	$\text{Na}_2 \text{TiSi}_3 \text{O}_9 \cdot 6\text{H}_2 \text{O}$
Вегшайдерит*	$\text{Na}_3 \text{H}_3 (\text{CO}_3)_4$	<i>Фосфаты</i>	
Нахколит*	$\text{NaHCO}_3$	Натрофосфат*	$\text{Na}_7 (\text{PO}_4)_2 \text{F} \cdot 19\text{H}_2 \text{O}$
Шортит	$\text{Na}_2 \text{Ca}_2 (\text{CO}_3)_3$	Олимпит*	$\text{Na}_3 \text{PO}_4$
Пирссонит*	$\text{Na}_2 \text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2 \text{O}$	Фосинаит	$\text{Na}_3 (\text{Ca}, \text{Ce})\text{SiPO}_7$
Гейлюссит	$\text{Na}_2 \text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 5\text{H}_2 \text{O}$	Настрофит	$\text{Na}(\text{Sr}, \text{Ba})\text{PO}_4 \cdot 9\text{H}_2 \text{O}$
Ге-эйтелит*	$\text{Na}_2 (\text{Mg}, \text{Fe})(\text{CO}_3)_2$	Набафит	$\text{NaBaPO}_4 \cdot 9\text{H}_2 \text{O}$
Ферротихит*	$\text{Na}_6 \text{Fe}_2 (\text{CO}_3)_4 (\text{SO}_4)$	Нахпоит*	$\text{Na}_2 \text{HPO}_4$
Баренцит	$\text{Na}_7 \text{AlH}_2 (\text{CO}_3)_4 \text{F}$	Дорфманит*	$\text{Na}_2 \text{HPO}_4 \cdot 2\text{H}_2 \text{O}$
Давсонит	$\text{NaAl}(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$	<i>Сульфаты</i>	
Сидоренкит	$\text{Na}_3 \text{Mn}(\text{CO}_3)(\text{PO}_4)$	Тенардит*	$\text{Na}_2 \text{SO}_4$
Боншгедтит	$\text{Na}_3 \text{Fe}(\text{CO}_3)(\text{PO}_4)$	Когаркоит*	$\text{Na}_3 \text{FSO}_4$
<i>Силикаты</i>		<i>Сульфиды</i>	
Натросилит*	$\text{Na}_2 \text{Si}_2 \text{O}_5$	Расвумит	$\text{KFe}_2 \text{S}_3$
Ревдит*	$\text{Na}_2 \text{Si}_2 \text{O}_5 \cdot 5\text{H}_2 \text{O}$	Мурунскит	$\text{K}_2 \text{Cu}_3 \text{FeS}_4$
Канемит	$\text{NaHSi}_2 \text{O}_5 \cdot 3\text{H}_2 \text{O}$	Эрдит	$\text{NaFeS}_2 \cdot 2\text{H}_2 \text{O}$
Паранатролит	$\text{Na}_2 \text{K}_x (\text{Al}, \text{Si})_5 \text{O}_{10} \cdot 3\text{H}_2 \text{O}$	<i>Галогениды</i>	
Ломоносовит	$\text{Na}_{10} \text{Ti}_4 \text{Si}_4 \text{P}_2 \text{O}_{26}$	Виллиомит*	$\text{NaF}$
Вуоннемит	$\text{Na}_{11} \text{TiNb}_2 \text{P}_2 \text{Si}_4 \text{O}_{25} \text{F}$	Галит*	$\text{NaCl}$
Цирсианит	$\text{Na}_6 \text{CaZrSi}_6 \text{O}_{18}$	Криолит	$\text{Na}_3 \text{AlF}_6$

\* Минералы, легко растворяющиеся в воде.

тах, в частности наличие значительных его концентраций в пегматитовых горизонтах верхней части дифференцированного комплекса Ловозерского массива. По наблюдениям автора, в приуроченных к этим горизонтам шиповидных обособлениях пегматоидных пород встречаются гнезда крупнокристаллического темно-вишневого виллиомита диаметром до нескольких десятков сантиметров. К гнездам виллиомита приурочены крупные выделения гакманита, натролита, анальцима и термонатрита. Таким образом, представление о запрещенности парагенезиса виллиомит-натролит, сформировавшееся у ряда исследователей на ранней стадии изучения Ловозерского массива, не подтверждается данными по минералогии ультраагапитов глубоких зон массива. Тесный парагенезис виллиомита с натролитом установлен нами также и в не затронутых выветриванием пегматитах и гидротермалитах Хибинского массива.

Еще большего внимания заслуживают обнаруженные в дифференциатах щелочных магм натросилит  $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ , натрит  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  и олимпит  $\text{Na}_3\text{PO}_4$ , представляющие собой самые щелочные из когда-либо встреченных в природе силикат, карбонат и фосфат натрия. Особые свойства этих солей проявляются в том, что при стандартных условиях они экстремально растворимы в воде (до 500–1000 г/л) и дают резкую щелочную реакцию с фенолфталеином, а насыщенные ими силикатные расплавы и надкритические водные растворы характеризуются чрезвычайно высокой реакционной способностью, используемой, в частности, в гидротермальном синтезе при выращивании кристаллов многих труднорастворимых соединений [94]. До их открытия саму возможность выделения подобных солей в качестве кристаллических фаз горных пород было трудно предсказать на основе существующих представлений (О.Ф. Таттл, 1961 г.; Дж. Гиттинс, 1983 г.). В настоящее время реальность существования натросилита и других малостойких ультращелочных солей как природных минералов подтверждена их повторными находками в каждом из рассматриваемых массивов.

Так, натросилит, первоначально описанный в ультраагпайтах Ловозера как минералогическая редкость [167], позднее был обнаружен автором во многих точках этого массива, а также в Хибинах [194]. В крупных выделениях (от 1–3 до 20–30 см) он отмечен только в первом массиве – в усингитовых прожилках, секущих расслоенные уртит–фойяит–луавриты (табл. I, б), и в пегматитовом горизонте из верхней части расслоенного комплекса, где натросилит, местами играющий роль породообразующего минерала, слагает крупные монокристалльные блоки с пойкилитовыми включениями микроклина, усингита, анальцима, эгирина, натрита, виллиомита, витусита, вуоннемита, цирсиалита, казаковита, ольгита, расвумита, многих других ультращелочных минералов. В свежем сколе натросилит – бесцветный, водяно-прозрачный минерал со сплюснутыми спайностями. Он чрезвычайно гигроскопичен и при хранении в естественных условиях довольно быстро покрывается белым налетом вторичных гидросиликатов натрия. При повышенной влажности воздуха натросилит легко переходит в клееподобное “жидкое стекло”, потеки которого на стенках выработок и буровом керне могут служить прямым признаком его присутствия в исходной породе. Искусственный аналог натросилита может быть получен из гидротермальных растворов в системе  $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$  при температурах 250–650 °С [94]. Для его образования в гидротермальных условиях необходима высокая концентрация  $\text{NaOH}$  (15–30%) при концентрации  $\text{SiO}_2$  в растворе не ниже 68%.

Натрит – характерный минерал ультраагпайтов Ловозера и Хибин [193]. В первом массиве установлен в тесных сростаниях с натросилитом в пегматитовом горизонте и усингитовых прожилках; здесь же отмечено развитие натрита и его моногидратного аналога термонатрита в виде анхимономинеральных прожилков мощностью до 0,5–1 см, секущих уртит–фойяит–луавриты (табл. II, а). Для второго массива характерно развитие натрита и термонатрита в виде сложных прожилков, где эти минералы находятся в тесных сростаниях с другими высокощелочными карбонатами (шортитом, боншtedтитом), фосфатами (стронцийпатитом, накафитом, нефедотитом), галогенидами (виллиомитом, нейборитом) сульфидами (расвуми-

том, джерфишеритом), силикатами (КПШ, альбитом, анальцимом, канкринитом, биотитом, Mg-астрофиллитом). Силикаты преимущественно приурочены к зальбандам, а карбонаты и галогениды – к осевой зоне прожилков; в пегматитах отмечены графические сростания карбонатов натрия с виллиомитом (табл. II, б, в); характерно также развитие натрита вместе с термонатритом, виллиомитом и другими минералами поздних ассоциаций в виде гнездообразных и прожилково-вкрапленных обособлений среди минералов ранних ассоциаций (табл. III, а, б).

Олимпит установлен в пегматитах и усингитовых прожилках того и другого массивов в тесных сростаниях с натросилитом, натритом, фосинаитом, шафрановскитом и другими ультранатриевыми минералами [195, 214]. Образует зерна неправильной формы до 3–5 мм. В свежем сколе бесцветный, прозрачный, со стеклянным блеском, раковистым изломом. Сильно гигроскопичен; на воздухе быстро мутнеет, замещаясь порошковатым агрегатом нахпоита (дорфманита) и соды.

Состав, свойства, парагенезис, характер выделений рассмотренных минералов вполне однозначно свидетельствуют об их кристаллизации из эндогенных расплавов-растворов. Такое же происхождение имеют остальные солевые минералы ультраагпайтовых пород, не затронутых процессами выветривания. Все они образуют хорошо окристаллизованные зерна или плотные зернистые агрегаты, тогда как гипергенные и переотложенные разновидности минеральных солей обычно представлены натечными или порошковатыми выделениями, различными налетами и выцветами (табл. III, в). Масс-спектрометрические исследования (см. ниже) показали, что изотопные характеристики углерода и кислорода щелочных карбонатов из свежевскрытых проявлений ультраагпайтовых пород находятся в диапазоне вариаций, соответствующем глубинному, вероятно мантийному, источнику углекислоты этих карбонатов.

О физико-химических условиях формирования солевой минерализации можно судить также по условиям гидротермального синтеза аналогов характерных минералов ультраагпайтов состава  $\text{Na}_x\text{M}_y\text{Si}_p\text{O}_q$  ( $\text{M} = \text{Mn}, \text{TR}, \text{Ti}, \text{Zr}$  и др.) с использованием насыщенных растворов  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{NaF}$  и  $\text{NaOH}$  [94]. Несмотря на то что при  $T = 400-500$  °С,  $P = 1-2$  кбар концентрации насыщения водных растворов в отношении  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  и  $\text{NaF}$  могут достигать 50% и выше<sup>1</sup>, даже при таких высоких концентрациях солей гидротермальный синтез позволяет получить лишь умеренно щелочные аналоги природных соединений, тогда как ультращелочные соединения синтезируются лишь в высококонцентрированных растворах или расплавах  $\text{NaOH}$ . В частности, в титаносиликатной системе для синтеза натисита  $\text{Na}_2\text{TiSiO}_5$  требуются растворы  $\text{NaOH}$  с концентрацией не ниже 35–38%, тогда как максимально щелочной фазой при более низких концентрациях едкого натра или при использовании насыщенных растворов  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  является лоренценит  $\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Si}_2\text{O}_9$ . В еще более “мягких” условиях, при ис-

<sup>1</sup> Следует учитывать, что, согласно имеющимся экспериментальным данным [39, 40, 94] и общим представлениям физической химии растворов, присутствие растворенного компонента повышает критические температуры и давления воды по сравнению с таковыми чистой воды; для систем щелочь–вода, соль(1)–вода в области насыщенных растворов критические явления отсутствуют; введение щелочей или солей первого типа (например,  $\text{K}_2\text{CO}_3$ ) в системы соль(2)–вода увеличивает растворимость солей второго типа при повышенных температурах.

пользовании насыщенных растворов NaF, т.е. более сильной, чем угольная, фтористоводородной кислоты, в качестве наиболее щелочной фазы в этой системе синтезируется нарсарсуцит  $\text{Na}_2\text{TiSi}_4\text{O}_{11}$ , который существенно обеднен натрием по сравнению с натриситом и лоренценитом. Вероятно, и в составе природных расплавов-растворов, формирующих ультраагпаитовые породы, наряду с щелочными солями, активное участие принимают гидроксиды натрия и калия. Подтверждением этого служит наличие щелочей в боковой цепи специфических для ультраагпаитов уссингита  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{NaOH}$  и литосита  $2\text{KAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{KOH}$ , которые отличаются от всех известных алюмосиликатов самой высокой натриевой и калиевой агпаитностью ( $\text{Na}/\text{Al} = 2, \text{K}/\text{Al} = 1,5$ ).

Высокие концентрации хлоридов, фторидов, сульфатов и карбонатов натрия в поздних дифференциатах нефелин-сиенитовых магм привели к образованию в рассматриваемых массивах весьма своеобразных типов горных пород — содалитовых, нозеановых, канкринит-вишневитовых сиенитов, виллиомитсодержащих фойяитов, натритсодержащих ричесорритов и ийолит-уртитов. В генезисе некоторых из этих пород большая роль отводится процессам расслоения первоначально гомогенных магматических расплавов на жидкости существенно силикатного и существенно солевого состава [75, 77, 92, 98, 100 и др.].

Значительна, по-видимому, роль солей и в генезисе весьма специфических уссингитовых пород, сравнительно широко распространенных только в Ловозерском и Илимаусакском массивах, где с ними связан наиболее интересный и разнообразный комплекс ультращелочных акцессорных минералов. До находок натросилита и других силикатов натрия физико-химические условия образования этих пород оставались нерасшифрованными. Попытки подойти к этой проблеме, путем изучения системы уссингит-вода [313] не увенчались успехом, поскольку выяснилось, что уссингит не устойчив в поле своего состава (рис. 6). По мнению авторов цитируемой работы, для решения данной петрологической проблемы необходимы эксперименты с пересыщенными натрием составами, что подтверждается нашими наблюдениями [199, 201], согласно которым в присутствии натросилита светлоцветные породообразующие минералы субщелочного состава, в частности полевые шпаты, нефелин и анальцит, интенсивно замещаются уссингитом, характеризующимся, как уже отмечалось, самым высоким среди алюмосиликатов  $\text{Na}/\text{Al}$  отношением. Другими словами, условием, благоприятным, а возможно, и необходимым для образования уссингита, является пересыщенность расплава-раствора в отношении  $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ . Известно [75], что процесс дифференциации агпаитовых магм сопровождается прогрессивным накоплением силиката натрия в остаточном расплаве. Как показывают данные о распространенности натросилита, при благоприятных условиях на конечных стадиях этого процесса концентрация силиката натрия в расплаве достигает насыщения, что и отражается в преимущественной приуроченности уссингита к центральным ядрам пегматитовых тел или к самостоятельным эпигенетическим жилам<sup>1</sup>. С другой сто-

<sup>1</sup> По данным [297, 318], в жилах уссингита Илимаусакского массива содержатся многочисленные пустоты, свидетельствующие о первоначальном присутствии натросилита и других водорастворимых минералов.

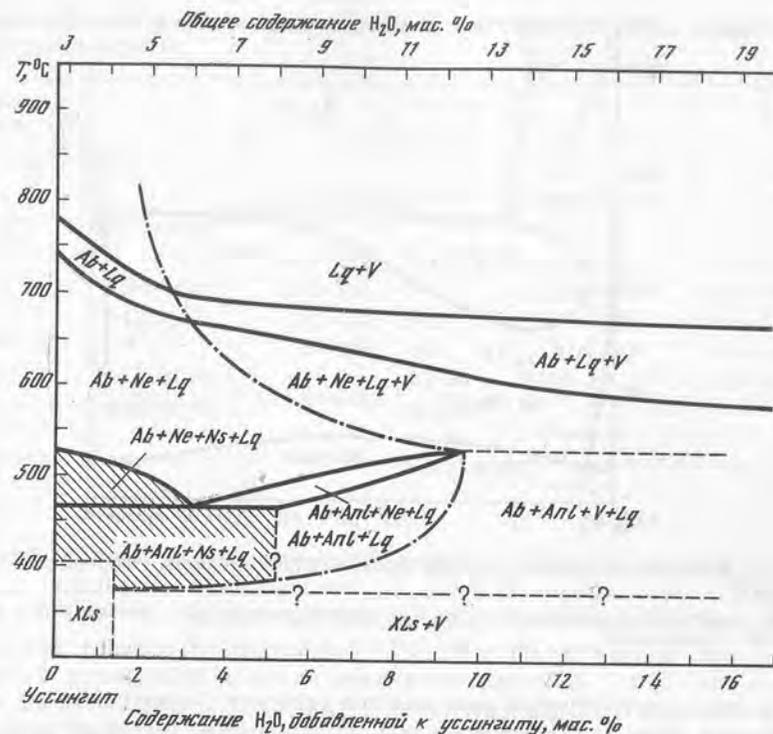


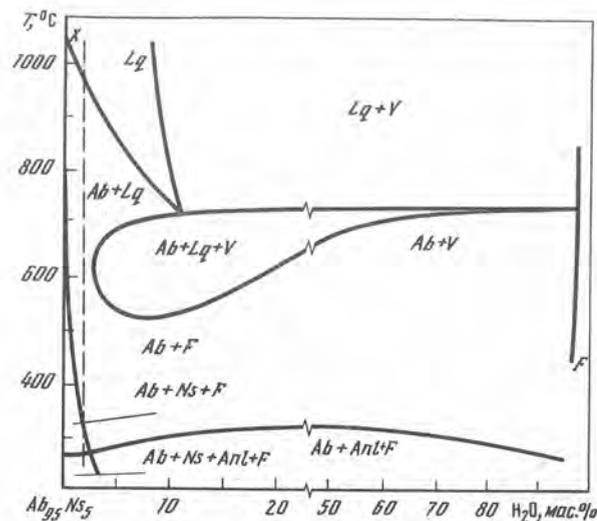
Рис. 6. Фазовые отношения в системе уссингит-вода [313]

Lq — расплав, V — пар, Ab — альбит, Ne — нефелин, Anl — анальцит, Ns — натросилит, область устойчивости которого выделена штриховкой, Xls — кристаллы уссингита; штрих-пунктиром обозначена кривая насыщенного пара

роны, незначительная роль силикатов натрия в ультраагпаитах Хибин, по-видимому, может служить хорошим объяснением нехарактерности уссингита для жильных образований данного массива, что до последнего времени оставалось большой загадкой.

Обнаружение природных скоплений натросилита имеет и более широкое петрологическое значение<sup>1</sup>, поскольку подтверждает правомерность выводов из результатов изучения модельных систем агпаитового типа с участием дисиликата  $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$  и, в частности, окончательно решает длительный спор о характере перехода высокощелочных алюмосиликатных расплавов в гидротермальный раствор в пользу непрерывности этого процесса [38, 49, 75, 98, 201, 285 и др.]. Экспериментально непрерывный переход расплавов в гидротермальный раствор без отделения воды в газовую фазу зафиксирован в системе альбит-натросилит-вода [311], что отражено на рис. 7: в разрезе, содержащем 95% альбита, 5% натросилита и 2%  $\text{H}_2\text{O}$  (точка

<sup>1</sup> Экспериментальная и теоретическая петрология широко использует дисиликат натрия при исследовании фазовых отношений в щелочных породах и обсуждении вопросов их генезиса. Так, в качестве упрощенного модельного аналога агпаитовой нефелин-сиенитовой магмы принят расплав эвтектики нефелин-альбит- $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$  [78 и др.];



Р и с. 7. Диаграмма состояния системы альбит-натросилит-вода (частный разрез) [75, 311]

*Lq* – силикатный расплав, *V* – пар, *F* – водный раствор, *Ab* – альбит, *Anl* – анальцит, *Ns* – натросилит

Х) в ходе кристаллизации расплава при давлении 5 кбар отделения воды в паровую фазу не происходит и расплав непрерывно переходит в водный раствор. Как подчеркивается в работе [75], такой характер перехода расплава в водный раствор еще более вероятен для системы нефелин-натросилит-вода, что может служить причиной широкого развития пегматоидных образований на поздних стадиях формирования массивов агапитовых нефелиновых сиенитов и объясняет трудность проведения четкой грани между магматической и гидротермальной стадиями минералообразования в породах этих массивов. На этой основе могут быть найдены новые пути решения важнейших проблем петрологии, включая проблему связи магматизма и метасоматизма в генезисе щелочных пород и их месторождений.

Анализ имеющихся данных о распространенности солевых компонентов в виде самостоятельных минералов и составных частей сложных соединений (содалита, ломоносовита и т.п.) свидетельствует о весьма важной роли этих компонентов на всех стадиях дифференциации агапитовой магмы и участия в формировании ультраагапитовых пород Хибин и Ловозера многокомпонентных силикатно-солевых расплавов-рассолов, кристаллизация которых, по-видимому, растянулась на несколько геологических периодов и, полностью не завершившись, получила продолжение в широком проявлении процессов замещения, растворения и переотложения вещества в верхней зоне массивов. К результатам этих процессов относятся явления вспучивания первоначально монолитных пород, развитие в выработках обильных натечных образований, сложенных вторичными силикатами, карбонатами, сульфатами и галогенидами натрия, формирование высокоминерализованных вод уникально высокой щелочности (рН до 12,0), значительное обогащение редкими элементами почв и растений [43, 142 и др.]

Таблица 3. Состав высокоминерализованных вод Хибинского (1) и Ловозерского (2) массивов, мг/л

Компоненты	1	2	Компоненты	1	2
Na <sup>+</sup>	272,8–6806	1615–26260	Cl <sup>-</sup>	8,88–14,20	8–85
K <sup>+</sup>			SO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	17,28–203,7	0–200
Ca <sup>++</sup>	1,20–3,20	0,0–1,0	F <sup>-</sup>	0,0–2400	150–15000
Mg <sup>++</sup>	0,12–0,73	0,0–140	SiO <sub>2</sub>	1916–9579	140–13000
Al <sup>+++</sup>	–	6–1000	рН	9,9–11,8	9,9–12,0
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	518,5–563,6	1425–2666	Сухой остаток	1308–17355	39,0–65000
CO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	62,4–8490				

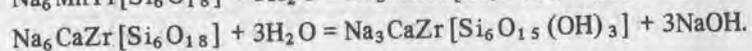
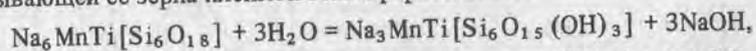
В табл. 3 представлен химический состав застойных рудничных вод из горных выработок Ловозерского массива (Е.И. Семенов, 1960; С.Р. Крайнов и др., 1969 г.) и высокоминерализованных скважинных вод Хибинского массива (данные Хибинской ГРП). В водах первого массива, отличающихся чрезвычайно высокой минерализованностью (до 65 г/л), содержится до 26 г/л натрия, 15 г/л фтора, 13 г/л кремния, 2,6 г/л суммы карбонат-ионов, 1 г/л алюминия, повышенные количества редких элементов (Li, Rb, Ti, Nb, TR, Zr), второго массива (сухой остаток 13,1–17,4 г/л) – до 6,8 г/л натрия, 9,0 г/л суммы карбонат-ионов, 9,6 г/л кремния, 2,4 г/л фтора. Эти данные заслуживают особенно большого внимания в связи с тем, что все подземные воды Балтийского щита, глубоко промытого талыми водами ледника и атмосферными осадками, относятся к наименее минерализованным водам мира (И.Ф. Вовк, 1982 г.).

#### МАЛОСТОЙКИЕ ТИТАНО- И ЦИРКОНОСИЛИКАТЫ

Активное взаимодействие с водой – характерная особенность многих высокощелочных минералов, подвергающихся растворению или изменению в эпитемальном и гипергенном процессах. Впервые на эту особенность обратила внимание И.Д. Борнеман-Старынкевич (1946 г.) при изучении титаносиликатов ломоносовит-мурманитового ряда. Большое число примеров стадийного замещения безводных минералов различных классов декагидратированным гидратными аналогами рассмотрено Е.И. Семеновым (1960 г. и др.).

Среди характерных минералов ультраагапитов особое место занимают аномально щелочные казаковит Na<sub>6</sub>MnTi[Si<sub>6</sub>O<sub>18</sub>] и цирсианит Na<sub>6</sub>CaZr[Si<sub>6</sub>O<sub>18</sub>], принадлежащие семейству ловозерита. Детальное изучение этих минералов позволило автору установить необычное явление – самопроизвольный переход безводных ультращелочных титано- и цирконосиликатов в низкощелочные водородсодержащие аналоги в естественных

атмосферных условиях [183, 228]. Указанный переход может быть описан как реакция взаимодействия пересыщенной натрием твердой фазы с покрывающей ее зерна пленкой атмосферной влаги:



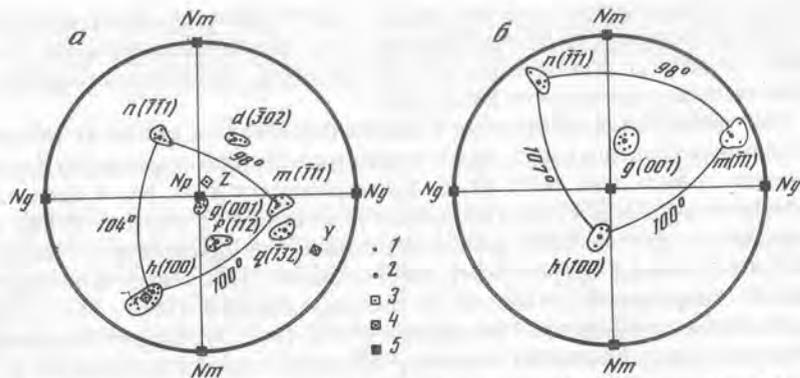
Изменению казаковита и цирсиалита сопутствует быстрое помутнение свежих сколов минералов вследствие развития налетов соды — продукта взаимодействия едкого натра поверхностной пленки с атмосферной углекислотой по схеме  $2\text{NaOH} + \text{CO}_2 = \text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ . За несколько месяцев хранения минералов в обычных условиях толщина содовых оторочек на их зернах достигает 0,1–0,5 мм. При этом у каждого из них существенно изменяются ИК-спектры с появлением полос поглощения карбонат-иона, а на рентгенограммах порошка появляются линии тисиналита и ловозерита и ослабевают линии высокощелочной протофазы. Согласно [27, 128, 131], низкая устойчивость казаковита и цирсиалита обусловлена особенностями их кристаллической структуры, в которой нарушен локальный баланс валентностей, нормализующийся при замещении части атомов натрия на протоны. Вследствие этого тисиналит и ловозерит в отличие от своих высокощелочных аналогов вполне устойчивы в атмосферных условиях.

Несколько иное поведение присуще высокощелочным минералам семейства келдышита и ломоносавита, которые устойчивы в атмосферных условиях, но легко гидратируются в эпитептермальном и гипергенном процессах по следующим реакциям: паракелдышит + вода → келдышит + NaOH, келдышит + вода → фаза М34 + NaOH, ломоносавит + вода → мурманит +  $\text{Na}_3\text{PO}_4$ , вуоннемит + вода → эпистолит +  $\text{Na}_3\text{PO}_4$ .

В результате подобных реакций образуется особый класс гомоосевых псевдоморфоз [179, 183, 191], в которых вторичные минералы наследуют от первичных не только химическую, но и структурную основу. Возникают эволюционные ряды (казаковит → тисиналит, цирсиалит → ловозерит, паракелдышит → келдышит → М34, ломоносавит → мурманит, вуоннемит → эпистолит), в которых каждому вторичному минералу соответствует вполне определенный протоминерал. Наличие тесного структурного родства между вторичными минералами и соответствующими предшественниками непосредственно следует из геометрического подобия их элементарных ячеек. Так, в основе строения всех минералов семейства ловозерита лежит единая "простейшая" элементарная ячейка с параметрами  $a = 7,3\text{--}7,4\text{Å}$ ,  $\alpha = 88\text{--}89^\circ$  (Н.М. Черницова и др., 1975 г.). Перпендикулярно тройной оси указанной ячейки располагаются слои из дискретных Ti (Zr)-октаэдров, которые связаны между собой дискретными кольцами  $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$ , где 6 из 18 атомов кислорода являются "немоستيковыми". Наличие у части Si-тетраэдров "свободных" вершин обеспечивает легкость разворота тетраэдров и изменение геометрии ловозеритового кольца, которое при одновременном и согласованном вращении всех полиэдров протекает с сохранением симметрии  $\bar{3}m$ . Этот эффект наглядно проявляется в образовании гомоосевых псевдоморфоз ловозерита по цирсиалиту (табл. IV, а) и тисиналиту по казаковиту, которое сопровождается скачкообразным уменьшением размера элементарной ячейки (см. табл. 21). Совпадение

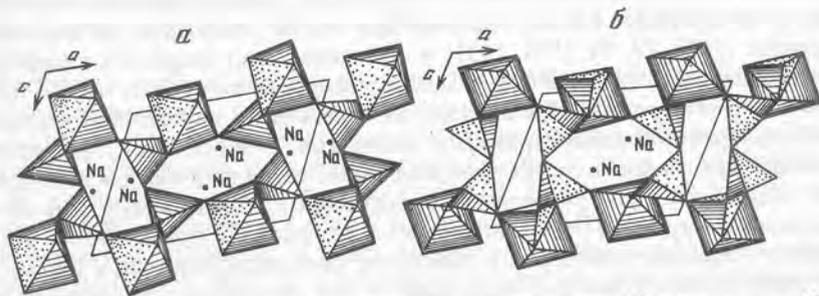
кристаллографических осей исходной и новообразованной фаз доказываются микроскопическим исследованием: при скрещенных николях участки зерен, сложенные ловозеритом или тисиналитом, погасают одновременно с реликтами цирсиалита или казаковита.

Для триклинных келдышита и паракелдышита при заметных различиях в величинах линейных и угловых параметров решетки характерна близость объемов ячейки (см. табл. 8). О принадлежности этих фаз к единому семейству структурных типов свидетельствует наличие у каждой из них ярко выраженной тригональной псевдосимметрии. Она проявляется в характерном расположении сферического треугольника, связывающего полюса трех систем совершенной спайности по псевдоромбоэдру (100),  $(\bar{1}11)$ ,  $(\bar{1}\bar{1}\bar{1})$  относительно двойниковой плоскости (001) (рис. 8). На рис. 9 приведены проекции кристаллических структур обеих фаз на плоскость XOZ [178]. Мотив структуры почти одинаков, за исключением некоторого различия в координатах атомов. Так же как и в паракелдышите, основу структуры келдышита составляет трехмерный каркас смешанного типа из Zr-октаэдров и диортогрупп  $\text{Si}_2\text{O}_7$ , в котором все немоستيковые атомы кислорода диортогрупп одновременно являются вершинами Zr-октаэдров. Каркас содержит два типа крупных пустот, заполненных атомами Na. При замещении паракелдышита келдышитом часть атомов Na выщелачивается, обмениваясь на протоны. Весьма показательны также следующие наблюдения в шлифах (табл. IV, б) [179, 203]: в неполных псевдоморфозах келдышита по паракелдышиту новообразованный минерал наследует не только внешнюю форму зерен исходной фазы, но и детали их внутреннего строения, включая расположение первичных двойников. Участки зерен, принадлежащие разным фазам, погасают одновременно, поскольку каждая из них имеет индивидуальную оптическую ориентировку. Аналогичные отношения связывают мурманит с ломоносавитом и эпистолит с вуоннемитом. До недавнего времени ловозерит и эпистолит рассматривались как вполне самостоятельные первичные минералы, а для мурманита допускалась возможность как первичной кристаллизации, так и развития путем псевдоморфизации ломоносавита. В настоящее время назрела необходимость пересмотра всех этих представлений в пользу единой вторичной природы водородсодержащих аналогов ультращелочных минералов, которые мы предлагаем выделить в особую генетическую группу "трансформационных" минеральных видов [179, 182, 191 и др.]. Их своеобразие состоит в том, что в отличие от обычных минералов, способных кристаллизоваться из расплавов или растворов, они образуются только путем псевдоморфизации соответствующих минералов-предшественников. Однозначное соответствие первичных и вторичных минералов рассмотренных рядов может служить основой для получения надежных данных об эволюции процессов минералообразования в пространстве и времени, а также реставрации первичного минерального состава пород и руд по вторичным продуктам. В частности, породы и дериваты, содержащие ловозерит, келдышит, мурманит и эпистолит, необходимо рассматривать как измененные ультраапатиты, первоначально содержавшие цирсиалит, паракелдышит, ломоносавит и вуоннемит. К подобным образованиям могут быть отнесены, например, ловозерит-мурманитовые лувяриты (III интрузивная фаза Ловозерского массива), которые на ранней стадии формирования имели существ-



Р и с. 8. Кристаллооптические диаграммы паракелдышита (а) и келдышита (б) со сферическими треугольниками, связывающими полюса совершенной спайности по псевдоморфозу

1, 2 — полюса плоскостей спайности и срastания (экспериментальные точки и усредненные положения); 3, 4 — кристаллографические оси; 5 — оси оптической индикатрисы



Р и с. 9. Проекция кристаллических структур паракелдышита (а) и келдышита (б) на плоскость  $ac$  [178]

венно цирсианит-ломоносовитовый состав и, очевидно, характеризовались более высоким, чем в настоящее время, коэффициентом агпаитности. В связи с отмеченным весьма парадоксальным представляется факт отсутствия в породах Илимаусакского массива высокощелочных аналогов давно найденных здесь ловозерита, мурманита и эпистолита. Исследования последних лет, выполненные на свежем материале, привели к обнаружению в массиве ломоносовита (по: S. Karup-Møller, 1983 г.) и вуоннемита (по: J.G. Ronsbo et al., 1983 г.). Нет сомнений, что этот пробел будет успешно восполнен и в отношении цирсианита.

Выделение трансформационных минеральных видов вносит существенный вклад в разработку общей концепции наследования в минералогенезисе [210, 278]. Первостепенное значение исследованию псевдоморфоз как источника информации о последовательности минералообразования придавал В.И. Вернадский, что нашло отражение в его представлениях о "каолиновом ядре" алюмосиликатов. Свое развитие они получили в работах

А.Е. Ферсмана о мутабельных процессах, трудах И.И. Гинзбурга и Е.Г. Куковского, посвященных преобразованиям минералов в корках выветривания, многих других работах, в том числе посвященных экспериментальному исследованию квазиизоструктурных превращений минералов в твердом состоянии [162, 176, 222 и др.]

Плодотворным для развития концепции наследования в минералогенезисе является представление о минералах как клатратных соединениях. К ним, как известно, относят соединения, кристаллизующиеся только в присутствии определенных компонентов-модификаторов (ионов Na, K, Li, Rb, Cs, Sr, Ba, молекул  $H_2O$ , NaCl,  $Na_3PO_4$ , групп  $SO_4$ ,  $CO_3$  и т.п.), располагающихся в полостях каркаса, в межслоевых пространствах или в каналах структуры. Указанные компоненты служат не только наполнителем, но и шаблоном, по которому строится остов структуры. Структурный остов таких соединений, однажды возникнув, в дальнейшем сохраняет свою устойчивость при существенных колебаниях состава компонентов-модификаторов.

Среди природных соединений едва ли не половина, в том числе большинство представителей "Второй главы" кристаллохимии силикатов (по Н.В. Белову) — цеолиты, фельдшпатоиды, слюды, многочисленные титано-, ниобо-, цирконосиликаты — относятся к клатратным или клатратоподобным. Одна из актуальных проблем в исследовании таких соединений — разработка критериев, с помощью которых удалось бы связать их типоморфные особенности с определенными стадиями онтогенеза [36]. Если на стадии зарождения (роста) эти особенности в значительной мере определяются концентрацией компонентов-модификаторов в минералообразующей среде, то на стадии изменения в посткристаллизационный период они определяются прежде всего устойчивостью и свойствами (молекулярно-ситовыми, ионообменными и т.п.) сформировавшихся структурных остовов. Примерами существенного изменения состава природных клатратов в отношении компонентов-наполнителей при сохранении состава и строения структурного остова могут служить ионный обмен в минералах, а также образование конституционных (гомоосевых) псевдоморфоз вторичных минералов по соответствующим первичным структурным аналогам. С точки зрения технологической минералогии важное значение имеет тот факт, что термохимической обработкой (обезвоживанием, выщелачиванием и т.п.) можно получить структурный остов клатрата в чистом виде. Образующиеся при этом вещества находятся в метастабильном состоянии и обладают повышенной химической и каталитической активностью. Термохимическая обработка соединений клатратной структуры находит широкое применение при получении на основе природных минералов новых материалов с заданными свойствами [33, 165, 166, 261].

#### НОВЫЙ ПЕРСПЕКТИВНЫЙ ТИП МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРИРОДНОЙ СОДЫ

Наличие минералов группы соды<sup>1</sup> в Хибинском и Ловозерском массивах эпизодически фиксировалось (Е.И. Семеновым, П.К. Семеновым, М.Д. Дорфманом, И.В. Буссен и др.) примерно с 1950 г., однако ранее они

<sup>1</sup> К этой группе обычно относят простые и сложные карбонаты натрия.

совершенно не привлекали к себе внимания с практической точки зрения, поскольку рассматривались в основном как вторичные или сезонные, имеющие крайне ограниченное распространение. Полученные за последние годы данные о широком распространении гипогенных карбонатов натрия потребовали коренного пересмотра сложившихся представлений о характере и масштабах содоносности массивов. В результате детальных минералогических работ автором обоснована перспективность исследования Хибин и Ловозера с целью открытия месторождений природной соды нового генетического типа [196]. Особое значение для решения вопроса о природе содовой минерализации имело открытие в породах глубоких зон массивов скоплений нового безводного карбоната натрия — натрита [193] — природного аналога той самой "кальцинированной соды", которую получают в промышленных масштабах путем сплавления известняка и поваренной соли по реакции  $\text{CaCO}_3 + 2\text{NaCl} = \text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{CaCl}_2$ . Состав, парагенезис, онтогенетические и другие особенности этого легко растворимого в воде минерала вполне определенно свидетельствуют о его кристаллизации из эндогенных расплавов-рассолов. Такую природу имеют и другие носители содовой минерализации, из которых важнейшими являются термонатрит, трона, пирссонит и, возможно, натрон. Наиболее значительные скопления этих минералов выявлены в Хибинском массиве (типы 8 и 8а), на площади развития рихторитов и ийолит-уртитов. В указанном комплексе ниже зоны выветривания, на глубинах от 200–500 м до 1–2 км буровыми скважинами и выработками вскрыты блоки пород мощностью в десятки и сотни метров с интенсивной содовой минерализацией прожилково-вкрапленного типа. Такая минерализация установлена автором в свежем керне скважин, пробуренных в районе гор Эвеслогчорр, Коашва, Ньюрпахк, Суолуайв, Партомчорр, Рестиньон, т.е. практически по всей центральной дуге длиной около 75 км при мощности от 1 до 6 км, а также обнаружена в глубоких выработках на горах Кукисвумчорр, Юкспор и Расвумчорр. С учетом объема продуктивных на соду пород, слагающих крупнейшую в мире ийолит-уртитовую интрузию, масштабы развития эндогенной содовой минерализации в Хибинском массиве оцениваются автором [196] как весьма крупные.

В Ловозерском массиве наибольшие концентрации карбонатов натрия приурочены к пойкилитовым содалитовым сиенитам, фойяитам и луавритами верхней части дифференцированного комплекса и к развитым в этих породах пегматитам, усингитовым, анальцимовым и натролитовым прожилкам. Встречены также прожилки, целиком сложенные натритом и термонатритом (см. табл. II, а). Однако в этом массиве, в отличие от Хибинского, существенная часть избытка натрия ультращелочной магмы зафиксирована вместе с фтором в виде скоплений виллиомита, тогда как карбонаты натрия представлены в подчиненных количествах. Обогащенные виллиомитом пойкилитовые содалитовые сиениты, фойяиты и луавриты слагают в верхней части разреза дифференцированного комплекса несколько горизонтов, протягивающихся на десятки километров по всей площади массива. Почти по всей его площади прослеживаются также приуроченные к этой части разреза горизонты пегматоидных пород, насыщенных виллиомитом и другими водорастворимыми минералами. На отдельных участках таких горизонтов встречаются изометричные (до 1 м в поперечнике) и линзообразные (диаметром до 10–50 м) тела крупнозернистых, существен-

но виллиомитовых пород с натролитом, гакманитом и термонатритом. Виллиомит — весьма перспективный тип содового сырья. Продукты растворения этого минерала необходимо утилизировать, поскольку они представляют, с одной стороны, большую опасность как источник загрязнения прилегающих к массиву водных бассейнов, а с другой — бесспорную ценность как вид сырья для безотходного производства соды и остро дефицитных фторпродуктов [196]. Учитывая отсутствие в СССР крупных озерных месторождений соды, на которых базируется производство соды за рубежом [1, 121, 298, 308], следует обратить особое внимание на уникальные скопления природных карбонатов и фторидов натрия в щелочных массивах Хибино-Ловозерского комплекса.

Для установления генетической природы и выявления условий формирования содовой минерализации Хибин и Ловозера проведено комплексное изотопно-углеродное и изотопно-кислородное изучение большой группы минералов этих массивов и некоторых минералов из осадков содовых озер [10, 11]. Как следует из полученных данных (табл. 4), щелочные карбонаты ультраапатитов, общие для обоих массивов, в частности натрит и термонатрит, имеют близкие изотопные характеристики. Сидоренкиты несколько различаются только изотопным составом углерода, а шортит Хибинского массива по изотопным характеристикам близок к шортитам из других щелочных массивов, но в то же время существенно отличается от шортита осадочной формации Грин-Ривер. Точно так же трона Хибинского массива значительно отличается от троны оз. Магади, т.е. однотипные минералы эндогенного и экзогенного происхождения четко различаются по изотопно-углеродным и изотопно-кислородным характеристикам.

Интересно отметить, что изотопный состав углерода термонатрита (№ 27 в табл. 4), образовавшегося при атмосферном выветривании цирсиалита, характеризуется величиной  $\delta^{13}\text{C} = 8,8\text{‰}$ , что соответствует значениям  $\delta^{13}\text{C}$  углекислого газа современных промышленных городов, а изотопный состав кислорода этой соды определяется величиной  $\delta^{18}\text{O} = +21,5\text{‰}$ , которая хорошо согласуется со значением  $\delta^{18}\text{O} = +21,3\text{‰}$ , полученным расчетным путем при условии, что "атмосферный" термонатрит образуется по гидролитически-углекислотному механизму: 1) цирсиалит +  $3\text{H}_2\text{O} = \text{ловозерит} + 3\text{NaOH}$ , 2)  $2\text{NaOH} + \text{CO}_2 = \text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ . В то же время натрон (№ 14), выполняющий крупные полости в глубоких зонах Хибинского массива (гора Кукисвумчорр) и, вероятно, имеющий эндогенное происхождение, имеет совершенно иные изотопные характеристики:  $\delta^{13}\text{C} = -4,7\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O} = +14,8\text{‰}$ , которые находятся в диапазоне вариаций  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , установленных для всех изученных первичных содовых минералов Хибин:  $\delta^{13}\text{C} = -0,9 \div -6,1\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O} = +7,9 \div +16,4\text{‰}$ , что соответствует справочным данным для изотопного состава ювенильного углерода и кислорода.

Обнаружение обильных скоплений первичных содовых минералов в глубоких зонах Хибин и Ловозера и изотопные доказательства глубинного источника углерода щелочных карбонатов имеют важное петрогенетическое и прогнозное значение. Полученные данные коренным образом меняют существующие представления о нехарактерности минералов, содержащих  $\text{CO}_2$ , для апатитовых пород. Указанные представления, как теперь очевидно, сложились при изучении верхней зоны массивов, являющейся зоной

Таблица 4. Характеристики  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  (в ‰) минералов Хибин, Ловозера и других объектов

№ п/п	Минерал	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	№ п/п	Минерал	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	№ п/п	Минерал	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	№ п/п	Минерал	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)
<i>Хибинь</i>															
1	Бербанкит	-3,2	+10,7	32	"	-3,5	+13,2	62	Термонарит	-1,8	+9,8				
2	"	-2,9	+9,1	33	"	-3,8	+13,3	63	"	+0,7	+10,6				
3	"	-6,1	+8,5	34	Щорит	-2,6	+8,8	64	Белянкинит	-	+3,7				
4	Боншгедтит	-2,9	+10,2	35	"	-4,0	+10,1	65	Грумантит	-	+8,6				
5	"	-3,4	+8,4	36	"	-2,6	+8,3	66	Зорит	-	+5,9				
6	"	-3,2	+10,8	37	"	-2,7	+10,3	67	Карнасуртит	-	+11,6				
7	Гейлоссит	-0,9	+14,5	38	"	-1,7	+10,7	68	Ловларит	-	+10,5				
8	Давсонит	-4,6	+16,4	39	"	-1,5	+11,6	69	Макагит	-	+7,2				
9	Кальцит	-1,8	+15,3	40	Амьит	-	+5,6	70	Маунтинит	-	+5,9				
10	Нагрит	-3,9	+10,0	41	Анальцит	-	+8,5	71	Мурманит	-	+2,6				
11	"	-4,4	+10,6	42	Виноградовит	-	+2,7	72	"	-	+4,7				
12	"	-4,4	+11,0	43	Дельхайейлит	-	+3,2	73	Нагролит	-	+5,4				
13	"	-5,5	+13,0	44	М34	-	+3,8	74	"	-	+9,6				
14	Нагрон	-4,7	+14,8	45	Ловозерит	-	+9,3	75	"	-	+11,4				
15	Олигонит	-6,3	+9,8	46	"	-	+4,4	76	"	-	+10,3				
				47	Нагролит	-	+6,0	77	Нагрофосфат	-	+1,4				

16	Пирсонит	-1,1	+11,9	48	"	-	+5,8	78	"	-	-1,3
17	"	-1,1	+12,8	49	Нагрофосфат	-	-2,8	79	Пенквиксит	-	+8,5
18	"	-1,3	+12,4	50	"	-	-0,7	80	Полиитионит	-	+15,6
19	"	-1,1	+12,4	51	Паранагролит	-	+5,9	81	Ревдит	-	+8,7
20	"	-1,7	+12,4	52	Пектолит	-	+5,1	82	Серадит	-	+5,8
21	Сидоренкит	-2,0	+8,4	53	Томсонит	-	+9,2	83	Уосинит	-	+9,1
22	Синхизит	-4,2	+12,2	54	Фенаксит	-	+6,7	84	Эвдиалит	-	+4,3
23	Термонарит	-3,4	+11,5	55	Юкспорит	-	+8,3	85	Энцидимит	-	+9,4
24	"	-2,0	+9,2								
25	"	-2,0	+7,9								
26	"	-1,6	+9,2								
27	"	-8,8	+21,5	56	Нагрит	-3,7	+9,5	86	Бредлит	-1,1	+21,0
28	Трона	-3,2	+10,5	57	Нагродэвин	-4,9	+9,6	87	Трона	+2,8	+34,1
29	"	-3,6	+12,7	58	"	-5,8	+10,5	88	Щорит	+0,5	+24,2
30	"	-3,6	+13,5	59	ОН-канкринит	-0,3	+8,7	89	"	-2,7	+14,6
31	"	-4,4	+12,5	60	SH-канкринит	-	+5,0	90	"	-3,0	+11,9
				61	Сидоренкит	-4,3	+8,3	91	"	-6,1	+11,2

*Ловозеро*

Анализы выполнены в лаборатории изотопной геологии ИЛСАН СССР.

Примечание. Места взятия образцов: Кукувумчорр — 1, 2, 4, 14, 16–20, 25–27, 29–33, 38–40, 42, 48, 51; Тульлухт — 3, 8, 15, 22; Олений ручей — 5, 7, 9, 11–13, 34; Вуоннемяок — 6, 10, 35, 36, 54; Расумчорр — 21, 23, 45–47, 49, 52, 53; Юкспор — 24, 43, 50, 55; Ресгильон — 28, 37; Рисчорр — 41; Тахгарумчорр — 44; Карнасурт — 56, 58, 59, 62–64, 67, 72–74, 76–78, 81, 83, 85; жила Юбилейная на горе Карнасурт — 66, 68, 70, 75, 79, 80, 82, 84; Аллуайв — 57, 60, 61, 65, 69, 71; содоносные отложения формации Грин-Ривер — 86, 88 и оз. Магади — 87; карбонатитовые комплексы Вуориярви — 89 и Ковдор — 90; Вишневогорский массивный комплекс — 91.

Таблица 5. Характеристика  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  (в ‰) содовых минералов из карбонатитового штока Хибин (1), центральной дуги Хибин (2), Ловозерского массива (3)

	1	2	3
	от-до (среднее)	от-до (среднее)	от-до (среднее)
$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	-6,1 ÷ -4,6(-5,3)	-6,1 ÷ -0,9(-2,8)	-4,3 ÷ +0,7(-2,3)
$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	+8,5 ÷ +16,4(+12,4)	+7,9 ÷ +14,8(+11,1)	+8,3 ÷ +10,6(+9,5)

выщелачивания карбонатов натрия<sup>1</sup>. В какой-то мере эти данные заставляют более внимательно отнестись к вопросу о составе корневых частей Ловозерской и Хибинской интрузий, где, по результатам геофизических исследований [151], залегают породы с низкой плотностью (около 2,60 г/см<sup>3</sup>), почти совпадающей с плотностью натрита (2,54 г/см<sup>3</sup>). Эти данные существенно укрепляют позиции петрологов, указывающих на важную роль углекислоты и углеводородов в составе нефелинитовых магм [5, 38, 75, 300 и др.].

Вполне возможно, что высокая содоносность пород центральной дуги Хибин обусловлена их переработкой "карботермальными" растворами, генетически связанными с породами карбонатитовой интрузии. Такое предположение согласуется с приведенными данными по изотопии углерода и кислорода. Если их сопоставить в обобщенном виде по группам изученных образцов (табл. 5), то выявляется отчетливая и, несомненно, имеющая глубокий генетический смысл закономерность, состоящая в том, что на фоне сравнительной близости изотопных характеристик всех первичных содовых минералов Хибин и Ловозера имеет место последовательное возрастание значений  $\delta^{13}\text{C}$  и понижение значений  $\delta^{18}\text{O}$  в ряду карбонатитовый шток Хибин → район центральной дуги того же массива → Ловозерский массив.

Геолого-петрологические аспекты генетической связи содовой минерализации с породами карбонатитового комплекса рассмотрены в [151] в связи с выделением этих пород в качестве "третьей интрузивной фазы" Хибинского массива. На наличие такой связи указывают также некоторые чисто минералогические критерии, в частности: а) присутствие в породах карбонатитовой интрузии залива Тульилухт ряда натрийсодержащих карбонатов и фторидов — давсонита, бербанкита, криолита [54, 79], встреченных автором вместе с минералами группы соды в нескольких точках центральной дуги массива; б) повышенное количественное содержание и качественное разнообразие щелочных карбонатов в районах юго-восточного (Коашва, Ньюкпахк, Олений ручей) и северо-восточного (Рестиньон) флангов ийолит-уртитовой дуги массива, находящихся на кратчайших расстояниях от карбонатитовой интрузии. В самом деле, именно в этих районах центральной дуги Хибин автором сделаны разнообразные находки щелочных

<sup>1</sup> Этот вывод справедлив и в отношении массива Илимаусак. Согласно данным проф. Х. Соренсена (устное сообщение), первая глубокая выработка в этом массиве пересекла породы, обогащенные карбонатами натрия, которые отмечались ранее [318] лишь как минералогическая редкость.

карбонатов, в том числе представляющих собой новые минеральные виды и разновидности: натрит, ферротит, боншtedтит, баренцит, Fe-эйтелит, шортит, гейлюссит.

В разработке научных основ поисков месторождений природной соды рассматриваемого типа важное значение имеет выяснение вопроса о взаимоотношениях содовой минерализации с некоторыми специфическими типами пойкилитовых пород и редкометалльно-фосфатным оруденением массивов. Большого внимания заслуживают, в частности, эксперименты (см. прим. к стр. 29), демонстрирующие влияние солей 1-го типа ( $\text{K}_2\text{CO}_3$  и т.п.) на повышение растворимости солей 2-го типа ( $\text{Na}_2\text{CO}_3$  и т.п.) в высокотемпературных водных растворах. Одним из следствий такого взаимовлияния является то, что в щелочно-карбонатных системах любые процессы, приводящие к кристаллизации минералов калия, должны способствовать выпадению карбонатов натрия. Вполне закономерна поэтому приуроченность повышенных концентраций содовых минералов к калишпатизированным разностям ийолит-уртитов центральной дуги Хибин, что до сих пор не находило удовлетворительного объяснения.

Значительный интерес представляют данные о поведении апатита в ассоциациях с щелочными карбонатами в природных и экспериментальных системах. Анализ минеральных парагенезисов свидетельствует о неустойчивости апатита обычного состава в ассоциациях с ультращелочными минералами, в частности о запрещенности парагенезиса апатит-натрит. В качестве "заместителей" апатита в таких ассоциациях выступает большая группа натриевых и натрийсодержащих фосфатов, силикато- и карбонатфосфатов. Устойчивыми фазами с апатитовым типом структуры в этих ассоциациях являются NaCeSr- и SrCa-аналоги апатита — беловит и стронций-apatит. Первый из них характерен для Ловозерского массива, обогащенного редкими землями, второй — для Хибинского массива. В Хибинском массиве, богатом минералами кальция, автором описаны накафит  $\text{Na}_2\text{CaPO}_4\text{F}$ , нефедовит  $\text{Na}_5\text{Ca}_4(\text{PO}_4)_4\text{F}$  и арктит  $\text{Na}_5\text{BaCa}_7(\text{PO}_4)_6\text{F}_3$ . Два первых минерала, кроме самостоятельных выделений, образуют псевдоморфозы по апатиту при наложении ультращелочной минерализации на породы умеренной щелочности. В этом аспекте большой интерес представляют результаты экспериментального изучения фазовых отношений в фосфат-карбонат-фторидно-натриевых системах [51, 73 и др.]: доказана, в частности, неустойчивость апатита в присутствии натрита при повышенных температурах и определена роль виллиомита как катализатора реакции разложения апатита натритом.

В свете рассмотренных данных о поведении апатита в природных и экспериментальных системах с карбонатами натрия остаются труднообъяснимыми факты распространения содовой минерализации, представленной термонатритом, натроном или тронной, на значительные объемы апатит-нефелиновых пород хибинских апатитовых месторождений (Коашва, Олений ручей и др.). Вполне возможно, что содовая минерализация этого типа, имеющая характер тонкой интерстициальной вкрашенности, является наложенной, сравнительно низкотемпературной и развивается при термодинамических условиях, допускающих сосуществование апатита с минералами группы соды. Косвенным подтверждением такой возможности может служить отсутствие в указанных породах существенных

скоплений щелочных фосфатов и других ультращелочных минералов, характерных для ассоциаций натрита. В то же время вряд ли случайно, что апатит из подобных пород отличается повышенной стронциеисодержимостью [65, 114].

Выше приводились примеры нахождения натрита в тесных сростаниях с плотным тонкозернистым термонатритом. Очевидно, при образовании таких сростков кристаллизация карбонатов натрия из материнского расплава раствора начиналась в форме натрита и заканчивалась в форме термонатрита, а количественные соотношения фаз определялись исходным содержанием воды в системе. При существенно пониженных термодинамических параметрах представляется вполне реальным осаждение из подобного раствора и десятиводного карбоната натрия — натрона как одного из конечных продуктов далекого зашедшего процесса дифференциации ультращелочной магмы.

В рассматриваемых массивах наряду с гипогенными распространены гипергенные минералы группы соды, но химическую основу последних, по-видимому, составляют переотложенные компоненты минералов первой группы, а не продукты взаимодействия нефелина с фтористоуглекислыми грунтовыми водами, как это принимается в работе [45]. Так, в старых штольнях горы Карнасурт (Ловозеро), пройденных среди ультрааплаитовых пород, были описаны натечные выделения "натроопала", представляющие собой богатое натрием и фтором стекловатое кремнеземистое вещество [30]. Вместе с натроопалом встречены сталактиты длиной до 20 см, состоящие из чередующихся концентрически-скорлуповатых слоев опала и содовых минералов, среди которых диагностированы трона, натрон и термонатрит [13, 45, 138]. Позднее здесь же на стенках и кровле свежих выработок нами наблюдались участки интенсивного вспучивания пород, сложенные влажной на ощупь, рыхловатой массой натрона с включенными в нее обломками кристаллов виллиомита и других минералов. При этом обращала на себя внимание весьма характерная деталь — отсутствие следов растворения раздробленных кристаллов виллиомита. После расчистки таких участков было установлено, что натрон является вторичным минералом, образующимся в результате атмосферной гидратации плотного первичного термонатрита. Последний характерен для свежескрытых шпиромидных пегматитов, в которых он выполняет интерстиции между блоковыми кристаллами виллиомита, натролита и гакманита.

Аналогичную природу имеют выделения переотложенных гидрокарбонатов натрия на керне пород с вкраплениями первичных содовых минералов. Свежий керн таких пород под действием атмосферных агентов очень быстро теряет свою монолитность и через несколько недель или месяцев хранения на открытом воздухе превращается в тонкощебенчатую дресву, причем на начальной стадии выветривания столбики керна растрескиваются, сильно увеличиваются в объеме и деформируются. Это обусловлено почти пятикратным возрастанием объема твердой фазы в ряду натрит—термонатрит—натрон, мольные объемы которых равны соответственно 69,1, 90,9 и 325 Å<sup>3</sup>.

Тем не менее часть вторичной содовой минерализации, возможно весьма значительная, имеет совершенно иную природу, что доказано нами путем эксперимента над типичным образцом содоносных пород месторождения

Таблица 6. Характеристики  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  (в ‰) содовых выцветов на керне скв. 1723 (Хибинь)\*

№ п/п	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	№ п/п	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)
1	-9,2	+22,9	3	-9,6	+23,9
2	-8,6	+24,4	4	-9,4	+25,8

\*Анализы выполнены в лаборатории изотопной геологии ИЛСАН СССР

Олений ручей в Хибинах. Исходный образец (неравнозернистый полевошпатсодержащий ийолит-уртит с глубины 1390 м) представлял собой монолитный столбик породы, на поверхности которого имелись сугробообразные выцветы гидрокарбонатов натрия, приуроченные к микротрещинам породы и интерстициям зерен породообразующих минералов. После удаления первоначальных наростов соды образец периодически смачивали из пипетки дистиллированной водой, оставляли для просушки в естественных условиях и в течение 1 месяца периодически снимали с поверхности вновь образующиеся выцветы, которые были подвергнуты изотопному анализу (табл. 6). Порядковые номера проб в приводимой таблице соответствуют последовательности отбора проб: в каждой из них объединены наросты гидрокарбонатов, собранные соответственно за 1-ю, 2-ю, 3-ю и 4-ю недели месяца. Рентгенографический анализ показал, что каждая из четырех проб соответствует термонатриту. Как следует из сравнения полученных результатов с данными табл. 4, по своим изотопным характеристикам содовые выцветы, образовавшиеся на поверхности керна, существенно отличаются от гипогенных карбонатов натрия, но аналогичны выделениям соды, образующимся по гидролитически-углекислотному механизму при атмосферном выветривании цирсиалита (см. № 27 в табл. 4). Следовательно, изученные содовые выцветы не могут рассматриваться как критерий переотложения предполагавшихся тонких вкраплений в породе гипогенных карбонатов натрия, а, вероятно, представляют собой продукт взаимодействия NaOH с атмосферной углекислотой.

Источниками NaOH в процессах эпигенетического содообразования могут служить некоторые высокощелочные силикаты (цирсиалит, казаковит и др.), гидролизующиеся по реакции типа высокощелочной минерал + H<sub>2</sub>O = субщелочной минерал + NaOH. Близкая к этой точке зрения высказывается также Ю.Л. Капустиным (1975 г.). Но подобные минералы с ультравысоким содержанием натрия пользуются ограниченным распространением и не могут объяснить интенсивное развитие содовой минерализации, прослеженной по керну многочисленных буровых скважин. Это вновь возвращает нас к представлениям М.Д. Дорфмана и др. [45] о возможности образования содовых минералов при взаимодействии нефелина с фтористоуглекислыми грунтовыми или поверхностными водами по реакции Na<sub>2</sub>O · Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> · 2SiO<sub>2</sub> + 12NaF + 8CO<sub>2</sub> + 4H<sub>2</sub>O = 2(3NaF · AlF<sub>3</sub>) + 8NaHCO<sub>3</sub> + 2SiO<sub>2</sub>. Правда, указанная реакция, согласно цитируемой работе, идет только в кислой среде, что не соответствует реальной обстанов-

ке. Наши эксперименты, проведенные с использованием нефелина из Хибин и Вишневых гор (Урал), подтверждают возможность протекания подобной реакции и при  $pH > 7$ . В опытах при комнатной температуре и свободном доступе атмосферного воздуха автором установлено, что осадки водных вытяжек, полученных из суспензий нефелина и виллиомита в отдельности, не содержат карбонатов натрия, тогда как аналогичные осадки из смешанных суспензий этих минералов содержат карбонаты натрия, бурно вскипающие в слабой лимонной кислоте. Таким образом, в формировании содовой минерализации Хибин и Ловозера наряду с эндогенными принимают участие экзогенные процессы, роль которых необходимо учитывать при изучении содоносности этих массивов.

#### О КОНВЕРГЕНЦИИ УЛЬТРАЩЕЛОЧНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ДЕРИВАТАХ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ И ОТЛОЖЕНИЯХ СОДОВЫХ ОЗЕР

В геологической литературе уже подчеркивалось значительное сходство минерального состава поздних дериватов агапитовых нефелиновых сиенитов, с одной стороны, и молодых или современных отложений содовых озер типа формации Грин-Ривер в США и оз. Магади в Кении — с другой [147, 298, 308—310 и др.]. Результаты наших исследований позволили значительно расширить список минералов, общих для сравниваемых объектов [207]. Так, из приводимого ниже общего списка аутигенных минералов формации Грин-Ривер, включающего 77 видов, подавляющее большинство — 65 минералов (полужирным) — имеют своих аналогов в нефелин-сиенитовых дериватах и только 12 видов пока что не обнаружены в последних<sup>1</sup>:

*Окислы* — анатаз, кварц, нордстрандит, халцедон;

*Карбонаты* — арагонит, баритокальцит, бербанкит, бредлиит, буркеит, вегшайдерит, витерит, гейлюссит, давсонит, доломит, кальцит, магнезит, маккелвиит, натрон, нахколит, норсетит, нортупит, Fe-нортупит, пирссонит, сидерит, стронцианит, термонарит, тихит, трона, шортит, эвальдит, эйтелит;

*Боросиликаты* — гаррелсит, лейкофенит, ридмерджерит, сирлезит;

*Титаносиликаты* — виноградовит, лабунцовит;

*Цирконосиликаты* — катаплеит, эльпидит;

*Прочие силикаты* — альбит, анальцим, апофиллит (?), биотит, гармотом-уэлсит, гидробиотит, иллит, каолинит, клиноптилолит-морденит, лафлинит, магнезиоарфведсонит, монтмориллонит, натролит, нонтронит, ортоклаз, сепиолит, стевенсит, тальк, хлорит, эгирин;

*Фосфаты* — апатит, коллофан;

*Сульфаты* — астраханит, барит, гипс, сидеритил, ссомольнокит, старкеит, целестин;

*Галогениды* — галит, криолит, нейборит, флюорит;

*Сульфиды* — вюртцит, марказит, пирит, пирротин;

*Элементы* — сера.

Особый интерес вызывает обнаружение в нефелин-сиенитовых дериватах

<sup>1</sup>Отложения формации содержат также углеводороды: абелсонит, альбертит, джилсонит, инграмит, кероген, озокерит, таббит, уинтаит, ютаит.

большой группы карбонатов и других солей натрия — шортита, пирссонита, гейлюссита, давсонита, термонарита, троны, нахколита, Fe-эйтелита, ферротихита (железистый аналог тихита), бонштедтита и сидоренкита (железистый и марганцевый аналоги бредлиита), доннейта (стронциевый аналог маккелвиита), виллиомита, галита, когаркоита, тенардита, макатита, ка-немита, а в содоносных отложениях — многих силикатных минералов, характерных для нефелин-сиенитовых дериватов — магнезиоарфведсонита, эгирина, калиевого полевого шпата, альбита, анальцима, виноградовита, лабунцовита, лейкофенита, катаплеита, эльпидита и др. Сходство сравниваемых образований дополняется тем, что и в осадочных отложениях в соответствии с правилом полярности химических связей [78, 169 и др.] высокощелочные минералы имеют резко натриевую специфику, тогда как практически весь калий расходуется на образование полевых шпатов.

Большое сходство минерального состава сравниваемых типов природных объектов — яркий пример конвергенции гипогенных и гипергенных процессов минералообразования [207, 271]. Оно свидетельствует о том, что кристаллизация минералов на конечных стадиях формирования агапитовых нефелиновых сиенитов и отложений содовых озер происходила в довольно близких физико-химических условиях, в частности при резко повышенной щелочности минералообразующей среды. Отсюда понятно отсутствие минерализации, типичной для формации Грин-Ривер, в обычных соленосных формациях, где натрий и калий нейтрализованы сильными кислотами и связаны преимущественно в форме сульфатов и хлоридов.

Наиболее существенные отличительные особенности минерального состава сравниваемых образований заключаются в следующем. Для нефелин-сиенитовых дериватов характерны разнообразие редкометалльных (Nb, Zr, TR) и фосфатных минералов и присутствие низкокремнистых алюмосиликатов (уссингита, натролита), часто содержащих в "боковой цепи" щелочные соли  $Na_2CO_3$ ,  $Na_2S$ ,  $NaF$ ,  $Na_3PO_4$  (ломонсовит, стенструпин, натродэвин). Для отложений содовых озер характерны развитие высококремнистых цеолитов, разнообразие минералов В, Mg, Са, бедность минералами Fe, Mn, иногда Al. К этому можно добавить, что образования первого типа содержат большое число ультранатриевых солевых минералов, крайне неустойчивых в естественных атмосферных условиях (натрит, натросилит, олимпит, цирсианит), тогда как в образованиях второго типа широко распространены кислые соли (в том числе трона, нахколит), более устойчивые в этих условиях. По сравнению с карбонатами нефелин-сиенитовых дериватов ( $\delta^{13}C = -6,3 \div +0,7$ ,  $\delta^{18}O = +7,9 \div +16,4$ ‰ (см. табл. 4) карбонаты содовых отложений ( $\delta^{13}C = -1,1 \div +2,8$ ,  $\delta^{18}O = +21,0 \div +34,1$ ‰) обогащены тяжелыми изотопами углерода и кислорода.

Проиллюстрированная аналогия в минеральном составе нефелин-сиенитовых дериватов и отложений содовых озер представляет интерес не только в чисто научном плане, но и с практической точки зрения, поскольку она открывает большие возможности для обнаружения целого ряда минералов, включая промышленно ценные, в принципиально иной геологической обстановке, тем самым указывая новые направления поисков месторождений полезных ископаемых. В этой связи особого внимания заслуживает наличие в массивах агапитовых нефелиновых сиенитов условий, благоприятных для образования минералов группы соды. Принимая во внимание ги-

гантские запасы природной соды, заключенные в отложениях формации Грин-Ривер (порядка 100 млрд т), следует, по нашему мнению, положительно оценить перспективы поисков промышленных месторождений этого дефицитного сырья в щелочных массивах Хибино-Ловозерского комплекса.

Гипогенные карбонаты и другие солевые минералы распространены не только в массивах агапитовых пород. Они обнаружены также в глубоких зонах некоторых массивов миаскитовых нефелиновых сиенитов (шортит, трона, гейлюссит, астраханит, глауберит, мирабилит, тенардит [265]<sup>1</sup>), щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов (шортит, бонштедтит и др. [152, 211]. Кроме того, известно [116], что сульфат кальция ангидрит образует значительные скопления в нижних горизонтах и подрудных толщах эндогенных месторождений меди, свинца, цинка, золота, молибдена и др. в различных металлогенических провинциях Союза и мира. Все это свидетельствует об универсальной роли подвижных солей в процессах рудообразования, в частности при переносе рудного вещества, что позволяет рассматривать солевые минералы как индикаторы оруденения, а в отдельных случаях — рассчитывать на возможность обнаружения месторождений минеральных солей новых генетических и промышленных типов. Следует, однако, учитывать, что в отличие от большинства рудных месторождений гранитоидного ряда, в образовании которых важнейшую роль в качестве минерализаторов играют сильные кислоты (HCl, H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> и др.), месторождения фосфатов и литофильных редких металлов, связанные с агапитовым магматизмом, образуются при существенной роли щелочей и слабых кислот (NaOH, KOH, HF, H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). Важную роль солей в процессах рудообразования в последние годы неоднократно подчеркивал Е.И. Семенов [145, 146], по мнению которого каждому типу месторождений должен соответствовать свой тип солевой минерализации.

### Глава III

#### ПОЛИМИНЕРАЛЬНОСТЬ АССОЦИАЦИЙ КАК ХАРАКТЕРНАЯ ОСОБЕННОСТЬ УЛЬТРААГАПИТОВЫХ ПОРОД

Свыше 450 названий минеральных видов и разновидностей внесено к настоящему времени в кадастр минералов Хибино-Ловозерского комплекса (табл. 7)<sup>2</sup>, значительно превосходящего в этом отношении любые другие массивы или месторождения мира, включая знаменитые Лонгбан в Швеции — 240 минералов [283], Цумеб в Намибии и Сентилер в Канаде —

<sup>1</sup> Часть этих минералов образовалась в результате выветривания пород после их попадания в отвал.

<sup>2</sup> При составлении таблицы наряду с оригинальными данными использованы списки минералов, опубликованные в [4, 54, 103, 109, 142, 146, 171]. Минералы со сложными радикалами включены в один из выделенных классов с учетом рекомендаций [34, 124].

Таблица 7. Список минералов Ловозерского и Хибинского массивов

#### Окислы

Куприт (X66) Cu <sub>2</sub> O
Бромеллит (X66) BeO
Хризоберилл (X7) BeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>
Корунд (X, Л17) Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Гематит (X, Л14) Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Эсколаит (X66) Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Ильменит (X, Л13) FeTiO <sub>3</sub>
Пирофанит (X, Л13) MnTiO <sub>3</sub>
Шпинель (X7) MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>
Герцинит (X7) FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>
Fe-франклинит (Л66) Zn(Fe, Mn) <sub>2</sub> O <sub>4</sub>
Магнетит (X2, 3, Л13, 4) Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Титаномагнетит (X2, 3, Л13, 4) (Fe, Ti) <sub>3</sub> O <sub>4</sub>
Хромит (X7) (Fe, Mg)Cr <sub>2</sub> O <sub>4</sub>
Хромпикотит (X7) (Mg, Fe)(Cr, Al) <sub>2</sub> O <sub>4</sub>
Ульвошпинель (X4) Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub>
Гетит (X, Л15а) FeOОН
Диаспор (X, Л6а) AlOОН
Нордстрандит** (X, Л66) Al(OH) <sub>3</sub>
Бёмит (X, Ла) AlOОН
Гиббсит (X, Л15а) Al(OH) <sub>3</sub>
Пирролизит*** (X56, Л66) MnO <sub>2</sub>
Псиломелан*** (X56, Л15а) (Ba, H <sub>2</sub> O) <sub>2</sub> Mn <sub>5</sub> O <sub>10</sub>
Криптомелан (X, Л156, 6а) K <sub>2</sub> MnMn <sub>7</sub> O <sub>16</sub>
Голландит (Л66) BaMnMn <sub>7</sub> O <sub>16</sub>
Тодорокит (X, Л15а) CaMn <sub>4</sub> O <sub>9</sub> · 7H <sub>2</sub> O
Бернессит (Л15а) Mn <sub>2</sub> Mn <sub>5</sub> O <sub>12</sub> · 2H <sub>2</sub> O
Вернадит (Л6а) MnO <sub>2</sub> · nH <sub>2</sub> O
Кварц (X, Л15а, 7) SiO <sub>2</sub>
Халцедон (X, Л15а) SiO <sub>2</sub> · H <sub>2</sub> O
Кристобалит (Л66) SiO <sub>2</sub>
Опал (X, Л15а) SiO <sub>2</sub> · nH <sub>2</sub> O
Перовскит (X, Л14, 7) CaTiO <sub>3</sub>
Кнопит (X, Л14, 7) (Ca, Na, Ce)(Ti, Nb, Fe)O <sub>3</sub>
Лопарит (X4, Л13, 4) (Ce, Ca, Na)(Nb, Ti)O <sub>3</sub>
Ниоболопарит (X, Л6а) (Na, Ce)(Ti, Nb)O <sub>3</sub>
Иринит (X6а) (Na, Ce, Th)(Ti, Nb)O <sub>3</sub>
Луэзит (Л66) NaNbO <sub>3</sub>
Анатаз (X, Л15а) TiO <sub>2</sub>
Брукит (X, Л6а) TiO <sub>2</sub>
Рутил (X, Л17) TiO <sub>2</sub>
Ильменорутил (X, Л6а) (Ti, Fe, Nb)O <sub>2</sub>
Прайдерит (X66) (K <sub>2</sub> , Ba)Fe <sub>2</sub> Ti <sub>6</sub> O <sub>16</sub>
Кафетит (X66) CaFe <sub>2</sub> Ti <sub>4</sub> O <sub>12</sub> · 4H <sub>2</sub> O
M1*(X66) CaCe(Ti, Nb) <sub>10</sub> O <sub>23</sub> · nH <sub>2</sub> O (?)

Таблица 7 (продолжение)

Белянкинит (X, Л5а)  $\text{CaTi}_6\text{O}_{13} \cdot 10\text{H}_2\text{O}$   
 Герасимовскит (Л5а)  $\text{TiNb}(\text{OH})_9$   
 Эшинит (X7)  $\text{CeTiNbO}_6$   
 Давидит (Л7)  $\text{Fe}_6(\text{U}, \text{Ce})\text{Ti}_{12}\text{O}_{38}$   
 Фергюсонит (X7)  $\text{TRNbO}_4$   
 Пирохлор (X, Л4)  $\text{NaCaNb}_2\text{O}_6\text{F}$   
 Бетафит (X6а, Л7)  $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{U})_2(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})_2\text{O}_6\text{F}$   
 Циркелит (X, Л7)  $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$   
 Полимигнит (X7)  $(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Th})(\text{Zr}, \text{Ti}, \text{Nb})_2\text{O}_6$   
 Кальциртит\*\* (X7)  $\text{CaZr}_3\text{TiO}_9$   
 Бадделеит (X7)  $\text{ZrO}_2$   
 Касситерит (X66)  $\text{SnO}_2$   
 Молибдит (X66)  $\text{MoO}_3$   
 Mn-ферберит (Л66)  $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$   
 Вульфенит (X66)  $\text{PbMoO}_4$

## Карбонаты

Натрит\* (X2, Л3)  $\text{Na}_2\text{CO}_3$   
 Термонаит (X2, Л3)  $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$   
 Натрон (сода) (X, Л3)  $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$   
 Трона (X3, Л5а)  $\text{Na}_3\text{H}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$   
 Вегшайдерит\*\* (Л5а)  $\text{Na}_5\text{H}_3(\text{CO}_3)_4$   
 Нахколит\*\*\*\* (X6а, Л5а)  $\text{NaHCO}_3$   
 Пирссонит\*\* (X4, Л5а)  $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$   
 Гейлюссит\*\* (X66)  $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$   
 Шортит\*\* (X2, Л6а)  $\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$   
 Кальцит (X2, Л66)  $\text{CaCO}_3$   
 Mn-кальцит (X2)  $(\text{Ca}, \text{Mn})\text{CO}_3$   
 Магнезит (X, Л6а)  $\text{MgCO}_3$   
 Родохрозит\*\* (X5а, Л6а)  $\text{MnCO}_3$   
 Fe-родохрозит (X3)  $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{CO}_3$   
 Сидерит\*\*\*\* (X4, Л66)  $\text{FeCO}_3$   
 Олигонит (X3)  $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{CO}_3$   
 Кутнагорит (X3)  $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Mn})(\text{CO}_3)_2$   
 Mn-анкерит (X3)  $\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})(\text{CO}_3)_2$   
 Стронцианит (X5а)  $\text{SrCO}_3$   
 Арагонит (X7)  $\text{CaCO}_3$   
 Церуссит (X, Л66)  $\text{PbCO}_3$   
 Баритокальцит\*\* (X5а)  $\text{BaCa}(\text{CO}_3)_2$   
 Малахит (X6а)  $\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$   
 Фатерит (X66)  $\text{CaCO}_3$   
 Fe-эйтелит\* (X66)  $\text{Na}_2(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{CO}_3)_2$   
 Ферротихит\* (X66)  $\text{Na}_6\text{Fe}_2(\text{CO}_3)_4(\text{SO}_4)$   
 М2\* (Л5а)  $\text{Na}_6\text{Mn}_2(\text{CO}_3)_4(\text{SO}_4)$   
 Сидоренкит\* (X, Л5а)  $\text{Na}_3\text{Mn}(\text{CO}_3)(\text{PO}_4)$   
 Бонштедтит\* (X5а)  $\text{Na}_3\text{Fe}(\text{CO}_3)(\text{PO}_4)$   
 FeMn-бредлиит\* (X6а)  $\text{Na}_3(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})(\text{CO}_3)(\text{PO}_4)$

Таблица 7 (продолжение)

Баренцит\* (X6а)  $\text{Na}_7\text{AlH}_2(\text{CO}_3)_4\text{F}_4$   
 Давсонит (X3)  $\text{NaAlCO}_3(\text{OH})_2$   
 Бербанкит (X3, Л6а)  $(\text{Na}, \text{Ca})_3(\text{Sr}, \text{Ca}, \text{TR}, \text{Ba})_3(\text{CO}_3)_5$   
 Ва-бербанкит (X5а)  $(\text{Na}, \text{Ca})_3(\text{Sr}, \text{Ba}, \text{Ca}, \text{TR})_3(\text{CO}_3)_5$   
 М3\* (Л66)  $\text{Na}_3(\text{Sr}, \text{TR}, \text{Ca}, \text{Ba})_3(\text{CO}_3)_5$   
 М4\* (Л6а)  $\text{Na}_3(\text{Sr}, \text{TR}, \text{Ba}, \text{Ca})_3(\text{CO}_3)_5$   
 Ремондит\*\* (X66)  $\text{Na}_3(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Sr}, \text{Na}, \text{Ba})_3(\text{CO}_3)_5$   
 Карбоцернаит\* (X6а)  $(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Ca}, \text{Sr}, \text{TR})(\text{CO}_3)_2$   
 Бастнезит (Л6а)  $\text{CeCO}_3\text{F}$   
 Паризит (X6а)  $\text{CaCe}_2(\text{CO}_3)_3\text{F}_2$   
 Синхизит (X3)  $\text{CaCe}(\text{CO}_3)_2\text{F}$   
 Хуанхит (X6а)  $\text{BaCe}(\text{CO}_3)_2\text{F}$   
 Анкилит (X6а, Л66)  $\text{SrCe}(\text{CO}_3)_2\text{OH} \cdot \text{H}_2\text{O}$   
 Эвальдит\*\* (X6а)  $\text{Ba}(\text{Na}, \text{Ca}, \text{TR})(\text{CO}_3)_2$   
 Доннейит\*\* (X6а)  $(\text{Na}, \text{TR})\text{Sr}(\text{CO}_3)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$   
 М5\* (X6а)  $(\text{Na}, \text{TR})\text{Sr}(\text{CO}_3)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$   
 М6\* (Л56)  $\text{Na}_5\text{Ba}_2\text{TR}_4(\text{CO}_3)_x\text{HCO}_3 \cdot \text{OH}, \text{F}, \text{SO}_4, \text{Cl})_x; x \approx 45$   
 М7\* (Л6а)  $\text{Na}_3\text{Y}(\text{CO}_3)_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$   
 М8\* (Л6а)  $\text{Na}_3\text{Ca}(\text{Mn}, \text{Ca})(\text{CO}_3)_3\text{F}$   
 Тулюокит (X5а)  $\text{Na}_6\text{BaTh}(\text{CO}_3)_6 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

## Силикаты

Натросилит\*\*\* (X66, Л13)  $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$   
 Ревдит\* (X66, Л6а)  $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$   
 Грумантит\* (Л6а)  $\text{NaHSi}_2\text{O}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$   
 Макатит\*\* (Л6а)  $\text{NaHSi}_2\text{O}_5 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$   
 Канемит\*\* (Л6а)  $\text{NaHSi}_2\text{O}_5 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$   
 М9\* (X66)  $\text{Na}_8\text{KSi}_9\text{O}_{18}(\text{OH})_9 \cdot 19\text{H}_2\text{O}$   
 Чкаловит\*\*\* (X56, Л3, 4)  $\text{Na}_2\text{BeSi}_2\text{O}_6$   
 Эпидидимит (X, Л5а)  $\text{NaHBeSi}_3\text{O}_8$   
 Эвдидимит (X, Л66)  $\text{NaHBeSi}_3\text{O}_8$   
 Ловдарит (Л56)  $\text{Na}_3\text{KBe}_2\text{Si}_7\text{O}_{18} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$   
 Лейфит (X66, Л6а)  $\text{Na}_6\text{Be}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{39}\text{F}_2$   
 Тутгупит (X, Л6а)  $\text{Na}_4\text{BeAlSi}_4\text{O}_{12}\text{Cl}$   
 Барилит (X66)  $\text{BaBe}_2\text{Si}_2\text{O}_7$   
 Лейкофан (X, Л6а)  $\text{NaCaBeSi}_2\text{O}_6\text{F}$   
 Бертрандит (X66, Л56)  $\text{Be}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2$   
 Сферобертрандит (X, Л6а)  $\text{Be}_5\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_4$   
 Бериллит (X, Л6а)  $\text{Be}_3\text{SiO}_5 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$   
 Гентгельвин (Л6а)  $\text{Zn}_4\text{Be}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}\text{S}$   
 Виллемит (X66)  $\text{Zn}_2\text{SiO}_4$   
 Каламин (X, Л66)  $\text{Zn}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$   
 Силлиманит (X7)  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$   
 Андалузит (X7)  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$   
 Топаз (X66)  $\text{Al}_2\text{SiO}_4\text{F}_2$   
 Аллофан (X, Л6а)  $m\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{SiO}_2 \cdot q\text{H}_2\text{O}$

Таблица 7 (продолжение)

Сирлезит\*\* (J156)  $\text{NaBSi}_2\text{O}_5(\text{OH})_2$   
 Ридмерджерит\*\* (J166)  $\text{NaBSi}_3\text{O}_8$   
 Кальборсит\* (X66)  $\text{K}_6[\text{Al}_4\text{Si}_6\text{O}_{20}][\text{B}(\text{OH})_4]\text{Cl}$   
 Альбит (X, J1, 2)  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$   
 Олигоклаз (X, J17)  $\text{Ab}_{70-90}\text{An}_{10-30}$   
 Андезин (X, J17)  $\text{Ab}_{50-70}\text{An}_{30-50}$   
 Лабрадор (X, J17)  $\text{Ab}_{30-50}\text{An}_{50-70}$   
 Микроклин (X, J1, 2)  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$   
 Ортоклаз (X2, J13)  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$   
 Санидин (X2-4, J17)  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$   
 Анортоклаз (X7)  $(\text{K}, \text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$   
 Стрональзит\*\* (X66)  $\text{Na}_2\text{SrAl}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$   
 Нефелин (X, J11)  $\text{KNa}_3\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$   
 Кальсилит (X6a)  $\text{KAlSiO}_4$   
 Лейцит (X66)  $\text{KAlSi}_2\text{O}_6$   
 Литосит\* (X66)  $\text{K}_3[\text{HAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{13}]$   
 Уссингит (X6a, J12, 3)  $\text{Na}_2\text{AlSi}_3\text{O}_8\text{OH}$   
 Содалит (X, J11)  $\text{Na}_8(\text{AlSiO}_4)_6\text{Cl}_2$   
 Гакманит (X, J12)  $\text{Na}_8(\text{AlSiO}_4)_6(\text{Cl}_2, \text{S})$   
 Нозеан (J11, 2)  $\text{Na}_8(\text{AlSiO}_4)_6\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$   
 Канкринит (X, J12, 3)  $\text{Na}_6\text{Ca}_2(\text{AlSiO}_4)_6(\text{CO}_3)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$   
 Вишневит (J12, 3)  $\text{Na}_8(\text{AlSiO}_4)_6\text{SO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$   
 Натродэвин (J12, 3)  $\text{Na}_8(\text{AlSiO}_4)_6\text{CO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$   
 M10\* (J12, 3)  $\text{Na}_8(\text{AlSiO}_4)_6(\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$   
 M11\* (J12, 3)  $\text{Na}_7\text{Al}_5\text{Si}_7\text{O}_{24}(\text{CO}_3) \cdot 3\text{H}_2\text{O}$   
 Анальцим (X, J12, 3)  $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$   
 Амичит\*\* (X6a)  $\text{K}_2\text{Na}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$   
 Натролит (X, J12, 3)  $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$   
 Тетранатролит (X, J16a)  $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$   
 Паранатролит\*\* (X, J15a)  $\text{Na}_2\text{K}_x\text{Al}_{2+x}\text{Si}_3-x\text{O}_{10} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$   
 M12\*  $\text{K}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$   
 Гоннардит (X66)  $\text{Na}_2\text{CaAl}_4\text{Si}_6\text{O}_{20} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$   
 Мезолит (X6a)  $\text{Na}_2\text{Ca}_2\text{Al}_6\text{Si}_3\text{O}_{30} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$   
 Томсонит (X, J16a)  $\text{NaCa}_2\text{Al}_5\text{Si}_5\text{O}_{20} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$   
 Эдингтонит (X6a)  $\text{BaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$   
 Тетраэдингтонит\*\* (X66)  $\text{BaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$   
 Шабазит (X, J15a)  $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$   
 Гмелинит (J16a)  $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$   
 M13\* (J166)  $(\text{K}, \text{Na}, \text{Ca})\text{AlSi}_2\text{O}_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$   
 Ломонтит (J166)  $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$   
 Левин (J166)  $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$   
 Мерлиноит\*\* (X66)  $(\text{K}, \text{Ba})_2\text{Al}_3\text{Si}_5\text{O}_{16} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$   
 Филлиписит (X5a, J166)  $\text{KCaAl}_3\text{Si}_5\text{O}_{16} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$   
 M14\* (X66)  $(\text{K}, \text{Na}, \text{Ba})_2\text{Al}_3\text{Si}_5\text{O}_{16} \cdot n\text{H}_2\text{O}$   
 M15\* (X66)  $(\text{Ba}, \text{K}, \text{Na})\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot n\text{H}_2\text{O}$   
 M16\* (X66)  $(\text{Na}, \text{Ba}, \text{K})\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot n\text{H}_2\text{O}$   
 M17\* (X66)  $(\text{Ba}, \text{Sr}, \text{K})\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Таблица 7 (продолжение)

Гейландит (X, J166)  $\text{CaAl}_2\text{Si}_7\text{O}_{18} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$   
 Перлиалит (X6a)  $\text{K}_9\text{NaCaAl}_{12}\text{Si}_{24}\text{O}_{72} \cdot 15\text{H}_2\text{O}$   
 Канасит (X3, 5a)  $\text{K}_2\text{Na}_4\text{Ca}_5\text{Si}_{12}\text{O}_{30}\text{F}_4$   
 Дельхайелит (X3, 5a)  $\text{K}_3\text{Na}_2\text{Ca}_2\text{Si}_7\text{AlO}_{19}(\text{F}, \text{Cl})_2$   
 Гидродельхайелит (X5a)  $\text{KCa}_2\text{Si}_7\text{AlO}_{17}(\text{OH})_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$   
 Маунтинит (J16a)  $\text{KNa}_3\text{Ca}_2\text{Si}_8\text{O}_{20} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$   
 Апофиллит (X, J13, 5a)  $\text{KCa}_4\text{Si}_8\text{O}_{20}\text{F} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$   
 Пектолит (X2, 3, J15a)  $\text{NaCa}_2\text{Si}_3\text{O}_8(\text{OH})$   
 Денисовит (X5a)  $\text{KCa}_2\text{Si}_3\text{O}_8(\text{F}, \text{OH})$   
 Шизолит (X, J15a)  $\text{Na}(\text{Ca}, \text{Mn})_2\text{Si}_3\text{O}_8(\text{OH})$   
 Серандит (X, J15a)  $\text{Na}(\text{Mn}, \text{Ca})_2\text{Si}_3\text{O}_8(\text{OH})$   
 Агреллит\*\* (X3, 4)  $\text{NaCa}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}\text{F}$   
 Таумасит\*\* (X56)  $\text{Ca}_3(\text{SiO}_3)(\text{CO}_3)(\text{SO}_4) \cdot 14\text{H}_2\text{O}$   
 Цеофиллит (X6a)  $\text{Ca}_4\text{Si}_3\text{O}_8(\text{OH}, \text{F})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$   
 Волластонит (X6a)  $\text{CaSiO}_3$   
 Куспидин\*\* (X56)  $\text{Ca}_4\text{Si}_2\text{O}_7\text{F}_2$   
 M18\* (X66)  $\text{Na}_2\text{Ca}_5\text{ZrSi}_4\text{O}_{14}\text{F}_4$   
 Форстерит (X, J17)  $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$   
 Фаялит (X, J17)  $(\text{Fe}, \text{Mg})_2\text{SiO}_4$   
 Монтичеллит (X7)  $\text{CaMgSiO}_4$   
 Глаукохроит\*\* (X66)  $\text{CaMnSiO}_4$   
 Мелилит (X7)  $(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Mg}, \text{Al})(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_7$   
 Окерманит (X7)  $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$   
 Хондродит\*\*\* (X, J17)  $\text{Mg}_5\text{Si}_2\text{O}_8\text{F}_2$   
 Кордиерит (X7)  $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$   
 Альмандин (X7)  $\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$   
 Гроссуляр (X66)  $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$   
 Андрадит (X7)  $\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$   
 Шорломит (X7)  $\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{TiSi}_2\text{O}_{12}$   
 Раит (X, J16a)  $\text{Na}_4\text{Mn}_3\text{Si}_8(\text{O}, \text{OH})_{24} \cdot 9\text{H}_2\text{O}$   
 M19\* (X66)  $\text{Na}_2\text{Mn}_2\text{Si}_4\text{O}_{11} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$   
 Пиромалит\*\* (X66)  $\text{Fe}_8\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH}, \text{Cl})_{10}$   
 Шафрановскит\* (X, J16a)  $\text{Na}_2\text{H}_2(\text{Mn}, \text{Fe})\text{Si}_3\text{O}_9 \cdot \text{H}_2\text{O}$   
 M20\* (X6a)  $\text{Na}_2\text{H}_2(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Si}_3\text{O}_9 \cdot \text{H}_2\text{O}$   
 M21\* (X6a)  $\text{NaH}_2\text{Fe}^{3+}\text{Si}_3\text{O}_9 \cdot n\text{H}_2\text{O}$   
 Захаровит\* (X, J16a)  $\text{Na}_4\text{Mn}_5\text{Si}_{10}\text{O}_{24}(\text{OH})_6 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$   
 M22\* (J15a)  $\text{NaF}_2^+\text{Fe}_3^{3+}\text{Si}_4\text{O}_{12}(\text{OH})_6$   
 M23\* (X56)  $\text{NaCaMn}_5\text{Fe}_2^{3+}\text{Al}_3\text{Si}_4\text{O}_{22} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$   
 M24\* (X56)  $\text{Na}_4\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_6^{3+}\text{TiSi}_6\text{O}_{24}(\text{OH})_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$   
 M25\* (X56)  $\text{NaKCaFe}_2^{3+}\text{Si}_4\text{O}_{12}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$   
 Фенаксит (X5a)  $\text{KNaFeSi}_4\text{O}_{10}$   
 M26\* (J166)  $\text{KNaMnSi}_4\text{O}_{10}$   
 M27\* (X56)  $(\text{K}, \text{Na})_3(\text{Fe}, \text{Al})_3\text{Si}_8\text{O}_{22} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$   
 Эгирин (X, J11, 2)  $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$   
 Диопсид (X, J17)  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$   
 Геденбергит (X7)  $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$   
 Авгит (X, J17)  $(\text{Ca}, \text{Mg})_2(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6$   
 Клиноэнстатит (X7)  $\text{MgSiO}_3$

Таблица 7 (продолжение)

Гиперстен (X7)  $\text{FeSiO}_3$   
 Арфведсонит (X, Л1-4)  $\text{Na}_3(\text{Mg, Fe})_4\text{FeSi}_8\text{O}_{22}\text{F}_2$   
 Эккерманит (X, Л1-4)  $\text{Na}_3\text{Mg}_4\text{AlSi}_8\text{O}_{22}\text{F}_2$   
 Рибекит (Л12-4)  $\text{Na}_2\text{Fe}_3\text{Fe}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{F}_2$   
 Магнезиокатофорит (X, Л12-4)  $\text{Na}_2\text{CaMg}_4\text{FeAlSi}_7\text{O}_{22}\text{F}_2$   
 Рихтерит (X2-4)  $\text{Na}_2\text{CaMg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{F}_2$   
 Эденит (X7)  $\text{NaCa}_2\text{Mg}_2\text{AlSi}_7\text{O}_{22}\text{F}_2$   
 Гастингсит (X, Л7)  $\text{NaCa}_2(\text{Mg, Fe})_4\text{FeAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}\text{F}_2$   
 Керсутит (X7)  $\text{NaCa}_2(\text{Mg, Fe})_4\text{TiAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{23}\text{F}$   
 Актинолит (X7)  $\text{Ca}_2(\text{Mg, Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$   
 Тремолит (X7)  $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$   
 Флогопит (X, Л7)  $\text{K}(\text{Mg, Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH, F})_2$   
 Биотит (X1-4, 7, Л4, 7)  $\text{K}(\text{Fe, Mg})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{F, OH})_2$   
 MgTi-аннит (X7)  $\text{K}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg, Ti, Fe}^{3+})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$   
 Спидофилит (X, Л5a)  $\text{K}(\text{Mg, Fe, Li})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{F, OH})_2$   
 Тайниолит (X, Л5a)  $\text{KLiMg}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}\text{F}_2$   
 Полилитионит (X5a, Л3)  $\text{KLi}_2\text{AlSi}_4\text{O}_{10}\text{F}_2$   
 Мусковит (X7)  $\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH, F})_2$   
 Гидромусковит (X, Л3)  $\text{K}_{<1}\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$   
 Иллит (X6a)  $\text{KAl}_5\text{Si}_7\text{O}_{20}(\text{OH})_4$   
 Селадонит (X, Л3)  $\text{K}(\text{Mg, Fe})\text{FeSi}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$   
 Парагонит (X7)  $\text{NaAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{F, OH})_2$   
 M28\* (Л66)  $\text{Na}_2\text{AlSi}_4\text{O}_{10}(\text{OH}) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$   
 Сапонит (X3, Л6a)  $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$   
 Бейделлит (X3, Л66)  $\text{Al}_2(\text{Al, Si})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$   
 Сокоцит (Л6a)  $\text{Zn}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$   
 Монтмориллонит (X, Л3)  $\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$   
 Нонтронит (X3, Л5a, 7)  $\text{Fe}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$   
 Тальк (X66)  $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$   
 Гизингерит (X, Л3)  $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_7 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$   
 Натрогизингерит (X, Л3)  
 Неотокит (X, Л3)  $\text{Mn}_2\text{Si}_2\text{O}_7 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$   
 Диккит (X7)  $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$   
 Каолинит (X3, Л5a)  $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$   
 Хризотил (X7)  $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$   
 Галлуазит (X3, Л5a)  $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$   
 Fe-амезит (Л6a)  $(\text{Fe, Mg})_2\text{Al}_2\text{SiO}_5(\text{OH})_4$   
 Клинохлор (X6a)  $\text{Mg}_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8$   
 Стильномелан (X, Л6a)  $\text{KFe}_4\text{AlSi}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$   
 Сепиолит (Л6a)  $(\text{Mg, Mn, Fe})_4\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$   
 Пальгорскит (Л6a)  $(\text{Mg, Mn, Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$   
 Иофортъерит (Л6a)  $\text{Mn}_5\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$   
 Церит (Л66)  $\text{Ce}_3\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})$   
 Сажинит\* (Л6a)  $\text{Na}_3\text{CeSi}_6\text{O}_{15} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$   
 M29\* (Л66)  $\text{Ce}_2\text{Si}_6\text{O}_{15}$   
 Нордит\*\*\* (X56, Л5a)  $\text{Na}_3\text{CeSrZnSi}_6\text{O}_{17}$   
 Гадолинит (X7)  $\text{FeBe}_2\text{Y}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$

Таблица 7 (продолжение)

Ортит (Л17)  $\text{CaFeCeAl}_2\text{Si}_2\text{O}_{12}\text{OH}$   
 Эпидот (X7)  $\text{Ca}_2\text{FeAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}\text{OH}$   
 Мозандрит (ринколит) (X, Л4, 7)  $\text{Na}_2\text{Ca}_4\text{CeTiSi}_4\text{O}_{15}\text{F}_3$   
 Ловчоррит (X3, Л4, 7)  $\text{Na}_2\text{Ca}_4\text{CeTiSi}_4\text{O}_{15}\text{F}_3$   
 Гетценит (X6a, Л66)  $\text{NaCa}_6\text{TiSi}_4\text{O}_{15}\text{F}_3$   
 Илимаусит (X6a)  $\text{KNa}_3\text{Ba}_2\text{CeFeNb}_2\text{Si}_8\text{O}_{28} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$   
 M30\* (X66)  $\text{K}_2\text{NaBa}_2\text{Ce}(\text{Ti, Fe})_2\text{Si}_8\text{O}_{24}(\text{OH})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$   
 Карнасуртит (Л6a)  $\text{Ce}_2\text{Al}_2\text{Ti}_2\text{Si}_4\text{P}_2\text{O}_{23} \cdot 10\text{H}_2\text{O}$   
 Вудьяврит (X6a)  $\text{Ce}_2\text{Ti}_2\text{Si}_4\text{O}_{15} \cdot 15\text{H}_2\text{O}$   
 Чевкинит (X7)  $\text{Fe}_2\text{Ce}_4\text{Ti}_3\text{Si}_4\text{O}_{22}$   
 Перьерит (X7)  $\text{Fe}_2\text{Ce}_4\text{Ti}_3\text{Si}_4\text{O}_{22}$   
 Гундрит (X66, Л6a)  $\text{Na}_2\text{Ce}_2\text{TiSiO}_6(\text{CO}_3)_2$   
 Лапландит\* (Л66)  $\text{Na}_4\text{CeTiSi}_7\text{PO}_{22} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$   
 M31\* (Л56)  $\text{Na}_3\text{CeTiSi}_6\text{O}_{17} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$   
 M32\* (Л5a)  $(\text{Na, Ce, Th, Ti, Si, C})_x\text{O}_y \cdot n\text{H}_2\text{O}$   
 Умбозерит\* (Л6a)  $\text{Na}_3\text{Sr}_4\text{ThFeSi}_8\text{O}_{24}(\text{OH})$   
 M33\* (Л6a)  $\text{Na}_4\text{Th}_3\text{Si}_8\text{O}_{24}$   
 Фосинаит\* (X, Л6a)  $\text{Na}_3(\text{Ca, Ce})\text{SiPO}_7$   
 Клинофосинаит\* (X6a)  $\text{Na}_3\text{CaSiPO}_7$   
 Стенструпин (Л5a, 6a)  $\text{Na}_3\text{MnCeSi}_2\text{PO}_9(\text{OH})_3$   
 Торит (X, Л6a)  $\text{ThSiO}_4$   
 Гидроторит (X, Л6a)  $\text{ThSiO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$   
 Циркон (X3, Л5a)  $\text{ZrSiO}_4$   
 Паракелдышит\* (X, Л3, 4)  $\text{Na}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$   
 Келдышит\* (Л3, 4)  $\text{Na}_3\text{HZr}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_2$   
 M34\* (X3, 4, Л6a)  $\text{NaHZrSi}_2\text{O}_7 \cdot \text{H}_2\text{O}$   
 Хибинскит\* (X66)  $\text{K}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$   
 Катаплеит (X, Л3, 4)  $\text{Na}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$   
 Гейдоннеит\*\* (X56, Л66)  $\text{Na}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$   
 M35\* (Л5a)  $\text{Na}_{2-x}(\text{Zr, Mn})\text{Si}_3(\text{O, OH})_9 \cdot n\text{H}_2\text{O}$   
 M36\* (Л5a)  $\text{Na}_2(\text{Zr, Fe})\text{Si}_3(\text{O, OH})_9 \cdot n\text{H}_2\text{O}$   
 Илерит\*\* (Л6a)  $\text{Na}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$   
 Терскит\* (Л6a)  $\text{Na}_4\text{ZrSi}_6\text{O}_{16} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$   
 M37\* (Л5a)  $\text{Na}_4\text{ZrSi}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$   
 Эльпидит (X, Л6a)  $\text{Na}_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{15} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$   
 Петарасит\*\* (X6a)  $\text{Na}_5\text{Zr}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}\text{Cl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$   
 Умбит\* (X6a)  $\text{K}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot \text{H}_2\text{O}$   
 Параумбит\* (X66)  $\text{K}_3\text{HZr}_2(\text{Si}_3\text{O}_9)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$   
 Костылевит\* (X6a)  $\text{K}_4\text{Zr}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$   
 Вадеит (X3, 4, Л66)  $\text{K}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9$   
 Власовит\*\*\* (X, Л5a)  $\text{Na}_2\text{ZrSi}_4\text{O}_{11}$   
 Эвдиалит (X3, 4, Л2, 3)  $\text{Na}_4\text{Ca}_2\text{FeZrSi}_8+x(\text{O, OH, Cl})_{24+y}$   
 M38\* (Л3)  $\text{Na}_{16}\text{Ca}_3\text{Mn}_2(\text{Zr, Nb})_3\text{Si}_{24}\text{O}_{66}(\text{OH})_6\text{Cl}$   
 Аллуайвит\* (Л6a)  $\text{Na}_{19}\text{Ca}_6(\text{Ti, Nb})_3\text{Si}_{26}\text{O}_{74}\text{Cl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$   
 Цирсиналиит\*\*\*\* (X, Л3, 4)  $\text{Na}_6\text{CaZrSi}_6\text{O}_{18}$   
 M39\* (Л5a)  $\text{Na}_8\text{ZrSi}_6\text{O}_{18}$   
 M40\* (Л4, 5a)  $\text{Na}_{<6}(\text{Mn}^{2+}, \text{Mn}^{4+}, \text{Ca})_{<1}\text{ZrSi}_6(\text{O, OH})_{18}$   
 Ловозерит (X, Л3, 4)  $\text{Na}_3\text{CaZrSi}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_3$

Таблица 7 (продолжение)

M41\* (J15a)  $\text{Na}_5\text{ZrSi}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_3$   
 Казаковит\* (X, J13, 4)  $\text{Na}_6\text{MnTiSi}_6\text{O}_{18}$   
 M42\* (X56)  $\text{Na}_6(\text{Fe}, \text{Mn})\text{TiSi}_6\text{O}_{18}$   
 Тисиналит\* (X, J16a)  $\text{Na}_3\text{MnTiSi}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_3$   
 M43\* (X56)  $\text{Na}_3(\text{Fe}, \text{Mn})\text{TiSi}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_3$   
 Коашвит (X6a)  $\text{Na}_6\text{CaTiSi}_6\text{O}_{18}$   
 Имандрит\* (X6a)  $\text{Na}_{1,2}\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{Si}_6\text{O}_{18})_2$   
 M44\* (X66)  $\text{Na}_7\text{Ca}(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Zr}, \text{Ti}, \text{Y})\text{Si}_6\text{O}_{18}$   
 M45\* (X66)  $\text{Na}_7\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Zr}, \text{Ti}, \text{Y})\text{Si}_6\text{O}_{18}$   
 Зорит (J16a)  $\text{Na}_2(\text{Ti}, \text{Nb})\text{Si}_3\text{O}_9 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$   
 Ильмайокиит (J16a)  $\text{Na}_2\text{TiSi}_3\text{O}_9 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$   
 Пенквилксит\* (J156)  $\text{Na}_4\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{22} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$   
 M46\* (5a)  $\text{KNa}_2(\text{Ti}, \text{Nb})_4\text{Si}_2\text{O}_{13}(\text{OH}) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$   
 Виноградовит (X, J14, 5a)  $\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Si}_4\text{O}_{13} \cdot \text{H}_2\text{O}$   
 M47\* (J16a)  $\text{Na}_3\text{LiTi}_2\text{Si}_4\text{O}_{14} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$   
 M48\* (X56)  $\text{NaTi}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$   
 M49\* (X56)  $\text{Na}_{1,2}\text{K}_6\text{FeTiSi}_{14}\text{O}_{40} \cdot 13\text{H}_2\text{O}$   
 Чинглусуит (X, J16a)  $\text{Na}_2\text{Mn}_2(\text{Ti}, \text{Zr})_2\text{Si}_6\text{O}_{21} \cdot 12\text{H}_2\text{O}$   
 Ферсманиит (X3)  $\text{Na}_5\text{Ca}_{11}\text{Ti}_2\text{Nb}_3\text{Si}_8\text{O}_{46}\text{F}_2$   
 Титанит (сфен) (X2, J13)  $\text{CaTiSiO}_5$   
 M50\* (X6a)  $\text{Ca}_4\text{TiSi}_4\text{O}_{14} \cdot n\text{H}_2\text{O}$   
 Ловенит (X, J16a, 7)  $\text{NaCa}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_8\text{F}$   
 Титаноловениит (X, J16a, 7)  $\text{NaCaMnTiSi}_2\text{O}_8\text{F}$   
 Розенбушит (X, J16a, 7)  $\text{Na}_5\text{Ca}_7\text{Zr}_3\text{TiSi}_8\text{O}_{31}\text{F}_5$   
 Велерит (X, J16a, 7)  $\text{Na}_2\text{Ca}_4\text{ZrNbSi}_4\text{O}_{17}\text{F}$   
 Сейдозерит (J16a)  $\text{Na}_8\text{Mn}_2\text{Zr}_3\text{Ti}_3\text{Si}_8\text{O}_{32}\text{F}_4$   
 Лабунцовит (X, J15a)  $\text{K}_2\text{Na}_2\text{BaTi}_4\text{Si}_8\text{O}_{27} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$   
 Ненадкевичит (X, J16a)  $\text{NaNbSi}_2\text{O}_7 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$   
 Тинаксит (X5a)  $\text{Na}_3\text{MnTiSi}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_3$   
 M51\* (X3)  $(\text{K}, \text{Na})_3\text{TiNbSi}_4\text{O}_{14}$   
 Натисит\*\*\* (X, J16a)  $\text{Na}_2\text{TiSiO}_5$   
 M52\* (X6a)  $\text{Na}_2\text{TiSiO}_5$   
 Лоренцениит (рамзаит) (X, J13)  $\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Si}_2\text{O}_9$   
 Нарсарсукиит\*\*\* (X56, J15a)  $\text{Na}_2\text{TiSi}_4\text{O}_{11}$   
 Комаровит (J156)  $(\text{H}, \text{Na}, \text{Ca})_2(\text{Nb}, \text{Ti})_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F})_2$   
 M53\* (X56)  $\text{Na}_4\text{CaTiNb}_3\text{Si}_3\text{O}_{18}\text{F} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$   
 Юкспорит (X3)  $\text{KNaCa}_2\text{TiSi}_4\text{O}_{12}\text{OHF}$   
 Щербачковит (X3, 5a, J166)  $\text{K}_6\text{Na}_6\text{BaTi}_6\text{Nb}_2\text{Si}_{16}\text{O}_{56}$   
 Лейкосфенит (X66, J15a)  $\text{Na}_4\text{BaTi}_2\text{B}_2\text{Si}_{10}\text{O}_{30}$   
 Энигматит (X, J13, 4)  $\text{Na}_2\text{Fe}_5\text{TiSi}_6\text{O}_{20}$   
 Манганнепунит (X, J13, 4)  $\text{KNa}_2\text{LiMn}_2\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{24}$   
 Нептунит (J166)  $\text{KNa}_2\text{LiFe}_2\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{24}$   
 Лампрофиллит (X, J13, 4)  $\text{Na}_6\text{Sr}_3\text{FeTi}_6\text{Si}_8\text{O}_{34}\text{F}_2$   
 Баритолампрофиллит (X4, 5a, J16a)  $\text{Na}_6\text{Ba}_3\text{FeTi}_6\text{Si}_8\text{O}_{34}\text{F}_2$   
 M54\* (J156)  $\text{Na}_6\text{Ba}_3\text{MnTi}_6\text{Si}_8\text{O}_{34}\text{F}_2$   
 Астрофиллит (X2-4, J13, 4)  $\text{K}_2\text{NaFe}_7\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{27}(\text{OH})_2\text{F}$   
 Куплетскит (X, J16a)  $\text{K}_2\text{NaMn}_7\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{27}(\text{OH})_2\text{F}_2$

Таблица 7 (продолжение)

Mg-астрофиллит (X3, 4)  $\text{K}_2\text{Na}_2\text{Mg}_2\text{Fe}_5\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{27}(\text{OH})_4$   
 Ломоносовит (X5a, J13)  $\text{Na}_{1,0}\text{Ti}_4\text{Si}_4\text{P}_2\text{O}_{26}$   
 Беталомоносовит (X, J15a)  $\text{Na}_6\text{H}_4\text{Ti}_4\text{Si}_4\text{P}_2\text{O}_{26}$   
 Вуоннемит\* (X6a, J13)  $\text{Na}_{1,1}\text{TiNb}_2\text{Si}_4\text{P}_2\text{O}_{25}\text{F}$   
 Борнеманиит\* (J16a)  $\text{Na}_7\text{BaTi}_2\text{NbSi}_4\text{PO}_{21}\text{F}$   
 M55\* (X56)  $\text{Na}_7\text{Ba}_3\text{Ti}_2\text{NbSi}_4\text{P}_2\text{O}_{26}$   
 Соболевит\* (J166)  $\text{Na}_{1,4}\text{CaMgTi}_4\text{Si}_4\text{P}_4\text{O}_{34}\text{F}_2$   
 M56\* (J166)  $\text{Na}_{1,4}\text{CaMgTi}_4\text{Si}_4\text{P}_4\text{O}_{34}\text{F}_2$   
 M57\* (J166)  $\text{Na}_{1,7}\text{Ca}_3\text{Mg}(\text{Ti}, \text{Mn})_4\text{Si}_4\text{P}_6\text{O}_{40}\text{F}_6$   
 Эпистолиит (J13)  $\text{Na}_5\text{TiNb}_2\text{Si}_4\text{O}_{17}\text{F} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$   
 Мурманит (X5a, J13)  $\text{Na}_4\text{Ti}_4\text{Si}_4\text{O}_{18} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

## Фосфаты

Олимпит\* (X, J16a)  $\text{Na}_3\text{PO}_4$   
 Натрофосфат\*\*\*\* (X6a, J16a)  $\text{Na}_7(\text{PO}_4)_2\text{F} \cdot 19\text{H}_2\text{O}$   
 Нахпоит\* (X, J16a)  $\text{Na}_2\text{HPO}_4$   
 Дорфманиит\*\*\*\* (X, J16a)  $\text{Na}_2\text{HPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$   
 Накафит\* (X56, 6a)  $\text{Na}_2\text{CaPO}_4\text{F}$   
 Нефедовит\* (X6a)  $\text{Na}_5\text{Ca}_4(\text{PO}_4)_4\text{F}$   
 Арктиит\* (X6a)  $\text{Na}_5\text{BaCa}_7(\text{PO}_4)_6\text{F}_3$   
 Ольгит\* (X66, J16a)  $\text{Na}(\text{Sr}, \text{Ba})\text{PO}_4$   
 M58\* (J166)  $\text{Na}(\text{Ba}, \text{Sr})\text{PO}_4$   
 Настрофит\* (J16a)  $\text{Na}(\text{Sr}, \text{Ba})\text{PO}_4 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$   
 Набафит\* (X66)  $\text{Na}(\text{Ba}, \text{Sr})\text{PO}_4 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$   
 Витусит\* (X66, J16a)  $\text{Na}_3\text{Ce}(\text{PO}_4)_2$   
 Беловит (X, J16a)  $\text{NaCeSr}_3(\text{PO}_4)_3\text{F}$   
 Стронцийапатит\*\* (X6a)  $(\text{Sr}, \text{Ca})_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$   
 Апатит (X2-4, J13-4)  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$   
 CeSr-апатит (X, J13-4)  $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{Ce}, \text{Sr})_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$   
 Sr-апатит (X3-4, J14, 5a)  $(\text{Ca}, \text{Sr})_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$   
 Ca-пироморфит (J16a)  $(\text{Pb}, \text{Ca})_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$   
 Бриголит (X7)  $\text{Ca}_2\text{Ce}_3(\text{SiO}_4)_3\text{F}$   
 M59\* (X66)  $(\text{Ce}, \text{Ca}, \text{Sr})_5(\text{SiO}_4)_3\text{PO}_4\text{F}$   
 M60\* (X66)  $(\text{Ca}, \text{Sr}, \text{Ce})_5(\text{PO}_4)_3\text{SiO}_4\text{F}$   
 Франколит (X3, J15a)  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{CO}_3, \text{OH}, \text{F})$   
 Ксенотим (X7)  $\text{YPO}_4$   
 Монацит (X, J16a, 7)  $\text{CePO}_4$   
 Рабдофанит (X66, J16a)  $\text{CePO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$   
 Sr-флоренсит (J166)  $(\text{Ce}, \text{Sr})\text{Al}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6$   
 Ярозит (J166)  $\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$   
 Отенит (J17)  $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$

## Сульфаты

Когаркоит (J16a)  $\text{Na}_3\text{FSO}_4$   
 Тенардит\*\* (X66, J16a)  $\text{Na}_2\text{SO}_4$   
 Барит (X6a, J166)  $\text{BaSO}_4$   
 Гипс (X7)  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Таблица 7 (продолжение)

Мелантерит\*\* (X56)  $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$   
 Роценит\*\* (X56)  $\text{FeSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$   
 Англезит (Л66)  $\text{PbSO}_4$

## Галогениды

Виллиомит (X3, 4, Л2, 3)  $\text{NaF}$   
 Галит (X66, Л6а)  $\text{NaCl}$   
 Нейборит\*\* (X, Л6а)  $\text{NaMgF}_3$   
 Криолит (X6а, Л5а)  $\text{Na}_3\text{AlF}_6$   
 Флюорит (X3, Л5а)  $\text{CaF}_2$

## Сульфиды, арсениды

Эрдит\*\* (Л6а)  $\text{NaFeS}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$   
 М61\* (X66)  $\text{Na}_3\text{Fe}_3\text{S}_5$   
 Расвумит\*\*\*\* (X4, Л6а)  $\text{KFe}_2\text{S}_3$   
 Мурунскит\*\* (X6а)  $\text{K}_2\text{Cu}_3\text{FeS}_4$   
 Джерфишерит (X4, Л6а)  $\text{K}_6\text{Na}(\text{Fe}, \text{Cu})_{24}\text{S}_{26}\text{Cl}$   
 Ковеллин (X, Л66)  $\text{CuS}$   
 Халькозин (X6а)  $\text{Cu}_2\text{S}$   
 Сфалерит (X, Л3)  $\text{ZnS}$   
 Марматит (X3)  $(\text{Zn}, \text{Fe})\text{S}$   
 Халькопирит (X4, Л6а)  $\text{CuFeS}_2$   
 Борнит (X6а)  $\text{Cu}_2\text{FeS}_4$   
 М62\* (X66)  $\text{Cu}_4\text{FeS}_4$   
 Валпериит (Л66)  $\text{CuFeS}_2 \cdot \text{Mg}(\text{OH})_2$   
 Троилит (X, Л6а)  $\text{FeS}$   
 Пирротин (X3, 4, Л4)  $\text{Fe}_{1-x}\text{S}$   
 Клинопирротин (X66)  $\text{Fe}_{1-x}\text{S}$   
 Пентландит (X6а)  $(\text{Fe}, \text{Co}, \text{Ni})_9\text{S}_8$   
 Кубанит (X6а, 7, Л66)  $\text{CuFe}_2\text{S}_3$   
 Макинавит (X, Л6а)  $\text{FeS}$   
 Пирит (X3, 4, Л4)  $\text{FeS}_2$   
 Ульманнит (X66)  $\text{NiSbS}$   
 Марказит (X4, Л6а)  $\text{FeS}_2$   
 Галенит (X, Л4)  $\text{PbS}$   
 Молибденит 2Н (XЛ4)  $\text{MoS}_2$   
 Молибденит 3R\*\* (XЛ5а)  $\text{MoS}_2$   
 Арсениопирит (X7, Л66)  $\text{FeAsS}$   
 Миллерит (Л66)  $\text{NiS}$   
 Никелин (Л66)  $\text{NiAs}$   
 Леллингит (Л6а)  $\text{FeAs}_2$   
 Сафлорит (X, Л6а)  $\text{CoAs}_2$   
 Скюттерудит (X66)  $\text{CoAs}_3$

## Самородные элементы

Графит (X4)  $\text{C}$   
 Сера (X66, 7)  $\text{S}$   
 Железо (X7)  $\text{Fe}$   
 Золото (X7)  $\text{Au}$

Таблица 7 (окончание)

## Соединения углерода

Муассанит (X7)  $\text{SiC}$

Битуминозные вещества<sup>1</sup> (X, Л6а, б)

<sup>1</sup> В том числе антракосолит, импсонит, карбоцер, альбертит, оксикерит, гуминокерит, малья, асфальт и др. Условно к этой же группе могут быть отнесены нефть, газы закрытых пор и свободной фазы (этан, метан и др.).

Примечание. Отмечены минералы, установленные и изученные при участии автора: одной звездочкой (\*) новые (включая потенциально новые) виды и разновидности, двумя (\*\*) первые находки в СССР и Хибино-Ловозерском комплексе, тремя (\*\*\*) и четырьмя (\*\*\*\*) звездочками первые находки соответственно в Хибинском (X) и Ловозерском (Л) массивах. По характеру и степени распространенности выделены минералы: 1 — главные породообразующие, 2 — главные и второстепенные послемагматических образований, отдельных типов массивных пород, 3 — второстепенные и акцессорные массивных пород, иногда образующие значительные скопления в пегматитах и гидротермалитах, 4 — второстепенные и акцессорные пород, 5 — редкие в макроскопических выделениях, 6 — очень редкие, обычно в микроскопических выделениях, 7 — характерные для контактовых пород, ксенолитов, даек и т.п., а — встреченные в нескольких точках, б — встреченные в единственной точке. Вертикальной чертой объединены изоморфные и близкие по структуре минералы.

около 200 минералов в каждом [290, 303]. По основным классам химических соединений они распределяются следующим образом: окислы — 60, карбонаты — 50, силикаты — 272, фосфаты — 27, сульфаты — 7, галогениды — 5, сульфиды и арсениды — 30, самородные — 4, соединения углерода — 10.

Основная часть минералов, перечисленных в табл. 7, выявлена при изучении пегматитов и гидротермалитов. Известно, что эти образования распределены в массивах весьма неравномерно. Обычно они концентрируются в верхних и краевых частях отдельных комплексов. Так, по [142, 147], в Ловозерском массиве наибольшее количество пегматитов и гидротермалитов приурочено к породам верхней части дифференцированного комплекса, причем могут быть выделены небольшие участки, где на площади менее 1 км<sup>2</sup> сосредоточено до 90% всего количества минералов, встреченных в массиве, общая площадь которого составляет 650 км<sup>2</sup>. В Хибинах, как уже отмечалось, максимальное развитие пегматитовых и гидротермальных образований и наибольшее разнообразие минералов наблюдается в породах комплекса рихсдорритов и ийолит-уртитов, слагающих центральную дугу массива. К этим же зонам массивов в основном приурочены описанные в главе I тела пегматитов и гидротермалитов с не затронутой выветриванием ультраагпаитовой минерализацией.

УЛЬТРААГПАИТОВЫЕ ПОРОДЫ КАК ИСТОЧНИК ОТКРЫТИЙ  
НОВЫХ МИНЕРАЛОВ

Начиная с экспедиций В. Рамзая (1890-е годы) по настоящее время в Хибино-Ловозерском комплексе установлено 90 новых минеральных видов, получивших самостоятельные названия<sup>1</sup>. В истории их открытий могут быть выделены следующие три периода:

<sup>1</sup> См. приложение в конце книги.

1) 1890–1941 гг. — 12 минералов: гетценит, лампрофиллит, ловозерит, лопарит, манганнептунит, мурманит, нордит, титаноловентит, ферсманит, чинглузит, чкаловит, юкспорит;

2) 1950–1969 гг. — 22 минерала: баритолампрофиллит, беловит, белянкинит, бериллит, беталомоносовит, виноградит, власовит, герасимовскит, канасит, карнасуртит, когаркоит, куплетскит, лабунцовит, ломоносовит, Mg-астрофиллит, ненадкевичит, сейдозерит, сферобертрандит, тугтупит, тундрит, фенаксит, шербаковит;

3) 1970–1989 гг. — 56 минералов<sup>1</sup>: аллуайвит\*, арктит\*, баренцит\*, бонштедтит\*, борнеманит\*, витусит\*, вуоннемит\*, гидродельхайелит, грумантит\*, денисовит, дорфманит, захаровит\*, зорит, ильмайокиит, имандрит\*, казаковит\*, кальборсит\*, келдышит\*, клинофосинаит\*, коашвит, комаровит, костылевит\*, лапландит\*, литосит\*, ловдарит, набафит\*, накафит\*, настрофит\*, натисит, натрит\*, натросилит, натрофосфат, нахпойт\*, нефедовит\*, олимпит\*, ольгит\*, паракелдышит\*, параумбит\*, пенквилксит\*, перлиалит, раит, расвумит, ревдит\*, сажинит\*, сидоренкиит\*, соболевит\*, терскит\*, тисиналит\*, тулюokit, умбит\*, умбозерит\*, феррогит\*, фосинаит\*, хибинскит\*, цирсиалит, шафрановскит\*.

Дополнительно в изученных массивах автором обнаружены десятки весьма редких минералов, в том числе ранее неизвестные в СССР: амичит, FeMn-бредлиит, вегшайдерит, гейдоннеит, тригональный и триклинный доннейит, илерит, канемит, макатит, мерлиноит, паранатролит, петарасит, пирсонит, ремондит, стрональсит, шортит, эвальдит, Fe-эйтелит, эрдит. Впервые для Хибино-Ловозерского комплекса нами установлены агреллит, баритокальцит, гейлюссит, глаукохроит, кальциртит, куспидин, мелантерит, молибденит 3R, мурунскит, нейборит, нордстрандит, пиросмалит, ридмерджерит, родохрозит, роценит, сирлезит, стронцийапатит, таумасит, тенардит. Из минералов, ранее не отмечавшихся в каждом отдельном массиве, наиболее интересны для Ловозера находки дорфманита, натрофосфата, нахколита, расвумита, цирсиалита, для Хибин — власовита, нарсарсукита, натисита, натросилита, нордита, чкаловита. Еще около 50 потенциально новых минералов автора находятся в процессе исследования, материалы по большей их группе переданы для апробации в КНМ Международной минералогической ассоциации. Из-за отсутствия официально утвержденных названий в приводимых ниже описаниях эти минералы обозначены условно как M1, M2, M3 и т.д.

Кратко остановимся на методических особенностях проведенных исследований. Экспрессная диагностика основной части прозрачных минералов проводилась кристаллооптическими методами непосредственно в полевых условиях. Использование бинокля, поляризационного микроскопа и стандартного набора иммерсионных жидкостей позволяло за один рабочий день производить до 200 и более минералоопределений. Надежность визуальной и инструментальной оптической диагностики систематически контролировалась рентгенографическим методом в лаборатории кристаллохимии ИМГРЭ, частично в лаборатории физических методов исследования пород, руд и минералов Геологического института КНЦ АН СССР. В каждой лаборатории при массовой работе использовались стандартные

<sup>1</sup> Звездочкой отмечены минералы, установленные и изученные автором или при его творческом участии.

камеры типа РКД-57,3 мм, а сам процесс диагностики осуществлялся путем визуального сравнения полученных и эталонных дебаеграмм [50]. В необходимых случаях сравнивались расчетные данные для наиболее интенсивных линий и весь набор диагностических констант с учетом их информативности на основе современных справочных руководств [83, 108, 124, 172, 175, 319].

Детальное исследование новых минералов проводилось в соответствии с требованиями к характеристике таких объектов [118]. Для большей их части выполнен полный цикл исследований — от определения состава и свойств до расшифровки кристаллической структуры<sup>1</sup>. При этом наряду с традиционными применялись современные высокоразрешающие приборы и методы, в том числе электронные микронзонды, монокристалльные автодифрактометры, лазерный спектральный анализ, высоковольтная электронография, электронная микроскопия с микродифракцией, федоровский и теодолитно-иммерсионный методы, а также методы инфракрасной, люминесцентной, мёсбауэровской спектроскопии, являющиеся мощным инструментом в решении широкого круга минералогических задач [28, 29, 35, 81, 99, 227 и др.].

Для минералов ультраапатитовых образований специфичными являются невысокая плотность (ниже 3,0–2,5 г/см<sup>3</sup>), легкая изменчивость в атмосферных условиях, для многих из них — высокая растворимость в воде. Это вызывало необходимость использования при выделении монофракций и изучении минералов наряду с методом тяжелых фракций [95] других методов и неводных сред. Наиболее эффективным оказался массовый просмотр образцов под биноклем с одновременной диагностикой минералов в иммерсии. Как правило, такая работа проводилась сразу после сбора очередной партии образцов, благодаря чему имела возможность отобрать дополнительные образцы по свежим следам и быстро освободиться от малоинтересного материала. Все это в сочетании с большим опытом автора в проведении тонких минералогических исследований определило их высокую эффективность.

## ОПИСАНИЕ МИНЕРАЛОВ

Последовательность приводимого далее описания минералов в целом соответствует порядку их перечисления в табл. 7, составленной на основе химической классификации. В пределах отдельных классов и групп минералы расположены в порядке возрастания валентности катионов. Из-за ограниченности объема книги относительно детально в ней описана лишь примерно 1/4 минералов, перечисленных в таблице. Кроме наиболее характерных, новых и потенциально новых, в их число входят некоторые широко известные минералы, характеризующие ультраапатиты, не затронутые процессами выветривания. Большинство же жильобразующих минералов глубоких зон массивов практически не отличаются от их аналогов из верхней зоны, описанных ранее в [109, 142] и других источниках. В связи с уни-

<sup>1</sup> Отбор монокристаллов, пригодных для рентгеноструктурного анализа, производился автором при массовом просмотре зерен в иммерсионных препаратах. Благодаря этому во многих случаях определение кристаллической структуры минералов значительно опережало график традиционных исследований, что стимулировало эти исследования и в решающей степени способствовало утверждению новых минералов.

Таблица 8. Диагностические свойства новых минералов\*

Название Формула	Сингония Пр.гр.	a α	b β
1	2	3	4
<i>Карбонаты</i>			
Натрит Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	Мон.	8,906	5,238
Баренцит Na <sub>7</sub> AlH <sub>2</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>4</sub> F <sub>4</sub>	Трик. P1	8,806 119,32	6,735 97,33
Ферротихит Na <sub>6</sub> Fe <sub>2</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>4</sub> SO <sub>4</sub>	Куб. Fd3	13,962	—
Сидоренкит Na <sub>3</sub> MnCO <sub>3</sub> PO <sub>4</sub>	Мон. P2 <sub>1</sub> /m	8,997	6,741 90,7
Боншгедтит Na <sub>3</sub> FeCO <sub>3</sub> PO <sub>4</sub>	Мон. P2 <sub>1</sub> /m	8,921	6,631 90,42
<i>Силикаты</i>			
Ревдит Na <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> · 5H <sub>2</sub> O	Трик. P1, P1	27,54 90	10,01 97,25
Грумантит NaHSi <sub>2</sub> O <sub>5</sub> · H <sub>2</sub> O	Ромб. Fdd2	15,979	18,25
Литосит K <sub>3</sub> [HAl <sub>2</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>13</sub> ]	Мон. P2 <sub>1</sub>	15,197	10,233 90,21
Кальборсит K <sub>6</sub> [Al <sub>4</sub> Si <sub>6</sub> O <sub>20</sub> ][B(OH) <sub>4</sub> ]Cl	Тетр. P4 <sub>2</sub> /c	9,851	—
Шафрановскит Na <sub>2</sub> H <sub>2</sub> (Mn, Fe)Si <sub>3</sub> O <sub>9</sub> · H <sub>2</sub> O	Триг. P31m, P3m1	14,58	—
Захаровит Na <sub>4</sub> Mn <sub>5</sub> Si <sub>10</sub> O <sub>24</sub> (OH) <sub>6</sub> · 6H <sub>2</sub> O	Триг. P31m, P3m1	14,58	—
Сажинит Na <sub>3</sub> CeSi <sub>6</sub> O <sub>15</sub> · 6H <sub>2</sub> O	Ромб. Pmm2	7,50	15,62
Пенквилксит Na <sub>4</sub> Ti <sub>2</sub> Si <sub>6</sub> O <sub>22</sub> · 5H <sub>2</sub> O	Ромб. Pmm2	8,72	16,33
Фосинаит Na <sub>3</sub> (Ca, Ce)SiPO <sub>7</sub>	Ромб. P2 <sub>2</sub> , 2 <sub>1</sub>	12,231	14,670
Клинофосинаит Na <sub>3</sub> CaSiPO <sub>7</sub>	Мон. P2/c	7,303	12,201 91,93
Вуоннемит Na <sub>11</sub> TiNb <sub>2</sub> Si <sub>4</sub> P <sub>2</sub> O <sub>25</sub> F	Трик. P1	5,53 94	7,16 96
Борнеманит Na <sub>7</sub> BaTi <sub>2</sub> NbSi <sub>4</sub> PO <sub>21</sub> F	Ромб. —	5,48	7,10
Соболевит Na <sub>14</sub> CaMgTi <sub>4</sub> Si <sub>4</sub> P <sub>4</sub> O <sub>34</sub> F <sub>2</sub>	Трик. P1	7,078 90,01	5,411 93,19
Лапландит Na <sub>4</sub> CeTiSi <sub>7</sub> PO <sub>22</sub> · 5H <sub>2</sub> O	Ромб. —	7,27	14,38
Аллуайвит Na <sub>19</sub> Ca(Ti, Nb) <sub>3</sub> Si <sub>26</sub> O <sub>74</sub> Cl · 2H <sub>2</sub> O	Триг. R3m	14,046	—

c γ	V Z	D H	n <sub>p</sub> n <sub>g</sub>	n <sub>m</sub> 2V	Интенсивные линии рентгено- граммы**
5	6	7	8	9	10
6,045	276,5	2,54	1,410	1,535	2,962, 2,602, 2,545,
—	4	3,5	1,543	28(-)	2,366, 2,254, 2,175
6,472	329,4	2,56	1,358	1,479	2,887, 2,778, 2,658,
92,50	1	3	1,530	63(-)	2,316, 2,169, 1,870
—	2721,7	2,79	1,550	1,550	4,18, 2,68, 2,47,
—	8	4	1,550	—	2,36, 1,958, 1,614
5,163	313,1	3,0	1,521	1,563	8,97 3,36, 2,99,
—	2	3	1,585	68(-)	2,69, 2,243, 1,682
5,151	304,7	2,95	1,520	1,568	8,923 3,318, 2,662,
—	2	4	1,591	68(-)	2,578, 2,146, 1,658
6,96	1871,2	1,94	1,469	1,482	13,4, 4,46, 3,79,
100,47	8	2	1,490	75(-)	3,34, 2,879, 2,501
7,169	2090,6	2,21	1,494	1,507	6,20 6,05, 4,46,
—	16	4,5	1,523	85(+)	3,505, 3,087, 3,006
8,435	1311,7	2,51	1,510	1,513	3,46 3,26, 3,16
—	2	5,5	1,527	47(+)	3,07 2,82, 2,10
13,060	1267,4	2,5	1,525	1,525	3,44 3,26, 3,08,
—	.2	6	1,525	0(+)	2,94 2,79, 2,24
21,01	3867,8	2,76	1,570	1,587	10,8, 10,54, 3,60,
—	6	2,5	1,587	0(-)	3,51, 2,975, 2,787,
37,7	6940,2	2,6	1,535	1,565	12,57, 3,427, 3,160,
—	9	2	1,565	0(-)	3,064, 2,820, 2,631
7,35	861,05	2,61	1,525	1,528	7,25, 5,23, 3,37,
—	2	2,5	1,544	47(+)	3,23, 2,552, 2,003
7,38	1050,9	2,6	1,637	1,640	8,2, 3,37, 3,32,
—	2	5	1,662	42(+)	3,10, 3,07, 2,84
7,234	1298	3,0	1,570	1,572	7,44, 6,92, 3,62,
—	8	3,5	1,573	70(-)	3,51, 2,74, 2,566
14,715	1310,4	2,88	1,557	1,561	2,724, 2,639, 2,550,
—	8	4	1,567	80(+)	2,031 1,838, 1,823
14,55	571,5	3,11	1,638	1,656	7,10, 4,25, 2,87,
90	1	4,5	1,683	80(+)	2,75, 2,65 1,789
48,2	1875,4	3,50	1,682	1,695	24,1 8,04, 3,44,
—	4	4	1,720	40(+)	3,02, 2,682, 1,610
40,618	1553,5	3,03	1,627	1,686	3,18, 2,913, 2,896,
90,00	2	4,5	1,690	29(-)	2,691, 1,771, 1,671
22,25	2326,1	2,83	1,568	1,584	3,78, 3,34, 3,25,
—	4	2,5	1,585	28(-)	3,01, 2,82, 1,780
60,60	1035,4	2,76	1,618	1,618	7,14, 4,30, 2,960,
—	6	5-6	1,626	0(+)	2,825, 2,148, 1,762

Таблица 8 (окончание)

1	2	3	4
Паракелдышит Na <sub>2</sub> ZrSi <sub>2</sub> O <sub>7</sub>	Трик. P1	9,31 94,25	5,42 115,33
Келдышит Na <sub>3</sub> HZr <sub>2</sub> (Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ) <sub>2</sub>	Трик. P1	9,00 92	5,34 116
Хибинскит K <sub>2</sub> ZrSi <sub>2</sub> O <sub>7</sub>	Мон. C2/m	19,22 2	11,10 116,5
Казаковит Na <sub>6</sub> MnTiSi <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	Триг. R3m	10,188 —	— —
Тисиналит Na <sub>3</sub> MnTiSi <sub>6</sub> O <sub>18</sub> (OH) <sub>3</sub>	Триг. R3m	10,02 —	— —
Имандрит Na <sub>12</sub> Ca <sub>3</sub> Fe <sub>2</sub> [Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub> ] <sub>2</sub>	Ромб. Pmnp	10,331 —	10,546 —
Умбит K <sub>2</sub> ZrSi <sub>2</sub> O <sub>7</sub> · nH <sub>2</sub> O	Ромб. P2 <sub>1</sub> , 2 <sub>1</sub> , 2 <sub>1</sub>	10,208 —	13,241 —
Параумбит K <sub>3</sub> HZr <sub>2</sub> [Si <sub>3</sub> O <sub>9</sub> ] <sub>2</sub> · nH <sub>2</sub> O	Ромб. —	10,34 —	13,29 —
Костылевит K <sub>4</sub> Zr <sub>2</sub> [Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub> ] · 2H <sub>2</sub> O	Мон. P2 <sub>1</sub> /a	13,171 —	11,727 105,26
Терскит Na <sub>4</sub> ZrSi <sub>6</sub> O <sub>16</sub> · 2H <sub>2</sub> O	Ромб. Pnc2	14,12 —	14,69 —
Умбозерит Na <sub>3</sub> Sr <sub>4</sub> ThFeSi <sub>8</sub> O <sub>24</sub> OH			Рентгеноаморфный
<i>Фосфаты</i>			
Олимпит Na <sub>3</sub> PO <sub>4</sub>	Ромб. Pm, Pn2 <sub>1</sub> a	10,154 —	14,819 —
Нахпоит Na <sub>2</sub> HPO <sub>4</sub>	Мон. P2 <sub>1</sub> m, P2 <sub>1</sub>	5,47 —	6,84 116,33
Накафит Na <sub>2</sub> CaPO <sub>4</sub> F	Ромб. Cm, C2ma	10,644 —	24,423 —
Нефедовит Na <sub>5</sub> Ca <sub>4</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>4</sub> F	Тетр. I4	11,644 —	— —
Арктит Na <sub>3</sub> VaCa <sub>7</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>6</sub> F <sub>3</sub>	Триг. R3m	7,078 —	— —
Ольгит Na(Sr, Va)PO <sub>4</sub>	Триг. P3	5,558 —	— —
Настрофит Na(Sr, Va)PO <sub>4</sub> · 9H <sub>2</sub> O	Куб. P2 <sub>1</sub> , 3	10,559 —	— —
Набафит Na(Ba, Sr)PO <sub>4</sub> · 9H <sub>2</sub> O	Куб. P2 <sub>1</sub> , 3	10,711 —	— —
Витусит Na <sub>3</sub> Ce(PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub>	Ромб. Pca2 <sub>1</sub>	14,091 —	5,357 —

\*Включены только минералы, установленные и изученные при непосредственном участии автора.

\*\*Подчеркнуты линии максимальной интенсивности.

5	6	7	8	9	10		
6,66 89,58	302,8 2	3,33 5	1,670 1,718	1,697 83(-)	4,22, 2,91,	4,17 2,704,	3,96, 2,671
6,96 88	300,4 1	3,22 4,5	1,662 1,710	1,682 83(+)	4,18, 2,97,	4,12, 2,677,	3,99, 2,631
14,10 —	2692,1 16	3,4 5	1,665 1,715	1,715 11(-)	2,95, 1,630,	2,76, 1,381,	2,133, 1,252
13,075 —	1175,3 3	2,91 4	1,635 1,658	1,658 0(-)	3,60, 2,60,	3,28, 2,52,	3,17, 1,816
12,88 —	1119,9 3	2,59 5	1,580 1,620	1,620 0(-)	5,20, 3,18,	3,60, 2,90,	3,27, 2,59
7,426 —	809,1 1	2,93 4	1,605 1,612	1,608 72(+)	3,97, 2,63	3,73, 1,853,	3,33, 1,520
7,174 —	969,7 4	2,79 4,5	1,696 1,619	1,610 80(-)	6,56, 3,02,	5,91, 2,87,	3,31, 1,797
14,55 —	1999,4 4	2,67 4,5	1,588 1,610	1,601 82(-)	6,46, 3,01,	5,95, 2,90,	3,34, 2,56
6,565 —	978,2 2	2,74 5	1,595 1,610	1,598 48(+)	6,42, 3,336,	5,86, 3,087,	5,60, 2,802
7,51 —	1557,8 4	2,71 5	1,576 1,584	1,582 53(-)	4,09, 3,257,	3,324, 3,186,	3,299, 2,615
		Рентгеноаморфный 3,60 5	1,640 1,640	1,640 —			
10,143 —	1526,2 16	2,8 4	1,510 1,512	1,510 46(+)	4,18, 2,582,	3,70, 2,531,	3,58, 2,433
5,45 —	182,75 2	2,58 —	1,480 1,530	1,500 80(+)	4,00, 2,73,	3,86, 2,66,	2,81, 2,44,
7,098 —	1845,2 16	2,85 3	1,508 1,520	1,515 80(-)	3,51, 2,649,	3,054, 2,005,	3,049, 1,762
5,396, —	731,60 2	3,01 4,5	1,571 1,590	1,571 0(+)	3,73, 2,508,	2,772, 2,290,	2,703, 1,877,
41,203 —	1787,6 6	3,13 5	1,577 1,578	1,578 0(-)	13,80, 3,06,	3,54, 2,804,	3,43, 2,746
7,037 —	188,3 2	3,94 4,5	1,619 1,623	1,623 0(-)	6,99, 1,982	2,842, 1,647,	2,763, 1,607
— —	1177,25 4	2,05 2	1,502 —	1,502 —	5,21, 3,49,	4,67, 2,54,	3,69, 1,953
— —	1228,8 4	2,3 2	1,504 1,504	1,504 —	5,36, 2,866,	4,81, 2,598,	3,575, 2,102
18,740 —	1414,6 8	3,7 4,5	1,602 1,654	1,650 30(-)	6,51, 2,798,	4,61, 2,692,	3,49, 2,133

кальностью Хибин и Ловозера автор счел также целесообразным привести в данной книге описание ряда попутно изученных минералов, непосредственно не относящихся к ультраапатитовым ассоциациям, но впервые установленных в пределах этих массивов.

Поскольку минералы, получившие самостоятельные названия, прошли апробацию в национальной и международной комиссиях по новым минералам и их детальные описания опубликованы в центральных научных журналах, в данной работе доказательств новизны минералов, как правило, не приводится. Все новые минералы, открытые при участии автора, в сжатой форме охарактеризованы в табл. 8, которая составлена с учетом унификации представления диагностических свойств минералов, приспособленной для использования в современных информационно-диагностических системах [108, 172]. В приводимых описаниях отражены наиболее примечательные особенности минералов, большое внимание уделено проблеме типоморфизма, являющейся одной из важнейших в современной минералогии [33, 120, 122, 270, 271, 277 и др.]. Кроме табл. 8, основные данные о составе (в мас.%) и свойствах описываемых минералов сведены в табл. 9–28, где буквы *D* и *H* обозначают соответственно плотность (в г/см<sup>3</sup>) и твердость (в кгс/мм<sup>2</sup> или в единицах шкалы Мооса); параметры элементарной ячейки (*a*, *b*, *c*) и межатомные расстояния (*d*) выражены в ангстремах. В обозначении сингоний приняты следующие сокращения: куб. — кубическая, триг. — тригональная, гекс. — гексагональная, тетр. — тетрагональная, ромб. — ромбическая, мон. — моноклиная. Прочие сокращения: пр.гр. — пространственная группа, э.я. — элементарная ячейка, н.р.о. — нерастворимый остаток, п.п.п. — потеря при прокаливании.

### Окислы

Минералы класса окислов, насчитывающего 60 представителей (см. табл. 7), наиболее характерны для самых ранних и самых поздних стадий формирования ультраапатитовых дериватов. Их скопления преимущественно приурочены к приконтактовым зонам и центральным ядрам сложных пегматитов. Некоторые минералы этого класса, например, окислы и гидрокислы марганца, совершенно отсутствуют в зонах массивов, не затронутых процессами выветривания, и, очевидно, являются гипергенными. Новые минералогические данные, приводимые в настоящем разделе, в основном получены автором при изучении продуктов эпitherмальных и гипергенных процессов. Диагностика описываемых минералов подтверждена рентгенографическим и оптическим методами.

*Нордстрандит* Al(OH)<sub>3</sub>, ранее неизвестный в Хибино-Ловозерском комплексе, установлен автором в существенно полевошпатовых пегматоидных прожилках с ильменитом, сфеном, сейдозеритом, ловенитом, катаплетитом, секущих пойкилитовые фельдшпатоидные сиениты на горе Сенгисчорр (Ловозеро)<sup>1</sup>, и в давсонитсодержащих карбонатитах залива Тульилухт

<sup>1</sup> Диагностирован в образцах коллекционера-любителя М.Ф. Коробицына, в сборах которого автором дополнительно установлены эрдит, ридмерджерит, груманит, набафит, К-гмелинит. Ряд новых и редких минералов установлен в образцах, собранных И.М. Тимошенковым (ольгит), В.П. Власюком (ревдит), В.П. Павловым (хондродит), А.Д. Тимченко (эвальдит, шортит, родохрозит), А.С. Подлесным (баритокальцит, доннейт, таумасит), П.М. Уткиным (нордит).

(Хибины). В первом районе он представлен сферолитовыми корками толщиной 2–3 мм, выстилающими пустоты в осевой части полевошпатовых прожилков, во втором — сферолитами и слюдоподобными агрегатами. Бесцветный, светло-кремовый, с шелковистым или перламутровым блеском. Оптически одноосный или слабо двуосный положительный,  $n_p \approx n_m = 1,575–1,580$ ,  $n_g = 1,595$ .

*Бемит* AlOOH, ранее описанный в Ловозерском массиве [142], обнаружен нами в Хибинах (гора Партомчорр), в пектолит-натролитовых прожилках, секущих ийолит-уртиты. Встречен в буровом керне с глубины 93,5 м. Образует агрегат разноориентированных желтоватых пластинок с совершенной слюистой спайностью. Оптически двуосный, положительный, с малым углом  $2V$ ,  $n'_p = 1,660$ ,  $n'_g = 1,670$ .

*Пиролозит* MnO<sub>2</sub> и *псиломелан* (Ba, H<sub>2</sub>O)<sub>2</sub>Mn<sub>5</sub>O<sub>10</sub>, известные в Ловозерском массиве [24, 142], впервые установлены нами в Хибинах. Оба минерала встречаются в анальцимовой зоне пегматита горы Айкуайвенчорр в тесных сростаниях друг с другом. Образуют конкреции неправильной формы размером до нескольких сантиметров в поперечнике. Основную часть выделений составляет сажисто-черный, с матовым блеском скрытокристаллический псиломелан, на который с поверхности и по трещинам нарастает серебристо-черный, с полуметаллическим блеском пиролозит. В Хибинах отмечены также криптомелан и тодорокит [109, 142], но наиболее разнообразно окислы и гидрокислы марганца представлены в Ловозерском массиве (см. табл. 7). Как показали наши исследования, соединения высоковалентного марганца практически отсутствуют в зонах массивов, не затронутых процессами выветривания, но характерны для измененных ультраапатитовых пегматоидов с серандитом и другими минералами двухвалентного марганца.

*Кварц* SiO<sub>2</sub> оригинального типа обнаружен автором в ультраапатитах Ловозера (Аллуйив) в виде скоплений водяно-прозрачных идеально образованных двухконечных кристаллов длиной до 0,5–1 мм в плотном гипогенном термонатрите, образующем совместные выделения с сидоренкитом, альбитом, когаркоитом и виллиомитом в осевой зоне полевошпатовых пегматоидных прожилков. В Хибинском массиве значительное развитие друзового кварца отмечено нами в районе находки доннейта на горе Кукисвумчорр.

*Брукит* TiO<sub>2</sub> встречен нами в буровом керне района горы Рестиньон (Хибины) вместе с баренцитом, шортитом, бербанкитом, тронной, нейборитом и другими высокощелочными минералами в не затронутых выветриванием анальцимовых прожилках, где он представлен обильными скоплениями остроконечных изометричных кристаллов бутыльно-зеленого цвета размером от 0,1–1 до 2–3 мм.

*Ml* CaCe(Ti, Nb)<sub>10</sub>O<sub>23</sub> · nH<sub>2</sub>O(?) встречен автором в пегматитах горы Расвумчорр (Хибины) в виде сферолита диаметром 1,5 мм, включенного в натролит. Красно-оранжевый, с алмазным блеском, занозистым изломом. Просвечивает, в тонких сколах прозрачный.  $H \approx 5$ .  $D = 3,6$  г/см<sup>3</sup>,  $(-)$   $2V = 20^\circ$ ,  $N > 1,8$ , двупреломление высокое. Монокристалльные индивиды сферолита имеют форму плоских иголок, удлинённых по *Nm*. По данным предварительного микронзондового анализа, минерал содержит (в мас.%): CaO 4–6, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,4–0,5, La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 2,6–2,8, Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 6,3–8,5, TiO<sub>2</sub> 54,9–57,0, Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 4,4–5,6. По дебаеграмме (интенсивные линии: 7,62–3,26–

2,800–2,575–1,923) он близок к кафетиту и, возможно, является его редкоземельным аналогом.

**Кальциртит**  $\text{CaZr}_3\text{TiO}_9$  диагностирован нами в процессе микрозондового исследования рудных минералов купсидинсодержащих метасоматитов Хибин (см. ниже). По данным единичного анализа, он содержит (аналитик Л.И. Полежаева, в мас.%):  $\text{CaO}$  – 12,61,  $\text{MgO}$  – 0,15,  $\text{MnO}$  – 0,10,  $\text{FeO}$  – 1,59,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 0,32,  $\text{SiO}_2$  – 0,34,  $\text{TiO}_2$  – 17,30,  $\text{ZrO}_2$  – 67,69, сумма 100,10.

### Карбонаты

Относящиеся к этому классу минеральные виды и разновидности Хибин-Ловозерского комплекса включают 50 представителей, причем более половины из них составляют щелочные карбонаты, список которых за последние годы был утроен прежде всего в результате открытия в ультраагпайтовых породах большой группы новых минералов.

**Натрит**  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  – новый карбонат, названный по ведущему компоненту химической формулы [193]. Характерен для ультраагпайтов Ловозера и Хибин, где является одним из главных носителей гипогенной содовой минерализации (см. гл. II). Состав и основные свойства минерала охарактеризованы в табл. 8 и 9. Внешне он напоминает кальцит: в свежих сколах это бесцветный, редко желтоватый или розоватый, прозрачный или слегка мутноватый минерал с тусклым стекляннм блеском, совершенной спайностью по нескольким плоскостям и системой пересекающихся полисинтетических двойников. Бурно реагирует с кислотами, выделяя  $\text{CO}_2$ . При повышенной влажности воздуха легко гидратируется, переходя в термонатрит, трону или натрон. От известных гидрокарбонатов натрия отличается повышенной плотностью ( $2,54 \text{ г/см}^3$ ) и твердостью ( $3\frac{1}{2}$  по шкале Мооса). При термической обработке испытывает обратимые фазовые превращения: до  $360^\circ\text{C}$  устойчива низкотемпературная моноклинная модификация  $\gamma\text{Na}_2\text{CO}_3$ , далее до  $495^\circ\text{C}$  стабильна моноклинная фаза  $\beta\text{Na}_2\text{CO}_3$  и затем до точки плавления ( $890^\circ\text{C}$ ) стабильна высокотемпературная фаза  $\alpha\text{Na}_2\text{CO}_3$ . Аналогичные фазовые переходы зарегистрированы на термограммах искусственного  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  [287]. Как следует из этих данных и следствий принципа Кюри [273, 281], появление сложных полисинтетических двойников, характерных и для выращенного из расплава синтетического аналога  $\gamma\text{Na}_2\text{CO}_3$  [23], является реакцией кристалла на анизотропное сжатие кристаллической решетки в точках перехода  $495$  и  $360^\circ\text{C}$ , которые могут быть условно приняты как нижний температурный предел образования этого минерала.

**Термонатрит**  $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$  представлен гипогенной и гипергенной разновидностями. В первом случае это сливной, с довольно высокой твердостью, тонкозернистый ( $0,0 \text{ н}$  мм) мутновато-прозрачный агрегат, обычно имеющий в свежем сколе серовато-белую окраску. Гипергенный термонатрит, как правило, образует рыхлые порошковатые массы снежно-белого цвета. Для гипогенного термонатрита характерны парагенезисы с натритом, виллиомитом, накафитом, виноградовитом, шортитом, пирсонитом, натролитом, нефелином, альбитом, калиевым полевым шпатом, когаркоитом, иногда с кварцем. В проявлениях содовой минерализации на горе Кукисвумчорр (тип 8а) нами изучен гипогенный термо-

Таблица 9. Химический состав натрита (1), термонатрита (2), натрона (3), троны (4), пирсонита (5), шоррита (6–8)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
$\text{Na}_2\text{O}$	54,59	50,00	21,63	41,28	25,64	19,98	19,61	20,14
$\text{CaO}$	–	–	–	–	23,43	36,18	36,60	34,42
$\text{SrO}$	–	–	–	–	0,22	0,04	0,88	0,29
$\text{CO}_2$	41,04	35,07	14,94	38,08	35,90	43,20	43,26	46,33
$\text{H}_2\text{O}$	3,7	14,53	63,24	19,92	14,86	–	–	–
Сумма*	99,33	99,60	99,81	99,28	100,05	100,40	100,66	101,18

\* В сумму входят еще:  $\text{TR}_2\text{O}_3$  – 0,86 (6);  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 0,06 (6), 0,08 (7);  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 0,08 (6), 0,09 (7);  $\text{MgO}$  – 0,11 (7);  $\text{MnO}$  – 0,03 (7).

Примечание. Аналитики В.Д. Богомолова, Г.Н. Попова (1), Е.П. Федотова (2–5), Г.Е. Черепивская (6, 7), Л.И. Полежаева (8). Данные настоящей работы, кроме 1 [193], 6, 7 [258]. В анализе 1  $\text{H}_2\text{O}$  = п.п.л., в анализе 8  $\text{CO}_2$  расчетная. Образец натрона до анализа хранился в сосуде с керосином во избежание обезвоживания. Места взятия образцов: 1 – Ловозеро, Карнасурт; Хибинь: 2–5, 8 – Кукисвумчорр, 6 – Олений ручей, 7 – Вуоннемиок.

натрит розоватой и коричневатой окраски, состав которого (№ 2 в табл. 9) идеально соответствует теоретическому. Оптические свойства окрашенно-термонатрита также не отличаются от стандартных.

Наряду с тонкой вкрапленностью в массивных породах, гипогенный термонатрит слагает довольно крупные, размером до 3–5, редко до 10–20 см в поперечнике выделения, приуроченные к осевой зоне силикатно-карбонатных прожилков и ядрам пегматитовых тел. Часто в сливной агрегат термонатрита включены идиоморфные кристаллы калиевого полевого шпата или альбита, нефелина, канкринита, анальцима, натролита. В пегматитах горы Расвумчорр нами изучены необычные графические сростания термонатрита и натрита с виллиомитом и накафитом  $\text{Na}_2\text{CaPO}_4\text{F}$  (см. табл. II, б, в), свидетельствующие о кристаллизации этих минералов из сравнительно сухого солевого расплава. О том же косвенно свидетельствуют полученные нами экспериментальные данные, согласно которым ассоциация накафит–виллиомит крайне гидрофобна<sup>1</sup>. Отметим, что первичный термонатрит может сохраняться в исходном состоянии лишь в герметичной упаковке. В естественных условиях он довольно активно реагирует с атмосферным воздухом, замещаясь с поверхности, а затем и на всю глубину зерен порошковатой разновидностью.

**Натрон (сода)**  $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$  – характерный минерал натеков и выцветов в горных выработках, вскрывающих пегматоидные породы ультраагпайтового типа. В основном имеет вторичную природу, образуясь в зоне гипергенеза массивов за счет переотложения вещества гипогенных карбонатов натрия, а также путем карбонатизации атмосферной углекислотой едкого натра, высвобождающегося из малостойких ультращелочных минералов. Автором допускается, однако, что часть натрона,

<sup>1</sup> Одним из продуктов разложения накафита водным раствором фтористого натрия является натрофосфат.

обнаруженного в породах, не затронутых процессами выветривания, является гипогенной. Такую природу, вероятно, имеют описанные в гл. II крупные скопления льдоподобного натрона в цеолит-карбонатных полостях, гнездах и жилах на горе Кукисвумчорр (Хибины, тип 8а). В табл. 9 приведены результаты химического анализа образца подобного натрона из пирссонит-виллиомитовой жилы. Его состав в пределах точности анализа совпадает с теоретическим.

Трона  $\text{Na}_3\text{H}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  отмечалась ранее в Хибинах и Ловозере только как продукт гипергенных процессов. Нами этот минерал впервые отмечен как гипогенный карбонат, характерный для не затронутых выветриванием гидротермалитов обоих массивов. Повышенные его концентрации установлены в карбонатно-цеолитных прожилках районов гор Рестиньон и Кукисвумчорр (Хибины, типы 8, 8а). В керне глубокой скважины из первого района он встречается в прожилках мощностью от 1–2 до 5 см, сложенных шортитом, бонштедтитом, баренцитом, нейборитом, эгирином, альбитом, натролитом, калиевым полевым шпатом, канкринитом, анальцитом, цирконом, брукитом и др. Представлен водяно-прозрачными зернами до 3–5 мм оранжево-желтого или кремового цвета, выполняющими интерстиции между пластинчатыми, шириной до 10 мм кристаллами шортита и альбита в осевой части прожилков.

На горе Кукисвумчорр трона вместе с пирссонитом приурочена к зальбандам жил и гнезд, ядра которых слагаются натроном и виллиомитом. Образует монокристалльные обособления толщиной до 3 см, протягивающиеся вдоль границ прожилков на десятки сантиметров, а также шестоватые кристаллы длиной до 1 см, растающие в натрон. Минерал бесцветный, водяно-прозрачный, с тусклым стеклянным блеском, совершенной спайностью. Его состав (№ 4 в табл. 9) соответствует теоретическому. В Ловозерском массиве (Аллуайв, тип 4 а) гипогенная трона распространена вместе с когаркоитом и виллиомитом в осевой зоне пегматоидных прожилков, где она слагает монокристалльные обособления до 2 см, окрашенные в желтовато-розовый или оранжевый цвет.

В других аналогичных телах, вскрытых на горе Аллуайв, место троны занимает *вегшайдерит*  $\text{Na}_5\text{H}_3(\text{CO}_3)_4$ , первоначально описанный в осадках формации Грин-Ривер [298]. Вместе с криолитом, виллиомитом, когаркоитом и другими солями ловозерский вегшайдерит слагает грубозернистые (до 0,5–1 см) агрегаты, приуроченные к осевой части пегматоидных прожилков. Минерал бесцветный или бледно-розовый, прозрачный, со стеклянным блеском, совершенной спайностью по призме. Оптически двуосный, отрицательный,  $n_p = 1,433$ ,  $n_m = 1,520$ ,  $n_g = 1,530$ , слабая дисперсия  $r < v$ . Спайные выколки имеют прямое погасание и отрицательное удлинение. Интенсивные линии на рентгенограмме порошка: 3,68 (5)–2,953 (10)–2,643 (9)–2,464 (7)–2,214 (9)–2,091 (9)–1,628 (4).

*Нахколит*  $\text{NaHCO}_3$  ранее отмечался [54] в Хибинском массиве (долина р. Тульи) в пустотах карбонатных прожилков с давсонитом в виде тонких налетов, имеющих, по-видимому, гипергенное происхождение. Грубозернистый нахколит обнаружен автором в ультраагпайтах Хибин (Кукисвумчорр, тип 8а) и Ловозера (Аллуайв, тип 4а). В первом массиве он встречается в виде широких кайм серовато-белого цвета на контакте выделений массивной тороны и содалита. Во втором — отмечен в виде крупных, до

2–3 см монокристалльных обособлений бледно-розового цвета, приуроченных вместе со скоплениями пирссонита, когаркоита, виллиомита, криолита и других солевых минералов к осевой зоне пегматоидов. Изученный нахколит по дебаеграмме аналогичен искусственному бикарбонату натрия и надежно диагностируется по оптическим свойствам:  $n_p < 1,40$ ,  $n_m = 1,502$ ,  $n_g = 1,577$ .

*Пирссонит*  $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  и *гейлюссит*  $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$  — типоморфные карбонаты отложений содовых озер [298] — оказались характерными минералами ультраагпайтовых гидротермалитов Хибино-Ловозерского комплекса [192]. Пирссонит, ранее неизвестный на территории СССР, первоначально отмечен автором как минералогическая редкость в образцах музея г. Кировска. Позднее он был встречен нами в существенных количествах в гипогенных проявлениях соды на горах Кукисвумчорр (Хибины, тип 8а) и Аллуайв (Ловозеро, тип 4а). Основная часть пирссонита в первом проявлении связана с тонковкрапленной и микропрожилковой минерализацией пегматоидных пород эгирин-такманит-калишпатового состава, но он постоянно присутствует также в зальбандах крупных жил и гнезд, сложенных натроном, тронной, термонатритом, виллиомитом, где представлен хорошо образованными ромбовидными кристаллами размером от 1–3 мм до 1,5–2 см в поперечнике. Бесцветный или бледно-желтый, прозрачный, со стеклянным блеском, раковистым изломом. Оптически двуосный, положительный,  $n_p = 1,505$ ,  $n_m = 1,510$ ,  $n_g = 1,575$ . Результаты химического анализа (№ 5 в табл. 9) пересчитываются на эмпирическую формулу  $\text{Na}_{2,01}\text{Ca}_{1,02}\text{C}_{1,97}\text{O}_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , практически совпадающую с теоретической. Минерал растворим в воде при комнатной температуре, бурно, со вскипанием разлагается в разбавленных кислотах. На горе Аллуайв Ловозерского массива аналогичный по свойствам пирссонит слагает розетки лучистых кристаллов диаметром до 5–10 мм, растающих с шортитом, когаркоитом и другими минералами, типичными для центральных зон ультраагпайтовых пегматитов и гидротермалитов этого района.

Гейлюссит обнаружен нами на участке Олений ручей в существенно полевошпатовой пегматоидной породе, сложенной агрегатом пектолита и кальцита с подчиненным количеством шортита, сфалерита, галенита и волокнистого эгирина. Представлен зернами неправильной формы размером до 1 см и сплошными зернистыми массами. В свежем сколе бесцветный, водяно-прозрачный, со стеклянным блеском, раковистым изломом. Оптически двуосный, отрицательный,  $n_p = 1,445$ ,  $n_m = 1,517$ ,  $n_g = 1,525$ . Бурно, со вскипанием разлагается кислотами. В отличие от пирссонита довольно устойчив по отношению к воде, при обработке которой минерал частично теряет  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ , а карбонат кальция остается в твердой фазе, образуя корочку на поверхности зерен гейлюссита. Аналогичное поведение в воде и кислотах характерно для шортита.

*Шортит*  $\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$ , первоначально описанный как аутигенный минерал содоносных толщ [298], позднее был обнаружен в магматогенных образованиях кимберлитовой и карбонатитовой формаций, а также в ультраагпайтах Хибино-Ловозерского комплекса [258]. В Хибинах он установлен автором в керне многочисленных скважин, пробуренных в различных точках центральной дуги массива и в ряде выработок на горе

Кукисвумчорр (типы 8, 8а), в Ловозерском массиве — в керне одной из скважин, а также в пегматитах и гидротермалитах горы Аллуйв (тип 4а). Основная часть хибинских находок сделана на глубинах 400–1800 м, причем по некоторым районам (Олений ручей, Рестиньюн) проявления шортита охватывают интервалы керна длиной до 400–800 м. Шортит рассматриваемых проявлений представляет собой светло-зеленый, реже коричневатый, водяно-прозрачный минерал со стекляннным блеском, раковистым изломом. Образует отдельные зерна неправильной формы (1–5 мм), сплошные зернистые массы, реже несовершенные таблитчатопластинчатые кристаллы (до 5 × 5 × 1 мм). Специфика химического состава изученных образцов (№№ 6–8 в табл. 9) определяется высоким содержанием изоморфных примесей редких земель (до 0,86% TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и стронция (до 0,88% SrO), не характерных для аутигенного шортита формации Грин-Ривер.

Несмотря на многочисленность находок шортита в Хибинах и их пространственную приуроченность к разнообразным породам — рихторитам, ийолит-уртитам, фойяитам, луявритам, все они довольно однотипны и обычно представлены симметрично-зональными прожилками мощностью 1–5 см, осевая зона которых слагается шортитом, а зальбанды — анальцитом, реже калиевым полевым шпатом, альбитом, канкринитом или натролитом, иногда с внешней оторочкой из темной слюды. Вместе с шортитом в прожилках установлены термонатрит, трона, пирссонит, бонтшедтит, давсонит, баренцит, Fe-эйтелит, ферротихит, бербанкит, а также сидерит, кальцит, флюорит, виллиомит, нейборит, криолит, ильменит, циркон, катаплеит и целый ряд других минералов. При общей близости к перечисленным ассоциациям для ловозерского шортита характерно совместное нахождение с когаркоитом и вегшайдеритом, пока что не найденными в Хибинах.

*Родохрозит* MnCO<sub>3</sub> и *сидерит* FeCO<sub>3</sub> характерны для карбонатитов и щелочно-карбонатных гидротермалитов Хибин и Ловозера. Родохрозит из карбонатитов, согласно [54], представлен высокожелезистой разновидностью примерного состава (Mn<sub>0,5</sub>Fe<sub>0,4</sub>Mg<sub>0,1</sub>)CO<sub>3</sub>, тогда как изученный нами минерал из северо-восточной части центральной дуги массива (р. Калиок) является практически безжелезистым (в мас.%, аналитик Л.И. Полежаева): MnO — 57,36, MgO — 0,25, FeO — 0,21, CaO — 2,32, CO<sub>2</sub> (расчетная) — 37,81, сумма 97,95. Образцы керна, в которых встречен этот минерал, представлены кавернозной пегматоидной, существенно калишпатовой породой с друзами кристаллов натролита, эгирина, скоплениями флюорита, сфалерита и относительно редкими кристаллами родохрозита. Кристаллы красно-оранжевого цвета, размером до 0,5–2 мм, имеют изометричную форму и сильно развитые зеркальные грани ромбоэдра. Водяно-прозрачный, с сильным стекляннным блеском. Плотность 3,73 г/см<sup>3</sup>. Оптически одноосный, отрицательный,  $n_e = 1,595$ ,  $n_o \approx 1,8$ . В связи с исключительной однородностью кристаллов изученный образец использован С.И. Лебедевой для получения эталонных значений твердости родохрозита. По данным 17 замеров на разноориентированных сечениях, микротвердость ( $VHN$ , кгс/мм<sup>2</sup>) находится в пределах 174–374;  $VHN_{ср1} = 179$ ;  $VHN_{ср2} = 325$ ; коэффициенты анизотропии твердости, согласно [93]:  $K'_{H_1} = 1,2$ ;  $K_{H_2} = 1,8$ . Родохрозит, образующий ромбо-

эдрические кристаллы ярко-розового цвета размером до 0,5–1 мм, диагностирован нами также на горе Кукисвумчорр в друзовых щетках натролита. Сидерит с характерной оптикой и рентгенограммой порошка впервые для Ловозерского массива отмечен нами в пегматоидах горы Аллуйв, где он представлен полнограненными зернами зеленоватого цвета диаметром 1–2 мм, включенными вместе с хорошо образованными кристаллами илерита в агрегат альбита, альпидита и чинглукуита?

*Баритокальцит* BaCa(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>, не отмечавшийся ранее в рассматриваемых массивах, установлен автором в Хибинах на горе Кукисвумчорр, в гнездах друзового натролита с кальцитом и флюоритом среди уртитов. Образует таблитчатые кристаллы до 1–3 мм ярко-желтого цвета, прорастающие иголками натролита. Прозрачный, со стекляннным блеском, ступенчатым изломом. Плотность 3,70 г/см<sup>3</sup>. Бурно, со вскипанием разлагается кислотами. Оптически двуосный, отрицательный, с малым углом  $2V$ ,  $n_p = 1,530$ ,  $n_g = 1,690$ . По данным микрозондового анализа, содержит (в мас.% среднее для трех зерен, аналитик Л.И. Полежаева): CaO — 18,64, BaO — 52,83, CO<sub>2</sub> (расчетная) — 29,79, сумма 101,26, что отвечает теоретической формуле минерала. Монокристалльными методами (Лауэ и качания, аналитик Т.А. Курова) для него определены параметры моноклинной ячейки  $a = 8,08$ ,  $b = 5,24$ ,  $c = 6,49$  Å,  $\beta = 106^\circ 45'$ , соответствующие эталонным.

*Fe-эйтелит* Na<sub>2</sub>(Mg, Fe)(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> [244] обнаружен автором в гидротермалитах Хибин (тип 8). Состав (№ 1 в табл. 10) отвечает эмпирической формуле Na<sub>2</sub>(Mg<sub>0,6</sub>Fe<sub>0,3</sub>Mn<sub>0,1</sub>)(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>. Образует бесцветные зерна неправильной формы до 1–3 мм. Тригональный. Изоструктурен чисто магниевому эйтелиту из содовых осадков формации Грин-Ривер и представляет собой новую, существенно железистую разновидность этого минерала. Замена части Mg на Fe и Mn определила некоторое увеличение параметров элементарной ячейки и существенное возрастание показателей преломления Fe-эйтелита (числитель) по отношению к Mg-аналогу (знаменатель):  $a = 4,95/4,94$ ,  $c = 16,49/16,40$  Å;  $n_o = 1,470/1,450$ ;  $n_e = 1,635/1,605$ . На воздухе темнеет, при повышенной влажности самопроизвольно разлагается, замещая агрегатом гидроокислов железа.

*Ферротихит* Na<sub>6</sub>Fe<sub>2</sub>(CO<sub>3</sub>)<sub>4</sub>(SO<sub>4</sub>) — новый минерал [237], представляющий собой железистый аналог тихита Na<sub>6</sub>Mg<sub>2</sub>(CO<sub>3</sub>)<sub>4</sub>(SO<sub>4</sub>). Обнаружен автором в гидротермалитах Хибин (тип 8) в тесной ассоциации с шортитом и бонтшедтитом. Минерал бесцветный, желтоватый, прозрачный, образует зерна неправильной формы размером 0,5–1 мм. Легко растворим в воде; на воздухе темнеет, покрывается коричневатым налетом продуктов изменения. Оптически изотропный. Состав (№ 2 в табл. 10) соответствует эмпирической формуле Na<sub>6</sub>(Fe<sub>1,2</sub>Mg<sub>0,4</sub>Mn<sub>0,4</sub>)(CO<sub>3</sub>)<sub>4</sub>(SO<sub>4</sub>). Кристаллическая структура минерала описана в [97]. Замена основной части магния на железо, т.е. на элемент с заметно более высоким атомным весом и ионным радиусом, привела к увеличению параметра элементарной ячейки ( $a$ , Å), плотности ( $D$ , г/см<sup>3</sup>) и показателя преломления ( $n$ ) минерала (числитель) по отношению к тихиту (знаменатель):  $a = 13,962/13,898$ ;  $D = 2,79/2,46$ – $2,60$ ;  $n = 1,550/1,508$ – $1,510$ . В то же время в связи с легкой окисляемостью двухвалентного железа эта замена обусловила резкое снижение устойчивости ферротихита в атмосферных условиях по сравнению с тихитом.

Таблица 10. Химический состав Fe-эйтелита (1), ферротихита (2), M2 (3), сидоренкита (4–6), бонштедтита (7,8) FeMn-бредлиита (9)

Компоненты	1	2	3	4
Na <sub>2</sub> O	31,42	32,30	32,21	32,36
CaO	—	—	—	2,20
MgO	12,20	2,77	1,98	He обн.
FeO	10,93	15,26	6,00	0,49
MnO	2,07	4,35	15,00	22,40
CO <sub>2</sub>	43,94	30,75	30,68	15,71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	25,77
Сумма*	100,56	99,43	100,00	99,37

\*В сумму входят еще: SO<sub>3</sub> — 14,00 (2), 14,13 (3); K<sub>2</sub>O — 0,44 (4), 0,28 (5), 0,03 (7); SrO — 0,01 (6, 8), 0,04 (9).

Примечание. Аналитики С.М. Сандомирская (1, 2), А.В. Мартынова (3), М.Е. Казакова (4), А.В. Быкова (5), Л.И. Полежаева (6, 8, 9), В.В. Ермилов (7).

M2 представляет собой существенно марганцевый аналог ферротихита, отвечающий формуле Na<sub>6</sub>(Mn<sub>1,2</sub>Fe<sub>0,5</sub>Mg<sub>0,3</sub>)(CO<sub>3</sub>)<sub>4</sub>(SO<sub>4</sub>) (№ 3 в табл. 10). Встречен в ультраагпайтах горы Аллуайв (Ловозеро, тип 4а) в тесной ассоциации с шортитом, пирсонитом, сидоренкитом, когаркоитом и др. Образует неправильной формы зерна до 1 см и массивные агрегаты до 3–5 см. По своим свойствам чрезвычайно близок к ферротихиту: бледно-розовый, прозрачный, со стекляннным блеском, раковистым изломом,  $H \approx 4$ ,  $D = 2,72 \text{ г/см}^3$ ,  $a = 14,0 \text{ \AA}$ , интенсивные линии: 4,22–2,695–2,474–2,366–1,959–1,616. В связи с этим для надежной диагностики минералов ряда ферротихит — M2 необходимо располагать данными о содержании в них железа и марганца.

Сидоренкит Na<sub>3</sub>Mn(CO<sub>3</sub>)(PO<sub>4</sub>) [215, 248] и бонштедтит Na<sub>3</sub>Fe(CO<sub>3</sub>) × (PO<sub>4</sub>) [211] — новые минералы, представляющие собой марганцевый и железистый аналоги бредлиита Na<sub>3</sub>Mg(CO<sub>3</sub>)(PO<sub>4</sub>) — редкого фосфатокarbonата из отложений формации Грин-Ривер [298]. Первый минерал установлен автором в гидротермальной зоне пегматитов Ловозера и Хибин вместе с виллиомитом, вегшайдеритом, тронной, когаркоитом и др., второй — в гидротермалитах Хибин вместе с шортитом, термонатритом, ферротихитом и др. Сидоренкит образует неправильной формы зерна и таблитчатые кристаллы до 2–3 см бледно-розового цвета, бонштедтит — бесцветные, часто с зеленоватым оттенком таблитчатые кристаллы до 0,5 см (рис. 10). Состав и свойства минералов охарактеризованы в табл. 8 и 10, их кристаллические структуры описаны в работах [91, 267]. Обращает на себя внимание весьма широкий изоморфизм Mg, Mn- и Fe-минералов, особенно в представителях рассматриваемой группы из содопроявлений горы Кукисвумчорр. В частности, образцы №№ 6 и 8 и 9 в табл. 10 могут трактоваться соответственно как MgFe-сидоренкит, MgMn-бонштедтит и FeMn-бредлиит.

	5	6	7	8	9
	33,50	33,41	35,34	32,90	32,94
	—	0,01	0,03	0,01	0,02
	—	3,71	2,54	6,17	6,59
	1,30	5,10	16,66	11,39	11,47
	23,80	12,88	1,65	4,04	4,33
	16,00	15,89	16,09	15,89	16,03
	25,00	27,15	26,17	26,62	26,50
	99,88	98,16	98,51	97,03	97,92

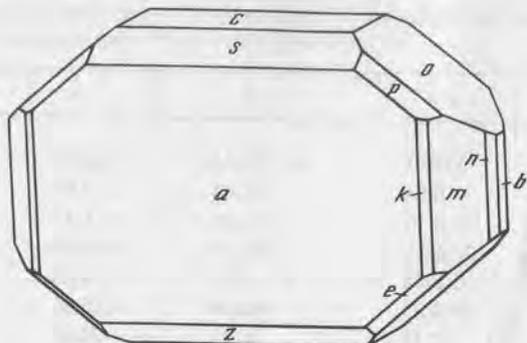
Данные настоящей работы, кроме 1 [244], 2 [237], 4 [248], 5 [215], 7 [211]. В анализах 1, 2, 6–9 CO<sub>2</sub> расчетная. Места взятия образцов: Хибин: 1 — Вуоннемиок, 2 — Олений ручей, 5 — Расвумчорр, 6–9 — Кукисвумчорр; 3, 4 — Ловозеро, Аллуайв.

Достоверность находки железо-марганцевой разновидности бредлиита доказана микронзондовым анализом двух образцов этой разновидности, содержащих (в мас.%): MgO 5,95 и 7,23, FeO 10,38 и 12,56, MnO 6,45 и 2,20<sup>1</sup>, что эквивалентно отношениям (Mg<sub>0,385</sub>Fe<sub>0,377</sub>Mn<sub>0,237</sub>) и (Mg<sub>0,466</sub>Fe<sub>0,454</sub>Mn<sub>0,080</sub>). Резко повышенная магнезиальность фосфатокarbonатов горы Кукисвумчорр коррелирует с относительной низкотемпературностью рассматриваемого проявления щелочных гидротермалитов в сравнении с другими проявлениями, содержащими низкомагнезиальные бонштедтит и сидоренкит. Тем самым намечается возможность использования минералов данной группы как своеобразных геотермометров.

Баренцит Na<sub>7</sub>AlH<sub>2</sub>(CO<sub>3</sub>)<sub>4</sub>F<sub>4</sub> — новый минерал [234, 268], встречен автором в районе горы Рестиньон (Хибин, тип 8) в гидротермальных прожилках, секущих фойяит. Прожилки сложены кристаллами шортита, альбита и натролита, промежутки между которыми заполнены ксеноморфными выделениями троны, натрита, виллиомита, гизингеритоподобного минерала. Прочие минералы прожилков представлены игольчатым эгирином, дипирамидальным цирконом, ромбоэдрами сидерита, кристаллами бербанкита, нейборита, бонштедтита, брукита, ильменита, галенита, флюорита, скоплениями криолита.

Баренцит обнаружен в виде нескольких небольших (3–5 мм) зерен в кавернозном участке керна, из которого под влиянием атмосферных осадков вымыта значительная часть растворимых в воде карбонатов натрия. Зерна баренцита, также частично растворимого в воде, имеют неправильную "оплавленную" форму и покрыты плотным порошковатым налетом продукта изменения белого цвета. В свежем сколе он бесцветный,

<sup>1</sup> № 9 в табл. 10 — усредненный состав двух проанализированных образцов.



Р и с. 10. Кристалл бонштедита

водяно-прозрачный. Блеск стеклянный до перламутрового на плоскостях спайности. Спайность совершенная по (001) и (100). Минерал бурно вскипает в слабых растворах HCl и медленно разлагается водой. Прочие свойства минерала охарактеризованы в табл. 8. Микроскопическим анализом (аналитик Г.Н. Нежелюстов), дополненным определением воды и углекислоты из отдельных микронавесок, получены следующие результаты (в мас.%): Na<sub>2</sub>O — 44,1, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 10,5, F — 14,0, H<sub>2</sub>O — 3,59, CO<sub>2</sub> — 31,45, —O=F<sub>2</sub> — 5,9, сумма 97,74. Согласно [268], структурная формула минерала имеет вид Na<sub>7</sub>Al(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>F<sub>4</sub>. В структуре присутствуют параллельные (001) слои двух типов — бруситоподобные из NaAl-октаэдров и более рыхлые из колонок Na-октаэдров. Группы CO<sub>3</sub> располагаются в плоскостях, близких к (210) и соединяются друг с другом через атомы водорода в пары. Слоистый характер структуры баренцита хорошо объясняет его совершенную спайность по (001).

*Давсонит* NaAlCO<sub>3</sub>(OH)<sub>2</sub>, первоначально описанный в карбонатитах восточной части Хибин [54,79], установлен автором в содоносных рихсчорритах и ийолит-уртигах различных районов центральной дуги массива (Рестиньон, Кукисвумчорр, Олений ручей) вместе с шортитом, бонштедтитом, криолитом, нейборитом, анальцимом, натролитом, канкринитом. В отличие от находок в карбонатитах, где он образует тонковолокнистые агрегаты снежно-белого цвета, в жилах с щелочно-карбонатной минерализацией давсонит представлен прозрачными со стеклянным блеском и совершенной спайностью по (100) хорошо окристаллизованными зернами и ограниченными таблитчатыми кристаллами размером до нескольких миллиметров в поперечнике. Наряду с бесцветными, встречены кристаллы необычной ярко-малиновой окраски, для которых характерны слабый плеохроизм (схема абсорбции Ng < Np) и призматическая спайность, параллельная Nm. Минерал оптически двусосный, отрицательный, n<sub>p</sub> = 1,46, n<sub>m</sub> = 1,55, n<sub>g</sub> = 1,61. Параметры элементарной ячейки определены с помощью монокристалльного автодифрактометра: a = 6,762, b = 10,428, c = 5,593 Å, пространственная группа I2am. На исследованных кристаллах уточнена кристаллическая структура давсонита и определено положение в ней атомов водорода [269].

*Бербанкит* (Na, Ca)<sub>3</sub>(Sr, Ca, TR, Ba)<sub>3</sub>(CO<sub>3</sub>)<sub>5</sub> постоянно отмечается в пег-

матитах и гидротермалитах с щелочно-карбонатной минерализацией центральной дуги Хибин, где он обычно представлен хорошо ограниченными призматическими кристаллами до 1–3 мм. В содоносных породах горы Кукисвумчорр (тип 8а) нами встречен бербанкит ярко-желтого цвета, представляющий собой высокостроениевую и чрезвычайно низкокальциевую разновидность этого минерала. По данным микроскопического анализа пяти разных зерен, содержания SrO и CaO в ней составляют соответственно 21,5–27,0 и 4,3–6,0%, а средний состав (№ 1 в табл. 11) отвечает формуле Na<sub>3,12</sub>(Sr<sub>1,70</sub>Ca<sub>0,65</sub>Ba<sub>0,31</sub>La<sub>0,21</sub>Ce<sub>0,29</sub>Nd<sub>0,02</sub>)(CO<sub>3</sub>)<sub>5</sub>. Аналогичными по составу, но индивидуальными в структурном отношении являются бербанкитоподобные минералы М3 и М4 (№№ 2, 3 в табл. 11) из пегматитов горы Аллуайв (Ловозеро, тип 4а). Индивидуальность М3 проявляется в его кристалломорфологических особенностях, а именно в том, что головки его хорошо ограниченных призматических кристаллов представлены не гексагональной, как у бербанкита<sup>1</sup>, а тригональной пирамидой. Индивидуальность М4 проявляется в резко выраженной оптической двусосности (±2V = 90°), указывающей на его сингонию не выше ромбической. Совершенно индивидуальный состав (№ 4 в табл. 11), отвечающий формуле Na<sub>3</sub>(TR<sub>1,42</sub>Ca<sub>0,59</sub>Sr<sub>0,51</sub>Na<sub>0,32</sub>Ba<sub>0,14</sub>)(CO<sub>3</sub>)<sub>5</sub>, имеет бербанкитоподобный минерал, встреченный нами в буровом керне на горе Рестиньон в Хибинах. От составов, характерных для известных бербанкитов, он отличается доминирующей ролью редких земель среди катионов группы В. Это в сочетании с оптическими свойствами (+2V = 80°) дает основание отождествить рассматриваемый минерал с ремондитом-(Ce)Na<sub>3</sub>(TR, Ca, Na, Sr)<sub>3</sub>(CO<sub>3</sub>)<sub>5</sub> — моноклинным (с ярко выраженной псевдогексагональностью) аналогом бербанкита, недавно описанным в нефелиновых сиенитах Камеруна [288]. В пустотке выщелачивания (карбонатов натрия?) существенно канкринитовой породы хибинский ремондит, ассоциирующий с бонштедтитом, обнаружен в виде зерен неправильной формы размером до 1 мм. Дополнительно к свойствам в табл. 11 отметим характерные для новой находки ремондита розовую окраску, стеклянный блеск, раковистый излом, дисперсию r < v, полисинтетическое двойникование. Как и камерунский, хибинский ремондит (то же относится и к М3, М4) дает рентгенограмму порошка, очень близкую к рентгенограмме стандартного бербанкита.

*Карбоцернаит* (Na, Ca)(Ca, Sr, TR)(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> установлен автором в пустотах стронцианит-кальцитовых прожилков, секущих уртыты горы Кукисвумчорр. Образует хорошо ограниченные тонкоиглочатые кристаллы длиной до 1 мм, нарастающие на щетки кристаллов Mn-кальцита, анкерита и кварца. Минерал полупрозрачен, имеет белую или кремовую окраску. Оптически двусосный, отрицательный, n<sub>p</sub> = 1,645, n<sub>g</sub> = 1,700. Наличие карбоцернаита уже отмечалось в карбонатных жилах на горе Лявочорр (Ю.Л. Капустин, 1976 г.). С учетом этих данных карбоцернаит можно считать характерным минералом гидротермалитов Хибинского массива.

*Эвальдит* Ba(Na, Ca, TR)(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> впервые в СССР установлен нами в районе р. Вуоннемиок [233], затем отмечен на горах Рестиньон и Кукисвумчорр Хибинского массива. Характерный минерал щелочно-карбонатных гидротермалитов 8 и 8а типов. Образует боченкообразные кристал-

<sup>1</sup> Бербанкит относится к гексагональной сингонию (пр. гр. P6<sub>3</sub>mc).

Таблица 11. Состав и свойства бербанкита (1), ремондита (4), эвальдита (5), доннейита (6), тулюкита (12), минералов М3 (2), М4 (3), М5 (7, 8), М6 (9), М7 (10), М8 (11)

Компоненты	1	2	3	4	5
Na <sub>2</sub> O	14,30	12,3	11,73	15,3	2,4
CaO	5,40	4,1	2,89	4,9	5,5
SrO	25,99	27,4	22,28	7,8	5,5
BaO	7,06	8,2	10,12	3,1	45,2
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не обн.	0,6	Не обн.	Не обн.	6,9
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,01	1,9	3,26	11,3	0,3
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,07	5,1	8,38	17,8	0,9
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не обн.	0,3	0,58	1,4	—
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,58	3,1	1,90	3,7	1,7
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не обн.	1,2	—	—	0,9
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,5	—	—	0,6
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,5	—	—	0,5
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	Не обн.	—	—	0,2
CO <sub>2</sub>	34,58	32,2	29,25	32,7	27,3
Сумма*	99,99	100,1	—	98,2	99,1
<i>D</i>	—	—	—	3,65	3,44
<i>n<sub>p</sub></i>	—	1,610	1,623	1,635	1,542
<i>n<sub>m</sub></i>	—	—	1,627	1,640	—
<i>n<sub>g</sub></i>	—	1,623	1,631	1,647	1,644
2 <i>V</i> <sup>o</sup>	-0	-0	±90	+80	-0
<i>a</i> , Å	—	—	—	—	5,30
<i>b</i> , Å	—	—	—	—	—
<i>c</i> , Å**	—	—	—	—	12,80

\*В сумму входят еще: Sm<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 1,1 (2), 0,22 (3), 0,2 (4), 1,2 (5), 0,94 (9); ThO<sub>2</sub> — 1,6 (2), 24,3 (12); H<sub>2</sub>O — 6,13 (6), 6,11 (7), 6,06 (8), 3,16 (9), 14,20 (10), 14,0 (12); Tb<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,55 (9), 0,46 (10); Ho<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,08 (9), 0,63 (10); SO<sub>3</sub> — 7,98 (9); F — 2,10 (9), 5,20 (11); Cl — 1,78 (9); MnO — 8,63; FeO — 1,20 (11); Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,4 (12); —O = (F, Cl)<sub>2</sub> — 1,28 (9), 2,19 (11).

\*\*α = 116,25°, β = 102,76°, γ = 60,00° (6), β = 100,78° (11).

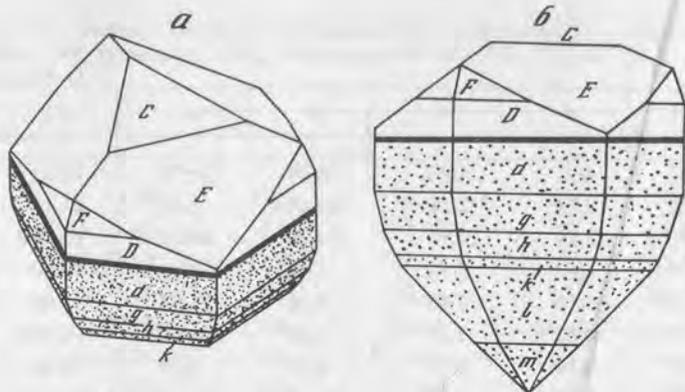
лы до нескольких миллиметров в поперечнике, часто имеющие зональное строение. Состав и свойства минерала из первого района представлены в табл. 11. Его эмпирическая формула Ba<sub>0,95</sub>(Ca<sub>0,32</sub>TR<sub>0,26</sub>TR<sub>0,05</sub><sup>Ce</sup>Na<sub>0,25</sub> × Sr<sub>0,17</sub>)(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> отличается от формулы аутигенного эвальдита Грин-Ривер [295] Ba(Ca<sub>0,45</sub>TR<sub>0,20</sub>Na<sub>0,20</sub>K<sub>0,10</sub>Sr<sub>0,03</sub>U<sub>0,01</sub>)(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> заметно повышенной ролью типоморфных для Хибин стронция и редких земель цериевой группы. Наиболее интенсивные линии на рентгенограмме порошка: 4,31–3,12–2,637–2,437–2,251–2,017. Эта рентгенограмма хорошо индицируется на основе найденной для хибинского эвальдита монокристалльными методами гексагональной ячейки с параметрами *a* = 5,30, *c* = 12,80 Å,

	6	7	8	9	10	11	12
	3,87	4,95	5,88	36,49	21,93	26,14	17,8
	2,62	3,71	2,56	Не обн.	0,10	21,16	0,1
	23,73	25,25	20,90	То же	Не обн.	Не обн.	—
	1,46	4,69	5,50	7,40	То же	То же	14,6
	9,13	9,19	7,85	4,26	21,52	1,06	—
	5,17	4,81	7,27	0,10	Не обн.	Не обн.	—
	10,33	6,10	9,01	0,60	0,09	То же	—
	0,69	0,28	0,54	Не обн.	Не обн.	"	—
	2,70	1,74	2,31	0,58	0,02	"	—
	1,45	1,02	0,78	3,06	1,80	0,03	—
	1,55	1,05	0,85	2,76	5,03	1,03	—
	0,87	0,71	0,47	0,24	1,24	0,06	—
	0,36	0,56	0,42	0,06	Не обн.	0,08	—
	29,94	29,83	29,60	28,50	32,0	36,85	25,5
	100,00	100,00	100,00	99,36	99,12	99,25	96,8
	3,42	3,44	3,18	2,85	2,52	2,73	3,15
	1,57	1,565	1,565	1,510	1,528	1,473	1,574
	1,65	—	—	—	1,529	1,564	—
	1,65	1,650	1,650	1,536	1,531	1,570	1,587
	-10-30	-0	-0	-0	+45	-27	+0
	8,993	5,211	—	8,811	10,09	8,00	14,175
	8,985	—	—	—	17,36	15,78	—
	6,780	18,357	—	37,03	5,98	7,00	8,605

Примечание. Аналитики Л.И. Полежаева (1, 3, 6–11), Г.Н. Нечелюстов (2, 4), Г.Н. Муравицкая (5), Я.А. Пахомовский (12). Данные настоящей работы, кроме 5 [233], 12 [279]; во всех анализах, кроме 9–12, H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> расчетные. Анализы 1, 6–8 приведены к 100%. Места взятия образцов: 1, 6–8, 12 — Хибинь, Кукисвум-чорр, 5 — там же, Вуоннемиок, 2–4, 9–11 — Ловозеро, Аллуайв.

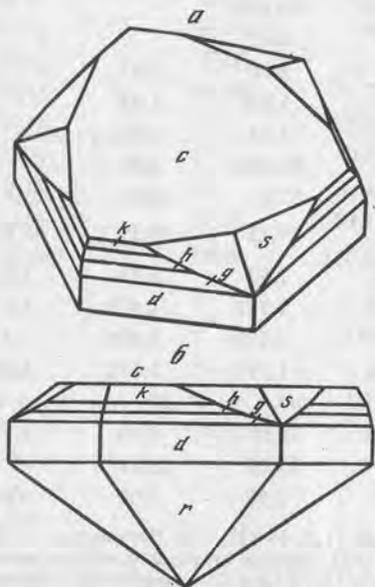
которые в пределах точности измерений совпадают с параметрами эталонного образца (*a* = 5,284, *c* = 12,78 Å) [296]. Учитывая это обстоятельство, а также тот факт, что другие данные о рентгенограмме порошка эвальдита в ранее опубликованных работах отсутствуют, предлагается принять приведенную в [233] рентгенограмму хибинского эвальдита в качестве эталонной.

Доннейит (Na, TR)Sr(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> · H<sub>2</sub>O первоначально описан в щелочном комплексе Сентилер, Канада [292], как минерал состава NaCaSr<sub>2</sub>Y(CO<sub>3</sub>)<sub>6</sub> × 3H<sub>2</sub>O, принадлежащий к триклинной системе и имеющий ярко выраженную тригональную псевдосимметрию. Согласно [292], к той же триклин-



Р и с. 11. Кристалл тригонального доннейита в аксонометрической (а) и ортогональной (б) проекциях

Жирная линия — граница, разделяющая кристалл на две части — верхнюю, сложенную первичным доннейитом (разность А), и нижнюю, сложенную вторичным доннейитом (разность В)



Р и с. 12. Кристалл триклинного доннейита в аксонометрической (а) и ортогональной (б) проекциях

ной, а не тригональной, системе, как принималось в работе [310], принадлежит и бариевый аналог доннейита — маккелвиит  $\text{NaCaBa}_3\text{Y}(\text{CO}_3)_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ , причем оба указанных минерала изоструктурны велоганиту  $\text{Na}_2\text{Sr}_3\text{Zr} \times (\text{CO}_3)_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$  — единственному из этих трех изотипных соединений, имевшему до наших исследований структурную расшифровку [301]. В Хибинском массиве (Кукисвумчорр), в пустотах кальцитовых и калишпат-доломитовых прожилков с натролитом, анкилитом, местами двузovým кварцем автором встречен доннейит, представленный двумя структурными модификациями (№№ 6—8 в табл. 11) — тригональной (М5), имеющей индивидуальные особенности, и триклинной, подобной канадской находке. По данным гониометрических измерений, выполненных Г.И. Дороховой, обе модификации образуют хорошо ограненные, но морфологически различные клиновидные кристаллы размером 1—3 мм (рис. 11, 12). Более сложные по своему строению кристаллы тригональной модификации

в свою очередь представлены сростками двух внешне контрастных разностей — желтой прозрачной (А) и серовато-белой, фарфоровидной (В). Плоскость срastания (0001) рассекает каждый кристалл на две неравные части — меньшую, сложенную разностью А, и большую, сложенную разностью В, при этом грани головки (А) имеют тригональную симметрию, а грани остальной части сростков — гексагональную. Несмотря на контрастные внешние различия, разности А и В очень близки между собой по составу и свойствам и имеют идентичные рентгенограммы порошка.

Сравнительный анализ имеющихся данных дает основание предполагать, что нижняя часть сростков, показанных на рис. 11, первоначально слагалась безводным гексагональным аналогом доннейита (Sr-эвальдитом), который на более поздней стадии процесса минералообразования оказался неустойчивым и подвергся гидратации с переходом в доннейит. Такой механизм формирования сростков объясняет возникновение минерала М5 как результат его зарождения и роста на высокосимметричной затравке Sr-эвальдита, тесно связанного с М5 структурно-размерным соответствием — равенством или краткостью параметров гексагональной ячейки ( $a \approx 5,2 \text{ \AA}$ ,  $c = 12,8$  и  $18,4 \text{ \AA}$ ). С другой стороны, при отсутствии такой затравки действует механизм свободного роста кристаллов из раствора и в аналогичных физико-химических условиях кристаллизуется низкосимметричная (триклинная) модификация доннейита. Хорошее качество кристаллов позволило произвести расшифровку кристаллической структуры каждой из двух модификаций хибинского доннейита [266, 320] и продемонстрировать структурную близость М5 и доннейита соответственно к эвальдиту и велоганиту. В отличие от М5, характеризующегося неупорядоченным распределением атомов натрия и редкоземельных элементов по одной правильной системе точек, в доннейите установлено частично упорядоченное распределение этих элементов по нескольким позициям, что и вызывает понижение симметрии последнего.

$\text{M6 Na}_{50}\text{Ba}_2\text{TR}_4(\text{CO}_3, \text{HCO}_3, \text{OH}, \text{F}, \text{SO}_4, \text{Cl})_x$ , где  $x \approx 45$ , установлен автором на горе Аллуйав (Ловозеро, тип 4а) в осевой зоне пегматита, где он приурочен к интерстициям кристаллов калиевого полевого шпата вместе с нахколитом, тронной, термонатритом, сидоренкитом, нейборитом, эгирином, альбитом, клейофаном М2, М8 и др. Образует неправильной формы зерна размером до 0,5—1 см желтовато-зеленого цвета, в тонких сколах эти зерна бледно-желтые, почти бесцветные. Прозрачный, блеск стеклянный, совершенная спайность по (0001).  $H \approx 4$ . В воде устойчив. Разлагается со вскипанием в разбавленных растворах различных кислот, включая лимонную. Тригональный, пр. гр. P3. Интенсивные линии: 4,79—3,32—2,83—2,66—2,53—2,27—1,66. Весьма сложный химический состав минерала (№ 9 в табл. 11) отражает многокомпонентный характер остаточных дифференциатов агпайтовых магм, а его формула символизирует сочетание основных черт ультраагпайтности — предельно высокой щелочности и обогаченности разнообразными летучими и редкими элементами. Большой объем ячейки ( $V = 2490 \text{ \AA}^3$ ) косвенно указывает на высокую степень упорядоченности элементов в кристаллической структуре. Как уже отмечалось (гл. I), на эпитепмальной стадии формирования рассматриваемых пегматитов происходит фиксация в твердых фазах наиболее дефицитных элементов нефелин-сиенитовых магм. Отсюда по-

нятно, почему при общей щелочной специфике щелочных пород на этой стадии появляются минералы-концентраторы иттрия и тяжелых лантаноидов, такие, как доннейт в Хибинах, М6—М8 в Ловозере.

М7  $\text{Na}_3\text{Y}(\text{CO}_3)_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$  установлен автором в пегматитах и гидротермалитах горы Аллуайв (Ловозеро, типы 4, 4а) в ассоциации с когаркоитом, виллиомитом, нейборитом, сидоренкиком, альбитом, канкринитом, волокнистым эгирином. Представлен зернами неправильной формы и короткостолбчатыми псевдогексагональными кристаллами до 1–2 мм, образующими розетковидные или массивные агрегаты диаметром до 3–5 мм. Бесцветный, с тусклым восковым или шелковистым блеском, полураковистым изломом. Просвечивает, в тонких сколах прозрачный. Спайность совершенная по (110).  $H = 2-3$ . Слабо разлагается водой и бурно, со вскипанием — разбавленными кислотами. Ромбический, псевдогексагональный. Интенсивные линии: 6,53–5,05–4,85–2,858–2,597–2,229–2,076. Характерной особенностью химизма минерала (№ 10 в табл. 11) является ярко выраженный центральный максимум в составе редких земель, приходящий на диспрозий. Намечается кристаллохимическая связь М7 с локкаитом  $\text{CaY}_4(\text{CO}_3)_7 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$  и кимураитом  $\text{CaY}_2(\text{CO}_3)_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ .

М8  $\text{Na}_3\text{Ca}(\text{Mn}, \text{Ca})(\text{CO}_3)_3\text{F}$  встречен автором в тесной ассоциации с М2 и М6 в виде зерен неправильной формы размером 1–3 мм и их агрегатов до 0,5–1 см, включенных в более крупные выделения нахколита или троны совместно с кристаллами и зернами пирсонита, сидоренкита, родохрозита и др. Бесцветный, часто розоватый, желтоватый или коричневатый, прозрачный, со стекляннм блеском, раковистым изломом.  $H = 4$ . Моноклинный, пр. гр. *Cc*. Интенсивные линии: 7,00–3,52–2,924–2,897–2,862–1,737. Водная вытяжка дает слабую щелочную реакцию. Результаты химического анализа (№ 11 в табл. 11) приводят к упрощенной формуле  $\text{Na}_6\text{Ca}_3\text{Mn}(\text{CO}_3)_6\text{F}_2$ . Идеализированная структурная формула  $\text{Na}_3\text{Ca}(\text{Mn}_{0,55}\text{Ca}_{0,45})(\text{CO}_3)_3\text{F}$  указывает на вхождение марганца в смешанную (Mn, Ca)-позицию. Согласно данным структурного анализа, выполненного Д.Ю. Пушаровским и Н.А. Ямной, вдоль оси *c* решетки минерала М8 протягиваются колонки трех типов: 1) из чисто кальциевых октаэдров, 2) из чередующихся (Mn, Ca)- и  $\text{Na}_1$ -полиэдров, 3) из чисто натриевых ( $\text{Na}_2$ ,  $\text{Na}_3$ )-октаэдров. Два первых типа колонок объединены между собой  $\text{CO}_3$ -треугольниками с образованием псевдокаркаса, а колонки 3-го типа приурочены к сквозным каналам каркаса и связаны с ним через атомы фтора. Небольшое количество железа и иттриевых земель, вероятно входит в (Mn, Ca)-позицию.

Тулиокит  $\text{Na}_6\text{BaTh}(\text{CO}_3)_6 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  — новый карбонат, установленный на горе Кукисвумчорр (Хибины, тип 8а). Детально описан в работе [279] и дополнительно исследован автором. Характерен для секущих нефелиновые сиениты существенно карбонатных прожилков, сложенных тронной, натроном, пирсонитом, шортитом, а также виллиомитом, микроклином, натролитом, виноградовитом и др. Представлен преимущественно изометричными зернами от 1–3 мм до 0,5–1 см. Основная часть зерен интенсивно импрегнирована органикой и имеет темно-серую или смоляно-черную окраску. Редкие чистые зерна окрашены в светло-серый цвет.  $H = 3-4$ . Хрупкий. Излом раковистый. В тонких сколах просвечивает. Блеск жирный или смолистый. Тригональный, пр. гр.  $R\bar{3}$ . Состав и основные

свойства в табл. 11 (№ 12) приведены по данным [279]. По нашим данным, минерал имеет несколько более высокие показатели преломления:  $n_o = 1,580$ ,  $n_e = 1,592$  и характеризуется отчетливым плеохроизмом от темно-голубого (*Ne*) до почти бесцветного (*No*). Интенсивные линии рентгенограммы порошка (дифрактометр,  $\text{Co}$ -излучение, Fe-фильтр): 12,1 (17)–7,08 (100)–4,07 (28)–3,52 (19)–3,14 (27)–2,668 (24)–2,351 (22). Наряду с неограниченными зернами автором встречены хорошо образованные кристаллы тулиокита до 1–2 мм, имеющие форму ромбододекаэдров, но фактически представляющие комбинацию ромбоэдра ( $10\bar{1}1$ ) ( $\varphi = 90^\circ$ ,  $\rho = 36^\circ$ ) с гексагональной призмой ( $11\bar{2}0$ ).

### Силикаты

На долю силикатов приходится более половины новых минералов (см. табл. 7), что соответствует их роли в общем минералогическом кадастре Хибино-Ловозерского комплекса. В ультраапатитовых породах особенно широко представлены сложные соединения этого класса, в анионном радикале которых в качестве напарников кремния участвует широкий ряд высокзарядных элементов-амфотеров — Nb, Ti, Zr, TR, В, Al, Fe, а в качестве катионов, компенсирующих отрицательный заряд полианионного радикала, выступают натрий и другие сильные основания — K, Sr, Ba. Здесь же, особенно в усингитовых телах, значительным распространением пользуются простейшие силикаты натрия:

Натросилит  $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$

Макатит  $\text{NaHSi}_2\text{O}_5 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Ревдит  $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$

Канемит  $\text{NaHSi}_2\text{O}_5 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$

Грумантит  $\text{NaHSi}_2\text{O}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$

Данные о составе и свойствах этих минералов сопоставлены в табл. 12. Три первых из них представляют собой новые минеральные виды, а макатит и канемит, установленные в СССР впервые, ранее были известны лишь в отложениях содовых озер. Обнаружение столь разнообразного комплекса простейших силикатов натрия в дифференциатах щелочных магм явилось большой неожиданностью, так как возможность их существования в качестве природных минералов долгое время отрицалась в связи с малой устойчивостью и чрезвычайно высокой реакционной способностью соответствующих искусственных аналогов.

Натросилит, первоначально отмеченный в Ловозерском массиве как минералогическая редкость [167], затем был встречен автором во многих точках указанного массива, а также в Хибинах [194, 195]. Подробная характеристика особенностей этого самого щелочного из всех известных в природе силиката натрия, легко растворяющегося в воде, уже была приведена в гл. II (стр. 26–31), где детально рассмотрены петрологические и минералогические следствия данного открытия.

Ревдит [255] — легко растворимый в воде минерал установлен автором в пегматоидах глубоких зон рассматриваемых массивов (типы 2–4,7): Ловозерского — совместно с усингитом, виллиомитом, беловитом, чкаловитом и др., Хибинского — с фенакситом, виллиомитом, натритом, дельхайелитом, ломоносвитом, калиевым полевым шпатом и др. Представлен бесцветными изометричными кристаллами до 2 мм и плотными тонко-

Таблица 12. Состав и свойства натросилита (1), ревидита (2), грумантита (3), макапитита (4), чкаловита (5), эпидидимита (6), ловдарита (7, 8), лейфита (9, 10)

Компоненты	1	2	3	4
Na <sub>2</sub> O	33,96	22,25	17,20	14,00
K <sub>2</sub> O	0,01	0,08	—	—
BeO	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—
SiO <sub>2</sub>	66,03	45,21	68,17	60,75
H <sub>2</sub> O	—	32,50	14,65	25,00
Сумма*	100,00	100,04	100,02	99,75
D	2,48	1,94	2,21	1,97
n <sub>p</sub>	1,507	1,469	1,494	1,475
n <sub>m</sub>	1,517	1,482	1,507	1,480
n <sub>g</sub>	1,521	1,490	1,523	1,490
2V°	-65	-75	+85	+70
Источник	[167]	[255]	[230]	[253]

\*В сумму входят еще: CaO — 0,46 (5), не обн. (6), Сл. (7), 0,49 (8); Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,10 (5), 0,07 (7), 0,18 (8); Li<sub>2</sub>O — 0,001 (5); MnO — Сл. (5), 0,003 (8), 0,41 (10); TiO<sub>2</sub> — 0,02 (7), 0,15 (8); MgO — не обн. (7), 0,06 (8); BaO — 0,20 (8); P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,05 (8); ZnO — 0,07 (10); F — 0,07 (8), 3,93 (9), 3,75 (10); -O=F<sub>2</sub> — 0,02 (8), 1,65 (9), 1,57 (10). В анализе 6 BeO и H<sub>2</sub>O расчетные.

\*\*Н.р. — данные настоящей работы.

зернистыми агрегатами, имеющими матовый или шелковистый блеск, занозистый излом. При надавливании расщепляется на тонкие волокна. В фенаксит-дельхайелитовых прожилках (Хибины, Расвумчорр) в тесных сростаниях с ревидитом нами обнаружен еще один легко растворяющийся в воде щелочной силикат M9, отвечающий формуле Na<sub>8</sub>KSi<sub>9</sub>O<sub>18</sub>(OH)<sub>9</sub> × 19H<sub>2</sub>O. Минерал образует неправильной формы включения до 1–3 мм в интерстициях зерен фенаксита. Бесцветный, прозрачный. Излом плоский, ступенчатый. Блеск стеклянный, до перламутрового. Спайность совершенная, слюдоподобная по (001).  $n \approx 2$ . Оптически двуосный, отрицательный,  $n_p = 1,460$ ,  $n_m = 1,478$ ,  $n_g = 1,481$ ,  $2V = 30-40^\circ$ , сильная дисперсия  $r > v$ . Моноклинный,  $a = 14,92$ ,  $b = 11,94$ ,  $c = 24,91 \text{ \AA}$ ,  $\beta = 94,47^\circ$ .  $Z = 4$ . Интерсинные линии: 4,26–3,08–2,94–2,65–2,40–2,29.

**Грумантит** [230] встречается в пегматоидных породах Ловозерского массива (тип 4) в виде прожилков мощностью 2–3 мм и вкраплений неправильной формы до 5 мм, отороченных тонкой каемкой уссингита. Образует массивные мелкозернистые или рыхлые ячеистые агрегаты (возможно, развившиеся псевдоморфно по макапититу или натросилиту), в которые включены хорошо ограненные кристаллы казаковита, нордита, клейофана. В агрегатах снежно-белый, с матовым или шелковистым блеском, в тонких сколах бесцветный, прозрачный, со стекляннм блеском. При комнатной температуре минерал устойчив по отношению к воде и слабым растворам HCl. В подогретой 10%-ной HCl быстро разлагается с сохранением кремневого остова. Согласно [280], основу кристаллической струк-

	5	6	7	8	9	10
	28,86	14,15	14,51	14,95	15,30	10,50
	0,29	0,07	6,50	6,28	1,00	—
	12,32	9,97	6,70	6,90	3,88	2,93
He обн.	—	0,05	2,30	1,77	6,12	16,53
	57,64	71,88	57,00	56,13	71,00	62,00
	0,78	3,59	12,45	12,29	He обн.	5,50
	100,45	99,71	99,75	99,50	99,58	100,12
	2,66	—	2,33	2,33	2,50	2,56
	1,549	—	1,513	1,513	1,510	1,513
	—	—	1,515	1,516	—	—
	1,554	—	1,518	1,518	1,515	1,519
+80	—	—	+70	+90	+0	+0
[18]	Н.р.**	[245]	[105]	[212]	[142]	

Примечание. Аналитики Л.Ф. Ганнибал (1), Г.Е. Черепивская (2, 3), А.В. Быкова (4, 7, 9, 10), Е.А. Кульчицкая (5), Л.И. Полежаева (6), Е.И. Успенская (8). Места взятия образцов: Ловозеро: Карнасурт (1, 2, 5, 7, 8, 10), Аллуайв (3, 4, 9); Хибины, Кукисвумчорр (6).

туры грумантита составляет новый тип кремнекислородного радикала [Si<sub>2</sub>O<sub>4</sub>(OH)] из связанных через мостиковый атом О спиральных цепочек SiO<sub>4</sub>-тетраэдров.

**Макапит** первоначально описан в эвапоритовой серии района оз. Магади, Кения [316], где он образует сферолиты диаметром 0,005–0,3 мм в пустотах среди троны. В принципиально иной обстановке он обнаружен автором и В.И. Степановым [253] на горе Аллуайв (Ловозеро, тип 4) в интенсивно минерализованных (с ломоносвитом, вуоннемитом, казаковитом, стенструпином) уссингит-микроклин-анальцимовых прожилках. Макапит выполняет осевую зону прожилков, образуя белого цвета ячеисто-волокнистые массы размером до 5 × 4 × 1 см, представляющие собой псевдоморфозы по неправильным пластинкам другого минерала, вероятно натросилита. В том же районе макапит встречается в пегматитах в виде вкраплений зерен неправильной формы размером до 3–5 мм и сростков с грумантитом.

**Канемит** установлен нами по оптическим свойствам и рентгенографическим данным в нескольких точках Ловозерского массива (Карнасурт, Кедькверпахк, Аллуайв), где он развивается при выветривании натросилита с образованием радиально-волокнистых и сферолитовых агрегатов белого и кремового цвета. Минерал матово-прозрачный с шелковистым блеском, совершенной спайностью. На воздухе мутнеет и переходит в сложный содосодержащий порошокватый продукт. При механическом воздействии агрегаты канемита легко расщепляются на волокна, упло-

щенные по  $NmNg$  и удлиненные вдоль  $Ng$ . Плотность  $1,96 \text{ г/см}^3$ ,  $-2V \approx 50^\circ$ ,  $n_m = 1,468$ ,  $n_g = 1,476$ . Наиболее интенсивные линии:  $10,4-3,98-3,41-3,08-2,78-2,47-2,38$ .

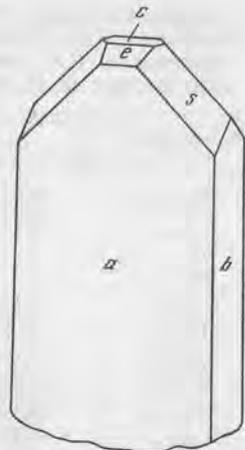
**Чкаловит**  $\text{Na}_2\text{BeSi}_2\text{O}_6$  в жиле Юбилейной на горе Карнасурт приурочен к натролитовой зоне, где образует кристаллы октаэдрического габитуса и зерна неправильной формы до 10 см в диаметре [18]. Химический состав минерала (№ 5 в табл. 12) соответствует теоретической формуле, а парагенезис — усингитовым пегматитам Ловозера и Илимаусака [141, 142, 297]. В существовании иной обстановке чкаловит встречен нами [208] в Хибинах (Расвумчорр, тип 6) в секущих ургиты пегматитовых жилах, особенностью которых является отсутствие усингита, обилие крупных выделений виллиомита и интенсивное замещение лампрофиллита, эвдиалита и ломоносавита вторичными минералами — баритолампрофиллитом, гейдоннеитом, волокнистым лоренценитом и др. Чкаловит представлен массивными выделениями размером до  $25 \times 10 \times 7 \text{ см}$ , а также хорошо образованными изометричными кристаллами до 3 см. При исследовании последних автором впервые получена приведенная в [208] индифференцированная рентгенограмма чкаловита, рекомендуемая как эталонная. На этих же кристаллах, отличающихся исключительной чистотой и прозрачностью, впервые определены термодинамические константы чкаловита [74].

**Эпидидимит**  $\text{NaHBeSi}_3\text{O}_8$  характерен для гидротермальной стадии формирования ультрапегматитовых пегматитов Ловозерского массива, где он нередко образует псевдоморфозы по чкаловиту [142]. Нами этот минерал (№ 6 в табл. 12) отмечен в обогащенной флюоритом катаклизированной пегматоидной породе с прожилково-вкрапленной содовой минерализацией на горе Кукисвумчорр в Хибинах, где он образует ксеноморфные зерна и полуограненные кристаллы размеров до 2–3 мм.

**Ловдарит**  $\text{Na}_3\text{KBe}_2\text{Si}_7\text{O}_{18} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  — новый минерал, известный пока только в натролитовой зоне жилы Юбилейной (Ловозеро, тип 1). Этот минерал параллельно с первооткрывателями [105] изучался и нами [245] на материале аналогичном оригиналу исследования, в результате чего подтверждены имевшиеся данные о составе минерала (табл. 12), выполнены детальные кристаллооптические и гониометрические исследования. Ловдарит образует оторочки толщиной до 0,5–3 см вокруг выделений чкаловита, сложенные плотным тонковолокнистым агрегатом и радиально-лучистыми сростками уплощенных по (100) шестоватых кристаллов длиной до 1–2 мм (рис. 13). Кристаллы бесцветны, прозрачны, со стеклянным блеском, фарфоровидные агрегаты белые, светло-кремовые, непрозрачные, с матовым или шелковистым блеском. Кристаллическая структура расшифрована С. Мерлино [306] в рамках ромбической ячейки с параметрами  $a = 39,58$ ,  $b = 6,93$ ,  $c = 7,15 \text{ \AA}$ ; пр. гр.  $Pm2_1$ . В основе строения минерала лежит трехмерный каркас из Si- и Be-тетраэдров, содержащий крупные полости и каналы, в которых локализируются щелочные катионы и молекулы воды. Ловдарит — первый пример силикатов, каркас которых образован трехчленными кольцами; при этом на каждую пару взаимосочлененных колец приходится три Si- и два Be-тетраэдра. Идеализированная структурная формула (при  $Z = 1$ ) имеет вид  $\text{Na}_{1,2}\text{K}_4[\text{Be}_8\text{Si}_{28}\text{O}_{72}] \cdot 18\text{H}_2\text{O}$ .

**Лейфит**  $\text{Na}_6\text{Be}_2\text{Al}_2\text{Si}_{16}\text{O}_{39}\text{F}_2$ , известный ранее в пустотах друз албита и натролита в пегматитах горы Карнасурт (Ловозеро) [142], обнаружен

Рис. 13. Кристалл ловдарита



автором [212] в пегматитах горы Аллуайв того же массива (тип 4), где он образует радиально-лучистые и волокнистые массы белого цвета, включенные в виллиомит и когаркоит. Отдельные призматические кристаллы имеют толщину до 1 мм и длину до нескольких сантиметров. Результаты химического анализа (№ 9 в табл. 12) пересчитываются на примерную формулу  $\text{Na}_7\text{Be}_2\text{Al}_2\text{Si}_{16}\text{O}_{39}\text{F}_3$ , которая отличается от структурной формулы гренландского эталона  $\text{Na}_6[\text{Si}_{12}(\text{Si}_4\text{Al}_2)(\text{BeX})_2\text{O}_{39}] \times \text{X} \cdot 1,5\text{H}_2\text{O}$ , где  $\text{X} = \text{F}_{0,6}(\text{OH})_{0,4}$ , отсутствием воды и наличием дополнительного NaF. Это позволяет представить формулу лейфита горы Аллуайв в виде  $\text{Na}_6[\text{Si}_{16}\text{Al}_2\text{Be}_2\text{O}_{39}\text{F}_2] \cdot \text{NaF}$ , что оправдано наличием в структуре крупных цеолитоподобных полостей и каналов. Аналогичный пересчет анализа лейфита горы Каркасурт (№ 10 в табл. 12) приводит к идеализированной формуле  $(\text{Na}_4\text{H}_2)\text{Si}_{14}\text{Al}_4\text{Be}_2\text{O}_{37}(\text{OH})_2 \times \text{F}_2 \cdot \text{NaF} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ .

**Сирлезит**  $\text{NaBSi}_2\text{O}_5(\text{OH})_2$  и **ридмерджерит**  $\text{NaBSi}_3\text{O}_8$  установлены автором в пегматитах Ловозерского массива (Аллуайв, тип 4). Первый из них встречен в виде зерен изометричной формы до 3–5 мм, включенных в усингит. В тесных сростаниях с сирлезитом находятся макатит и вуоннеит. Минерал бесцветный, водяно-прозрачный, со стеклянным блеском, слюдоподобной спайностью по (100) и менее совершенной по (010) и (001).  $D = 2,49 \text{ г/см}^3$ ,  $(- )2V = 73^\circ$ ,  $n_p = 1,524$ ,  $n_m = 1,531$ ,  $n_g = 1,535$ ,  $b = Ng$ ,  $cNp = 30^\circ$ . По данным монокристалльной и порошковой рентгенографии (аналитик Д.Л. Рогачев),  $a = 7,972(1)$ ,  $b = 7,049(4)$ ,  $c = 4,895(3) \text{ \AA}$ ,  $\beta = 93,93(4)^\circ$ , интенсивные линии:  $7,97-4,037-3,983-3,463-3,193-2,651$ . Ридмерджерит образует бесцветные прозрачные зерна неправильной формы размером 0,5–1 мм, приуроченные вместе с пластинками полилитионита (?) к пустоткам выщелачивания виллиомита в грубозернистой арфведсонит-эвдиалит-калишпатовой породе. Бесцветный, прозрачный, со стеклянным блеском, полураковистым изломом. Оптически двуосный, отрицательный,  $n_p = 1,559$ ,  $n_m = 1,567$ ,  $n_g = 1,574$ . Дебаеграмма визуально тождественна рентгенограмме ридмерджерита из щелочного массива Дарапиоз.

**Кальборсит**  $\text{K}_6[\text{Al}_4\text{Si}_6\text{O}_{20}][\text{B}(\text{OH})_4]\text{Cl}$  установлен автором [243] в пегматоидах Хибин (Расвумчорр, тип 7). Образует скопления изометричных зерен до 1–2 мм в периферических частях выделений ловозерита. Бесцветный, прозрачный. Блеск сильный, стеклянный до перламутрового на плоскостях спайности (110). Данные о составе и основных свойствах минерала представлены в табл. 8 и 13. Согласно [96], основу его цеолитоподобной структуры составляет SiAl-каркас, пронизанный широкими каналами, в которых локализируются атомы K, Cl и тетраэдры  $[\text{B}(\text{OH})_4]$ . Приуроченность к периферическим частям выделений ловозерита соответствует представлениям [189, 191, 210] о первоначальной ассоциации кальборсита с цирсиалитом.

**Усингит**  $\text{Na}_2\text{AlSi}_3\text{O}_8\text{OH}$  — наиболее характерный алюмосиликат ультрапегматитовых пегматитов и гидротермалитов Ловозерского массива, где он

Таблица 13. Состав и свойства микроклина (1, 2), литосита (3), кальборсита (4), натродэвина (8, 9), амичита (10), тетраэтролита (11), паранатролита (12), тетраэдингтонита (13), перлиалита (15, 16), мерлиноита (17), стрональсита (22), M10 (5), M11 (6, 7), M13 (14), M14 (18), M15 (19), M16 (20), M17 (21)

Компоненты	1	2	3	4	5
Na <sub>2</sub> O	0,85	3,78	—	—	23,43
K <sub>2</sub> O	15,84	11,55	28,2	30,06	0,45
SrO	—	—	—	—	—
BaO	—	—	—	—	—
CaO	0,32	0,09	—	—	0,92
MgO	0,05	0,15	—	—	0,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,09	—	—	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,93	18,91	20,6	21,18	31,15
SiO <sub>2</sub>	64,30	65,43	49,8	38,54	36,32
H <sub>2</sub> O	0,28	0,15	2,34	3,81	5,41
Сумма*	99,79	100,15	100,94	101,44	99,59
D	—	—	2,51	2,5	2,34
n <sub>p</sub>	1,522	—	1,510	1,525	1,494
n <sub>m</sub>	1,527	—	1,513	1,525	—
n <sub>g</sub>	1,529	—	1,527	1,525	1,501
2V <sup>o</sup>	—	—	+47	+0	+0
a	—	—	15,197	9,851	12,74
b	—	—	10,233	—	—
c**	—	—	8,435	13,06	5,183

Компоненты	12	13	14	15	16
Na <sub>2</sub> O	15,15	0,27	2,63	0,98	0,14
K <sub>2</sub> O	2,60	0,08	7,54	14,86	11,54
SrO	—	0,36	—	1,65	0,51
BaO	—	31,26	—	—	He обн.
CaO	0,27	—	1,56	0,96	3,80
MgO	He обн.	—	—	0,07	He обн.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	To же	—	—	0,92	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,40	19,66	18,53	20,13	21,48
SiO <sub>2</sub>	40,23	34,99	50,54	50,72	46,34
H <sub>2</sub> O	13,48	13,38	19,20	9,52	12,47
Сумма*	100,13	100,00	100,00	100,03	99,64
D	2,27	2,74	2,00	2,14	2,18
n <sub>p</sub>	1,493	1,539	1,471	1,483	—
n <sub>m</sub>	1,499	—	—	—	1,485
n <sub>g</sub>	1,505	1,553	1,477	1,488	—
2V <sup>o</sup>	+90	-0	-0	—	—
a	—	9,595	13,72	18,49	—
b	—	—	—	—	—
c**	—	6,545	10,24	7,51	—

\*В суммy входят еще: P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,06 (1); B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 4,98; Cl — 3,71; —O=Cl<sub>2</sub> — 0,84 (4); MnO — 0,03 (5), 0,05 (22); CO<sub>2</sub> — 1,59 (5), 4,82 (6), 4,04 (7), 5,72 (8), 3,56 (9); SO<sub>3</sub> — 0,36 (6), 0,44 (8); TiO<sub>2</sub> — 0,02 (11), 0,01 (15); п.п.п. — 0,87 (11), 2,88 (16); FeO — 0,21 (15); F<sub>2</sub> — 0,34; —O=F<sub>2</sub> — 0,14 (16).

\*\*β = 90,21° (3), 91,5° (10).

Примечание. Аналитики Е.А. Кульчицкая (1), К.М. Бабкина (2), Н.И. Ци-  
стякова (3), С.М. Сандомирская (4), Г.Е. Черепивская (5, 6, 8–10, 12, 16), М.Е. Ка-

6	7	8	9	10	11
21,30	20,91	22,79	23,58	8,65	14,70
0,10	0,40	0,37	0,11	13,30	0,94
—	—	—	—	—	—
0,68	0,50	2,11	1,32	0,89	0,05
0,11	0,12	He обн.	0,08	—	0,17
0,33	0,38	0,84	0,61	0,18	He обн.
24,42	24,57	26,19	27,48	29,89	23,98
43,11	43,62	39,38	38,87	34,49	48,95
5,01	5,80	2,46	4,51	12,92	9,90
100,24	100,34	100,37	100,21	100,32	99,58
2,40	2,39	2,40	2,46	2,23	2,20
1,490	1,491	1,490	1,490	1,485	1,480
—	—	—	—	1,490	—
1,509	1,513	1,513	1,510	1,494	1,494
-0	-0	—	-0	-82	+0
12,575	—	12,50	—	10,26	—
—	—	—	—	10,44	—
5,105	—	5,05	—	9,92	—

17	18	19	20	21	22
1,29	2,15	1,51	3,68	0,14	11,23
7,14	6,34	3,35	3,64	2,94	He обн.
1,13	1,14	2,11	2,61	7,32	14,12
9,57	8,28	15,94	15,29	15,05	—
—	1,35	0,86	1,15	0,94	0,14
—	—	—	—	—	He обн.
—	—	—	—	—	0,25
23,66	23,57	26,88	27,76	25,94	32,33
44,21	43,88	33,29	36,20	31,20	40,23
13,00	12,18	—	—	—	—
100,00	98,89	83,94	90,33	83,53	98,35
2,27	2,40	—	—	—	—
1,499	—	—	—	—	—
1,500	1,50	—	—	1,53	—
1,501	—	—	—	—	—
-56	—	—	—	—	—
14,05	14,29	—	—	—	—
14,10	14,15	—	—	—	—
9,99	9,93	—	—	—	—

закова (7), Т.С. Романова (11, 15), Г.Н. Муравичская (13, 17), Л.И. Полежаева (14, 18–22). Данные настоящей работы, кроме 1, 2 [18], 4 [243], 7 [139], 10 [256], 11 [37], 12 [257], 13 [112], 15 [101], 17 [232]. В анализах 3, 4, 18 H<sub>2</sub>O = п.п.п., в анализах 4, 13, 17 H<sub>2</sub>O расчетная. Места взятия образцов: Ловозеро: 1, 2, 5, 9, 11 — Карнасурт, 6, 8, 14 — Аллуайв, 7 — Чингласуай; Хибинь: 3, 17–21 — Вуоннемиок, 4 — Расвумчорр, 10–12 — Кукисвумчорр, 13 — Тульлухт, 15 — Юкспор, 16 — Эвслогчорр, 22 — Намуайв

образует почти мономинеральные прожилки мощностью до 5–10 см и неправильной формы обособления до 50 см. Слагает крупнозернистые и массивные агрегаты белого и фиолетово-розового цвета, иногда (в друзовых пустотах) хорошо ограненные кубообразные кристаллы до 1 см. Часто наблюдается развитие усингита в виде псевдоморфоз по полевым шпатам, нефелину и содалиту в зальбандах прожилков, содержащих натросилит, макатит и другие силикаты натрия. В ультраагпаитах Хибин усингит крайне редок, что коррелирует с незначительной распространенностью в них силикатов натрия (см. гл. II). Согласно результатам термобарогеохимических исследований [275], кристаллизация усингита при формировании пегматитовых тел охватывает температурный интервал от 610–560 до 305–165°С.

*Литосит*  $K_3 [NaAl_2Si_4O_{13}]$  установлен нами [260] в пегматондах р. Вуоннемиок (Хибинь, тип 7), сложенных крупными зернами адуляровидного ортоклаза и содалита, а также интерстициальным комплексом эгирина, пектолита, лампрофиллита, ломоносовита, катаплеита, коашвита, цирсиалита, виллиомита и др. Минерал входит в интерстициальный комплекс и представлен отдельными зернами неправильной формы до 1–3 мм и агрегатами таких зерен. Состав и основные свойства охарактеризованы в табл. 8 и 13. Бесцветный, водяно-прозрачный, с сильным стеклянным блеском, раковистым изломом. Под воздействием рентгеновского излучения приобретает ярко-розовую окраску, интенсивность которой не изменяется при дальнейшем хранении образца; облученные зерна плеохроируют от почти бесцветного (*Np, Nm*) до ярко-розового (*Ng*). Минерал легко разлагается на холоду 10% HCl. По данным [127], структурная формула литосита имеет вид  $K_3 [NaAl_2Si_4O_{13}]$ , демонстрирующий наличие в структуре комплексного анионного радикала. Структура представляет собой трехмерную вязь из соединенных вершинами Si- и Al-тетраэдров, в пустотах которой располагаются атомы К. Тетраэдрическая постройка литосита отличается от классического каркаса тем, что некоторые вершины тетраэдров остаются неразделенными. При этом между атомами кислорода "свободных" вершин существуют сильные водородные связи, что подкрепляется малой величиной расстояний между ними (2,47 и 2,48Å). Это определяет катионную функцию водорода и делает неоправданным выделение в формуле минерала гидроксильных групп. Согласно [127, 132], присутствие водорода является необходимым условием кристаллизации минералов, характеризующихся "разорванными" каркасами. Ближайшим примером минералов подобного состава и строения является усингит  $Na_2 [HAlSi_3O_9]$ .

Литосит и усингит сближает та особенность, что оба они занимают в минеральном царстве совершенно уникальное положение, отличаясь от всех известных щелочных алюмосиликатов (кроме кальборсита) самым высоким содержанием К и Na. Это определяет их роль как индикаторов аномально высокой насыщенности минералообразующих растворов и расплавов калием и натрием соответственно. Не исключено, что внешне ничем не выделяющийся литосит окажется более широко распространенным минералом хибинских ультраагпаитов, имеющих ярко выраженную калиевую специфику. Последняя, в свою очередь, может служить одним из факторов, определяющих нехарактерность для Хибин усингита, сравнительно широко распространенного в Ловозерском и Илимаусакском массивах. Предпола-

гается [132], что литосит и усингит — лишь первые представители обширной группы алюмосиликатов с "разорванными" каркасами, список которых может быть расширен за счет находок в ультращелочных породах аналогичных по структуре минералов с гипотетическими формулами  $A_5HAi_4Si_8O_{25}$ ,  $A_3HAi_2Si_4O_{13}$  и т.п.

*M10* —  $Na_8 [AlSiO_4]_6 (OH)_2 \cdot 2H_2O$ . Предположение о существовании природного аналога гидроканкринита  $Na_8 [AlSiO_4]_6 (OH)_2 \cdot nH_2O$ , многократно синтезировавшегося экспериментаторами в системе  $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ , впервые было высказано около четверти века назад [139], но лишь недавно минерал такого состава установлен автором на горе Карнасурт Ловозерского массива, где он слагает существенную часть алюмосиликатных прожилков с ультраагпаитовой минерализацией. Прожилки, секущие уртит-луяврит-фойяиты близ горизонта малинитов, имеют мощность 1–5 см. В осевой части они слагаются минералом M10, по зальбандам оторочены натролитом и скоплениями кристаллов стенструпина. В подчиненных количествах присутствует вуоннемит, подвергшийся частичной гидратации с переходом в эпистолит. Кроме того, прожилки содержат пустотки, заполненные рыхловатым агрегатом маунтинита и ильмайокита, к которым приурочены выделения настрофита. Описываемый минерал образует плотный агрегат разноориентированных зерен размером до 10–15 мм. В макровыделениях имеет голубую окраску, стеклянный блеск, ступенчатый излом, в тонких сколах и под микроскопом бесцветный, прозрачный. Особым свойством M10 является положительный оптический знак, обусловленный конституционными особенностями минерала, в частности низким содержанием углекислоты (1,59% по сравнению с 4–6% в обычных карбонат-канкринитах).

Результаты химического анализа минерала (№ 5 в табл. 13) пересчитываются при  $Si + Al = 12$  на эмпирическую формулу  $(Na_{7,46}K_{0,10} \times Ca_{0,16}Mg_{0,03}Fe_{0,02}) (Al_{6,03}Si_{5,97}) O_{24,00} (OH)_{1,23} (CO_3)_{0,36} \cdot 2,35H_2O$ , близкую к идеальной формуле синтетического гидроканкринита. Рентгеноструктурный анализ подтвердил конституционную близость M10 искусственному гидроканкриниту [286], который, как и природный аналог, содержит небольшую примесь карбонат-ионов. Описание кристаллических структур M10 и M11 будет опубликовано отдельно. Согласно [82], синтез гидроканкринита в системе  $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  осуществляется при 200–400°С и концентрации NaOH в растворе порядка 10–20 мас.%. Кроме высокой щелочности среды, необходимым условием успешного синтеза является высокая чистота исходных веществ, так как в присутствии  $Ca^{2+}$  и (или) карбонат-иона вместо гидроканкринита при тех же концентрациях NaOH образуются обычный канкринит и натродэвин. В природных процессах подобные условия реализуются исключительно редко, и не случайно, что описываемый минерал удалось обнаружить лишь в жильных образованиях крайне специфического состава.

*M11* —  $Na_7Al_5Si_7O_{24} (CO_3) \cdot 3H_2O$ . Как известно, основу кристаллической структуры минералов группы канкринита составляет трехмерный каркас, образованный AlSiO-кольцами, в которых атомы Si и Al распределены упорядоченно по двум типам тетраэдров с существенно различными межатомными расстояниями ( $Si-O = 1,601-1,621$ ,  $Al-O = 1,717-1,747\text{Å}$ ). Это резко ограничивает возможность изоморфизма между атомами указанных

элементов, что находит отражение в неизменности Si/Al отношения, всегда близкого к 1 вне зависимости от состава катионов и анионов, располагающихся в полостях и каналах структуры. Существенное отклонение от этой закономерности обычно трактуется как результат механического загрязнения или аналитической ошибки. Так, большой избыток кремния, обнаруженный в образце натриевого канкринита из пегматита р. Чингласуай (Ловозеро), первоначально был отнесен Е.И. Семеновым [139, 142] к возможной примеси уссингита, хотя при этом не исключалась изоморфная природа этой аномалии.

Канкринитоподобный минерал M11, практически точно повторяющий состав образца р. Чингласуай, встречен автором в том же массиве, в пегматитовых породах района горы Аллуайв (тип 4). Поскольку качество материала, тщательность его отборки и анализа исключали возможность существенных ошибок, найденный избыток кремния над алюминием (Si/Al = 1,5) заставил обратить на этот факт серьезное внимание. Результаты химического анализа (№ 6 в табл. 13) приводят при Al + Si = 12 к эмпирической формуле:  $(\text{Na}_{6,89}\text{K}_{0,02}\text{Ca}_{0,12}\text{Fe}_{0,04}\text{Mg}_{0,03})(\text{Al}_{4,80}\text{Si}_{7,20})\text{O}_{24,10}(\text{CO}_3)_{1,10}(\text{SO}_4)_{0,04} \cdot 2,79\text{H}_2\text{O}$ , весьма близкой к формуле обр. 7 из пегматита р. Чингласуай:  $(\text{Na}_{6,70}\text{K}_{0,08} \times \text{Ca}_{0,09}\text{Fe}_{0,05}\text{Mg}_{0,03})(\text{Al}_{4,79}\text{Si}_{7,21})\text{O}_{24,26}(\text{CO}_3)_{0,91} \cdot 3,20\text{H}_2\text{O}$ , причем обе они отвечают общей идеализированной формуле  $\text{Na}_7\text{Al}_5\text{Si}_7\text{O}_{24} \times \text{X}(\text{CO}_3) \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ . Рентгеноструктурным анализом установлено, что M11 имеет пр. гр.  $P6_3/mc$ , т.е. характеризуется более высокой симметрией по сравнению с собственно канкринитом и его ближайшими аналогами, включая M10 (пр. гр.  $P6_3$ ). Остов его структуры составляет AlSiO-каркас, в котором по 12-кратной тетраэдрической позиции статистически распределены 7,2 атомов Si и 4,8 атомов Al. В каналах на осях третьего порядка и в широких каналах вокруг оси шестого порядка располагаются атомы натрия и молекулы воды, а в каналах второго типа — дополнительно  $\text{CO}_3$ -группы. M11 — первый из встреченных в природе аналогов канкринита с неупорядоченным распределением тетраэдрических катионов, что позволяет рассматривать его как самостоятельный минеральный вид.

В пегматитах района горы Аллуайв описываемый минерал слагает гнездообразные обособления неправильной формы размером до 10–15 мм. На светлом фоне породы он резко выделяется яркой сиреневой окраской. Прозрачный, со стекляннным блеском, раковистым изломом, в тонких сколах и под микроскопом бесцветный. Из минералов, находящихся в тесной ассоциации с M11, особого внимания заслуживают грумантит  $\text{NaHSi}_2\text{O}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$  и макатит  $\text{NaHSi}_2\text{O}_5 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , присутствие которых свидетельствует о пересыщенности пегматитообразующего расплава-раствора силикатом натрия. Это в сочетании с резким дефицитом алюминия в конечных дифференциатах агпаитовых магм, очевидно, и определяет условия, благоприятные для образования M11. Значительно шире в Ловозерском массиве распространены, однако, разновидности с более низким Si/Al отношением, имеющие примерный состав  $\text{Na}_{8-x}(\text{Al}_{6-x}\text{Si}_6+x)\text{O}_{24}\text{CO}_3 \times \text{H}_2\text{O}$ , где  $x \approx 0,3-0,8$  (№№ 8, 9 в табл. 13). Можно предположить, что эти высококремнистые и высоконатриевые канкриниты, иногда выделяемые как натродэвин [142], также характеризуются значительной разупорядоченностью в распределении Si и Al по тетраэдрическим позициям.

*Амичит*  $\text{K}_2\text{Na}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$  — новый цеолит, первоначально обнаруженный в Хегау (ФРГ), в жилах, секущих мелилит-нефелиновые базальты и их пирокласты [284], в виде мельчайших (~200 нм) кристаллов неясного габитуса, нарастающих вместе с кристаллами мерлиноита на розетки кальцита и арагонита. Очень малый размер кристаллов минерала не позволил провести его всестороннее исследование. Из оптических свойств для оригинала [284] был определен только средний показатель преломления. В значительно более крупных выделениях минерал, отождествленный самичитом по рентгенограмме порошка, параметрам элементарной ячейки и химическому составу (№ 10 в табл. 13), встречен автором в натролитовых прожилках с эгирином, пектолитом и виноградовитом на горе Кукисвумчорр Хибинского массива [256]. Представлен хорошо ограниченными изометричными кристаллами размером от 0,1–1 до 3–5 мм и их сростками (табл. V). Преобладают псевдотетрагональные кристаллы с гранями пинакоида (010) и ромбических призм (110) и (011). Реже отмечаются кристаллы дипирамидального облика, на которых форма (010) отсутствует. Впервые измеренные для данного минерала оптические константы приведены в табл. 13. Установлено, что ось  $Nm$  оптической индикатрисы совпадает с кристаллографической осью  $b$ ,  $cNg = 12^\circ$ . Минерал бесцветный, прозрачный, с сильным стекляннным блеском.  $H = 292-386$  кГс/мм<sup>2</sup> (41/2 по шкале Мооса). Медленно разлагается на холоду 10%-ной HCl. По ДТА дегидратируется в два этапа — при 160 и 370°C.

*Натролит*  $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  — наиболее распространенный минерал цеолитных зон пегматитов и гидротермальных прожилков. Представлен массивными грубозернистыми и скрытокристаллическими (халцедоновидными) агрегатами, друзами игольчатых и призматических кристаллов до 1–10 см, в отдельных случаях слагает монокристалльные блоки до нескольких метров в поперечнике. В жиле Юбилейной (Ловозеро, тип 1) преобладает плотный, до опаловидного и пористый розовый натролит с пятнами или сеткой белого фарфоровидного и полосами голубого натролита. Местами он зернистый, кавернозный, ячеистый, иногда рыхлый и даже сыпучий. По рентгенографическим данным и оптическим свойствам, все перечисленные разновидности соответствуют обычной ромбической модификации натролита.

*Тетранатролит*  $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  и *паранатролит*  $\text{Na}_2\text{K}_x\text{Al}_2 + x \times \text{Si}_{3-x}\text{O}_{10} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ , первоначально описанные в щелочных массивах Гренландии и Канады [289, 293], оказались характерными для наиболее поздних стадий формирования ультраагпаитов Хибино-Ловозерского комплекса, где они развиваются вместе с обычным натролитом в цеолитных ядрах пегматитовых тел или чаще в гидротермальных прожилках среди пород различного минерального состава, образуя радиально-лучистые и сферолитовые корки на стенках пустот и трещин. До последнего времени оба минерала оставались недоизученными из-за плохого качества кристаллов, как правило, имеющих весьма неоднородное строение. При массовом оптическом исследовании цеолитов из подземных выработок горы Кукисвумчорр нами встречен материал сравнительно высокого качества, на котором удалось впервые расшифровать кристаллическую структуру тетранатролита [111] и получить новые данные о составе и свойствах паранатролита [198, 257]. Для первого минерала по рентгенограммам качания-вращения с пос-

ледующим уточнением на монокристалльном автодифрактометре определены параметры элементарной ячейки  $a = 13,141$ ,  $c = 6,638 \text{ \AA}$  (пр. гр.  $I4_2d$ ), хорошо согласующиеся с данными для канадского тетранатролита [293]. Установлено, что по сравнению с собственно натролитом, относящимся к ромбической системе и характеризующимся значительной упорядоченностью в распределении атомов кремния и алюминия,  $\text{AlSiO}$ -каркас тетранатролита отличается более высокой симметрией и  $\text{Si/Al}$  разупорядоченностью во всех тетрадрах.

Как показано в работах [197, 198], присущая кристаллам тетранатролита неоднородность, вероятно, обусловлена его вторичной природой. Исходной фазой для образования тетранатролита является сильно гидратированный и весьма малостойкий псевдотетрагональный парантролит. Согласно [289], парантролит из Сентилера (Канада) может сохраняться в неизменном виде, только находясь под водой; на воздухе он легко дегидратируется до образования тетранатролита. По сравнению с канадским кольский парантролит относительно более устойчив в естественных атмосферных условиях, что по-видимому, способствует сохранению однородности кристаллов в процессе перехода из парантролита в тетранатролит.

В Ловозерском массиве парантролит обнаружен нами в пегматоидных породах района горы Аллуайв в виде корочек толщиной 0,1–1 мм, нарастающих на поверхность кристаллов натролита, анальцима и других минералов. Здесь же встречены маломощные (до 2–3 мм) ветвящиеся прожилки и гнезда (до 0,5 см), целиком сложенные парантролитом. Наиболее крупные скопления парантролита в Хибинах встречены в пустотах и трещинах среди пегматоидных уртитов на горе Кукисвумчорр. Минерал представлен сплошными корками толщиной до 5–10 мм, сложенными радиально-лучистыми, сноповидными и параллельно-шестоватыми агрегатами тесно сросшихся индивидов длиной до 5 мм и толщиной 0,01–0,5 мм. В свежем сколе минерал бесцветный, прозрачный, со стеклянным блеском, довольно вязкий, твердость около 5 по шкале Мооса. В образцах, вымытых водой, он постепенно мутнеет, приобретает снежно-белую окраску, матовый или шелковистый блеск, становится очень хрупким и мягким (растирается в порошок между пальцами). Все эти изменения, как следует из рентгенографических данных, сопутствуют переходу парантролита в тетранатролит.

Состав парантролита (№ 12 в табл. 13) отвечает примерной формуле  $\text{Na}_2\text{K}_x\text{Al}_2 + x\text{Si}_3 - x\text{O}_{10} \cdot 3\text{H}_2\text{O} = \text{Na}_2\text{K}_x(\text{Al}, \text{Si})_5\text{O}_{10} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ , где  $x \approx 0,25$ . От собственно натролита изученный минерал отличается более высоким содержанием воды, более высоким  $\text{Al/Si}$  отношением и заметным избытком катионов группы А, в основном представленными атомами калия. Часть избыточных (против  $A = 2,0$ ) атомов щелочных металлов сравнительно легко выщелачивается из парантролита дистиллированной водой при комнатной температуре; при этом в водную вытяжку калий переходит значительно быстрее, чем натрий. Так, уже на третий день обработки водой из минерала в водную вытяжку перешло 0,7%  $\text{K}_2\text{O}$  и 0,6%  $\text{Na}_2\text{O}$ . Примечательно, что обработанный водой парантролит в отличие от свежего материала на воздухе легко переходит в тетранатролит, но, оставаясь в воде, способен длительное время (не менее 1 года) сохранять исходную структуру. Таким образом, наличие в составе парантролита избытка щелочных

металлов, особенно калия, является фактором стабильности этого минерала, что, в свою очередь, хорошо объясняет различную устойчивость на воздухе кольского и канадского парантролита.

Согласно [75], агпайтовые магмы, сформировавшие щелочные массивы Хибино-Ловозерского комплекса, являлись довольно сухими, и содержание воды в них не превышало 1,5 мас.%. На фоне резкой недосыщенности водой материнской магмы появление в продуктах остаточной кристаллизации наряду с обычным натролитом его трехводного аналога — парантролита — весьма симптоматично как показатель резкого повышения роли воды на заключительной стадии формирования массивов. Примечательно, что более половины высокощелочных минералов, перечисленных в табл. 7, содержат конституционную воду. Рекордными по содержанию воды (40–50 мас.%) являются набафит, настрофит и натрофосфат, на фоне которых не кажется странным, а наоборот, представляет вполне закономерным появление среди продуктов далеко зашедшей эволюции ультращелочных расплавов-рассолов такого "парадоксального" для эндогенных условий минерала, как десятиводный карбонат натрия-натрон (63 мас.%  $\text{H}_2\text{O}$ ), обнаруженный в ассоциации с парантролитом. Взаимоотношения между натролитом и его аналогами свидетельствуют об их образовании в последовательности натролит-парантролит-тетранатролит, причем два первых минерала в основном образуются путем первичной кристаллизации из раствора, а третий представляет собой продукт изменения парантролита и рассматривается нами [197, 198] как возможный трансформационный минеральный вид (см. гл. II). Из этого следует, что во всех районах, где установлен тетранатролит, его распределение полностью определяется первоначальной распространенностью парантролита.

Весьма интересные данные о свойствах тетра- и парантролита получены нами при обработке этих минералов водными растворами солей и щелочей. Установлено, что такая обработка приводит к полному обмену натрия в кристаллической фазе на катион растворенной соли. При этом парантролит (аналогичным свойством обладает и тетранатролит) переходит в соединение совершенно иной кристаллической структуры, что фиксируется резким изменением дифракционных картин на порошковых рентгенограммах<sup>1</sup>. Указанный фазовый переход легко осуществляется при комнатной температуре и имеет обратимый характер, т.е. исходное фазовое состояние восстанавливается при обработке катион-замещенного цеолита водными растворами солей натрия. Из замещенных форм, полученных в ходе указанных экспериментов, наиболее полно изучен "К-цеолит" М12, являющийся продуктом 2-месячной обработки хибинского парантролита декамолярными водными растворами  $\text{KCl}$  и  $\text{KOH}$  при 20°C. Химический анализ К-цеолита, тщательно отмытого дистиллированной водой и высушенного в естественных условиях, показал следующие результаты (в мас.%, аналитик Г.Е. Черепивская):  $\text{Na}_2\text{O} - 0,29$ ,  $\text{K}_2\text{O} - 24,00$ ,  $\text{CaO} - 0,30$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,26$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 - 27,83$ ,  $\text{SiO}_2 - 37,52$ ,  $\text{H}_2\text{O}^+ - 9,12$ ,  $\text{H}_2\text{O}^- - 0,89$ , сумма 100,43. Идеализированная формула соединения  $\text{K}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ .  $D = 2,26 \text{ г/см}^3$ . Интенсивные линии: 18,8–6,80–3,40–3,04–2,952–2,514. Рентгенографически М12 близок "калиевому натролиту"  $\text{K}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  № 3–62 по карто-

<sup>1</sup> Контрольные опыты показали, что никаких изменений на рентгенограммах собственно натролита после аналогичной обработки не происходит.

теке JCPDS. Полученные нами Rb- и Cs-замещенные формы тетра- и паранатролита дают дебаграммы того же типа, что и K-форма, но отличаются от последней более высокими значениями  $d$  соответственных линий. Это характеризует цеолит M12 и его Rb- и Cs-аналоги как алюмосиликаты с весьма пластичным каркасом, способным изменять свой удельный объем в значительных пределах, что отличает их от типичных цеолитов, обладающих жестким структурным остовом.

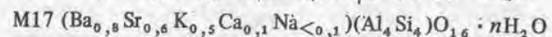
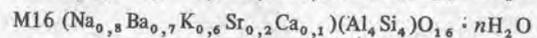
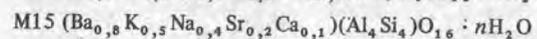
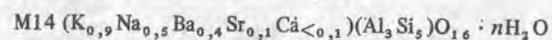
**Тетраэдингтонит**  $BaAl_2Si_3O_{10} \cdot 4H_2O$  — тетрагональный аналог ромбического эдингтонита диагностирован автором в керне карбонатитов района зал. Тульилухт (Хибины) на основании оптической одноосности и четко фиксируемой на лауэграммах оси четвертого порядка. Принадлежность минерала к тетрагональной сингонии (пр. гр.  $P\bar{4}2_1m$ ) подтверждена рентгеноструктурным анализом [112]. Образует изометричные кристаллы размером до 1 мм, слагающие вместе с баритом и анальцимом друзовые корочки на стенках пустот карбонатно-флюоритовой породы. Кристаллы воднопрозрачные, с сильным стеклянным блеском, хорошо развитыми гранями (001), (100), (110), (111). Состав минерала (№ 13 в табл. 13) близок теоретическому.

**M13** (K, Na, Ca)  $AlSi_2O_6 \cdot 3H_2O$  — новый существенно калиевый аналог гмелинита, встречен автором и М.Ф. Коробицыным в районе горы Аллуайв (Ловозеро, тип 4), в трещинах, брекчирующих пегматитовые породы. Слагает четковидные прожилки мощностью 2–5 мм, нарастает в виде друзовых корочек на стенки пустот, образуя массивно-зернистые, параллельно-шестоватые и радиально-лучистые агрегаты (табл. V, б). Последние состоят из вытянутых вдоль оси  $c$  столбчатых или игольчатых кристаллов толщиной 0,1–0,5, длиной до 1–3 мм с хорошо развитыми гранями гексагональной призмы (10 $\bar{1}$ 0) и гексагональной дипирамиды (10 $\bar{1}$ 1); на многих кристаллах присутствует пинакоид (0001). Бесцветный, местами коричневатый, воднопрозрачный, со стеклянным блеском, раковистым изломом.  $H = 4-5$ . Разлагается на холоду 10%-ной HCl с выделением геля кремнекислоты. В ИК-спектре четко выражены полосы поглощения 3430, 1635, 1120, 1020, 725, 600, 525 и 420  $cm^{-1}$ . Состав (№ 14 в табл. 13) соответствует примерной формуле  $(K_{0,5}Na_{0,3}Ca_{0,1})AlSi_2O_6 \cdot 3H_2O$ . Кристаллическая структура M13 ("K-гмелинита") лишь в общих чертах повторяет структуру гмелинита, отличаясь от последней характером распределения по позициям крупных катионов и другими особенностями (Ю.А. Малиновский и др., 1984 г.). Замещение значительной части Na и Ca на K заметно деформирует цеолитовый каркас, растягивая его вдоль оси  $c$  (для M13  $a = 13,692$ ,  $c = 10,203 \text{ \AA}$ , для гмелинита  $a = 13,72$ ,  $c = 9,95 \text{ \AA}$ ), в связи с чем близкие по общему типу рентгенограмм гмелинит и M13 характеризуются различиями, вполне достаточными для уверенной диагностики того и другого минерала.

**Мерлиноит** (K, Ba)  $2Al_3Si_5O_{16} \cdot 5H_2O$ , первоначально описанный в миауроловых пустотах кальсилит-мелилитита Италии [312], установлен автором в керне гидротермально-измененной пегматоидной породы долины р. Вуоннемиок (Хибины, тип. 7) [232], в ассоциации с пектолитом, катаплеитом, астрофиллитом, лампрофиллитом, волокнистым лоренценитом, эгирином, флюоритом. Образует зерна неправильной формы и полуограненные изометричные кристаллы до 3–5 мм. Прозрачный или слегка мутноватый, с тусклым стеклянным блеском, ступенчатым изломом, совершенной спай-

ностью по (010). Состав представлен в табл. 13. Согласно [2], идеализированные структурные формулы хибинского и итальянского мерлиноита (при  $Z = 1$ )  $K_5Ba_3Na[Al_{12}Si_{20}O_{64}] \cdot 20H_2O$  и  $K_5Ca_2[Al_9Si_{23}O_{64}] \cdot 24H_2O$ . Таким образом, хибинскую находку можно рассматривать как низкокременистую, высокобариевую разновидность мерлиноита. С особенностями состава хибинского минерала связано формирование в его структуре существенно Ва- и К-позиций и появление частичной упорядоченности в распределении атомов Al и Si:

Вместе с мерлиноитом нами обнаружены еще четыре цеолита M14–M17, не отождествляющихся с известными по рентгенограмме порошка и имеющих, согласно данным микрозондового анализа (№№ 18–21 в табл. 13), следующие эмпирические формулы:



Три первых цеолита представляют собой субиндивиды таблитчатых кристаллов, имеющих зонально-доменное строение. По заключению Л.И. Полежаевой, основная центральная часть кристаллов (70–80% от объема зерна) сложена цеолитом M14, а резко обособленная кайма слагается доменами типов M15 (преобладают) и M16. Кроме того, одиночные домены в этих же кристаллах имеют следующие составы:  $(K, Na, Ba, Ca, Sr)_2Al_3Si_5O_{16} \cdot nH_2O$ ,  $(Ca, K, Ba, Na, Sr)_2Al_3Si_5O_{16} \cdot nH_2O$  и  $(Ba, Na, K, Sr, Ca)_2Al_4Si_4O_{16} \cdot nH_2O$ . Цеолит M17 слагает самостоятельные изометричные микрокристаллы и звездчатые сростки, местами нарастающие на кристаллы цеолитов M14–M16. Монокристалльными методами (Лауэ, качания, аналитик Т.А. Курова) для цеолита M14 установлена ромбическая ячейка с параметрами  $a = 14,29$ ,  $b = 14,15$ ,  $c = 9,93 \text{ \AA}$ , в которой грань  $ac$  является центрированной, что отличает данный минерал от филлипсита и гармотома, имеющих близкие размеры ячейки. На дебаграмме M14 максимальные интенсивности имеют линии 4,15–3,13–2,673. Возможна его кристаллохимическая связь с жисмондином или кимритом.

**Перлиалит**  $K_9NaCaAl_{12}Si_{24}O_{72} \cdot 15H_2O$  — новый цеолит, характерный для жильных образований с калиевой специализацией в гнейсовидных рихсдорритах Хибин, где он описан как реакционный минерал, развивающийся в виде волокнисто-лучистых агрегатов толщиной до 2 см по контакту выделений нефелина и опаловидного микроклина [101]. Цвет минерала белый, блеск перламутровый. Под микроскопом его волокна имеют прямое погасание и положительное удлинение. В табл. 13 данные о составе и свойствах оригинала перлиалита горы Юкспор (№ 15) сопоставлены с данными о находке этого минерала на горе Эвеслогчорр (№ 16), где он обнаружен нами в виде плотных и рыхлых волокнистых агрегатов в пустотах и трещинах катаклазированных пегматоидов, содержащих калиевый полевой шпат, вадеит, параумбит, сростки пара- и тетранатролита. Результатам анализа № 16 соответствует (при  $Z = 1$ ) формула  $(K_{7,42}Na_{0,14} \times Ca_{2,05}Sr_{0,15})(Al_{12,76}Fe_{0,11}Si_{23,36})O_{72} \cdot 20,96H_2O$ . От образца горы Юкспор новая находка отличается пониженными содержаниями K, Na,

Таблица 14. Состав и свойства гидродельхайелита (1), маунтинита (2), апофиллита (3), пектолита (4), Са-серандита (5), денисовита (6), агреллита (7), таумасита (8), шорломита (9), андрадита (10), куспицина (11, 12), М18 (13), глаукохроита (14), мелилита (15)

Компоненты	1	2	3	4
Na <sub>2</sub> O	0,22	10,15	0,93	6,96
K <sub>2</sub> O	6,13	4,43	4,20	Не обн.
SrO	0,22	—	—	0,19
CaO	12,72	10,07	23,18	32,68
MgO	0,21	Не обн.	0,23	Не обн.
MnO	0,18	—	—	0,98
Fe <sub>x</sub> O <sub>y</sub>	0,65	—	—	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,46	2,31	1,85	0,12
SiO <sub>2</sub>	55,53	51,57	48,00	52,33
TiO <sub>2</sub>	0,01	—	0,67	0,03
H <sub>2</sub> O	15,20	17,76	15,71	—
F	Не обн.	—	1,62	—
Сумма*	99,65	99,63	95,59	94,22
D	2,17	2,38	2,33	—
n <sub>p</sub>	1,503	1,500	1,537	—
n <sub>m</sub>	—	1,505	—	—
n <sub>g</sub>	1,518	1,513	1,539	—
2V <sup>o</sup>	90	+76	(+)0	—

\* В сумму входят еще: Cl — 0,15; —O=Cl<sub>2</sub> — 0,03 (1); CO<sub>2</sub> — 0,87 (2), 0,13 (5), 7,12 (8); п.п.л. — 2,47 (2); —O=F<sub>2</sub> — 0,80 (3), 1,62 (6), 1,81 (7), 0,25\* (8), 3,55 (11), 3,53 (12); TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 1,19 (5); ZrO<sub>2</sub> — 0,04 (5), 0,81 (11), 1,30 (12), 16,01 (13); HfO<sub>2</sub> — 0,29 (13); Li<sub>2</sub>O — 0,008, Rb<sub>2</sub>O — 0,09, Та<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,001, Р<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,04

Sr и повышенными Са и воды, но в том и другом случае сумма зарядов катионов группы А близка к 12 и отношение Si/Al ≈ 2, что указывает на упорядоченное распределение тетраэдрических катионов в кристаллической структуре. Идеализированную формулу перлиалита при Z = 3 можно представить в виде (K, Ca, Sr)<sub>3-4</sub>Al<sub>4</sub>Si<sub>8</sub>O<sub>24</sub> · nH<sub>2</sub>O, где n = 5–7. Интенсивные линии: 16,0–4,62–3,20–2,674–1,545–1,306.

*Гидродельхайелит* KCa<sub>2</sub>Si<sub>7</sub>AlO<sub>17</sub>(OH)<sub>2</sub> · 6H<sub>2</sub>O описан в пегматитах ийолит-уртитов Хибинского массива как продукт гипергенного изменения дельхайелита, представляющий собой новый минеральный вид [46]. Образует слюдоподобные агрегаты серебристо-белого цвета, что отличает его от свежего дельхайелита, имеющего серую окраску. Состав и свойства охарактеризованы в табл. 14. Замещение дельхайелита гидродельхайелитом сопровождается выносом щелочей (особенно натрия) и привносом воды.

*Маунтинит* KNa<sub>3</sub>Ca<sub>2</sub>Si<sub>8</sub>O<sub>20</sub> · 8H<sub>2</sub>O выполняет пустоты в кавернозном натролите центральной зоны жилы Юбилейной [20], а также отмечен нами в пустотах уссингитовых, анализимовых и натролитовых прожилков Ловозерского массива. Ассоциирует с райтом, ильмайокитом, настрофитом и др. Образует рыхлые снежно-белые и голубоватые выделения до 1–3 см в поперечнике, сложенные бесцветными, прозрачными со стеклянными

	5	6	7	8	9	10
	8,76	2,66	7,96	0,17	Не обн.	Не обн.
	0,04	8,94	Не обн.	0,02	То же	То же
	0,15	0,35	3,53	0,005	0,13	—
	14,73	31,16	24,90	28,60	31,30	31,70
	0,43	0,35	—	0,45	0,22	0,05
	19,81	0,83	—	—	1,25	1,86
	1,26	0,61	—	0,10	26,81	29,73
	0,17	0,65	—	0,60	1,78	0,75
	50,33	49,83	60,79	9,65	31,08	36,68
	0,24	0,13	—	Не обн.	8,30	0,16
	2,86	1,32	—	41,98	—	—
	—	3,95	4,29	0,59	—	—
	100,14	99,44	100,04	102,25	100,87	100,93
	3,21	2,76	2,83	—	—	—
	1,635	1,567	1,568	1,467	—	—
	—	1,568	1,580	—	—	—
	1,665	1,576	1,583	1,498	—	—
	+51	—	—	(–)0	—	—

(6); Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,14 (6), 0,38 (11), 0,36 (12); BaO — 0,14 (7); SO<sub>3</sub> — 13,22 (8); La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,78 (11), 0,48 (12); Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,24 (7), 0,82 (11), 0,62 (12); Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,14 (11), 0,06 (12); Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,07 (11), 0,08 (12); Fe<sub>x</sub>O<sub>y</sub> = FeO, кроме анализов 1,8–10 (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), 5 (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,81, FeO — 0,45), 6 (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,55, FeO — 0,06).

или шелковистым блеском, шестоватыми кристаллами длиной до 1–2 мм. От эталона маунтинита Южной Африки ловозерский минерал (№ 2 в табл. 14) отличается более низким содержанием кальция, более высоким — щелочей и воды, присутствием алюминия.

*Апофиллит* KCa<sub>4</sub>Si<sub>8</sub>O<sub>20</sub>F · 8H<sub>2</sub>O необычного слюдоподобного облика встречен автором на горе Пьялкимпорр (Ловозеро) в интенсивно измененных ксенолитах девонских эффузивов с ультраагпаитовой минерализацией [254]. Приурочен к интерстициям кристаллов беталомоносовита, где образует агрегаты тесно сросшихся сферолитов диаметром около 1 мм и сплошные чешуйчатые массы, легко расщепляющиеся на тончайшие пластинки. Состав и свойства минерала (№ 3 в табл. 14) близки к эталонным.

*Пектолит* NaCa<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>8</sub>(OH) и *серандит* Na(Mn, Ca)<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>8</sub>(OH) распространены соответственно в Хибинском и Ловозерском массивах. Характерны для центральных зон пегматитов, а также карбонатных, виллиомитовых, натролитовых, уссингитовых и других типов прожилков. Слагают веерообразные и сферолитовые агрегаты диаметром 1–2 см, лучистые сростки тонкоигловчатых и уплощенных шестоватых кристаллов длиной до 20–30 см. Минерал промежуточного состава (Са-серандит, № 5 в табл. 14) с небольшим преобладанием марганца над кальцием и повышенным содержанием примесей редких земель и железа образует уплощенные

Таблица 14 (окончание)

Компоненты	11	12	13	14	15
Na <sub>2</sub> O	0,89	0,79	4,86	Не обн.	8,24
K <sub>2</sub> O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	То же	Не обн.
SrO	1,88	2,30	0,51	"	4,77
CaO	52,70	52,98	40,06	29,20	25,08
MgO	0,05	0,12	Не обн.	6,02	1,95
MnO	0,30	0,50	0,80	19,30	1,08
Fe <sub>x</sub> O <sub>y</sub>	0,07	0,08	0,38	9,31	2,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	11,78
SiO <sub>2</sub>	30,66	30,72	32,40	34,17	44,15
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,04	0,56	—	0,01
H <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—
F	8,43	8,38	—	—	—
Сумма*	94,47	95,28	95,87	98,00	99,64
D	3,09	3,07	—	3,34	—
n <sub>p</sub>	1,603	1,604	—	1,681	1,619
n <sub>m</sub>	1,606	1,607	—	1,714	—
n <sub>g</sub>	1,614	1,614	—	1,724	1,630
2V°	+64	+68	—	-56	(-)

Примечание. Аналитики: Г.М. Варшал (1), Т.С. Романова (2), О.Г. Унанова (5), Л.И. Полежаева (4, 9–15), Е.А. Кульчицкая (5), С.М. Мишина (6), И.М. Куликова (7), З.Т. Катаева (8). Данные настоящей работы, кроме 1 [46], 2 [20], 3 [254], 5 [18], 6 [102]. Места взятия образцов: Хибиньы: 1 – Расвумчорр, 4, 9–15 – Намуайв, 6 – Эвслогчорр, 7 – Рестиньон, 8 – Кукисвумчорр; Ловозеро: 2,5 – Карнасурт, 3 – Пьялкимпорр.

выделения до 10 см и призматические кристаллы в натролите жилы Юбилейной (Ловозеро, тип 1).

**Денисовит** KCa<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>8</sub>(F, OH) – новый минерал, установленный в гнейсовидных рихчорритах Хибин [102]. Слагает самостоятельные жилы или совместные с пектолитом и юкспоритом агрегаты размером до 10–15 см, имеющие тонковолокнистое или игольчатое строение. Цвет серый с зеленоватым оттенком. Блеск шелковистый. Излом занозистый. Погасание волокон прямое, удлинение положительное. По своим свойствам минерал близок к пектолиту и является его своеобразным калиевым аналогом (№ 6 в табл. 14).

**Агреллит** NaCa<sub>2</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>F установлен автором на северо-востоке Хибин (Рестиньон), в керне скважины, вскрывшей альбититы контактной зоны массива с гнейсовой толщей. Сахаровидные альбититы пересеченной мощностью около 300 м на многих участках содержат вкрапления кристаллов и зерен агреллита размером до 3–5 мм, хорошо выраженных макроскопически, благодаря наличию у минерала слюдоподобной спайности. Кроме обязательных компонентов, изученный агреллит (№ 7 в табл. 14) содержит до 3,5% SrO, а также небольшую примесь бария и редких земель. Прочие минералы-вкрапленники альбититов представлены эвдиалитом и титанитом, местами также лоренценитом, мозандритом, эльпидитом, эвальдитом.

**Таумасит** Ca<sub>3</sub>(SiO<sub>3</sub>)(CO<sub>3</sub>)(SO<sub>4</sub>) · 14H<sub>2</sub>O установлен нами на горизонте + 252 м горы Кукисвумчорр (Хибиньы), где он встречен в гнездообразном раздуве натролит-апофиллитовой жилы в виде очень крупного желвака диаметром 20–30 см, сложенного плотным и совершенно однородным мономинеральным агрегатом снежно-белого цвета, имеющим спутанно-волоконистое строение. Состав, свойства (№ 8 в табл. 14) и рентгенограмма порошка минерала соответствуют эталонным.

**Куспидин** Ca<sub>4</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>F<sub>2</sub> и **глаукохроит** CaMnSiO<sub>4</sub> впервые на Кольском полуострове установлены нами в буровом керне горы Намуайв (Хибиньы), в редкометаллических метасоматитах (с бритолимом, TRSrSi-апатитом), содержащих NaSr-мелилит, волластонит, шорломит, андрадит, нефелин, калиевый полевой шпат, канкринит, Ti-биотит, геденбергит, кальцит, флюорит, магнетит и ряд других минералов, включая очень редкие кальцитрит и строальсит (№ 22 в табл. 13, №№ 4, 9–15 в табл. 14)<sup>1</sup>. В этих породах куспидин слагает мономинеральные обособления до 0,5 см. Бесцветный с розоватым, желтоватым или зеленоватым оттенками стекляннм блеском, раковистым изломом. Встречена также разновидность куспидина шоколадно-коричневой окраски. По составу и свойствам светлая (№ 11 в табл. 14) и коричневая (№ 12) разновидности близки между собой. Особенность состава хибинского куспидина – повышенное содержание разнообразных примесей (Sr, TR, Zr, Nb, Mn). Необычной высокоциркониевой разновидностью куспидина, а возможно и самостоятельным видом, является минерал M18, близкий по составу (№ 13 в табл. 14) к Na<sub>2</sub>Ca<sub>5</sub>ZrSi<sub>4</sub>O<sub>14</sub>F<sub>4</sub>.

Глаукохроит по составу (№ 14 в табл. 14) отвечает формуле Ca(Mn<sub>0,5</sub> X Mg<sub>0,3</sub>Fe<sub>0,2</sub>)SiO<sub>4</sub>, т. е. представлен FeMg-разновидностью. Образует в куспидинсодержащих породах отдельные зерна неправильной формы размером до 5 мм, имеющие бледно-желтую окраску, сильный стекляннм блеск, раковистый излом. Внешне и по рентгенограмме порошка глаукохроит практически неотличим от монтичеллита, благодаря чему, вероятно, ранее пропускался. После открытия в 1899 г. в Zn–Mn – железорудном месторождении Франклин, США, он был достоверно установлен только в скарнах Нижней Тунгуски (Н.Н. Перцев, И.П. Лапутина, 1974 г.).

**Мелилит** куспидиновых метасоматитов представлен предельно щелочной (Na<sub>2</sub>O – 8,24%) и одновременно предельно стронциевой (SrO – 4,77%) разновидностью (№ 15 в табл. 14). В участках повышенной концентрации он образует скопления зерен удлиненной формы до 3 × 10 мм. Светло-серый, с матовым блеском, раковистым изломом. По внешнему облику и оптическим свойствам может быть легко принят за апатит. Местами по мелилиту развивается марганецсодержащий пектолит с небольшой примесью стронция (№ 4 в табл. 14).

**Хондродит** Mg<sub>5</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>F<sub>2</sub> диагностирован нами по оптическим свойствам и дебаеграмме в образцах диопсид-флогопитовой породы с апатитом и магнетитом из ксенолитов, залегающих среди фойяитов района горы

<sup>1</sup> По результатам минералогического изучения куспидинсодержащих пород, полученным совместно с А.К. Шпаченко и Л.И. Полежаевой, будет подготовлено отдельное сообщение.

Таблица 15. Химический состав раита (1-3), шафрановскита (5), захаровита (7), арфведсонита (15, 16), M19 (4), M20 (6), M22 (8, 9), M23 (10), M24 (11), M25 (12), M26 (13), M27 (14)

Компоненты	1	2	3	4	5
Na <sub>2</sub> O	11,60	11,24	10,01	11,56	10,24
K <sub>2</sub> O	Сл.	0,17	0,08	0,29	7,82
CaO	0,97	1,24	1,26	1,68	0,61
MgO	1,08	0,20	He обн.	He обн.	0,34
MnO	12,50	15,00	18,87	17,56	14,50
FeO	—	0,37	—	—	6,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,12	1,86	3,96	6,38	1,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,90	0,12	0,91	1,04	0,39
SiO <sub>2</sub>	46,83	46,20	43,88	44,12	47,52
TiO <sub>2</sub>	2,87	3,11	1,40	1,18	0,12
H <sub>2</sub> O	19,70	19,37	20,21	17,45	9,87
Сумма*	99,57	100,04	100,58	101,26	99,27
D	2,27	2,39	2,30	2,24	2,76

\* В сумму входят еще: TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,16, ZrO<sub>2</sub> — 0,16, (Nb, Ta)<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,44 CO<sub>2</sub> — 0,40 (2); SrO — 0,09 (7), 0,2 (13); F — 2,12 (11), 1,84 (12), 1,18 (15); —O=F<sub>2</sub>—

	6	7	8	9	10	11
	10,83	7,95	3,95	4,00	1,52	6,37
	7,75	0,41	0,72	0,84	0,79	0,43
	1,80	2,11	2,50	2,11	5,48	0,78
	0,33	0,05	2,80	2,74	2,86	1,13
	9,52	25,63	4,03	3,84	16,14	0,94
	4,56	—	6,10	6,33	12,76	5,09
	6,74	2,70	38,03	37,82	12,09	36,18
	0,34	—	—	—	14,75	2,72
	49,10	48,74	35,86	35,60	23,16	30,61
	0,20	—	He обн.	He обн.	0,82	6,51
	8,22	12,25	5,57	6,50	11,50	7,70
	99,94	99,93	99,56	99,78	100,44	99,69
	2,73	2,6	2,82	2,95	2,97	—

0,89 (11), 0,78 (12), 0,49 (15); P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,11 (14); Li<sub>2</sub>O — 0,284 (15), 0,096 (16); Rb<sub>2</sub>O — 0,0088 (15), 0,0066 (16); Cs<sub>2</sub>O — 0,0033 (15), 0,0044 (16).

Таблица 15 (окончание)

Компоненты	12	13	14	15	16
Na <sub>2</sub> O	6,23	8,9	4,02	8,40	6,56
K <sub>2</sub> O	8,06	10,8	7,04	1,98	11,1
CaO	3,65	0,2	1,37	0,76	3,60
MgO	1,79	0,3	He обн.	7,63	12,50
MnO	4,06	17,2	2,66	1,81	1,40
FeO	He обн.	0,8	He обн.	11,84	9,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,52	—	17,56	10,78	11,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,39	—	3,78	2,16	2,05
SiO <sub>2</sub>	38,40	62,0	50,36	51,89	50,08
TiO <sub>2</sub>	0,51	—	0,11	1,52	1,55
H <sub>2</sub> O	13,01	—	13,42	0,72	0,30
Сумма*	100,68	100,4	100,43	100,47	100,59
D	2,54	2,73	2,37	3,23	3,20

Примечание. М.Е. Казакова (1,7-9,16), Е.А. Кульчицкая (2), Г.Е. Черепицкая (3, 4, 10-12, 15), Н.А. Матвеева (5, 6), Г.Н. Нечелостов (13), В.А. Мартынова (14). Данные настоящей работы, кроме 1 [221], 2 [107], 3 [221], 5, 6 [220], 7 [224], 8, 9 [188]. Места взятия образцов: Ловозеро: 1, 2, 7-9, 15 — Карнасурт, 13, 16 — Аллуайв; Хибинь: 3, 4, 11 — Вуоннемиок, 5, 6 — Расвумчорр, 10, 14 — Кукусвумчорр, 12 — Юкспор.

Рестиньон (Хибинь). Минерал образует в указанной породе сегрегации изометричных зерен кирпично-красного цвета размером около 1 мм. Оптически двуосный с большим углом 2*V*, *n<sub>p</sub>* = 1,640, *n<sub>g</sub>* = 1,670.

Раит Na<sub>4</sub>Mn<sub>3</sub>Si<sub>8</sub>(O,OH)<sub>24</sub> · 9H<sub>2</sub>O — новый минерал, описан в Ловозерском массиве (Карнасурт) в натролитовой зоне жилы Юбилейной,

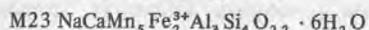
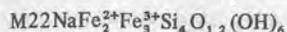
а также отмечен в Хибинах [107, 109]. Дополнительно исследован нами [221], в результате чего подтверждены данные о составе минерала из места его первоначальной находки (№№ 1, 2 в табл. 15) и установлен неизвестный NaMn-силикат M19 Na<sub>2</sub>(Mn, Fe)<sub>2</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>11</sub> · 5H<sub>2</sub>O (№ 4 в той же таблице), который по внешнему облику трудно отличим от раита, но вполне индивидуален по оптическим свойствам и рентгенограмме порошка. Он обнаружен в Хибинах (Вуоннемиок) в керне кавернозной пегматоидной породы, где приурочен к пустотам, обрамленным щетками пластинок виноградовита и октаэдров флюорита. Образует сферолиты темно-коричневого цвета, диаметром 1-3 мм, радиально-лучистого строения. Оптически двуосный, отрицательный с малым углом 2*V*, *n<sub>p</sub>* = 1,525, *n<sub>m</sub>* = 1,585, *n<sub>g</sub>* = 1,590, *n<sub>g</sub>* - *n<sub>p</sub>* = 0,065. По этим свойствам он существенно отличается от раита, имеющего противоположный оптический знак и значительно более низкое двупреломление (0,010). Погасание волокон прямое, удлинение положительное. Интенсивно плеохроирует от желтого (*Np*) до коричневого (*Nm* ≈ *Ng*). Интенсивные линии: 14,7-7,34-3,85-3,15-1,930. Отметим, что хибинский раит, описанный в [221], по составу (№ 3 в табл. 15) существенно отличается от ловозерского, но весьма близок к M19.

Пиросмалиит Fe<sub>8</sub>Si<sub>6</sub>O<sub>15</sub>(OH, Cl)<sub>10</sub> встречен автором в буровом керне горы Ресиньон (Хибинь), в кавернозной калишпатовой породе. Минерал в виде бархатистых корочек и налетов сине-черного цвета выстилает пустоты породы, обрамленные щетками кристаллов филлипсита-гармотома, флюорита, анкерита и пирита. Корочки толщиной 1-2 мм, имеют радиально-лучистое сферолитовое строение и состоят из тончайших волокон со средним показателем преломления около 1,66. Характерен сильный плеохроизм от желтовато-бурого (*Np*) до черно-зеленого (*Ng*). Рентгенограм-

ма минерала соответствует эталонному пиросмалиту (интенсивные линии): 14,5–7,18–4,77–4,66–3,96–3,58–2,860–2,813–2,688–2,531–2,165.

**Шафрановскит**  $\text{Na}_2\text{H}_2(\text{Mn}, \text{Fe})\text{Si}_3\text{O}_9 \cdot \text{H}_2\text{O}$  и **захаровит**  $\text{Na}_4\text{Mn}_2\text{Si}_{10} \times \text{X} \text{O}_{24}(\text{OH})_6 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  – представители нового кристаллохимического семейства MnFe-гидросиликатов, установлены автором в Ловозерском и Хибинском массивах [220, 224]. Характерны для проявлений ультраапатитов 1, 3, 5 и 7 типов. Образуют неправильной формы выделения до 1–3 см, имеющие тонкозернистое (0,01–0,1 мм) строение. Свежий шафрановскит имеет темно-зеленую, захаровит – светло-желтую окраску. Данные о составе и свойствах этих минералов представлены в табл. 8 и 15 (№№ 5, 7). Анализ 6 в табл. 15 относится к железистому аналогу шафрановскита M20, который имеет близкие к шафрановскиту оптические свойства ( $-2V = 0$ ,  $n_e = 1,567$ ,  $n_o = 1,590$ ) и параметры ячейки ( $a = 14,58$ ,  $c = 20,98 \text{ \AA}$ ), но в связи с преобладанием железа над марганцем должен рассматриваться как самостоятельный минеральный вид. Другим самостоятельным видом в данном семействе является минерал M21, имеющий индивидуальную рентгенограмму и состав, близкий к  $\text{NaN}_2\text{Fe}^{3+} \times \text{X} \text{Si}_3\text{O}_9 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . Он активно развивается по M20 при его атмосферном выветривании с образованием охристых масс светло-желтого цвета. Легкость превращения доказана экспериментально и зафиксирована как химическим анализом, так и с помощью мессбауэровских спектров [81, 199]. Установлено, что дистиллированной водой при комнатной температуре и  $100^\circ\text{C}$  из M20 выщелачивается до половины Na и K с параллельным переходом двухвалентного железа твердой фазы в трехвалентное.

Наряду с шафрановскитом и захаровитом автором встречены близкие к ним по облику скрытокристаллические гидросиликаты M22 (№№ 8, 9 в табл. 15), M23 (10), M24 (11), M25 (12), упрощенные формулы которых можно представить соответственно в следующем виде:



**M22** найден на горе Карнасурт (Ловозеро) в гидротермальной зоне пегматита. Образует в натролите неправильной формы обособления до 0,5 см, представленные сливным скрытокристаллическим агрегатом серовато-черного цвета, с матовым или смолистым блеском, раковистым изломом. Непрозрачен. Под микроскопом слабо просвечивает, агрегатно поляризуется. Дебаграмма содержит несколько широких линий: 11,8–4,40–2,71–2,64–2,50–1,54. В ИК-спектре – широкие полосы поглощения с максимумами 455, 660, 1010 и  $3400 \text{ см}^{-1}$  и узкая полоса  $1630 \text{ см}^{-1}$ .

**M23** встречен в подземных выработках на горе Кукисвумчорр (Хибины) в виде округлых включений диаметром до 1 см в сферолитовых корках паранатролита. Для минерала характерны коричневатая-черная окраска, скорлуповато-чешуйчатая отдельность, матовый или шелковистый блеск. В толстых сколах непрозрачен. В иммерсионных препаратах слабо просвечивает. Интенсивные линии: 6,79–3,49–2,655–2,396–2,030–1,672–1,559.

**M24** обнаружен в Хибинах (Рестиньон), в керне гидротермально-измененных пород. Представлен твердым смолистым веществом черного цвета, выполняющим интерстиции между кристаллами альбита, шортита, цикрона, нейборита и содержащим в качестве включений пластинки бонштедтита. Размер выделений до 5 мм. Непрозрачен как в толстых, так и в тонких сколах. На дебаграмме – небольшое число слабых линий: 4,18–2,98–2,70–2,53–1,608–1,554. По характеру ИК-спектра близок M22, но содержит более узкие хорошо разрешенные максимумы поглощения 445, 660, 980, 1020, 1630,  $3430 \text{ см}^{-1}$ . M25 встречен в пегматитах горы Юкспор (Хибины) в интерстициях крупных кристаллов дельхайелита и калиевого полевого шпата. Образует выделения неправильной формы до 1–3 см, сложенные однородным скрытокристаллическим веществом темно-коричневого цвета, слабо просвечивающим в тонких сколах. Под микроскопом волокнисто-чешуйчатый, слабо анизотропный. Показатели преломления около 1,55–1,56, в отдельных более высоко дупреломляющих участках – до 1,60. Оптически двуосный, положительный,  $2V \approx 40^\circ$ . В дупреломляющих участках сильно плеохроирует от желтого ( $N_p$ ) и оливково-зеленого ( $N_m$ ) до почти черного ( $N_g$ ). Интенсивные линии: 10,6–3,32–3,05–2,64–2,44–1,85. Основные максимумы поглощения в ИК-спектре – 475, 615, 675, 755, 1010, 1360, 1580, 3440 и  $3510 \text{ см}^{-1}$ . В ассоциации с M25, кроме дельхайелита и калиевого полевого шпата установлены эвдиалит, волокнистый эгирин, лампрофиллит, виллиомит, натрофосфат, а также натисит и его полиморфный аналог M52. ↓ **Манаксит** ↓

**M26**  $\text{KNaMnFeSi}_4\text{O}_{10}$  установлен автором в пегматитах горы Аллуайв (Ловозеро, тип 4), в тесной ассоциации с содалитом, M11, паракельдшином, грумантитом. Развивается в интерстициях зерен указанных минералов, образуя выделения неправильной или пластинчатой формы до 3–5 мм. Отмечено также его нахождение в сростаниях с ломоносомитом, соболевитом, терскитом, аллуайвитом. По составу (№ 13 в табл. 15) и свойствам весьма близок к фенакситу  $\text{KNaFeSi}_4\text{O}_{10}$ . Бесцветный, кремовый, розоватый. Просвечивает, в тонких сколах прозрачный. Блеск стеклянный до перламутрового на плоскостях спайности. Спайность весьма совершенная, слюдоподобная по (001), совершенная по (010). Излом ступенчатый, занозистый. При растирании переходит в спутанно-волоконистый агрегат.  $H = 5$ .  $D = 2,73 \text{ г/см}^3$ . Разлагается 10-ной HCl с образованием кремневого остова. Оптически двуосный, отрицательный,  $2V = 73^\circ$ ,  $n_p = 1,540$ ,  $n_m = 1,551$ ,  $n_g = 1,557$ . Дисперсия  $r > v$ . Триклинный,  $a = 6,993$ ,  $b = 8,219$ ,  $c = 10,007 \text{ \AA}$ .  $\alpha = 105,11^\circ$ ,  $\beta = 100,76^\circ$ ,  $\gamma = 114,79^\circ$ . Интенсивные линии: 6,89–3,45–3,26–3,05–2,880–2,715.

**M27**  $(\text{K}, \text{Na})_3(\text{Fe}, \text{Al})_3\text{Si}_8\text{O}_{22} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$  обнаружен автором в пегматоидах горы Кукисвумчорр (Хибины, тип 7) в тесных сростаниях с фенакситом, за счет которого он, очевидно, и развивается. Образует тонковолокнистые агрегаты розового цвета, местами желтоватый, зеленоватый или бурый. Блеск шелковистый.  $H = 2$ . Хрупкий, излом занозистый, землистый. Просвечивает, под микроскопом прозрачный. Показатели преломления варьируют от участка к участку:  $n_p = 1,520$ – $1,550$ ,  $n_m = 1,525$ – $1,555$ ,  $n_g = 1,550$ – $1,590$ ,  $+2V \approx 30^\circ$ . Плеохроирует от розового ( $N_p$ ,  $N_m$ ) до желтого ( $N_g$ ). Волокна вытянуты вдоль  $N_g$  и уплощены по  $N_p$ . Составу минерала (№ 14 в табл. 15) наряду с представленной выше соответствует также формула

Таблица 16. Химический состав сажинита (1), нордита (2, 3), мозандрита (4), лапландита (6), умбозерита (9, 10), фосинаита (11, 12), клинофосинаита (13, 14), стенструпина (15), M30 (5), M31 (7), M32 (8)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
Na <sub>2</sub> O	11,20	11,28	11,47	6,75	2,78	9,81	10,25
K <sub>2</sub> O	1,21	—	He обн.	0,22	5,93	1,88	0,62
SrO	—	9,02	12,28	0,42	—	—	He обн.
BaO	—	0,58	0,24	—	23,16	—	3,58
CaO	0,50	1,75	0,31	38,05	—	0,56	1,04
MgO	—	1,17	0,90	0,07	—	1,02	0,53
MnO	0,06	3,50	1,21	0,03	—	0,20	0,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,26	—	—	0,74	3,84	0,64	1,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,80	0,83	0,09	0,48	—	0,94	1,07
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,15	21,02	20,89	11,56	13,79	16,79	12,83
ThO <sub>2</sub>	1,30	—	—	0,34	—	1,32	1,06
SiO <sub>2</sub>	46,28	44,95	45,21	26,91	34,74	40,94	42,58
TiO <sub>2</sub>	1,06	—	Сл.	8,12	9,62	4,08	9,71
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,65	—	0,15	1,47	0,40	1,88	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,05	—	—	—	—	9,62	—
H <sub>2</sub> O	14,04	—	—	1,31	—	9,33	10,98
Сумма*	99,56	99,63	99,67	100,17	94,62	99,01	99,44
D	2,6	3,49	3,51	3,12	3,7	2,8	2,68

\*В сумму входят еще: FeO — 2,05 (2), 1,39 (3), 1,88 (10); ZnO — 3,48 (2), 5,49 (3), 1,80 (10); U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> — 0,21 (4), 0,4 (9); F — 5,54 (4), 0,62 (5), 0,67 (7), 0,26 (15); —O—F<sub>2</sub> — 2,33 (4), 0,26 (5), 0,28 (7), 0,11 (15); Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,28 (4); CO<sub>2</sub> — 2,84 (7), 4,85 (8), 2,59 (15); Li<sub>2</sub>O — 0,24 (12); ZrO<sub>2</sub> — 0,04 (3), 0,72 (15). В составе всех минералов Ce > 50% кроме № 3: La — 48,2, Ce — 45,0, Pr — 1,8, Nd — 5,0%.

типа (Na, K)<sub>2</sub>(Mn, Ca)(Fe, Al)<sub>4</sub>Si<sub>12</sub>O<sub>32</sub> · nH<sub>2</sub>O. Параметры ромбической ячейки вычислены по рентгенограмме порошка (аналитик В.А. Блинов): a = 20,340, b = 24,468, c = 17,480 Å. Дифрактограмма (интенсивные линии): 12,2—11,6—10,2—3,412—2,289—2,892.

M28 обнаружен нами в виде включений в когаркоите из пегматитов горы Аллуайв (Ловозеро, тип 4). Минерал образует упругие сплюснутые пластинки прямоугольной формы размером 0,05 × 1 мм. Цвет бледно-зеленый, блеск перламутровый. Прозрачный или просвечивает. Совершенная спайность по пластинчатости. D = 2,32 г/см<sup>3</sup>, +2V = 80°, n<sub>p</sub> = 1,495, n<sub>g</sub> = 1,500. Состав, свойства и рентгенограмма порошка индивидуальны. Интенсивные линии: 13,0—6,55—4,62—3,61—3,28—2,97. По данным химического анализа минерал содержит (в мас.%, аналитик А.В. Быкова): Na<sub>2</sub>O — 13,50, K<sub>2</sub>O — 1,00, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,33, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 12,40, SiO<sub>2</sub> — 54,00, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,71, H<sub>2</sub>O — 18,00, сумма 99,94, что соответствует примерной формуле Na<sub>2</sub>AlSi<sub>4</sub>O<sub>10</sub>(OH) · 4H<sub>2</sub>O.

Сажинит Na<sub>3</sub>CeSi<sub>6</sub>O<sub>15</sub> · 6H<sub>2</sub>O — новый минерал, известный только в Ловозерском массиве [57]. Первоначально встречен в натролитовой зоне жилы Юбилейной (Ловозеро, тип 1) в виде таблитчатых кристаллов до 5 × 5 × 3 мм (табл. VI, a), неправильной формы зерен и плотных мелко-

	8	9	10	11	12	13	14	15
	10,30	6,13	6,15	28,10	28,78	32,55	32,7	8,54
	Сл.	0,74	0,19	0,74	0,47	0,09	0,05	0,38
	—	27,7	29,74	—	—	3,08	1,91	—
	—	2,0	2,05	—	—	—	—	—
	1,43	0,2	0,59	12,20	5,39	15,65	16,45	2,97
	0,17	He обн.	0,43	—	—	—	—	Сл.
	Сл.	2,2	1,89	Сл.	1,90	0,60	0,54	7,03
	0,39	1,8	He обн.	He обн.	0,49	—	—	2,00
	0,47	He обн.	—	—	—	—	—	0,44
	11,60	0,3	0,37	13,44	13,80	0,18	0,44	24,10
	5,47	17,6	18,13	—	—	—	—	5,70
	38,20	37,1	36,35	18,30	23,78	20,1	20,1	27,66
	11,06	0,3	Сл.	—	—	—	—	1,08
	0,20	He обн.	—	—	—	—	—	0,22
	—	То же	—	21,30	20,50	25,35	25,5	5,38
	15,96	0,43	0,48	6,07	4,41	—	—	10,86
	100,10	96,90	100,05	100,15	99,76	97,60	97,69	99,82
	2,44	3,60	—	2,62	3,00	2,88	2,85	3,47

Примечание. Аналитики М.Е. Казакова (1, 6, 8, 10), А.В. Быкова (2, 11, 12), О.М. Георгиевская (3), Г.Е. Черепивская (4, 7), И.М. Куликова (5), Л.С. Дубакина (9), Дж.Г. Ронсбо (13, 14), Е.А. Кульчицкая (15). Данные настоящей работы, кроме 1 [57], 2 [250], 6 [56], 9 [55], 10 [247], 11 [71], 12 [89], 13, 14 [242], 15 [18]. Места взятия образцов: 1, 2, 6—10, 12, 15 — Ловозеро, Карнасурт, 3, 4 — Хибины, Кукисвумчорр, 5, 14 — Юксפור, 11, 13 — Коашва.

зернистых агрегатов, слагающих каемки вместе с витуситом и лапландитом вокруг измененного стенструпина. Позднее минерал в виде сростков пластинчатых кристаллов был обнаружен автором в пегматитах горы Аллуайв (тип 4а), где он приурочен к скоплениям уссингита и макатита. Цвет минерала белый, светло-серый, кремовый; в шлифах бесцветный. Просвечивает, отдельные участки зерен прозрачны. Блеск стеклянный, матовый до шелковистого на плоскостях спайности (100), (010) и (001). H = 153—258 кгс/мм<sup>2</sup> (≈ 2—3 по шкале Мооса). Данные о других свойствах и составе минерала приведены в табл. 8, 16. Структурная формула сажинита может быть представлена в виде Na<sub>2</sub>Ce[Si<sub>6</sub>O<sub>14</sub>(OH)] · nH<sub>2</sub>O [276].

M29 Ce<sub>2</sub>Si<sub>6</sub>O<sub>15</sub> выявлен при исследовании характера неоднородности зерен витусита из жилы Юбилейной (Ловозеро, тип 1), в которых он образует единичные включения неправильной формы диаметром до 50 мкм. Согласно результатам микронзондового анализа [315], минерал содержит (в мас.%, аналитик В.К. Гаранин): Na<sub>2</sub>O — 1,02, CaO — 1,65, MgO — 0,02, La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 12,2, Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 20,9, Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,81, Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 7,16, Sm<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,35, SiO<sub>2</sub> — 55,5, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,15, сумма 99,74.

Нордит Na<sub>3</sub>CeSrZnSi<sub>6</sub>O<sub>17</sub> — весьма характерный для ультраапаитов Ловозерского массива [17, 18, 250], встречен автором на горе Кукис-

вумчорр (Хибины, тип 7), в пегматоидных калишатовых прожилках с натролитом, серандитом, беловитом, мурманитом, клейофаном и др. Представлен бесцветными или коричневыми таблитчатыми кристаллами до 1 см, розетковидными сростками до 3 см. Псевдоодносный, отрицательный,  $n_p = 1,623$ ,  $n_m = n_g = 1,642$ . При близости составов минерала из двух массивов (табл. 16) хибинский нордит (№ 3) существенно отличается от ловозерского (№ 2) более высоким содержанием стронция, более низким — кальция и марганца.

*Мозандрит*  $\text{Na}_2\text{Ca}_4\text{CeTiSi}_4\text{O}_{15}\text{F}_3$  — характерный минерал ультраагпаитов Ловозера и Хибин, более широко распространенный во втором массиве. В содоносных породах горы Кукисвумчорр (тип 8) его своеобразная разновидность представлена очень тонкими ( $0,0n - 0,1$  мм) иглами длиной до 1–2 см, пронизывающими выделения натрона и виллиомита или образующими рыхлые войлоковидные массы белого цвета в пустотах выщелачивания. Минерал бесцветный, прозрачный, со стеклянным блеском. Оптически двусный, положительный, с небольшим углом  $2V$ . Показатели преломления варьируют в пределах 1,670–1,680,  $n_g - n_p = 0,003 - 0,005$ . Погасание иголок прямое, удлинение отрицательное. Состав типичного образца (табл. 16) близок к  $\text{Na}_2\text{Ca}_6\text{TRTiSi}_4\text{O}_{17}(\text{F}, \text{OH})_3$ , отвечает высококальциевой разновидности мозандрита, приближающейся к гетцениту. Монокристалльным методом (автодифрактомер) для него определены следующие параметры моноклинной (псевдоромбической) ячейки:  $a = 36,941$ ,  $b = 7,400$ ,  $c = 11,366$  Å,  $\gamma = 90^\circ$ .

*M30* встречен автором в пегматитах горы Юкспор (Хибины), в пустотах с пектолитом, натролитом и полувывщелоченным виллиомитом. Представлен сростками мелких (1–3 мм) шестиугольных пластинок. Цвет желтый, желтовато-оранжевый, блеск сильный, стеклянный, излом раковистый. Оптически односный или слабо двусный, положительный,  $n_o = 1,709$ ,  $n_e = 1,714$ . Сильно плеохроирует в желтовато-оранжевых тонах по схеме  $Ne > No$ . Результаты микрозондового анализа (№ 5 в табл. 16,  $\text{H}_2\text{O}$  по разности  $\sim 5,4\%$ ) соответствуют примерной формуле  $\text{K}_2\text{NaBa}_2\text{Ce}(\text{Ti}, \text{Fe})_2 \times \text{Si}_8\text{O}_{24}(\text{OH})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ . Минерал дает дебаеграмму илимаусита  $\text{KNa}_3\text{Ba}_2 \times \text{CeFeNb}_2\text{Si}_8\text{O}_{28} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ , но отличается от последнего резким преобладанием Ti над Nb и K над Na, что позволяет рассматривать его как самостоятельный минеральный вид.

*Лапландит*  $\text{Na}_4\text{CeTiSi}_7\text{PO}_{22} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$  — новый минерал [56]. Встречен в натролите центральной зоны жилы Юбилейной (Ловозеро, тип 1), где образует радиально-волокнистые выделения до 1 см и веерообразные чешуйчатые агрегаты (табл. VI, б). Находится в тесных сростаниях с сажинитом и беловитом. Бесцветный, в агрегатах светло-серый. Блеск стеклянный до жирного. Характерна совершенная спайность по (001). Состав и свойства минерала охарактеризованы в табл. 8 и 16.

*M31*  $\text{Na}_3\text{CeTiSi}_6\text{O}_{17} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$  установлен автором в той же ассоциации, что и лапландит. Внешне он почти не отличим от лапландита, с которым часто находится в тесных сростаниях. Образует в натролите радиально-лучистые сферолиты диаметром до 0,5–1 см. Бесцветный, в агрегатах серый или кремевый. Матово-прозрачный, с шелковистым блеском, совершенной слюдоподобной спайностью. Сферолиты сложены тончайшими индивидами, имеющими прямое погасание и удлинение вдоль Ng. Оптически

двусный,  $-2V \approx 30^\circ$ ,  $n_p = 1,545$ ,  $n_m = 1,568$ ,  $n_g = 1,570$ . Данные о составе приведены в табл. 16 (№ 7). Параметры ромбической ячейки вычислены по рентгенограмме порошка (В.А. Блинов):  $a = 24,3$ ,  $b = 7,13$ ,  $c = 10,74$  Å. Интенсивные линии: 12,2–6,08–4,04–3,09–3,04–2,69.

Близкий к M31 состав имеют ассоциирующие с ним стекла M32 с общей формулой  $(\text{Na}, \text{Ce}, \text{Th}, \text{Ti}, \text{Si}, \text{C})_x\text{O}_y \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , представляющие собой весьма сложные по набору компонентов системы (№ 8 в табл. 16). Для них характерны бледная зеленовато-желтая или кремгово-розовая окраска, стеклянный или шелковистый блеск, раковистый излом.  $H$  не выше 2, сильно варьирующие показатели преломления, отсутствие рефлексов на рентгенограммах. Не исключено, что подобные стекла являются реликтами минералообразующих сред.

*Умбозерит*  $\text{Na}_3\text{Sr}_4\text{ThFeSi}_8\text{O}_{24}(\text{OH})$ , первоначально описанный на горе Карнасурт Ловозерского массива как минералогическая редкость [55], оказался относительно широко распространенным акцессорным минералом ультраагпаитов этого массива [247]. Многочисленные повторные его находки были сделаны автором в уссингитовых и натролитовых жилах того же района и на горе Кедыкверпахк. Это позволило выявить более полную картину условий нахождения минерала, дополнить данные о его составе, полученные с помощью микрозонда и частных химических определений (№ 9 в табл. 16), полным химическим анализом (№ 10). Приводимая нами формула умбозерита отличается от предложенной в [55]  $\text{Na}_3\text{Sr}_4\text{ThSi}_8\text{O}_{23}(\text{OH})$  тем, что содержит дополнительную изоморфную группу, возглавляемую железом. Чаще всего минерал встречается в осевой зоне уссингит-натролитовых прожилков или вблизи их зальбандов в виде сложных агрегатов, состоящих из кашевидных обособлений диаметром 1–5 мм и расходящихся от них во всех направлениях игольчатых кристаллов. Для минерала характерны светлая до темной бутылочно-зеленая окраска, сильный стеклянный блеск, раковистый излом. Оптически изотропный,  $n = 1,640$ . Рентгеноаморфный. Умбозерит из естественных обнажений и поверхностных выработок имеет  $n \approx 1,60$ , и, вероятно, значительно отличается по составу от свежих разновидностей.

*M33*  $\text{Na}_4\text{Th}_3\text{Si}_8\text{O}_{24}$  — рентгеноаморфный минерал, весьма близкий по облику к умбозериту, встречен автором в Ловозерском массиве (Сенгисчорр) в натролит-уссингитовых пегматоидных породах с виллиомитом, фосинаитом, нордитом, цирсиалитом, вуоннемитом, ломоносвитом, серандитом, нептунитом, джерфишеритом и др. Образует округлые зерна желтого цвета диаметром до 1 мм. Прозрачный, с сильным стеклянным блеском, раковистым изломом.  $H = 5-6$ ,  $D = 3,39$  г/см<sup>3</sup>. Оптически изотропный, иногда слабо анизотропный с намекающейся одноосностью:  $-2V = 0$ ,  $n = 1,593$ . По данным микрозондового анализа (Л.И. Полежаева), M33 содержит (в мас.%):  $\text{Na}_2\text{O} - 9,0$ ,  $\text{ThO}_2 - 56,0$ ,  $\text{SiO}_2 - 35,4$ , сумма 100,4.

Ромбический *фосинаит*  $\text{Na}_3(\text{Ca}, \text{Ce})\text{SiPO}_7$  [71, 89] и его моноклинный чисто кальциевый аналог *клинофосинаит*  $\text{Na}_3\text{CaSiPO}_7$  [88, 242] — представители нового кристаллохимического семейства силикатофосфатов Na, Ca, и PЗЭ (см. табл. 8, 16). Первый установлен во многих телах ультраагпаитов Ловозера и Хибин (типы 2, 3, 5) в ассоциациях с уссингитом, гакманитом, анальцитом, натролитом, натросилитом и др. Образует лу-

чистые сростки шестоватых кристаллов длиной до 10–15 мм и выделения неправильной формы до 2–3 см. Второй встречен в двух точках Хибинского массива (типы 5, 7) в виде мелких (1–2 мм) зерен неправильной формы, включенных в цирсианит. Оба минерала прозрачны, со стеклянным блеском, полураковистым изломом; окраска варьирует от бледно-сиреневой до коричнево-розовой. Формула фосинаита, уточненная рентгеноструктурным анализом [89] —  $\text{Na}_{11}(\text{Na}, \text{Ca})_2\text{Ca}_2\text{Ce}_{0,67}[\text{Si}_4\text{O}_{12}] \times \text{X} [\text{PO}_4]_4$  — подчеркивает упорядоченное распределение Ca и PЗЭ и наличие в структуре анионного радикала смешанного типа из четверных колец  $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]$  и P-ортотетраэдров. Специфической особенностью строения фосинаита и клинофосинаита является участие Na-полиэдров не только в катионной, но и в анионной частях структуры, что, по мнению Н.В. Белова [3], естественно для минералов сверхщелочных пегматитов. Независимая структурная роль кремния и фосфора сближает рассматриваемые минералы с минералами семейства ломоносовита, в структуре которых, однако, функции Si- и P-тетраэдров существенно различны: если первые участвуют в строении жестких титаносиликатных пакетов, то вторые располагаются в межпакетном слое в виде молекул  $\text{Na}_3\text{PO}_4$ , слабо связанных с TiSi-основой структуры [134]. Этим определяется известная способность ломоносовита и его аналогов терять фосфат натрия при обработке водой, что резко выделяет данное семейство среди остальных фосфорсодержащих минералов, включая фосинаит и клинофосинаит.

**Стенструпин**  $\text{Na}_3\text{MnCeSi}_2\text{PO}_9(\text{OH})_3$  — типоморфный минерал ультраалпаитовых пород Ловозерского и Илимаусакского массивов. В Ловозерском массиве он постоянно отмечается в цеолитных ядрах пегматитов, а также в гидротермальных прожилках, сложенных уссингитом, натролитом, анальцимом, М10 и др. В выветрелых породах минерал обычно представлен сильно декатионированными и окисленными разновидностями. Сравнительно свежий стенструпин жилы Юбилейной (Ловозеро, тип 1) образует изометричные выделения до 4 см преимущественно в центральной натролитовой зоне. Буровато-черный, с раковистым изломом и смолистым блеском. Рентгеноаморфный, оптически почти изотропен,  $n = 1,624$ . Химический состав (№ 15 в табл. 16) отвечает примерной формуле  $\text{Na}_3\text{MnCe}_2\text{Si}_5\text{PO}_{18} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ .

Список щелочных цирконосиликатов в общем минералогическом кадастре (см. табл. 7) возглавляют минералы кристаллохимического семейства келдышита:

Паракелдышит $\text{Na}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$	M34 $\text{NaHZrSi}_2\text{O}_7 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Келдышит $\text{Na}_3\text{HZr}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_2$	Хибинскит $\text{K}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$

К данному семейству относят также их искусственные Rb- и Cs-аналоги, некоторые Hf-, Sc- и TR-соединения с типовой формулой  $\text{A}_2\text{BSi}_2\text{O}_7$  [27, 150, 203, 210 и др.]. Значительное число работ, посвященных этим минералам, обусловлено не только большими трудностями их изучения и индивидуализации, но и существенным вкладом полученных результатов в разработку ряда общенаучных концепций, таких, как принцип наследования в минералогенезисе и кристаллохимия соединений со смешанными анионными радикалами.

В 1966 г. в пегматоидных породах Хибин и Ловозера (типы 4, 7) автс-

ром были обнаружены три однотипных по формуле силиката циркония состава  $\text{K}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$  (хибинскит),  $\text{Na}_3\text{HZr}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_2$  (фаза I) и  $\text{Na}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$  (фаза II), существенно различающихся по рентгенограмме порошка, физическим и оптическим свойствам [181, 203, 216, 223]. Только первый из них первоначально был признан новым минеральным видом, тогда как выделение двух других вызвало значительные трудности. Главная из них заключалась в отсутствии надежных данных о минерале состава  $(\text{Na}, \text{H})_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$ , описанном В.И. Герасимовским в 1962 г. [31] под названием келдышит. Детальное исследование автора, включавшее повторное изучение оригинальных образцов келдышита из коллекции Минералогического музея АН СССР, позволило установить, что келдышит—1962 не является самостоятельным гомогенным минералом, а представляет собой сростки двух разных силикатов циркония, один из которых (преобладающий в образцах келдышита—1962) идентичен фазе I, а второй — фазе II. В 1976 г. комиссиями по новым минералам Всесоюзного минералогического общества и Международной минералогической ассоциации было рассмотрено и утверждено следующее предложение: термин келдышит сохранить и в новом значении закрепить за фазой I, а для обозначения фазы II ввести название паракелдышит. Основные особенности минералов, входящих в рассматриваемое кристаллохимическое семейство, сопоставлены в табл. 8.

**Паракелдышит** [26, 184, 216 и др.] встречен автором в значительных количествах в пегматитовых образованиях на горе Аллуайв Ловозерского массива (тип 4) и на горе Тахтарвумчорр в Хибинах<sup>1</sup>. В первом районе наибольшие его концентрации отмечены в жильных и шпировидных пегматитах или непосредственно в пегматоидных нефелин-содалитовых сиенитах. Минерал образует скопления мелких (1–5 мм) зерен неправильной формы, ксеноморфных по отношению к породообразующим (калиевый полевой шпат, нефелин, содалит, эгирин) и аксессуарным (эвдиалит, лоренценит, ломоносовит и др.) минералам. Редкие зерна достигают размера 1–3 см. Характерны совместные выделения паракелдышита и эвдиалита без признаков реакционных взаимоотношений между ними. На горе Тахтарвумчорр паракелдышит обнаружен в развалах хибинит-пегматитов в овоидах диаметром до 1 см, внешняя зона которых сложена эвдиалитом, промежуточная — паракелдышитом и центральная — цирконом.

В свежем сколе минерал бесцветный, прозрачный, с сильным стеклянным блеском, но часто мутноватый и внешне с трудом отличим от полевого шпата. Характерна совершенная спайность по нескольким плоскостям. Под микроскопом во всех зернах минерала установлено наличие пересекающихся полисинтетических двойников (табл. VI, а), особенность которых состоит в резко преобладающем (свыше 90% по объему) развитии одной системы индивидов (A) над двумя другими (B и C). Наряду с двойниками отмечены закономерные (эндотаксические) прорастания паракелдышита келдышитом (табл. VI, з).

Данные о химическом составе паракелдышита и его аналогов представлены в табл. 17. Согласно [26], основу структуры паракелдышита состав-

<sup>1</sup>И.В. Буссен [12, 15] и Р.П. Тихоненковой (устное сообщение) аналогичный цирконосиликат отмечался в шлифах многих типов пород этих массивов, причем в некоторых из них (отдельные прослои ювитов дифференцированного комплекса Ловозера) как характерный минерал.

Таблица 17. Химический состав паракелдышита (1), келдышита (2), М34 (3), хибинскита (4)

Компоненты	1	2	3	4
Na <sub>2</sub> O	17,97	14,05	9,27	—
K <sub>2</sub> O	1,13	0,28	0,20	27,0
CaO	3,50	1,40	0,75	Сл.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,29	0,09	1,01	—
SiO <sub>2</sub>	38,80	39,80	38,18	33,8
ZrO <sub>2</sub>	38,1	40,46	41,70	37,8
TiO <sub>2</sub>	Сл.	0,60	Не обн.	0,6
H <sub>2</sub> O	Не обн.	2,56	7,38	—
Сумма*	100,39	99,24	99,85	99,2
D	3,33	3,22	3,13	3,4

\*В сумму входят еще: HfO<sub>2</sub> — 0,6 (1); п.п. — 1,36 (3).

Примечание. Аналитики М.Е. Казакова (1–3), С.И. Лебедева, В.П. Быков, К.В. Юркина (4). Данные [184, 216, 218] и настоящей работы. Места взятия образцов: Хибиньы: 1, 3 — Тахтарвумчорр, 4 — ущелье Гакмана, 2 — Ловозеро, Тавайок.

ляет каркас смешанного типа из дискретных Zr-октаэдров и диортогрупп Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>. Оба типа полиэдров располагаются слоями, параллельными (001), причем чисто октаэдрические слои чередуются со слоями из диортогрупп в направлении оси *c*. Щелочные катионы приурочены к крупным полостям и каналам, пронизывающим SiZr-каркас. В работе [150] показано, что при более крупном "наполнителе" (К) симметрия SiZr-каркаса приближается к идеальной с пространственной группой  $R\bar{3}m$ ; при замене К на Na каркас сильно деформируется, однако основные особенности структуры при этом сохраняются, что подтверждается наличием у К- и Na-аналогов, включая келдышит, ярко выраженной ромбоэдрической псевдосимметрии. Особенно наглядно элементы высокой псевдосимметрии проявляются в наличии у каждого минерала трех систем совершенной спайности по псевдоромбоэдру с углом между плоскостями около 100° (рис. 8 и 14).

Келдышит распространен в тех же породах, что и паракелдышит, причем по форме и размерам зерен оба минерала идентичны друг другу. В их совместных выделениях обычно четко выражена вторичная природа келдышита, развивающегося по паракелдышиту в виде гомоосевых псевдоморфоз. Минерал имеет снежно-белую окраску. Непрозрачен, в тонких сколах просвечивает, в шлифах и иммерсионных препаратах бесцветный, прозрачный. Блеск матовый, шелковистый. Спайность совершенная по тем же плоскостям, что и у паракелдышита. Характерно сложное полисинтетическое двойникование, сходное по рисунку с двойникованием паракелдышита. Однако в зернах келдышита двойниковые прослойки более тонкие, а их число на порядок выше, чем у паракелдышита. Под микроскопом отличается от паракелдышита также противоположным оптическим знаком, более низкими показателями преломления. По данным рентгеноструктурного анализа [178], в основе строения келдышита лежит структурный

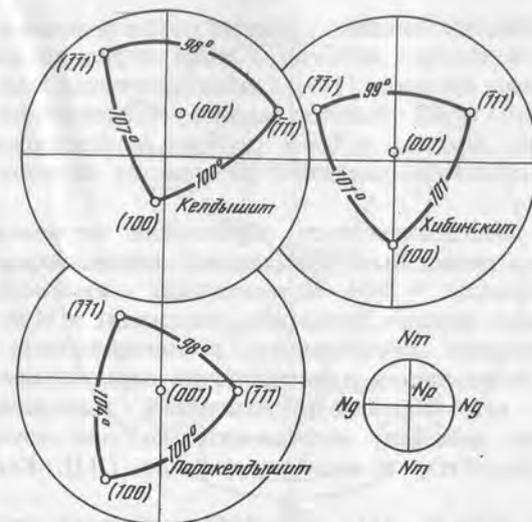


Рис. 14. Кристаллооптические диаграммы паракелдышита, келдышита и хибинскита. Выделены сферические треугольники, связывающие полюса плоскостей совершенной спайности по псевдоромбоэдру

принцип паракелдышита. Своеобразие строения этого минерала заключается в том, что часть крупных пустот, пронизывающих SiZr-каркас, является вакантной в отношении атомов натрия (см. рис. 9).

М34 установлен автором в Хибинском и Ловозерском массивах, а также в образцах из нефелин-сиенитовых пегматитов Южной Норвегии [314]. Как и келдышит, он образует гомоосевые псевдоморфозы по паракелдышиту, но представляет собой продукт более глубокой гидратации и декатионирования высокощелочной протофазы. Внешне минерал совершенно неотличим от келдышита. Под микроскопом при общем сходстве с келдышитом отличается от последнего отрицательным оптическим знаком и показателями преломления:  $n_p = 1,670$ ,  $n_m = 1,704$ ,  $n_g = 1,719$ ,  $2V = 70^\circ$ . Имеет вполне индивидуальную рентгенограмму; интенсивные линии: 6,50–3,99–3,94–3,40–3,04–2,97. На дифрактограммах микроскопически однородных выделений вторичных цирконосиликатов, как правило, одновременно присутствуют линии двух гидратированных фаз. При этом в образцах Ловозерского массива существенно преобладает келдышит, а в образцах Хибинского — М34, что, вероятно, обусловлено более высокой щелочностью растворов, в присутствии которых изменялся ловозерский паракелдышит. Экспериментально установлено, что зерна келдышита после обработки слабой (3%-ной) HCl переходят в М34. В опытах [222] по кислотной обработке наиболее резкое изменение состава твердой фазы наблюдалось за первые 30 мин контактирования минерала с жидкостью, когда количество перешедшего в раствор натрия значительно превышало соответствующие количества циркония и кремния в соединении Na<sub>2</sub>ZrSi<sub>2</sub>O<sub>7</sub>. Вероятной причиной избирательного перехода компо-

нентов в солянокислую вытяжку является особое положение в структуре келдышита одного (из трех на ячейку) атома натрия, который не фиксируется структурным анализом [178]. Слабая химическая связь части щелочных атомов со структурой объясняет низкую устойчивость келдышита, его способность легко замещаться более глубоко деканионированным М34, благодаря чему собственно келдышит по существу является минералогической редкостью.

Естественная последовательность образования натриевых минералов данного семейства может быть представлена эволюционным рядом паракелдышит → келдышит → М34. Паракелдышит — высокотемпературный первичный минерал пород и пегматитов, келдышит и М34 — продукты стадийного изменения паракелдышита в эпитермальных и гипергенных условиях. Возможность кристаллизации паракелдышита совместно с эвдиалитом как первично-магматических минералов высокоапатитовых пород доказана экспериментально при изучении систем  $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{ZrO}_2$  и эвдиалит-нефелин (Л.Н. Когарко и др., 1981 г.).

**Хибинскит**  $\text{K}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$  [115, 218, 264] установлен автором в керне скважины, пройденной в ущелье Гакмана (Хибины, тип 7). Минерал встречен в измененном амфиболовом ийолите в овоидах диаметром до 1 см (табл. VII, а, б), внешняя зона которых сложена радиально-лучистым эвдиалитом, промежуточная — агрегатом зерен хибинскита и центральная — скоплениями зерен циркона. Хибинскит образует мелкозернистые (0,01 мм) плотные и порошковатые агрегаты. Отдельные зерна неправильной формы достигают 3 мм в поперечнике. Агрегаты имеют белую или кремовую окраску, монокристалльные зерна бесцветные, прозрачные, со стекляннным блеском, ступенчатым изломом. Согласно [115, 264], кристаллическая структура хибинскита в основных чертах подобна структуре паракелдышита. В первом приближении хибинскит обладает ромбоэдрической симметрией — класс  $\bar{3}m$ ,  $a = 14,10 \text{ \AA}$ ,  $\alpha = 46,5^\circ$ . Однако реальная симметрия минерала моноклиная, пр. гр.  $C2/m$ ,  $a = 19,22$ ,  $b = 11,10$ ,  $c = 14,10 \text{ \AA}$ ,  $\beta = 116,5^\circ$ , причем по всем трем осям этой ячейки четко выражены псевдопериоды  $a/2$ ,  $b/2$  и  $c/2$ .

Кристаллооптическим исследованием хибинскита на универсальном столике Федорова в нем выявлены шесть направлений спайности (по двум призмам и двум пинакоидам), имеющих с осью  $Np$  углы  $7^\circ(g)$ ,  $58^\circ(h)$ ,  $64^\circ(m, m')$  и  $85^\circ(t, t')$  (рис. 15, табл. 18). Установлено, что плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости (010) и практически совпадает с сеткой решетки (502). Ось  $Ng$  индикатрисы совпадает с кристаллографической осью  $b$ , а оси  $Nm$  и  $Np$  лежат в плоскости (010) и образуют с осью  $c$  углы  $56$  и  $34^\circ$  соответственно.

**Гейдоннеит**  $\text{Na}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot \text{H}_2\text{O}$  — ромбический аналог гексагонального цирконосиликата катапштейта, впервые описан в щелочном комплексе Сентилера, Канада (по: G.Y. Chao et al., 1974 г.), где он обнаружен в миа-ролах нефелиновых сиенитов совместно с анальцитом, натролитом, илеритом, эгирином, кальцитом и сидеритом, а также в измененном пегматите с катапштейтом, эльпидитом, илеритом, альбитом, микролином, хлопритом, эгирином, эпидимитом, гетитом. Однако аналогичный цирконосиликат, названный С.Г. Гордоном (1924 г.)  $\alpha$ -катапштейтом, был установ-

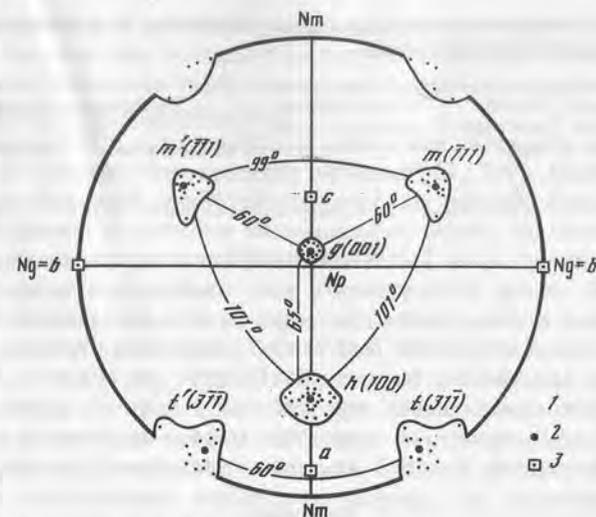


Рис. 15. Кристаллооптическая диаграмма хибинскита

1, 2 — полюса плоскостей спайности (экспериментальные точки и усредненные положения); 3 — кристаллографические оси

лен на полвека раньше в Нарсарсуке, Гренландия, что доказано недавно [305] в результате повторного изучения  $\alpha$ -катапштейта, оказавшегося идентичным гейдоннеиту.

В СССР гейдоннеит впервые идентифицирован автором в 1978 г. одновременно в Хибинском (Расвумчорр, Эвслогчорр) и Ловозерском (Карнасурт, Аллуйв) массивах [206]. Принадлежность указанных находок к гейдоннеиту установлена по оптическим свойствам и подтверждена визуальным сравнением с дебаграммой эталона из Сентилера. Наличие эталонной дебаграммы позволило установить, что еще два загадочных, оставшихся неидентифицированными минерала из Ловозера, описанных Е.И. Семеновым [142] (до открытия гейдоннеита в Сентилере) под названиями "бурый Zr-силикат" и "сиреневый Zr-силикат", также дают рентгенограмму гейдоннеита, но с резко ослабленными диффузными отражениями. Исходя из особенностей химического состава, эти минералы (М35 и М36 в табл. 7) выделены в работе [206] соответственно как NMn- и NFe-аналоги гейдоннеита.

Минерал, максимально соответствующий по внешнему облику эталону из Сентилера, встречен нами на горе Аллуйв в пегматитах, содержащих разнообразный комплекс щелочных силикатов циркония, в том числе более ранние — эвдиалит, паракелдышит и более поздние — катапштейт, илерит и гейдоннеит. Последний образует хорошо ограниченные водно-прозрачные бесцветные кристаллы призматической формы размером 0,1X0,3 мм, имеющие прямое погасание и положительное удлинение. Оптически двuosный, отрицательный, с умеренным углом оптических осей,  $n_p = 1,570$ ,  $n_m = 1,591$ ,  $n_g = 1,596$ . Кристаллы и сростки кристаллов гейдоннеита приурочены к пустотам между крупными идиоморфными выделениями микроклина.

Таблица 18. Взаимоотношения кристаллографических и оптических элементов в минералах семейства келдышита

№ п/п	Плоскости спайности и сростаний	Число наблюдений	Углы наклона полюса к осям			Полярные координаты**			
			Np	Nm	Ng	измеренные		вычисленные	
						φ	ρ	φ	ρ
Паракелдышит									
1	<i>g</i> (001)	7	7°	83°	89°	79°	21°	79° 36'	25° 42'
2	<i>h</i> (100)	10	76	31	63	88	90	88 27	90 00
3	<i>m</i> ( $\bar{1}11$ )	5	59	84	32	346	54	346 14	53 11
4	<i>n</i> ( $\bar{1}\bar{1}1$ )	6	54	47	64	198	49	195 17	50 21
5	<i>q</i> (132)	4	66	68	34	2	65	2 18	62 41
6	<i>f</i> (112)	6	38	54	79	53	48	50 36	48 21
7	<i>d</i> ( $\bar{3}02$ )	4	52	48	66	276	38	274 23	35 36
Келдышит									
8	<i>g</i> (001)	6	35	58	79	85	26	84 40	26 06
9	<i>h</i> (100)	3	35	56	84	89	90	88 45	90 00
10	<i>m</i> ( $\bar{1}11$ )	4	82	68	24	345	53	345 15	54 00
11	<i>n</i> ( $\bar{1}\bar{1}1$ )	3	80	33	59	198	50	195 29	52 57
Хибинскит									
12	<i>g</i> (001)	28	7	83	90	90	25	90 00	26 30
13	<i>h</i> (100)	22	58	32	90	90	90	90 00	90 00
14	<i>m</i> ( $\bar{1}11$ )	21	64	61	40	347	52	345 49	52 40
15	<i>r</i> (31 $\bar{1}$ )	13	85	30	60	57	68	57 04	66 50

\*1, 8 — плоскость сростания двойников *A* и *B*; 2—4, 9, 11—14 — спайность совершенная; 5, 10 — плоскость сростания двойников *A* и *C*; 6, 7 — плоскости сростания паракелдышита с келдышитом; 15 — спайность средняя.

\*\*Полярные координаты приведены для стандартных установок триклинного (паракелдышит, келдышит) и моноклинового (хибинскит) кристаллов.

В Хибинском массиве наиболее значительные скопления описываемого минерала обнаружены нами в пегматитах с чкаловитом (тип 6), где гейдоннеит в виде тонкозернистого агрегата сиреневого цвета слагает широкие каймы вокруг крупных зерен эвдиалита или замещает их нацело. Размер выделений минерала до 3—5 см в диаметре. Отдельные участки таких псевдоморфоз насыщены мелкозернистым кремовым вадеитом. На горе Эвслогчорр гейдоннеит, слагающий агрегаты бесцветных пластинчатых кристаллов, встречен в полевошпатовых пегматитах, где он совместно с вадеитом и параумбитом развивается в виде псевдоморфоз по эвдиалиту.

Илерит  $\text{Na}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ , как и гейдоннеит, первоначально описан в шелочном комплексе Сентилер (по: G.Y. Chao et al., 1974 г.), где он образует мелкие (0,1—1 мм) изометричные светло-коричневые кристаллы и агрегаты кристаллов в миароловых пустотах, а также непрозрачные фар-

форовидные выделения розового цвета в измененных нефелин-сиенитовых пегматитах. Позднее этот минерал был отмечен в нефелин-сиенитовых пегматитах Южной Норвегии [314] совместно с паракелдышитом, катаплетом, эвдиалитом, астрофилилитом и др.

На территории СССР илерит впервые обнаружен автором в 1977 г. в пегматитах горы Аллуайв Ловозерского массива [61, 209]. Диагностирован по кристаллооптическим и рентгенографическим данным. Вместе с нейборитом он приурочен к пустотам пегматоидных пород, где слагает отдельные ромбоэдрические кристаллы размером 0,5—1 мм и друзовые корочки таких кристаллов желтоватого или коричневатого цвета. Прозрачный, с сильным стеклянным блеском, ступенчатым изломом. В тонких сколах и под микроскопом практически бесцветный. Оптически одноосный, отрицательный,  $n_e = 1,595$ ,  $n_o = 1,609$ . Характерна совершенная спайность по призме, благодаря которой кристаллы при надавливании раскалываются на пластинки, имеющие прямое погасание и отрицательное удлинение. В том же районе Ловозерского массива буровой скважиной вскрыты кавернозные существенно альбитовые породы, к пустотам которых приурочены скопления кристаллов илерита, эльпидита, сидерита, округлые выделения рентгеноаморфного чинглузитоподобного минерала. Кристаллы илерита имеют розовую окраску. По форме, размеру и оптическим свойствам ( $n_e = 1,594$ ,  $n_o = 1,605$ ) они аналогичны минералу из первой ассоциации.

Терскит  $\text{Na}_4\text{ZrSi}_6\text{O}_{16} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  установлен автором в пегматитах Ловозерского массива (типы 1, 2, 4) [246]. Присутствие в Ловозерском, а также Илимаусакском массивах "белого Zr-силиката", напоминающего терскит по составу и свойствам, впервые отмечено Е.И. Семеновым [141, 142]. Позднее в работе [19] была описана новая ловозерская находка подобного минерала, без достаточных оснований отождествленная с ловозеритом. В перечисленных случаях исследователям был доступен лишь скрытокристаллический материал, исключавший возможность его всестороннего изучения. Объектами наших исследований послужили сравнительно хорошо окристаллизованные зерна терскита из пегматоидных пород горы Аллуайв и тонкозернистая фарфоровидная разновидность терскита, развивающаяся по эвдиалиту в пегматитовой жиле Юбилейной на горе Карнасурт.

В первом районе терскит представлен зернами до 3—5 мм, имеющими изометричную или пластинчатую форму, сиреневую окраску, стеклянный блеск, раковистый излом. Все исследованные под микроскопом зерна оказались сложенными плотным тонкозернистым (0,01 мм) агрегатом мозаично погасающих индивидов, среди которых с большим трудом после просмотра десятков иммерсионных препаратов удалось отобрать несколько однородных частиц размером около 0,1 мм, пригодных для определения параметров элементарной ячейки (см. табл. 8). Результаты микрондогового анализа минерала (№ 1 в табл. 19) близко соответствуют формуле  $\text{Na}_4\text{ZrSi}_6\text{O}_{16} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ .

Во втором районе скрытокристаллические аналоги терскита (№№ 2—4 в табл. 19) в большинстве случаев имеют белую, розовую или сиреневую окраску. Наряду с терскитом как преобладающей фазой они содержат тонкодисперсные примеси других, не поддающихся диагностике фаз.

Таблица 19. Химический состав терскита (1–3), М37 (4, 5), петарасита (6), умбита (7), параумбита (8), костылевита (9)

Компоненты	1	2	3	4
Na <sub>2</sub> O	19,0	17,10	16,44	4,36
K <sub>2</sub> O	–	0,44	0,58	–
CaO	–	3,34	0,71	2,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	1,11	0,24	2,65
SiO <sub>2</sub>	56,3	49,86	49,82	50,00
ZrO <sub>2</sub>	17,8	15,46	16,89	21,20
HfO <sub>2</sub>	–	–	–	–
TiO <sub>2</sub>	–	2,87	1,13	1,43
H <sub>2</sub> O	6,37	8,17	8,40	15,07
Сумма*	99,87	100,43	100,43	99,95
D	2,71	2,53	–	–
Источник	[246]		[19]	[142]

\*В сумму входят еще: MnO – 0,4 (1), 0,15 (2), 0,56 (3); MgO – 0,16 (2), 0,65 (4); Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,47 (2), 3,22 (3), 0,82 (4); Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,56 (3), 1,00 (4), 1,63 (5); TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 1,78 (3); Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,11 (3); SnO<sub>2</sub> – 1,30 (5); F – 2,24 (2), 2,00 (7); –O=F<sub>2</sub> – 0,94 (2), 0,84 (7); Cl – 4,05, –O=Cl<sub>2</sub> – 0,91 (6).

Наиболее свободными от посторонних примесей являются обр. 2 и 3 из жилы Юбилейной, имеющие состав, близкий к Na<sub>4</sub>ZrSi<sub>6</sub>O<sub>16</sub> · 3H<sub>2</sub>O. Обр. 4 и 5, выделяемые как Н-терскит (М37), характеризуются более высокой гидратированностью и резко пониженным содержанием натрия. Состав их может быть представлен примерной формулой H<sub>3</sub>NaZrSi<sub>6</sub>O<sub>16</sub> · nH<sub>2</sub>O.

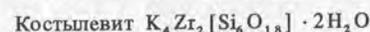
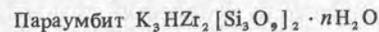
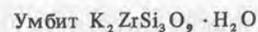
Петарасит Na<sub>5</sub>Zr<sub>2</sub>Si<sub>6</sub>O<sub>18</sub>Cl · 2H<sub>2</sub>O почти одновременно установлен канадскими исследователями в щелочном комплексе Сентилер [290, 291] и нами в Хибинском массиве [236], где он встречается в керне буровой скважины из района горы Рестиньон. Керновый материал представлен эвдиалитоносными пегматоидными породами натролит-альбит-эгиринового состава, в которых округлые кристаллы эвдиалита диаметром до 2–3 см интенсивно изменены и в разной степени замещены агрегатом взаимопрастающих зерен петарасита, эльпидита и флюорита. Зерна петарасита неправильной формы, размером до 3 мм, имеют желтую окраску от очень бледной до весьма интенсивной. Сильно плеохроирует в желтых тонах, что характерно для канадской находки. Схема абсорбции Ng ≈ Nm > Np. Прозрачный или просвечивает, со стекляннм блеском, ступенчатм изломом. Спайность совершенная по (110), (010), ясная по (100) и (121). H = 373–445 кгс/мм<sup>2</sup> (≈ 4½). D = 2,93 г/см<sup>3</sup>. Оптически двуосный, положительный, n<sub>p</sub> = 1,597, n<sub>m</sub> = 1,599, n<sub>g</sub> = 1,632, 2V = 33°. Np = b, Nm и Ng образуют с осью c углы около 45°. Результаты микроскопического анализа (№ 6 в табл. 19) весьма близко отвечают формуле канадского петарасита Na<sub>5</sub>Zr<sub>2</sub>Si<sub>6</sub>O<sub>18</sub>Cl · nH<sub>2</sub>O, где n ≈ 3. Практически тождественны их дебае-

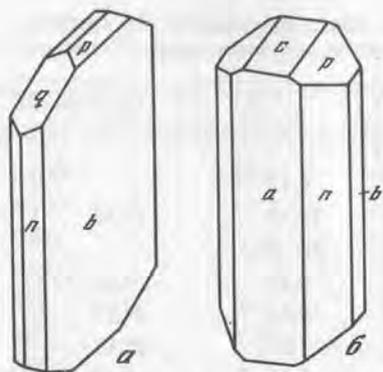
	5	6	7	8	9
	5,97	17,88	0,16	0,12	–
	0,93	–	22,41	15,39	23,33
	–	–	–	Не обн.	–
	0,59	–	0,12	0,10	0,02
	54,65	42,23	42,36	39,58	44,27
	23,83	29,70	22,28	27,87	25,18
	–	0,59	0,43	0,32	0,64
	0,09	–	3,33	0,89	2,17
	11,21	4,36	5,03	15,73	4,39
	100,20	97,90	97,28	100,00	100,00
	2,45	2,9	2,79	2,67	2,74
	[141]	[236]		[217]	[219]

Примечание. Аналитики Г.Н. Нечелпостов (1), Г.Е. Черепивская (2), Е.А. Кульчицкая (3), А.В. Быкова (4), М.Е. Казакова (5), Л.И. Полежаева (6, 7–9). H<sub>2</sub>O = п.п.п. (1), расчетная (6, 9), по разности (8). Места взятия образцов: Ловозеро: 1 – Аллуайв, 2–4 – Карнасурт; Хибиньы: 6 – Рестиньон, 7–9 – Вуоннемиок; 5 – Илимаусак, Накалак.

граммы и параметры элементарных ячеек: соответственно a = 10,785 и 10,796 Å, b = 14,492 и 14,493, c = 6,627 и 6,623 Å, β = 113,12 и 113,21°, Z = 2. На отсутствие полной идентичности указывает лишь расхождение в пространственных группах хибинского (C2/m) и канадского (P2<sub>1</sub>/m) петарасита. Согласно [236, 299], в основе кристаллической структуры изученного минерала лежит каркас смешанного типа {Zr<sub>2</sub>[Si<sub>6</sub>O<sub>18</sub>]}<sub>∞∞∞</sub>, в котором каждый Zr-октаэдр связан с четырьмя Si-кольцами, а каждое кольцо опирается на восемь октаэдров. Каркас пронизан системой сквозных каналов, идущих вдоль осей b и c. Крупные полости на пересечении каналов заселены щелочными катионами, молекулами воды и ионами Cl<sup>-</sup>. Структура имеет ярко выраженный цеолитный характер, указывающий на потенциальную возможность проявления у петарасита ионообменных свойств.

На фоне сравнительно широкой распространенности в щелочных массивах водных цирконосиликатов натрия интригующим представляется факт отсутствия в природе соответствующих калиевых аналогов, которые к тому же не синтезируются в лабораторных условиях. Тем замечательней оказалась наша находка в Хибинах (тип 7) сразу трех представителей этой долго отсутствовавшей группы соединений:





Р и с. 16. Кристаллы умбита (а) и костылевита (б)

Умбит обнаружен в пегматитах долины р. Вуоннемиок [62, 217]. Представлен сильно уплощенными по оси *b* пластинчатыми кристаллами толщиной 0,01–0,1 мм и шириной 1–3 мм, а также параллельными и веерообразными сростками таких кристаллов, включенных совместно с костылевитом,

расумитом и виллиомитом в более крупные монокристалльные обособления арктита. На многих пластинках кроме основной грани (010) присутствуют грани (101), (110) и (011), придающие кристаллам форму восьмиугольных табличек (рис. 16, а). Минерал бесцветный или желтоватый, в тонких пластинках прозрачный. Блеск стеклянный в изломе, перламутровый на плоскостях спайности. Спайность совершенная, слюдоподобная по пластинчатости (010), менее совершенная по (100). Плоскость оптических осей параллельна плоскости совершенной спайности,  $a = Ng$ ,  $b = Nm$ ,  $c = Np$ . Минерал легко разлагается 10%-ной HCl при комнатной температуре. Результаты микрорзондового анализа (№ 7 в табл. 19) соответствуют примерной формуле  $K_2(Zr_{0,8}Ti_{0,2})Si_3O_9 \cdot H_2O$ . Вода и фтор определялись химическим анализом из отдельных навесок.

Согласно [62], основу кристаллической структуры умбита составляет образованный Zr-октаэдрами и Si-тетраэдрами каркас смешанного типа  $\{Zr[Si_3O_9]\}_{\infty}^{2-}$ . Кремнекислородный радикал представлен волластонитовой цепочкой  $[Si_{2+1}O_9]_{\infty}$ , впервые встреченной в цирконосиликатах. На ячейку приходится четыре таких цепочки, идущих вдоль оси *c* и связанных между собой одиночными Zr-октаэдрами. Между соседними цепочками параллельно тому же направлению проходят сквозные каналы, в которых размещаются атомы К и молекулы  $H_2O$ . Трехмерный мотив из Zr- и Si-полиэдров в данной структуре можно представить как результат конденсации слоев-сеток, параллельных (100) и (010), определяющих спайность минерала по указанным плоскостям.

Параумбит найден в том же районе Хибинского массива (Эвеслогчорр) в калищатовых пегматитах с баритолампрофиллитом, эвдиалитом и др. Эвдиалит замещен агрегатом вадеита, гейдоннеита и параумбита. Два последних минерала находятся в тесных срастаниях друг с другом, отмечаются в виде тонких чешуйчатых каемок вокруг кристаллов эвдиалита, а также в виде прожилковидных обособлений среди эвдиалита и вадеита. Параумбит представлен агрегатами хрупких изогнутых пластинок толщиной 0,01–0,1 мм и шириной 1–3 мм.

Бесцветный, в агрегатах белый, мутноватый, в тонких пластинках прозрачный. Блеск стеклянный до перламутрового на плоскостях спайности. Спайность совершенная, слюдоподобная по пластинчатости (010), менее совершенная по (100). Микрорзондовое исследование (№ 8 в табл. 19)

выявило значительную неоднородность выделений параумбита. Дефицит суммы анализа (15,73%) условно приравнен содержанию в минерале воды, наличие которой подтверждается присутствием в ИК-спектре сильных полос поглощения 1660, 3350, 3470  $cm^{-1}$ . С учетом этих данных состав минерала может быть представлен примерной формулой  $K_3HZr_2[Si_3O_9]_2 \cdot nH_2O$ , где  $n \approx 7$ . Однако фактическое содержание воды в минерале, вероятно, гораздо ниже 16%, так как при  $n = 7$  вычисленная плотность (2,94  $г/см^3$ ) намного превышает экспериментальную (2,67  $г/см^3$ ). По составу параумбит весьма близок умбиту, но характеризуется существенно пониженным содержанием щелочных металлов и повышенной гидратированностью.

Сравнительные данные (см. табл. 8) свидетельствуют о наличии весьма тесного кристаллохимического родства между умбитом и параумбитом. Оно подчеркивается их одинаковой ромбической сингонией, совпадением величин параметров ячейки *a* и *b*, наличием в решетке параумбита четко выраженного псевдопериода  $c/2$ , равного параметру *c* умбита, полным соответствием главных кристаллографических и оптических элементов, большой близостью показателей преломления и значений  $2V$ . В то же время индивидуальность умбита и параумбита выражена вполне определенно. Помимо отмеченных выше различий в химическом составе, оба минерала существенно различаются по рентгенографическим характеристикам, прежде всего по величине периода идентичности вдоль оси *c* (направление "волластонитовой" цепочки в структуре умбита), который в решетке параумбита вдвое длиннее. При общем качественном сходстве рентгенограмм порошка умбита и параумбита рентгенограмма каждого минерала содержит ряд линий, отсутствующих у другого минерала. Характерно также резкое различие в интенсивностях многих близких или одинаковых по *d* линий. Таким образом, параумбит следует рассматривать как самостоятельный минерал, представляющий собой структурную и химическую модификацию умбита.

Костылевит  $K_4Zr_2[Si_6O_{18}] \cdot 2H_2O$  обнаружен автором в совместных выделениях с умбитом [219]. Представлен призматическими кристаллами 0,1–0,5 мм, нарастающими на пластинчатые выделения умбита. Кристаллы (рис. 16, б) образованы формами (001), (010), (100), (110), (011) и вытянуты вдоль оси *c*. Бесцветный, прозрачный, со стеклянным блеском, совершенной спайностью по (110). Кристаллографическая ось *b* совпадает с осью *Ng* оптической индикатрисы, ось *c* наклонена к осям *Nm* и *Ng* под углом около 45°. Минерал легко разлагается на холоду 10%-ной HCl.

При определении химического состава минерала, встреченного в миллиграммовых количествах, использован структурный анализ [63], установивший, что независимая часть элементарной ячейки костылевита содержит один атом Zr, 3Si, 2K и 10 атомов кислорода, один из которых в соответствии с длинами связей и требованиями локального баланса валентностей принадлежит молекулам воды. Отсюда простейшая формульная единица имеет вид  $K_2ZrSi_3O_9 \cdot H_2O$ . Результатам микрорзондового анализа (№ 9 в табл. 19) отвечает эмпирическая формула  $K_2(Zr_{0,87}Ti_{0,12}Hf_{0,01})Si_3O_9 \cdot H_2O$ , близкая к идеальной формуле умбита. Принадлежность ромбического умбита и моноклинического костылевита к разным полиморфным модифи-

кациям  $K_2ZrSi_3O_9 \cdot H_2O$  определяется всем комплексом их различий (см. табл. 8), включая габитус кристаллов, но особенно подчеркивается их структурными особенностями [61, 63, 219]. Прежде всего это касается формы кремнекислородного радикала: вместо характерных для умбита бесконечных цепей  $[Si_3O_9]_{\infty}$  в костылевите реализуется островная циклическая группировка — кольцо  $[Si_6O_{18}]$ . Именно в силу этого структурная формула костылевита приобретает вид  $K_4Zr_2[Si_6O_{18}] \cdot 2H_2O$ . Основу строения костылевита составляет каркас смешанного типа  $\{Zr_2[Si_6O_{18}]\}_{\infty}$ , состав которого был заранее предсказан теоретически [27]. В этом каркасе каждое кольцо из Si-тетраэдров (по два кольца на ячейку) опирается на шесть Zr-октаэдров, а каждый октаэдр, в свою очередь, связан с тремя кольцами. Вдоль оси *c* каркас пронизан широкими каналами, придающими структуре цеолитоподобный характер. В каналах размещается половина атомов K и молекулы  $H_2O$ . Остальные атомы K заселяют крупные полости между трансляционно-идентичными вдоль оси *c* кремнекислородными кольцами. Наличие в кристаллах костылевита совершенной спайности по (110) объясняется тем, что параллельно этой плоскости проходят слои, заключающие в себе все Si-кольца и часть Zr-октаэдров, т.е. систему наиболее прочных связей Si—O и Zr—O, в то время как между этими слоями действуют лишь слабые силы K—O и разреженная сетка связей Zr—O.

**Власовит**  $Na_2ZrSi_4O_{11}$  — редкий цирконосиликат Ловозерского массива (Р.П. Тихоненкова, М.Е. Казакова, 1961 г.) установлен автором в Хибинах, в пегматитах ийолит-уртитов, вскрытых скважиной на горе Кукисвумчорр. Образует изометричные зерна до 1–2 см и агрегаты до 3–5 см в диаметре. Бесцветный или бледно-розовый, водяно-прозрачный, с сильным стекляннным блеском и совершенной спайностью. По рентгенограмме и оптическим свойствам ( $n_p = 1,608$ ,  $n_m = 1,625$ ,  $n_g = 1,629$ ) идентичен оригиналу власовита из Ловозера за исключением характерной для новой находки сильной дисперсии  $r < v$ . В ассоциации находятся нарсарсуцит (первая находка в Хибинах), эвдиалит, пектолит, лабунцовит, лоренценит, лампрофиллит и др.

**Эвдиалит**  $Na_4Ca_2FeZrSi_{8+x}(O, OH, Cl)_{24+y}$  — широко распространенный цирконосиликат среднеагпаитовых ассоциаций, не менее характерен для пород и дериватов ультраагпаитового типа, где встречается иногда в весьма крупных скоплениях, но часто сильно изменен или замещен минералами более высокой щелочности — цирсианитом (ловозеритом), терскитом, катаплеитом и др. В жиле Юбилейной (Ловозеро, тип 1) эвдиалит темно-красно-коричневого цвета образует крупные, до 5–10 см округлые зерна в приконтактной зоне (с микроклином, арфведсонитом, лоренценитом). Ближе к центральной зоне пегматитового тела он интенсивно замещен терскитом. Состав минерала (№ 1 в табл. 20) обычный для эвдиалита из пегматитов верхней части дифференцированного комплекса. Сравнительно высокие показатели преломления связаны с его обогащенностью Fe (5,6%), Mn, Nb, TR (6,7%). Особой разновидностью или видом является "NaMn-эвколит" (M38), распространенный в ультраагпаитовых пегматоидах горы Аллуайв. Состав этого практически безжелезистого, высоконатриевого минерала с дебаеграммой эвдиалита (№ 2 в табл. 20) близко соответствует формуле  $Na_{16}Ca_5Mn_2(Zr, Nb)_3Si_{24}O_{66}(OH)_6Cl$ .

Таблица 20. Состав и свойства эвдиалита (1), M38 (2) и аллуайвита (3)

Компоненты				Компоненты			
	1	2	3		1	2	3
Na <sub>2</sub> O	13,90	16,6	18,6	TiO <sub>2</sub>	0,56	0,6	6,0
K <sub>2</sub> O	0,44	0,5	0,2	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,12	1,4	3,9
SrO	0,13	2,3	1,0	H <sub>2</sub> O	1,41	—	1,7
CaO	7,33	8,3	8,6	Cl	0,80	0,7	0,8
MnO	2,93	4,2	3,6	—O = Cl <sub>2</sub>	0,18	0,2	0,2
FeO	4,78	0,5	Не обн.	Сумма*	99,72	99,4	99,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,85	—		D	2,92	—	2,76
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,67	1,6	1,0	<i>n<sub>p</sub></i>	1,613	1,597	1,618
SiO <sub>2</sub>	48,58	49,2	53,3	<i>n<sub>g</sub></i>	1,615	1,599	1,626
ZrO <sub>2</sub>	13,32	11,3	0,2	2V°	(–)0	(–)0	(+)0

\* В сумму входят еще: MgO — 0,28, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,75 (1); BaO — 0,5 (2), 0,6 (3); H<sub>2</sub>O (расчетн.) — 1,9 (2). В анализе 2 TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,5, Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 1,1; в анализе 3 TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,2, Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,8.

Примечание. Аналитики Е.И. Успенская (1), Г.Н. Нечелостов (2, 3). Данные настоящей работы, кроме 1 [18]. Места взятия образцов: 1 — Карнасург, Ловозеро, 2, 3 — Аллуайв, там же.

**Аллуайвит**  $Na_{19}Ca_6(Ti, Nb)_3Si_{26}O_{74}Cl \cdot 2H_2O$  — новый титаносиликат с эвдиалитоподобной структурой [240], встречен автором в ультраагпаитовых пегматитах горы Аллуайв (Ловозеро, тип 4). Находится в тесных сростаниях с M38, в котором образует редкие, неправильной формы обособления размером до 1 мм. Бесцветный или со слабым розовато-коричневым оттенком, прозрачный, с сильным стекляннным блеском, раковистым изломом.  $H = 5–6$ . Результаты микронзондового анализа, дополненного определением воды кулонометрическим методом (№ 3 в табл. 20), пересчитываются при  $\Sigma_{кат} = 53$  ( $Z = 6$ ) на эмпирическую формулу  $(Na_{17,47}K_{0,12}Sr_{0,28}Ba_{0,11}La_{0,03}Ce_{0,14})(Ca_{4,46}Mn_{1,47})(Ti_{2,18}Nb_{0,85} \times X Zr_{0,05})Si_{25,82}O_{73,26}Cl_{0,66} \cdot 2,75H_2O$ . Идеализированная формула  $Na_{19}(Ca, Mn)_6(Ti, Nb)_3Si_{26}O_{74}Cl \cdot 2H_2O$ .

По дебаеграмме и ИК-спектру аллуайвит практически идентичен эвдиалиту, от которого отличается почти полным отсутствием циркония, а также отсутствием железа, благодаря чему ярко люминесцирует красно-оранжевым цветом в ультрафиолетовых лучах. По содержанию SiO<sub>2</sub> минерал отвечает максимально кремнистому эвдиалиту. Рентгеноструктурный анализ (Р.К. Расцветаева и др., 1990 г.) показал идентичность структурных мотивов аллуайвита и эвдиалита. Установлено, что каждому девятичленному кольцу  $[Si_9O_{27}]$  структуры эвдиалита соответствует десятичленная группа  $[Si_{10}O_{28}]$  в структуре аллуайвита. Тригональный, простративная группа  $R\bar{3}m$ ,  $a = 14,046$ ,  $c = 60,60 \text{ \AA}$ ,  $z = 6$ . Значения  $a$  и  $c$  ( $c/2$ ) эвдиалита и аллуайвита существенно перекрываются, что при качественном сходстве дебаеграмм этих минералов делает рентгенографический метод недостаточным для их надежной диагностики. Небольшое различие, улавли-

Таблица 21. Сравнительная характеристика минералов семейства ловозерита

Название, формула	Сингония	a
Цирсиалит $\text{Na}_6\text{CaZr}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	Триг.	10,292
M39 $\text{Na}_8\text{Zr}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	"	10,27
M40 $\text{Na}_{<6}(\text{Mn}^{2+}, \text{Mn}^{4+}, \text{Ca})_{<1}[\text{Si}_6(\text{O}, \text{OH})_{18}]$	"	10,33
Ловозерит $\text{H}_3\text{Na}_3\text{CaZr}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	"	10,18
M41 $\text{Na}_5\text{Zr}[\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_3]$	"	10,22
Казаковит $\text{Na}_6\text{MhTi}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	"	10,188
M42 $\text{Na}_6\text{FeTi}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	"	10,16
Тисиналит $\text{H}_3\text{Na}_3\text{MnTi}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	"	10,02
M43 $\text{H}_3\text{Na}_3\text{FeTi}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	"	
Коавшиг $\text{Na}_6\text{CaTi}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	Ромб.	7,335
Имандрит $\text{Na}_{1,2}\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]_2$	"	7,426
M44 $\text{Na}_7\text{Ca}(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Zr}, \text{Ti}, \text{Y})[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	-	-
M45 $\text{Na}_7\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Zr}, \text{Ti}, \text{Y})[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	-	-

Таблица 22. Химический состав цирсиалита (1-3), ловозерита (5-7), казаковита (8, 9), коавшита (12), тисиналита (13), имандрита (14), M40 (4), M42 (10, 11), M44 (15), M45 (16)

Компоненты	1	2	3	4	5
$\text{Na}_2\text{O}$	26,00	26,18	16,44	24,5	11,63
$\text{K}_2\text{O}$	Не обн.	1,38	1,60	Не обн.	0,24
$\text{CaO}$	4,80	5,79	2,47	1,3	4,09
$\text{MgO}$	Не обн.	0,25	0,28	Не обн.	Не обн.
$\text{MnO}$	2,62	2,03	4,15	2,5	2,16
$\text{FeO}$	0,40	0,66	-	0,6	-
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	Не обн.	0,64	1,55	-	2,58
$\text{SiO}_2$	52,10	48,54	48,45	51,2	54,46
$\text{ZrO}_2$	12,84	11,53	10,03	13,6	13,19
$\text{TiO}_2$	0,40	0,58	0,90	1,1	0,92
$\text{H}_2\text{O}$	0,90	1,70	13,15	2,0	7,28
Сумма*	100,06	99,34	99,56	98,9	99,83
D	2,88	2,96	2,69	2,79	2,64

\*В сумму входят еще: Sr - 0,06 (2), 0,09 (9);  $\text{TR}_2\text{O}_3$  - 0,38 (3), 0,03 (4), 0,57 (5), 1,16 (6), 0,11 (13), 0,92 (15), 2,92 (16); Cl - 0,20 (3), 1,06 (5);  $-\text{O} = \text{Cl}_2$  - 0,04 (3), 0,22 (5);  $\text{MnO}_2$  - 1,2,  $\text{ThO}_2\text{O}$  - 0,2,  $\text{UO}_2$  - 0,4,  $\text{HfO}_2$  - 0,3 (4);  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 1,87 (5), 2,33 (6), 0,65 (7), 0,84 (8), 0,50 (11);  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  - 0,04 (6), 2,04 (7), 1,40 (8), 0,40 (12);  $\text{U}_3\text{O}_8$  - 0,06 (7);  $\text{P}_2\text{O}_5$  - 0,70 (8). В анализах 3,7  $\text{MnO}_2 > \text{MnO}$ , в анализе 4  $\text{H}_2\text{O} = \text{п.п.}$

b	c	D	$n_p$	$n_g$
-	26,308	2,88-2,98	1,603-1,605	1,610-1,613
-	13,12	2,95-3,00	1,600-1,605	1,605-1,610
-	13,15	2,79	1,583	1,593
-	13,10	2,54-2,64	1,536-1,538	1,576-1,578
-	13,25	-	1,57	1,60
-	13,075	2,91	1,635	1,658
-	13,02	2,87-2,96	1,632	1,653
-	12,88	2,57-2,69	1,580-1,592	1,620-1,624
20,899	10,179	2,98-3,05	1,636-1,637	1,648-1,649
10,546	10,331	2,93	1,605	1,612
-	-	2,95	1,595	1,604
-	-	-	1,59	

6	7	8	9	10	11
5,84	4,09	25,50	27,76	26,69	25,50
3,77	2,72	0,47	0,20	0,54	0,63
2,04	4,10	0,40	0,92	4,25	2,60
1,21	0,65	0,10	0,22	0,25	0,50
1,40	3,50	4,40	4,52	1,97	2,08
-	-	-	Не обн.	2,40	4,31
0,63	3,36	2,30	2,49	3,50	0,99
56,22	48,60	52,44	52,38	51,47	52,40
16,76	7,56	-	2,15	Не обн.	Не обн.
0,56	7,12	7,62	6,60	6,30	8,00
8,48	15,31	3,80	1,40	2,60	2,53
100,44	99,76	99,97	98,73	99,97	99,74
2,66	-	2,84	2,91	2,93	2,87

Таблица 22 (окончание)

Компоненты	12	13	14	15	16
Na <sub>2</sub> O	27,00	13,83	26,66	>25,0	>20,0
K <sub>2</sub> O	0,08	Сл	—	Не обн.	Не обн.
CaO	7,33	2,46	12,00	8,14	8,35
MgO	0,34	Не обн.	0,26	0,12	0,09
MnO	4,35	5,40	2,30	4,24	1,69
FeO	0,78	4,49	—	3,12	3,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,45	Не обн.	5,46	—	—
SiO <sub>2</sub>	50,00	53,27	50,95	53,54	55,22
ZrO <sub>2</sub>	Не обн.	1,00	1,43	2,86	2,83
TiO <sub>2</sub>	4,45	8,45	0,92	1,57	1,32
H <sub>2</sub> O	1,10	10,65	—	—	—
Сумма*	100,28	99,66	99,98	—	—
D	3,02	2,66	2,93	2,95	—

Примечание. Аналитики А.В. Быкова (1, 5, 12, 13), М.Е. Казакова (2, 3, 8–11), Г.Н. Нечелюстов (4), И.С. Разина (6, 7), С.М. Сандомирская (14), О.М. Георгиевская (15, 16). Данные настоящей работы, кроме 1, 5 [67], 2, 3, 8–11, 14 [189], 6, 7 [142], 12 [69], 13 [68]. Места взятия образцов: 1, 2, 5, 10–16 — Хибинь, 3, 4, 6–8 — Ловозеро.

ваемое при визуальном сравнении дебаеграмм, заключается в следующем: у титанового аналога по сравнению с циркониевым ячейка несколько сжата по оси *a* и вытянута вдоль оси *c*, а значения *d* большинства соответственных линий рентгенограммы существенно понижены.

Ниже приводится описание минералов кристаллохимического семейства ловозерита, объединяющего соединения с типовой формулой  $A_3B_3C_2M[Si_6O_{18}]$ , где А и В — преимущественно щелочные катионы и протоны, С = Ca, Mn, Fe, М = Zr, Ti, Mn, Fe, Ca (Н.М. Черницова и др., 1975 г.). В сравнительном плане они детально рассмотрены автором в работе [189], частично в главе II настоящей работы, кратко охарактеризованы в табл. 8, 21, 22. Наиболее детально изученными в данном семействе являются:

Цирсианалит $Na_6CaZr[Si_6O_{18}]$	Тисиналит $Na_3MnTi[Si_6O_{15}(OH)_3]$
Ловозерит $Na_3CaZr[Si_6O_{18}(OH)_3]$	Коашвит $Na_6CaTi[Si_6O_{18}]$
Казаковит $Na_2MnTi[Si_6O_{18}]$	Имандрит $Na_{1,2}Ca_3Fe_2[Si_6O_{18}]_2$

*Цирсианалит* описан как минералогическая редкость в районе горы Коашва (Хибинь) [67] и рассматривался как первичный Zr-силикат, образующийся вместо эвдиалита при необычно высоком потенциале натрия. Наши многочисленные находки цирсианалита в ультраапгитах Хибин и Ловозера [185, 187, 189, 194, 228] заставили существенно пересмотреть первоначальные представления об условиях образования этого минерала.

Установлено (см. гл. II), что цирсианалит в основной своей массе избирательно развивается по эвдиалиту, наследуя морфологические особенности и существенную часть компонентов протофазы, включая кальций. Образование оторочек бесцветного или бледноокрашенного цирсианалита вокруг кристаллов ярко-красного эвдиалита — один из наиболее контрастных признаков принадлежности пород и пегматитов к ультраапгитовому типу. Наряду с этим в пегматитах Ловозера нами обнаружены аналоги цирсианалита темно-вишневого и темно-сиреневого цвета, образующие хорошо ограниченные кубообразные кристаллы размером до 1 см. Для них характерны смолистый блеск, раковистый излом. В тонких сколах они прозрачны, имеют светло-сиреневую окраску, стеклянный блеск. Оптически одноосные, отрицательные, однородные или с одиночными вростками пластинчатых двойников;  $n_{cp} = 1,58–1,61$ ,  $n_o - n_e = 0,005–0,010$ . При внешнем сходстве различные темноокрашенные цирсианалиты существенно отличаются друг от друга составом и другими особенностями и, вероятно, минералогически вполне индивидуальны. Таковы М39 и М40, из которых первый чрезвычайно неустойчив, а второй вполне стабилен в атмосферных условиях.

М39 обнаружен автором в пегматитах горы Аллуайв, где образует рассеянную окрашенность зерен неправильной формы размером до 2–3 мм. Практически безкальциевый аналог цирсианалита состава  $Na_8ZrSi_6O_{18}$ . На монокристалльном автодифрактометре для него установлена гексагональная ячейка с параметрами  $a = 10,270$ ,  $c = 13,122 \text{ \AA}$ , которая, как и ячейка синтетической фазы  $Na_8SnSi_6O_{18}$  (А.Н. Сафронов и др., 1980 г.), отличается от ячейки цирсианалита вдвое меньшей величиной параметра *c*. По оптическим свойствам ( $n_e = 1,600–1,605$ ,  $n_o = 1,605–1,610$ ) и рентгенограмме порошка минерал почти идентичен цирсианалиту, от которого отличается повышенной плотностью ( $2,95–3,00 \text{ г/см}^3$ ), наличием розовой или сиреневой окраски, а также чрезвычайно малой устойчивостью. На воздухе быстро мутнеет, покрывается налетом соды, что фиксирует его переход во вторичный Zr-силикат М41 примерного состава  $Na_5ZrSi_6O_{15}(OH)_3$ . Попытки сохранить свежие зерна М39 под защитными пленками не увенчались успехом. Как можно судить по микрофотографии (табл. IV, а), за два месяца хранения в "рубашке" поливинилбутерала основной объем зерен М39 заместился гидратным аналогом. В связи с неустойчивостью минерала не увенчались успехом и наши попытки получить точные данные о его составе с помощью микрозондового анализа. Этим методом (аналитик Л.И. Полежаева) в наиболее свежем образце минерала определены (в мас.%): Na<sub>2</sub>O — 21,51, CaO — 0,03, MnO — 0,40, SiO<sub>2</sub> — 49,06, ZrO<sub>2</sub> — 16,26, HfO<sub>2</sub> — 0,19, TiO<sub>2</sub> — 0,04, сумма 87,49, что соответствует эмпирической формуле  $(Na_{5,11}Mn_{0,04})(Zr_{0,97}Hf_{0,01})Si_6O_{15}(OH)_3$ , гораздо более близкой к "Na-ловозериту" М41, чем к его безводородному аналогу.

М40 встречен нами в керне многих скважин, вскрывших полный разрез эвдиалитовых и ловозерит-мурманитовых люавритов на участке Сенгисчорр—Ангвундасчорр. Минерал концентрируется в пегматитах и отдельных горизонтах эвдиалитсодержащих пород, слагая округлые зерна или идиоморфные кристаллы того же размера (обычно до 3–5 мм), что и у срastaющихся с ними кристаллов эвдиалита. Наблюдается перемежаемость

интервалов зерна с варьирующим соотношением фаз — от почти мономинеральных эвдиалитов через биминеральные породы до "цирсиналитов". Признаки неравновесия между срастающимися кристаллами эвдиалита и М40 отсутствуют. Однако в этой ассоциации в качестве третьей фазы постоянно обнаруживается обычный бесцветный цирсианит, развивающийся в виде каемочных псевдоморфоз по кристаллам эвдиалита, приобретающего в результате изменения белесоватый оттенок. Показатели преломления М40 ( $n_e = 1,583$ ,  $n_o = 1,593$ ) заметно ниже цирсианита ( $n_e = 1,603-1,605$ ,  $n_o = 1,610-1,613$ ). По рентгенограмме порошка минерал очень близок цирсианиту; интенсивные линии: 5,30—3,33—3,27—2,641—2,576—1,844. Примерная формула минерала  $Na_{<6}(Mn^{2+}, Mn^{4+}, Ca)_{<1}ZrSi_6(O, OH)_{18}$ . В химическом плане (№№ 1—3 в табл. 22) М40 отличается от цирсианита пониженной натриевостью, частичной гидратированностью, доминирующей ролью Mn (включая  $Mn^{4+}$ ) в группе С типовой формулы, что, вероятно, благоприятно для компенсации локального баланса валентностей в кристаллической структуре и определяет высокую устойчивость минерала в естественных условиях в отличие от цирсианита и М39. Как установлено нами, М40 сохраняет стабильность не только на воздухе, но и при многомесячной выдержке во влажном эксикаторе.

Ловозерит по составу (№№ 5—7 в табл. 22) аналогичен цирсианиту, от которого отличается прежде всего наличием водорода и более низким содержанием Na и Ca. Минерал пользуется широким распространением в ультраагпаитовых дериватах Ловозерского и Хибинского массивов, где он встречается преимущественно в виде оторочек вокруг выделений эвдиалита и полных псевдоморфоз по кристаллам последнего. Отмечается также в виде оторочек вокруг цирсианита (табл. VII, в) и вадеита. Первоначально [9, 109, 161 и др.] ловозерит рассматривался в основном как вторичный по эвдиалиту. Позднее автор [183—191] пришел к заключению, что этот минерал является вторичным не по эвдиалиту, а по цирсианиту, по которому он развивается как в эндогенных, так и в гипергенных условиях с образованием гомоосевых псевдоморфоз. По отношению к эвдиалиту ловозерит, таким образом, является не "сыном", а "внуком", а естественный эволюционный ряд рассматриваемых цирконосиликатов имеет вид эвдиалит → цирсианит → ловозерит.

Наряду с белым или бледно-желтым, почти бесцветным ловозеритом в некоторых породах распространены красноватые, темно-вишневые, темно-бурые и почти черные разновидности, в которых часть марганца имеет четырехвалентную форму. Обычно они содержат повышенные количества элементов-примесей — Ti, Fe, Nb, TR и находятся в полуметамиктном или метамиктном состоянии. Глубоко измененные разновидности такого типа (№ 7 в табл. 22) Е.И. Семенов [142] условно выделяет как окси-ловозерит. Темноокрашенные разновидности ловозерита сосуществуют со светлоокрашенными. Очевидно, протофазой для образования окси-ловозерита мог служить минерал типа "окси-цирсиналит" М 40, также обогащенный различными примесями, включая Ti, U, Th, Hf и др. К промежуточным продуктам в ряду М40 — окси-ловозерит может быть отнесен темно-вишневый, почти черный минерал из натросилитового пегматита Карнасурта (Ловозеро, тип 2), содержащий более 3%  $MnO_2$ , около 18%  $(Na, K)_2O$  (№ 3 в табл. 22)

и дающий рентгенограмму порошка цирсианита с резко ослабленными, диффузными линиями. Как и бесцветный цирсианит, он развивается по эвдиалиту в виде каемочных псевдоморфоз, но, кроме того, образует изометричные зерна и несовершенные кристаллы (до  $5 \times 10$  мм), приуроченные к внешним частям крупных выделений эвдиалита и иногда включенные в бесцветный цирсианит.

Ловозерит является характерным минералом своеобразных ловозерит-мурманитовых порфиридных лувяритов Ловозерского массива, слагающих крупные штоки и пластообразные тела, залегающие преимущественно в эвдиалитовых лувяритах. Эти тела содержат (в мас.% окислов): до 0,23—Nb, до 0,02—Ta, до 0,22—TR, 1,94—Zr, 2,43—Ti, 12,5—Al, 9—Fe, 1,2—Mn, 0,2—Sr, 0,1—Zn, около 0,03% Hf, Rb и могут являться комплексной рудой на указанные элементы [142]. Вблизи поверхности основные носители редких элементов в этих породах представлены окси-ловозеритом и мурманитом, которые с глубиной сменяются минералом типа М40 и ломоносомитом.

Казаковит [25, 249] и тисиналит [68]<sup>1</sup> — члены единого эволюционного ряда, включающего ультращелочной титаносиликат и продукт его деагионирования в эпитепальных и гипергенных условиях (№№ 8, 9, 13 в табл. 22). Оба минерала характерны для ультраагпаитов Ловозера и Хибин 2, 3, 4 и 7 типов. Образуют ромбоэдрические (кубообразные) кристаллы желтого цвета до 5 мм в поперечнике (табл. VIII, а) и более крупные выделения неправильной формы. В Хибинах автором встречен существенно железистый аналог казаковита М42 (№№ 10, 11 в табл. 22), который предложено выделить как самостоятельный минеральный вид [189]. Такой же статус, очевидно, должен приобрести и развивающийся по последнему железистый аналог тисиналита М43.

Коашвит описан Ю.Л. Капустиным и др. [69] как минералогическая редкость в керне буровой скважины из района горы Коашва в Хибинском массиве, а также встречен автором в образцах из штольни Материальная на горе Юкспор и в ряде других точек того же массива. Характерен для пегматоидных прожилков среди рихторритов, сложенных крупнокристаллическим агрегатом калиевого полевого шпата, нефелина и эгирина. В центральных частях прожилков развиты поздний эгирин, ломоносомит, бариевый лампрофиллит, эвдиалит с оторочками цирсианита, натрофосфат, виллиомит, пектолит, цеолиты. Коашвит образует тонкие (1—2 мм) прожилки в ломоносомите и каймы вокруг его кристаллов, отдельные зерна неправильной формы (до 5 мм), стростки мелких уплощенных кристаллов. Внешне и по составу (№ 12 в табл. 22) коашвит, имеющий светло-желтую окраску, весьма сходен с казаковитом. Уверенно диагностируется по оптическим свойствам в иммерсионных перпаратах. Отличительной особенностью минерала является также свежесть поверхности и сколов его зерен, не покрывающихся, как у казаковита, налетом соды при хранении образцов в естественных условиях. Кристаллическая структура описана в [263].

Имандрит установлен автором в керне буровых скважин, вскрывающих

<sup>1</sup> Как гидратный аналог казаковита "гидроказаковит", тисиналит, описан автором в 1977 и 1978 гг. [183, 228]. Название "тисиналит", принято по предложению Ю.Л. Капустина с соавторами [68], опубликовавших данные об этом минерале в 1980 г.

Таблица 23. Состав и свойства зорита (1, 2), ильмаюкита (3-5), пенквилксита (6, 7), М46 (8, 9), М47 (10), М48 (11), М49 (12), М50 (13), М51 (14, 15)

Компоненты	1	2	3	4	5
Na <sub>2</sub> O	15,09	14,30	12,40	12,94	16,09
K <sub>2</sub> O	0,69	0,64	0,40	0,05	0,64
CaO	0,58	Не обн.	0,04	0,49	—
MnO	0,10	0,73	—	Сл.	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,53	0,63	0,07	0,22	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,92	Не обн.	0,28	0,20	0,41
SiO <sub>2</sub>	41,70	42,69	35,55	38,03	38,56
TiO <sub>2</sub>	15,21	18,27	16,96	18,68	16,24
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	5,95	6,67	0,02	Не обн.	—
H <sub>2</sub> O	14,48	15,15	24,54	18,85	19,95
Сумма*	99,97	99,76	99,36	100,76	100,27
D	2,27	—	2,20	—	2,20
n <sub>p</sub>	1,540	—	1,573	—	1,573
n <sub>m</sub>	1,542	—	1,576	—	1,576
n <sub>g</sub>	1,550	—	1,579	—	1,579
2V°	+53	—	90	—	90

\*В сумму входят еще: MgO — 0,10 (1), 0,18 (2), 0,07 (4); ZrO — 0,21 (1), 0,03 (2), 2,17 (6), 4,67 (7), 0,08 (8); P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,05 (1), 0,02 (6), 0,08 (13), 0,50 (14); CO<sub>2</sub> — 0,18 (1), 1,46 (3), 3,30 (4), 1,91 (5); F — 0,29 (1), 0,05 (6), 0,29 (14); —O=F<sub>2</sub> — 0,11 (1), 0,02 (6), 0,12 (14); SrO — 0,02 (3), 0,01 (6), 0,96 (8), 0,18 (9);

рискорриты висячего бока апатитовых залежей Хибинского массива в районе р. Вуоннемиок [259]. Прожилки мощностью до 10 см слагаются адуляром, щелочным амфиболом, эвдиалитом, щербаковитом, волокнистым эгирином, фенакситом, пектолитом, виллиомитом, псевдоморфозами цирсиалита по эвдиалиту. Минерал находится в тесной ассоциации с эвдиалитом, образует вокруг выделений последнего и по трещинам в нем тонкие прерывистые каемки, сложенные агрегатом неограниченных прозрачных зерен медово-желтого цвета размером до 1–3 мм. По рентгенограмме порошка минерал близок коашвиту, по параметрам ячейки он соответствует синтетическим NaMn- и NaCd-силикатам семейства ловозерита [262]. Имандрит, вероятно, является одним из продуктов изменения эвдиалита при его взаимодействии с перещещенными щелочными силикатно-солевыми жидкостями. Симптоматично, что в состав имандрита (№ 14 в табл. 22) в качестве главных входят именно те компонентны эвдиалита (Ca, Fe), которые высвобождаются из последнего при его замещении цирсиалитом.

М44 Na<sub>7</sub>Ca(Mn,Fe,Zr,Ti,Y)Si<sub>6</sub>O<sub>18</sub> и М45 Na<sub>7</sub>Ca(Fe,Mn,Zr,Ti,Y)Si<sub>6</sub>O<sub>18</sub> (№№ 15, 16 в табл. 22) обнаружены автором в пегматитах горы Расвумчорр (Хибины, тип 7) с дельхайелитом, пектолитом, фенакситом, ломоносовитом, накафитом, виллиомитом, ревдитом, натритом, М9, М46 и др. Представлены неправильными зернами до 1–3 мм розовато-коричневого цвета, со стеклянным блеском, раковистым изломом. Оптически двуосные,

	6	7	8	9	10	11
	13,13	13,92	10,79	10,68	16,72	6,9
	0,09	—	4,93	5,05	0,03	0,7
	1,60	Не обн.	0,05	Не обн.	—	Не обн.
	0,01	0,01	—	—	0,05	То же
	0,19	0,30	0,16	0,28	—	—
	0,76	Не обн.	—	0,08	—	5,9
	54,69	54,20	17,80	18,32	44,03	45,4
	15,91	16,06	46,68	43,22	27,68	29,1
	1,08	0,93	5,05	7,46	1,10	0,5
	10,27	9,45	11,7	12,0	6,55	5,0
	100,02	99,54	98,95	98,13	99,12	97,5
	2,58	2,3	2,90	2,8	2,77	2,75
	1,637	—	1,780	—	1,672	1,707
	1,640	—	—	—	1,739	1,741
	1,662	—	1,988	—	1,802	1,755
	+42	—	(+0)	(+0)	—85	—64

ВаО — 2,65 (3), 2,37 (4), 2,50 (5), 0,58 (8), 0,86 (9), 1,22 (14), 0,48 (15); TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 4,93 (3), 5,33 (4), 3,96 (5), 0,12 (8); Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,01 (3), 0,06 (6), 0,05 (8); ThO<sub>2</sub> — 0,23 (4); FeO — 0,50 (2), 0,28 (10), 4,0 (11); Li<sub>2</sub>O — 2,68 (10). В анализе 9 H<sub>2</sub>O расчетная, в анализах 10, 11 H<sub>2</sub>O = п.п.п.

положительные. М44 дает четкую индивидуальную дебаграмму, близкую к рентгенограмме имандрита. Дебаграмма М45 аналогична М44, но отличается размытостью линий.

Зорит Na<sub>2</sub>(Ti,Nb)Si<sub>3</sub>O<sub>9</sub> · 3H<sub>2</sub>O описан в жиле Юбилейной (Ловозеро, тип 1) [107], где образует в кавернозном натролите призматические и игольчатые кристаллы до 0,5 см, сферолиты, а также поликристаллические пластинки до 10 × 6 × 0,5 см, представляющие собой, вероятно, псевдоморфозы по вуоннемиу или ненадкевичиту. Прозрачный, со стеклянным блеском, совершенной спайностью по нескольким плоскостям, пересекающимся под прямым углом. Плеохроирует от розового до голубого.  $n \approx 4$ . Химический состав (№№ 1 2 в табл. 23) соответствует при  $Z = 1$  примерной формуле Na<sub>16</sub>Nb<sub>2</sub>Ti<sub>8</sub>Si<sub>24</sub>O<sub>77</sub> · 28H<sub>2</sub>O. Структурная формула Na<sub>6</sub>[Ti(Ti<sub>0,9</sub>Nb<sub>0,1</sub>)<sub>4</sub>(Si<sub>6</sub>O<sub>17</sub>)<sub>2</sub>(O,OH)<sub>5</sub>] · 11H<sub>2</sub>O (П.А. Сандомирский, Н.В. Белов, 1979 г.). Ромбический, пр. гр. *Cmm*,  $a = 23,241$ ,  $b = 7,238$ ,  $c = 6,955$  Å. Интенсивные линии: 11,6–6,9–3,38–3,067–2,979–2,588–1,742.

Ильмаюкит Na<sub>2</sub>TiSi<sub>3</sub>O<sub>9</sub> · 6H<sub>2</sub>O установлен в жиле Юбилейной (Ловозеро, тип 1) в пустотах натролита [14]. Образует ромбовидные, уплощенные кристаллы до 2 мм и выделения неправильной формы до 1 см. Ярко-желтый, полупрозрачный, со стеклянным или матовым блеском, полураковистым изломом. На воздухе мутнеет, растрескивается, покрывается налетом соды. Хрупкий.  $H = 1\frac{1}{2}$ –2. Данные о прочих свойствах и резуль-

Таблица 23 (окончание)

Компоненты	12	13	14	15
Na <sub>2</sub> O	18,88	—	4,62	4,33
K <sub>2</sub> O	13,08	—	10,20	12,55
CaO	2,62	41,43	0,63	0,20
MnO	—	0,31	0,53	0,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,48	0,13	0,44	0,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,21	—	—	—
SiO <sub>2</sub>	44,82	42,40	36,99	46,94
TiO <sub>2</sub>	3,61	9,94	13,62	12,52
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	18,00	21,17
H <sub>2</sub> O	12,84	—	—	—
Сумма*	100,54	94,29	86,92	98,62
<i>D</i>	2,42	2,46	—	—
<i>n<sub>p</sub></i>	1,530	1,648	—	—
<i>n<sub>m</sub></i>	1,549	1,651	—	—
<i>n<sub>g</sub></i>	1,559	1,665	—	—
2 <i>V</i> <sup>0</sup>	—	+53	—	—

Примечание. Аналитики Е.А. Кульчицкая (1), М.Е. Казакова (2, 4, 7), Л.Ф. Ганьбал (3, 5), Е.И. Успенская (6), И.М. Куликова (9, 11, 14), Л.И. Полежаева (8, 10, 15), Г.Е. Черепивская (12), В.В. Ермилов (13). Данные настоящей работы, кроме 1 [107], 2,5 [18], 3 [14], 6 [21], 7 [177], 8 [158]. Места взятия образцов: Ловозеро: 1–7 – Карнасурт, 10 – Аллуайв; Хибинь: 8, 11 – Кукисвумчорр, 9 – Коашва, 12 – Расвумчорр, 13 – Олений ручей, 14, 15 – Калиок.

таты химических анализов представлены в табл. 23 (№№ 3–5). Дает очень плохие монокристалльные и порошковые рентгенограммы. Интенсивные линии: 11,5–10,9–10,2–4,3–3,7–3,1–2,48–2,44.

**Пенквилксит** Na<sub>4</sub>Ti<sub>2</sub>Si<sub>8</sub>O<sub>22</sub> · 5H<sub>2</sub>O [21, 177] развит в виде белых комковатых конкреций диаметром до 3 см в пустотах среди натролита и радиально-волоконистого эгирина жилы Юбилейной (Ловозеро, тип 1). Конкрекции сложены тонкозернистыми агрегатами шестиугольных пластинок (табл. VIII, б). Данные о свойствах пенквилксита представлены в табл. 8. В его состав (№№ 6, 7 табл. 23) входит около 10% воды, которая имеет цеолитный характер и после удаления быстро возвращается в структуру.

**M46** установлен Ю.П. Меньшиковым и независимо автором в нескольких точках центральной дуги Хибин, в том числе на горах Кукисвумчорр и Коашва (№№ 8, 9 в табл. 23). В первом районе он обнаружен вместе с виноградовитом и эгирином в жилах друзового натролита, во втором – вместе с пектолитом и виллиомитом в содалит-микрскиновом пегматите. Образует кубообразные кристаллы от 0,5–1 до 2–3 мм и их сростки, включая очень характерные крестообразные, а также пластинчатые выделения до 3–5 см. Тетрагональный, пр. гр. *P4<sub>2</sub>mc*, *a* = 7,819, *c* = 12,099 Å.

Кристаллы с хорошо развитыми формами (100), (001) и узкими гранями (110) несколько вытянуты и исштрихованы вдоль оси *c*. Цвет розовый или светло-коричневый. Просвечивает, в тонких сколах прозрачный. Блеск сильный стеклянный до перламутрового на плоскостях спайности. Спайность совершенная по (100), ясная по (001). *H* = 301–412 кГс/мм<sup>2</sup> (~5). Интенсивные линии: 7,84–6,02–3,36–3,25–2,805–2,608–2,003. При большой близости составов изученных образцов минерал Коашвы заметно обогащен ниобием. Результаты анализов 8 и 9 соответствуют примерным формулам (Na<sub>2,3</sub>K<sub>0,7</sub>)(Ti<sub>3,8</sub>Nb<sub>0,2</sub>)Si<sub>2</sub>(O,OH)<sub>14</sub> · 4H<sub>2</sub>O и (Na<sub>2,3</sub>K<sub>0,7</sub>) × X(Ti<sub>3,6</sub>Nb<sub>0,4</sub>)Si<sub>2</sub>(O,OH)<sub>14</sub> · 4H<sub>2</sub>O. Идеализированная структурная формула Na<sub>2</sub>(H<sub>2</sub>O)<sub>2</sub>[Ti<sub>4</sub>O<sub>5</sub>(OH)(SiO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>]K(H<sub>2</sub>O)<sub>2</sub> [158]. Цеолитоподобная структура M46 характеризуется наличием трехмерного каркаса, содержащего колонки [Ti<sub>4</sub>O<sub>12</sub>(O,OH)<sub>2</sub>]<sub>∞</sub> [001], объедняющих их изолированных ортотетраэдров SiO<sub>4</sub>, цепочек Na-октаэдров [110, 110] и широких (φ ~ 5 Å) каналов вдоль оси *c*, в которых локализируются ионы K<sup>+</sup> и молекулы воды.

**M47**, внешне очень похожий на виноградовит, установлен автором в пегматитах горы Аллуайв (Ловозеро, тип 4), где он развивается в виде неполных псевдоморфоз по лоренцениту. Представлен агрегатами уплощенных по (100) и вытянутых вдоль оси *c* иголок длиной до 3–5 мм. Бесцветный или желтоватый, прозрачный, с заносистым изломом. Блеск стеклянный до перламутрового на плоскостях спайности: (100) – весьма совершенная, (010) – совершенная. *H* = 5–6. Оптически двуосный отрицательный; сильная дисперсия *r* < *v*. Ромбический, пр. гр. *C2/c*, *a* = 28,583, *b* = 8,600, *c* = 5,219 Å, β = 91,03°, *Z* = 4. Интенсивные линии: 14,29–6,39–4,77–3,69–2,996–2,744–2,709–1,650. Содержание в M47 основных компонентов (№ 10 в табл. 23) определено с помощью электронного микрозонда. Дополнительно методом пламенной спектрофотометрии (аналитик Г.Е. Каленчук) в минерале обнаружено 2,68 мас.% Li<sub>2</sub>O – компонента, не улавливаемого микрозондом, но однозначно зафиксированного С. Мерлино и М. Пазеро (Пизанский университет, Италия) в процессе рентгеноструктурного анализа. Установлено [307], что структура нового титаноносилката сочетает в себе некоторые черты строения лоренценита и виноградовита. Главная ее особенность состоит в том, что характерная для последнего минерала "виноградовитовая лента" [Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>] в структуре M47 разорвана на две метаципочки, проложенные стенками из Li-тетраэдров и Na-октаэдров. Идеализированная формула Na<sub>3</sub>LiTi<sub>2</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>14</sub> · 2H<sub>2</sub>O близка к формуле виноградовита Na<sub>2</sub>Ti<sub>2</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>13</sub> · H<sub>2</sub>O. Из сравнения формул очевидно, что кристаллизации M47 вместо виноградовита должны способствовать высокие концентрации Na и Li в минералообразующей среде.

**M48** установлен автором на отроге горы Кукисвумчорр (Хибинь), в нефелин-калишпатовых пегматитах с альбитом, эгирином, цирконом, ильменитом, франколитом, анкилитом, нордстрандитом и др. Представлен веерообразными сростками игольчатых кристаллов длиной до 1 см. Минерал белого цвета, с перламутровым блеском, занозистым изломом, внешне совершенно не отличим от виноградовита, но вполне индивидуален по составу и оптическим свойствам (№ 11 в табл. 23); интенсивные линии: 11,9–5,88–4,35–3,182–3,085–2,735. Примерная формула

$\text{NaTi}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$ . По сравнению с типичными виноградитами M48 содержит вдвое меньше Na, пониженные количества Ti, повышенные — Fe и Al. Под микроскопом отмечено нахождение нового титаносиликата в тесных сростаниях с виноградитом. Отрицательное удлинение кристаллов M48 в противоположность положительному у виноградита позволяет однозначно диагностировать новый титаносиликат в подобных сростках.

M49 встречен автором в интенсивно минерализованном пегматите горы Расумчорр (Хибинь, тип 5) вместе с олимпитом, шафрановским, цирсиалитом и другими аномально щелочными минералами. Образует серовато-белые выделения округлой формы размером до 1 см, сложенные плотным тонкозернистым (0,3–0,5 мм) агрегатом. Минерал бесцветный, прозрачный, со стеклянным блеском, совершенной спайностью по нескольким плоскостям. Удлиненные спайные выколки имеют прямое погасание вдоль *Nm*. Интенсивные линии: 3,05–2,73–2,48–1,65. В ИК-спектре имеются четкие максимумы поглощения 456, 528, 622, 863, 977, 1056, 1442, 1656, 2728, 3170 и 3377  $\text{cm}^{-1}$ . Результаты химического анализа (№ 12 в табл. 23) соответствуют примерной формуле  $\text{Na}_{1,2}\text{K}_6\text{FeTiSi}_{1,4}\text{O}_{4,0} \cdot 13\text{H}_2\text{O}$ . Минерал легко разлагается кислотами и неустойчив в атмосферных условиях. На воздухе покрывается налетом соды и постепенно превращается в белый порошок агрегат, который дает совершенно иную, но также индивидуальную дебаграмму.

M50  $\text{Ca}_4\text{TiSi}_4\text{O}_{14} \cdot n\text{H}_2\text{O}$  встречен автором в нескольких точках центральной дуги Хибинь и более детально изучен в керне скважины на участке Олений ручей. Находится в тесной ассоциации с канкринитом, анальцитом, биотитом, апатитом и титанитом, образует в пустотах кавернозной пегматоидной породы скопления тонких (0,0*n*–0,*n* мм) разноориентированных игольчатых кристалликов длиной 1–2 мм. Бесцветный, прозрачный, со стеклянным блеском, занозистым изломом. Иголки уплощены по *NpNm* и вытянуты по *Nm*. Сильная дисперсия  $r < v$ . Состав и оптические свойства представлены в табл. 23 (№ 13). Интенсивные линии: 3,094–2,975–2,680–1,901–1,831–1,695.

*Натисит*  $\text{Na}_2\text{TiSiO}_5$  первоначально описан Ю.П. Меньшиковым и др. [106] на горе Карнасурт (Ловозеро), в натролит-уссингитовом прожилке с чкаловитом и вуоннемитом, где он представлен единичными зернами до 1–1,5 мм и розетковидными сростками пластинчатых кристаллов. Минерал, рентгенографически и оптически идентичный натиситу, установлен нами и Ю.С. Кобышевым [204] в двух районах Хибинского массива. В первом (р. Вуоннемиок) он встречен в пегматоидных калишпат-нефелиновых прожилках с волокнистым эгирином, ломоносовитом, виллиомитом, псевдоморфозами цирсиалита по эвдиалиту в виде агрегатов изометричных кристаллов размером 0,05–0,5 мм. Во втором районе (гора Юкспор) натисит обнаружен в пегматоидных породах с пектолитом, канаситом, дельхайелитом, виллиомитом, натрофосфатом, псевдоморфозами вторичных цирконосиликатов по эвдиалиту. Образует округлые зерна, дипирамидальные и пластинчатые кристаллы до 1 мм и их агрегаты до 1 см. Состав, плотность и оптические свойства приведены в табл. 24 (№№ 1, 2). Цвет минерала серый, зеленовато-желтый, светло-кремовый или кофейный. Прозрачный или просвечивает. Блеск стек-

лянный до алмазного,  $H = 3-4$ . Излом ступенчатый. Спайность совершенная по (001) и менее совершенная по (100). Тетрагональный,  $a = 6,50$ ,  $c = 5,07$  Å. Интенсивные линии: 5,05–3,96–2,709–2,349–1,689–1,100.

От приведенной выше существенно отличается рентгенограмма ромбического аналога натисита M52 (интенсивные линии: 2,748–2,257–1,720–1,680–1,475–1,443), ячейка которого имеет параметры  $a = 9,827$ ,  $b = 9,167$ ,  $c = 4,799$  Å (№ 3 в табл. 24). Новый титаносиликат установлен автором на горах Юкспор и Расумчорр, в пегматитах с дельхайелитом, фенакситом, расвумитом и другими минералами ультраапатитовых ассоциаций. Более детально изучена находка на горе Юкспор. Минерал представлен зернами неправильной формы размером 1–3 мм, имеющими яркую оранжевую окраску, что отличает M52 от находящегося в тесных сростаниях с ним натисита зеленовато-желтого цвета (№ 2 в табл. 24). Прозрачный или просвечивает, с сильным смолистым до алмазного блеском, ступенчатым или раковистым изломом.  $H \approx 4$ . Согласно [160], в кристаллической структуре M52, как и в структуре натисита, перпендикулярно оси *c* чередуются слои двух типов, один из которых в общих чертах сходен с соответствующими SiTi-слоями натисита, а второй, в отличие от чисто натриевых слоев в натисите, сложен Na- и Ti-октаэдрами. Иное распределение атомов Na и Ti в структуре при сохранившейся кремнекислородной матрице привело к понижению симметрии от тетрагональной в натисите (пр. гр. *P4/nmm*) до ромбической в M52 (пр. гр. *Pmma*).

*Нарсарсукиит*  $\text{Na}_2\text{TiSi}_4\text{O}_{11}$ , распространенный в метасоматитах Ловозерского массива, обнаружен автором в Хибинах, в пегматоидных породах горы Кукисвумчорр, где он представлен неправильными зернами и полугогранными кристаллами до 1–2 см, находящимися в сростаниях с власовитом. Для минерала характерны темная розовато-коричневая окраска и сильный плеохроизм ( $N_o < N_e$ ). По составу и свойствам (№ 6 в табл. 24) он близок к нарсарсукииту Ловозера, где в жиле Юбилейной встречена его необычная ярко-голубая разновидность, слагающая сферолиты диаметром до 1 см. Минерал плеохроирует от голубого ( $N_o$ ) до бесцветного ( $N_e$ ), обогащен примесями Nb, Al, Fe, K и F (№ 5 в табл. 24).

*Комаровит*  $(\text{H, Na, Ca})_2(\text{Nb, Ti})_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH, F})_2$  описан в натролитовом штоке горы Карнасурт (Ловозеро) [87, 126]. Образует чешуйчато-пластинчатые агрегаты бледно-розового цвета.  $H = 1\frac{1}{2}-2$ . Интенсивные линии: 12,2–6,35–3,16–3,118–2,740–2,715–1,783. Сходные дебаграммы и составы имеют "белый Nb-силикат"  $\text{Na}_2\text{Nb}_2\text{Si}_2\text{O}_{10} \cdot \text{H}_2\text{O}$  из Илимауска [141] и минерал M53, обнаруженный автором на горе Кукисвумчорр в Хибинах. Оба они существенно отличаются от оригинала комаровита высоким содержанием Na и низким —  $\text{H}_2\text{O}$  (№№ 7–9 в табл. 24), в связи с чем илимаусакскую находку предложено именовать "Na-комаровитом" [126]. Состав хибинского минерала больше соответствует формуле  $\text{Na}_4\text{CaTiNb}_3\text{Si}_3\text{O}_{18}\text{F} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ , однако его индивидуализация требует проведения дополнительных исследований. M53 встречен в зальбандах гидротермальных прожилков с друзьями тонкоигольчатого натролита, где он представлен прямоугольными пластинками шириной до  $3 \times 5$ , толщиной до 1 см, имеющими скрытокристаллическое строение. Для минерала характерны светло-розовая окраска, сильный стеклянный блеск,

Таблица 24. Состав и свойства натисита (1, 2), лоренценита (4), нарсарсукиита (5, 6), комаровита (7, 8), лейкофенита (10, 11), M52 (3), M53 (9), M54 (12)

Компоненты	1	2	3	4	5
Na <sub>2</sub> O	30,32	29,47	27,2	15,97	16,70
K <sub>2</sub> O	—	—	—	0,07	0,48
CaO	—	—	—	0,30	He обн.
MnO	0,31	0,38	0,4	0,04	0,07
Fe <sub>x</sub> O <sub>y</sub>	0,53	1,50	2,5	2,88	2,45
SiO <sub>2</sub>	29,77	29,14	28,4	32,77	60,00
TiO <sub>2</sub>	38,93	39,62	36,7	44,48	15,49
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,72	0,18	0,1	2,24	0,81
H <sub>2</sub> O	—	—	1,6	0,57	1,24
F	—	—	1,0	—	1,24
-O = F <sub>2</sub>	—	—	0,4	—	0,52
Сумма*	100,70	100,29	97,5	100,19	100,16
D	3,15	—	3,12	—	2,75
n <sub>p</sub>	1,680	—	1,740	1,91	1,607
n <sub>m</sub>	—	—	1,741	—	—
n <sub>g</sub>	1,756	—	1,765	2,03	1,646
2V°	(-) 0	(-) 0	+ 20	—	(+) 0

\*В сумму входят еще Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,12 (1), 0,4 (9), 0,05 (11); Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,71 (4), 1,59 (5), 0,7 (6), 1,00 (7), 1,38 (8), 0,2 (9), 0,31 (12); ZrO<sub>2</sub> — 0,14 (4), 0,26 (5), 2,2 (6), 0,17 (11), 0,50 (12); P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,02 (4), 0,50 (10), 1,70 (12); MgO — 0,20 (5), 0,1 (6), 0,82 (11); TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,15 (5), 0,46 (8), 1,30 (10), 0,08 (11); B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 5,23 (10), 7,00 (11); SrO — 0,4 (9), 0,48 (10), 1,80 (12); BaO — 0,6 (9), 12,20 (11), 19,27 (12); Li<sub>2</sub>O — 0,04 (12); Fe<sub>x</sub>O<sub>y</sub> = Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, кроме анализов 1, 10, 12 (FeO), 4 (FeO — 0,62, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 2,26), 5 (FeO — 0,48, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 1,97), в анализах 3, 9 H<sub>2</sub>O = п.п.л.

высокое двупреломление. Визуальное тождество дебаеграмм M53 и комаровита указывает на то, что в основе строения обоих минералов лежит одна и та же ромбическая ячейка с параметрами  $a = 15,0$ ,  $b = 12,31$ ,  $c = 10,48$  Å. Это подтверждается хорошим соответствием плотностей — вычисленной (3,21 г/см<sup>3</sup> при  $Z = 4$ ) и экспериментальной (3,28 г/см<sup>3</sup>), что косвенно подтверждает правильность формулы M53, общим видом которой может быть  $(Na, K)_4(Ca, Mn, Fe)(Nb, Ti)_4(Si, Al)_3(O, OH, F)_{19} \times n H_2O$ .

**Лейкофенит** Na<sub>4</sub>BaTi<sub>2</sub>B<sub>2</sub>Si<sub>10</sub>O<sub>30</sub> — характерный концентратор бора в ультраагпайтах Ловозера и Хибин. В первом массиве он установлен в натролитовой зоне жилы Юбилейной в ассоциации с нептунитом и нарсарсукиитом [17, 18]. Образует зерна неправильной формы и псевдотетрагональные призматические кристаллы до 0,5–1 см. Голубовато-серый или ярко-голубой, слабо плеохроирующий ( $N_g > N_p$ ). Содержит до 1,5% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (табл. 24). Повышенная до 1,3% примесь редких земель в обр. 10 не подтверждается нашим новым анализом (№ 11). В пегматитах горы Аллауйв лейкофенит представлен очень мелкими (0,3–0,5 мм)

	6	7	8	9	10	11	12
	16,2	0,85	13,71	12,2	11,73	11,27	12,59
	0,3	0,30	—	1,6	0,17	0,36	1,15
	He обн.	4,70	5,30	4,8	0,10	0,35	0,43
	0,1	5,00	—	0,1	—	0,18	3,60
	1,6	1,50	0,48	0,1	0,23	0,75	0,23
	63,5	23,50	16,46	18,7	51,90	51,22	27,53
	16,0	2,50	5,27	6,8	13,65	12,40	25,54
	0,5	47,00	50,23	46,1	1,05	1,45	3,09
	—	12,00	4,64	6,0	1,64	He обн.	1,82
	1,0	1,21	2,50	2,0	0,28	—	1,36
	0,4	0,51	1,05	0,8	0,11	—	0,57
	101,8	99,05	99,38	99,2	100,35	98,70	100,39
	2,87	3,0	3,3	3,28	2,98	—	—
	1,612	1,750	—	1,78	1,640	—	1,739
	—	1,766	1,8	—	1,660	—	1,747
	1,665	1,852	—	1,8	1,688	—	1,761
	(+) 0	+48	—	—	+75	—	—

Примечание. Аналитики Я.А. Пахомовский (1), Л.И. Полежаева (2–3), Е.А. Кульчицкая (4, 5, 10), О.М. Георгиевская (6), Т.А. Столярова (7), М.Е. Казакова (8), Г.Н. Нечелюстов (9), З.Т. Катаева (11), Н.И. Забавникова (12). Данные настоящей работы, кроме 1 [106], 4, 5, 10, 12 [18], 7 [87], 8 [141]. Места взятия образцов: 1, 4, 5, 7, 10–12 — Ловозеро, Карнасурт; Хибинь: 2, 3 — Юкспор, 6, 9 — Кукисвумчорр, 8 — Илимаусак, Накалак.

бесцветными табличками квадратной формы, нарастающими на стенки пустот уссингита с частично выщелоченными виллиомитом и термонагритом. В Хибинах минерал диагностирован в ультращелочных метасоматитах с вадеитом, щербаковитом, Nb-лабунцовитом и др. (Ю.Л. Капустин, 1982 г).

**Баритолампрофиллит** Na<sub>6</sub>Ba<sub>3</sub>FeTi<sub>6</sub>Si<sub>8</sub>O<sub>34</sub>F<sub>2</sub> — типоморфный минерал ультраагпайтовых пород. В отличие от более широко распространенного темно-коричневого стронциевого аналога он часто имеет ярко-желтую окраску. Местами он развивается с поверхности и по трещинам кристаллов более раннего Sr-лампрофиллита. В жиле Юбилейной (Ловозеро, тип 4) распространен марганцевый аналог баритолампрофиллита M54 (№ 12 в табл. 24), который образует желвакообразные выделения диаметром до 1 см, сложенные агрегатом изогнутых пластинок и волокон. Кроме Ba и Mn, этот минерал обогащен ниобием; в то же время он почти стерилен от примеси железа (0,2 FeO), тогда как обычный Sr-лампрофиллит содержит до 3–6% FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

**Вуоннемит** Na<sub>11</sub>TiNb<sub>2</sub>Si<sub>4</sub>P<sub>2</sub>O<sub>25</sub>F — новый представитель кристалло-

Таблица 25. Сравнительная характеристика минералов семейства ломоносита (см. табл. 8, 26)

Название, формула	$a$ $\alpha$	$b$ $\beta$	$c$ $\gamma$	$n_p$ $n_g$	$n_m$ $2V^\circ$
Ломоносит $Na_4Ti_4Si_4O_{18} \cdot 2Na_3PO_4$	5,40 100	7,03 96	14,65 89	1,654-1,708 1,764-1,778	1,736-1,759 (-) 46-64
Бегаломоносит $Na_4Ti_4Si_4O_{18} \cdot 2(Na, H)_3PO_4$	5,40 104	7,00 95	14,60 89	1,661-1,670 1,779-1,781	1,770-1,773 (-) 10-36
Вуоннемит $Na_5TiNb_2Si_4O_{17}F \cdot 2Na_3PO_4$	5,53 94	7,16 96	14,55 90	1,638-1,639 1,681-1,683	1,651-1,656 (+) 80
Борнеманит $Na_4BaTi_2NbSi_4O_{17}F \cdot Na_3PO_4$	5,48 90	7,10 90	48,2 90	1,682-1,683 1,718-1,720	1,687-1,695 (+) 40
Соболевит $Na_{1,4}CaMgTi_4Si_4O_{34}F_2$	5,4115 93,19	7,078 90,01	40,618 90,00	1,627 1,690	1,686 (-) 29
M56 $Na_{1,4}CaMgTi_4Si_4O_{34}F_2$	5,415 93,15	7,081 94,40	20,34 90,06	1,630 1,697	1,678 (-) 62
M57 $Na_{1,7}Ca_3Mg(Ti, Mn)_4Si_4O_{40}F_6$	5,412 95,21	7,079 93,51	26,56 90,10	1,600 1,676	1,658 (-) 56
Мурманит $Na_4Ti_4Si_4O_{18} \cdot 4H_2O$	5,45 96	7,00 100	11,94 89	1,682-1,702 1,745-1,839	1,712-1,770 (-) 50-75
Эпистоилит $Na_4TiNb_2Si_4O_{17}F \cdot 4H_2O$	5,41 103	7,08 96	12,07 89	1,610 1,682	1,650 (-) 80

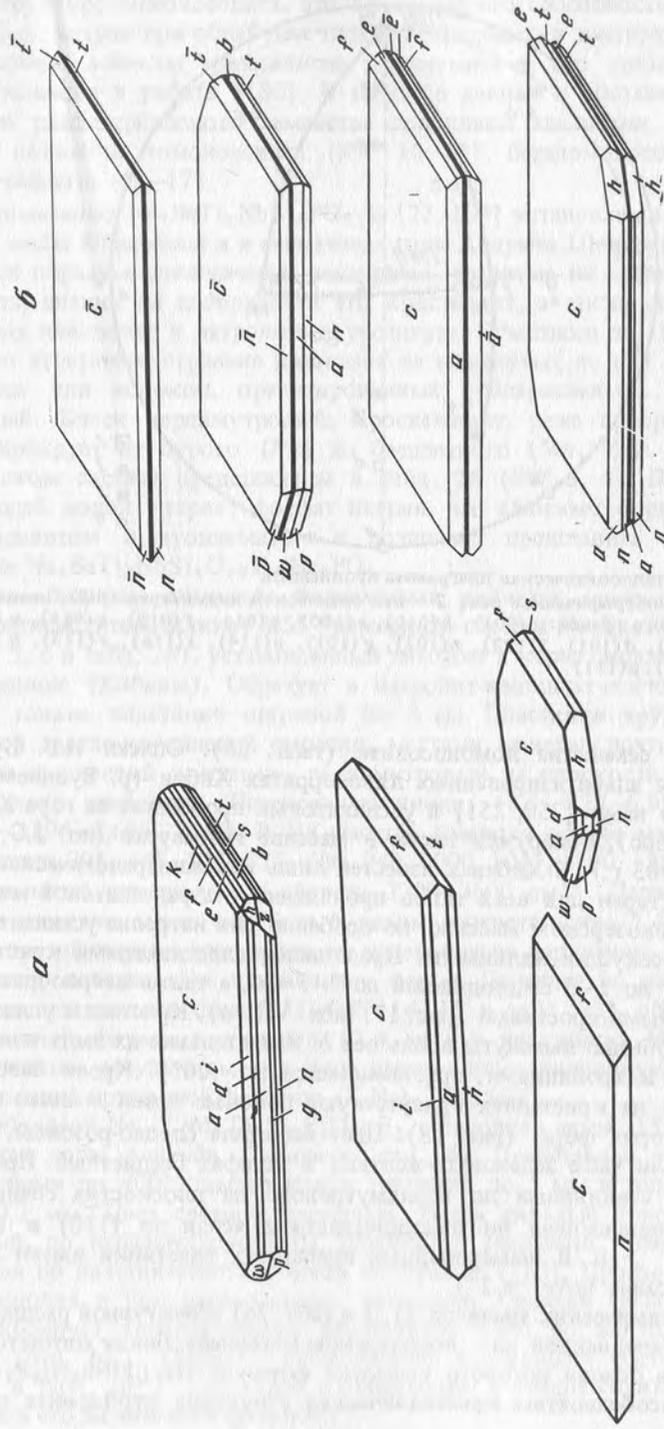


Рис. 17. Форма кристаллов (а) и закономерные сростки кристаллов (б) вуоннемита

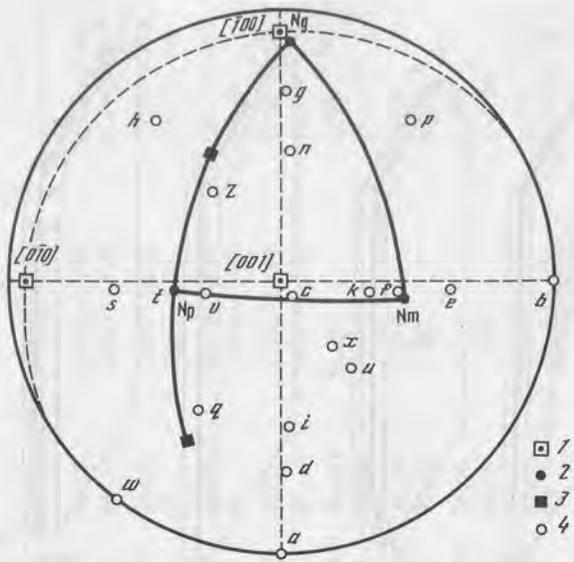


Рис. 18. Кристаллооптическая диаграмма вуоннемита

1 — кристаллографические оси; 2 — оси оптической индикатрисы; 3 — оптические оси; 4 — полюса граней:  $c(001)$ ,  $b(010)$ ,  $a(100)$ ,  $e(011)$ ,  $f(012)$ ,  $k(013)$ ,  $v(013)$ ,  $t(012)$ ,  $s(011)$ ,  $d(101)$ ,  $t(102)$ ,  $n(102)$ ,  $g(101)$ ,  $u(114)$ ,  $x(116)$ ,  $z(113)$ ,  $h(111)$ ,  $w(110)$ ,  $q(112)$ ,  $p(111)$

химического семейства ломоносита (табл. 25). Описан И.В. Буссен и др. [16] в альбитизированных ливочорритах Хибин (р. Вуоннемиок) и независимо нами [250, 251] в уссингитовых прожилках на горе Карнасурт (Ловозеро), обнаружен также в массиве Илимаусак (по: J.G. Rønso et al., 1983 г.). В Хибинах известен лишь как минералогическая редкость. Характерен для всех типов проявлений ультраапатитовой минерализации в Ловозерском массиве, но особенно для натролит-уссингитовых прожилков, секущих малиниты. Представлен пластинчатыми кристаллами шириной до 1–5 см, толщиной до 3–5 мм, а также веерообразными и параллельными сростками (рис. 17, табл. VIII, е). Кристаллы уплощены по (001) и обычно вытянуты вдоль оси  $b$ . Значительная их часть является двойниками и тройниками, сростающимися по (001). Кроме базопинакоида (001) на кристаллах присутствуют боковые грани — всего выявлено 20 простых форм (рис. 18). Цвет минерала бледно-розовый, бледно-желтый или чаще зеленовато-желтый; в шлифах бесцветный. Прозрачный. Блеск стеклянный до перламутрового на плоскостях спайности. Спайность совершенная по пластинчатости и ясная по (110) и (111). Дисперсия  $r > v$ . В иммерсионных препаратах пластинки имеют почти прямое погасание ( $aNg' = 2^\circ$ ).

Из двух химических анализов (1, 2 в табл. 26) структурной расшифровке [47], выполненной на ловозерском материале, ближе соответствует анализ 1, на основе которого выведена формула  $Na_{11}TiNb_2Si_4P_2O_{25}F$ . По своим особенностям кристаллическая структура вуоннемита подоб-

на структуре ломоносита, что объясняет его способность легко терять фосфат натрия при обработке водой и переходить в эпистолит (см. гл. II). Различные аспекты минералогии вуоннемита и его аналогов детально обсуждаются в работе [180]. В табл. 26 данные о составе новых минералов рассматриваемого семейства дополнены анализами наиболее свежих разностей ломоносита (№№ 10–12), беталомоносита (13, 14) и мурманита (15–17).

**Борнеманит**  $Na_7BaTi_2NbSi_4PO_{21}F$  [22, 104] установлен в натролитовой зоне жалы Юбилейной и в пегматитах горы Аллуайв (Ловозеро, типы 1, 4), где он образует пластинчатые выделения, развитые по спайности ломоносита, пленки на поверхности его кристаллов, а также скопления изогнутых пластинок в натролите и уссингите. Пластинки до  $10 \times 8 \times 0,2$  мм имеют агрегатное строение и состоят из вытянутых по оси  $a$  мельчайших чешуек или волокон, ориентированных субпараллельно. Цвет светло-желтый. Блеск перламутровый. Просвечивает, реже прозрачный. Слабо плеохроирует от бурого ( $Ng$ ) до бесцветного ( $Nm$ ,  $Np$ ). Данные о химическом составе представлены в табл. 26 (№№ 3, 4). При обработке кипящей водой теряет фосфат натрия, что сближает борнеманит с ломоноситом и вуоннемитом и позволяет представить его формулу в виде  $Na_4BaTi_2NbSi_4O_{17}F \cdot Na_3PO_4$ .

Своеобразным аналогом борнеманита является существенно барий-фосфатный титаносиликат M55 примерного состава  $Na_7Ba_3Ti_2NbSi_4P_2O_{26}$  (№№ 5, 6 в табл. 26), установленный автором в керне скважины из района р. Калиок (Хибины). Образует в натролит-калишпат-пектолитовой породе тонкие пластинки шириной до 3 см. Пластины хрупкие, неоднородной светло-коричневой окраски, местами минерал почти бесцветный. Блеск смолистый в изломе, перламутровый на плоскости совершенной слюистой спайности. Интенсивные линии:  $18,5-9,23-6,95-4,74-3,61-3,38-2,896-2,698-2,254$ . В ИК-спектре имеются четкие максимумы поглощения  $395, 465, 525, 575, 680, 940, 1000, 1045, 1120, 1380, 1655 \text{ см}^{-1}$  и размытый максимум в области  $3200-3600 \text{ см}^{-1}$ . Периоды идентичности решетки вдоль осей  $a$  и  $b$  равны соответственно  $5,4$  и  $7,0 \text{ \AA}$ , однако третий период определить не удастся из-за нарушений монокристалличности пластинок в направлении оси  $c$ . Параллельно на микрозонде изучена неизвестная фаза M51 (№№ 14, 15 в табл. 23), образующая неправильной формы включения ( $0, n$  мм) в пластинках M55. Согласно полученным результатам, эта фаза имеет вполне индивидуальный состав, отвечающий примерной формуле  $(K, Na)_3TiNbSi_4O_{14}$ .

**Соболевит**  $Na_{14}CaMgTi_4Si_4P_4O_{34}F_2$  установлен нами [155, 235] в пегматитах горы Аллуайв (Ловозеро, тип 14). Представлен редкими пластинчатыми по (001) выделениями шириной до 5 мм и толщиной около  $0,1-0,3$  мм. Цвет светло-коричневый. Блеск сильный стеклянный, смолистый, до перламутрового на плоскостях спайности. Спайность совершенная по пластинчатости и ясная по призме (110). Просвечивает, в тонких сколах и под микроскопом прозрачен. Сильная дисперсия  $r < v$ . Плеохроирует от практически бесцветного ( $Np$ ) до желтовато-коричневого ( $Nm$ ,  $Ng$ ). Наиболее существенная особенность состава минерала (№ 7 в табл. 26) — удвоенное по сравнению с ломоноситом P/Si отношение в его химической формуле.

Таблица 26. Химический состав вуоннемита (1, 2), борнеманита (3, 4), соболеви́та (7), ломоносовита (10–12), беталоносовита (13, 14), мурманита (15–17), M55 (5, 6), M56 (8), M57 (9)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
Na <sub>2</sub> O	29,12	30,23	20,00	19,62	13,39	10,79
K <sub>2</sub> O	Сл.	0,07	0,67	0,65	0,50	0,69
SrO	—	—	0,68	0,70	1,63	—
BaO	—	—	13,00	12,05	14,32	16,49
CaO	0,20	0,25	0,77	0,33	5,21	5,48
MgO	Сл.	0,14	0,06	0,04	0,64	—
MnO	0,60	0,53	2,48	2,97	2,77	2,52
Fe <sub>x</sub> O <sub>y</sub>	0,31	—	0,30	0,17	1,52	1,93
SiO <sub>2</sub>	21,83	22,31	25,00	23,96	16,40	18,45
ZrO <sub>2</sub>	He обн.	He обн.	0,25	0,20	He обн.	—
TiO <sub>2</sub>	7,85	8,07	18,00	18,72	11,06	11,51
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	27,88	23,16	8,86	9,22	9,73	9,44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	10,44	13,50	6,80	6,57	11,58	11,11
H <sub>2</sub> O	—	—	0,70	2,74	—	—
F	1,80	—	1,64	1,52	1,73	—
—O = F <sub>2</sub>	0,76	—	0,69	0,64	0,73	—
Сумма*	99,97	99,68	99,18	99,47	89,75	88,41
D	3,11	3,13	3,50	3,47	3,6	—

\*В сумму входят еще: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,70 (1), 0,46 (2), 0,55 (4), 0,44 (11), 1,13 (15); п.п.п. — 0,96 (2); Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,66 (3), 0,90 (10); Li<sub>2</sub>O — 0,10, Rb<sub>2</sub>O — 0,0025, Cs<sub>2</sub>O — 0,002 (4); Fe<sub>x</sub>O<sub>y</sub> = Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, кроме анализов 4, 5, 8, 9, 12, 14 (FeO), 17 (Fe — 0,40, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 1,56).

В сростаниях с соболеви́том и ломоносовитом автором встречены два близких по облику пластинчатых минерала — M56 и M57 (№№ 8, 9 в табл. 26), индивидуализированных по кристаллооптическим данным. Для них установлены следующие структурные формулы [153,154]: M56 — Na<sub>14</sub>CaMgTi<sub>4</sub>[Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>]<sub>2</sub>[PO<sub>4</sub>]<sub>14</sub>O<sub>4</sub>F<sub>2</sub>, M57 — Na<sub>17</sub>Ca<sub>3</sub>Mg(Ti, Mn)<sub>4</sub>[Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>]<sub>2</sub>X × [PO<sub>4</sub>]<sub>6</sub>O<sub>2</sub>F<sub>6</sub>. Интенсивные линии M56: 2,880–2,702–2,636–2,050–1,662–1,600; интенсивные линии M57: 2,937–2,702–2,659–2,048–1,771–1,730. Как следует из цитируемых работ и сравнительных данных (табл. 25), M56 является полиморфным аналогом соболеви́та. M57 совершенно индивидуален и отличается от ломоносовита не удвоенным, как в соболеви́те и M56, а утроенным количеством групп [PO<sub>4</sub>], входящих на формульную единицу. В основе строения соболеви́та, M56 и M57 лежат трехслойные титаносиликатные пакеты, геометрия которых полностью повторяет структуру сейдозерита Na<sub>4</sub>MnTi(Zr<sub>1,5</sub>Ti<sub>0,5</sub>)[Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>]<sub>2</sub>O<sub>2</sub>(F, OH)<sub>2</sub>. Между указанными пакетами располагаются блоки, представляющие собой вырезку (фрагмент) из

	7	8	9	10	11	12
	29,7	28,1	28,0	24,00	25,51	28,3
	—	He обн.	He обн.	0,32	0,17	He обн.
	—	0,4	0,3	—	—	0,2
	—	1,1	0,9	—	—	2,0
	6,4	5,3	8,3	1,00	1,84	1,1
	0,6	1,1	1,3	0,20	0,19	He обн.
	4,0	4,3	5,6	2,60	1,73	1,9
	0,6	0,3	0,2	1,67	2,16	1,4
	17,1	16,5	13,2	23,68	25,07	22,8
	—	4,1	1,6	2,71	1,97	2,8
	15,2	13,7	12,0	24,00	21,83	22,4
	4,4	3,8	2,7	5,08	4,61	4,1
	19,9	19,2	23,3	13,70	12,31	13,8
	—	—	—	0,40	1,96	—
	0,7	3,4	5,1	—	0,17	0,3
	0,3	1,4	2,1	—	0,07	0,1
	98,3	99,9	100,4	100,26	99,89	101,0
	3,03	3,12	3,07	—	—	—

накафита (Na, Ca)<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>F [156]. Если в M56 такой фрагмент (слой) имеет толщину 6 Å, то в M57 наблюдается его удвоение и параметр *c* второго минерала увеличивается до 26,5 Å по сравнению с первым, где *c* = 20,3 Å. Различие между соболеви́том и M56 в основном сводится к неупорядоченному распределению Р-тетраэдров в первом минерале и упорядоченному (полярному) во втором, что определяет уменьшение вдвое параметра *c* ячейки M56 по сравнению с таковым соболеви́та.

### Фосфаты

Приводимое ниже описание щелочных фосфатов в значительной мере опирается на данные об их составе и свойствах, отраженные в табл. 8 и 27.

*Олимпит* Na<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> первоначально установлен нами в пегматитах Хибин (тип 5) совместно с сидоренки́том, виллиомитом, шафрановски́том [214], затем повторно встречен в уссингитовых жилах Ловозера (тип 3) вместе с натритом и натросилитом. Образует зерна неправильной формы

Таблица 26 (окончание)

Компоненты	13	14	15	16	17
Na <sub>2</sub> O	18,04	19,0	16,00	12,09	11,57
K <sub>2</sub> O	0,95	Не обн.	0,53	Сл.	0,39
SrO	—	0,3	0,76	0,79	—
BaO	—	2,0	2,32	2,57	—
CaO	3,00	2,9	2,17	2,45	2,53
MgO	—	1,1	0,70	Не обн.	Не обн.
MnO	1,28	1,8	4,68	4,30	2,02
Fe <sub>x</sub> O <sub>y</sub>	1,82	1,9	0,93	0,81	1,96
SiO <sub>2</sub>	25,30	24,8	28,53	27,73	29,50
ZrO <sub>2</sub>	Не обн.	0,4	—	1,20	—
TiO <sub>2</sub>	23,73	23,1	25,50	29,49	30,10
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	5,41	5,4	7,83	9,80	11,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	14,58	14,4	—	—	Не обн.
H <sub>2</sub> O	5,05	—	8,16	8,40	11,25
F	1,02	0,6	1,00	1,66	—
-O = F <sub>2</sub>	0,42	0,2	0,42	0,70	—
Сумма*	99,76	97,5	99,82	100,59	100,60
D	2,90		2,85	2,88	2,56

Примечание. Аналитики М.Е. Казакова (1, 16, 17), Н.И. Забавникова (2, 4), А.В. Быкова (3, 10, 13, 15), И.М. Куликова (5), Л.И. Полежаева (6), Н.И. Чистякова (7), Г.Н. Нечелюстов (8, 9, 12, 14), Е.А. Кульчицкая (11). Данные настоящей работы, кроме 1, 10 [251], 2 [16], 3, 4 [104], 7 [235], 11 [18], 15, 16 [180]. Места взятия образцов: Ловозеро: 1, 3, 4, 10–12 – Карнасурт, 7–9, 15, 16 – Аллуйв, 13, 14, 17 – Пьялькимпорр; Хибини: 2 – Вуоннемиок, 5, 6 – Калиок.

до 3–5 мм. Бесцветный, прозрачный, со стеклянным блеском, раковистым изломом. Легко изменяется на воздухе, покрываясь корочкой дорфманита или нахпоита. Самое богатое натрием природное соединение фосфора, легко растворимое в воде. Является индикатором ультравысокой щелочности минералообразующей среды.

*Нахпоит* Na<sub>2</sub>HPO<sub>4</sub>. В 1979 г. автор и Ю.П. Меньшиков [205] описали под названием "фосфат 1" новый минерал из Ловозерского массива, отождествленный по рентгенограмме порошка с синтетической фазой Na<sub>2</sub>HPO<sub>4</sub> (№ 10–184 в картотеке JCPDS). Позднее идентичный фосфат был встречен в железорудных отложениях провинции Юкон, Канада, Л. Колеманом [294], по предложению которого он назван нахпоитом. К этому же минеральному виду оказался принадлежащим и ранее установленный в Хибинах "гипергенный фосфат натрия" [44], который до опубликования работы [205] оставался неидентифицированным из-за ошибок в расчете дебаеграммы. В сводном описании находок нахпоита [238] последний рассматривается как характерный продукт гипергенного и, возможно, эпи-

термального изменения высокощелочных фосфорсодержащих минералов – натрофосфата, олимпита и др. Представлен плотными или порошковатыми скрытокристаллическими агрегатами белого цвета. При повышенной влажности воздуха переходит в дорфманит.

*Дорфманит* Na<sub>2</sub>HPO<sub>4</sub> · 2H<sub>2</sub>O первоначально описан нами в Хибинском и Ловозерском массивах под условным названием "фосфат 2" [205]. Более детально минерал изучен авторами работы [70], по предложению которых назван дорфманитом. Ромбический,  $a = 10,34$ ,  $b = 16,82$ ,  $c = 6,60$  Å; интенсивные линии: 4,64–3,35–2,869–2,738–2,260. В обоих массивах минерал встречается в виде белых пудрообразных налетов и скоплений на поверхности слабывветрелых пород, в их пустотах и трещинах, а также развивается в виде псевдоморфоз по олимпиту, натрофосфату и др. Чрезвычайно легко растворим в воде и дает щелочную реакцию с фенолфталеином. Возможно также образование дорфманита при изменении накафита, что доказано нами соответствующим экспериментом. Установлено, что накафит устойчивый в чистой воде, легко растворяется при комнатной температуре в водном растворе NaF, из которого при высыхании выпадает натрофосфат, самопроизвольно замещающийся в атмосферных условиях агрегатом виллиомита, дорфманита (или нахпоита) и термонаритита. Это не только демонстрирует разнообразие источников компонентов вторичного фосфато- и содообразования при выветривании ультраагпаитовых пород, но и согласуется с нашими представлениями о весьма "сухой", высокотемпературной природе первичных парагенезисов этих пород, в том числе парагенезиса накафит–натрит (термонаритит)–виллиомит.

*Натрофосфат* Na<sub>7</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>F · 19H<sub>2</sub>O, первоначально описанный в Хибинах [43, 66], в последующие годы постоянно отмечался нами в ультраагпаитах Ловозерского массива [202]. Весьма значительные его скопления встречены на горе Карнасурт, в пластовом пегматите (тип 2), а также в уссингитовых, анальцимовых и натролитовых прожилках (тип 3). Натрофосфат выполняет интерстиции между зернами уссингита, натросилита, анальцима, полевого шпата, слагает гнезда диаметром до 1–2 см, прослеживаемые цепочками в осевой части пегматоидных прожилков, иногда образует октаэдрические кристаллы размером до 0,5–1 см. В пегматоидных породах горы Аллуйв (тип 4) натрофосфат входит в наиболее позднюю ассоциацию, представленную виллиомитом, когаркоитом, сидоренкитом, термонарититом, волокнистым эгирином и др. Характерны гнездообразные обособления натрофосфата диаметром до 0,5 см, обрамленные кристаллами виллиомита. Бесцветный, водяно-прозрачный, со стеклянным блеском, раковистым изломом, хрупкий.  $H = 1–2$ . Легко растворим в воде и разбавленных кислотах. Водный раствор натрофосфата дает резкую щелочную реакцию с фенолфталеином, что не согласуется с утверждением [66] о кислой реакции его водной вытяжки. Минерал относится к кубической системе,  $a = 27,8$  Å; интенсивные линии: 8,18–4,93–4,06–3,05–2,90–2,67–2,42–1,948.

При пересчете результатов анализа ловозерского натрофосфата (№ 5 в табл. 27) углекислота исключена как компонент, поглощенный из воздуха. Принято также во внимание, что величина потери веса на термogramме нерастертого образца – 47,0 мас.% – более достоверно отражает истинное содержание воды в минерале, так как в естественных условиях

Таблица 27. Состав и свойства олимпита (1), нахпота (2), дорфманита (3), натро-настрофита (12), набафита (13), витусита (14-16), беловита (17), стронцийапати-та (18), фосфата (4,5), накафита (6), нефедовита (7), арктита (8), ольгита (9,10), M58 (11)

Компоненты	1	2	3	4
Na <sub>2</sub> O	54,50	39,86	34,84	29,15
SrO	—	—	—	—
BaO	—	—	—	—
CaO	—	9,50	—	—
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	42,50	35,50	39,49	21,42
H <sub>2</sub> O	—	9,90	25,44	48,10
F	—	0,90	He обн.	2,60
Сумма*	99,80	101,30	99,77	100,20
D	2,8	—	1,98	1,72
n <sub>p</sub>	1,510	1,480	1,454	—
n <sub>m</sub>	1,510	1,500	1,461	1,460
n <sub>g</sub>	1,512	1,530	1,471	—
2V°	+46	+80	+65	—

Компоненты	10	11	12	13
Na <sub>2</sub> O	17,0	15,38	8,21	6,31
SrO	21,3	17,80	22,19	0,86
BaO	28,8	28,26	8,17	37,00
CaO	1,0	0,5	0,41	0,04
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,8	5,12	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	33,5	32,08	19,04	18,86
H <sub>2</sub> O	—	—	40,52	36,94
F	—	—	—	—
Сумма*	104,1	99,14	100,23	100,01
D	—	3,96	2,05	2,3
n <sub>p</sub>	1,620	—	—	—
n <sub>m</sub>	—	—	1,502	1,504
n <sub>g</sub>	1,625	—	—	—
2V°	(-)0	(-)0	—	—

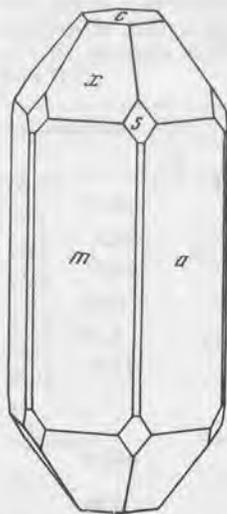
\*В сумму входят еще: MnO — 0,50 (1), 0,39 (6), 0,37 (9), 0,2 (10); CO<sub>2</sub> — 2,30 (1), 2,60 (5); K<sub>2</sub>O — 0,31 (2), 0,10 (6), 0,8 (7), 1,64 (8), 0,44 (9), 0,10 (50), 0,05 (12); Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 5,50, Cl — 0,26, F — 0,90, —O= (F, Cl)<sub>2</sub> — 0,43 (2); —O=F<sub>2</sub> — 1,07 (4), 1,34 (5), 3,93 (6), 1,0 (7), 2,20 (8), 0,56 (17), 0,86 (18); ZrO<sub>2</sub> — 3,25, S<sub>общ</sub> — 0,22 (8); SiO<sub>2</sub> — 3,60 (8), 0,06 (9), 9,23 (14), 0,15 (15), 0,46 (17); Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,20 (8), 0,15 (17); н.р.о. — 1,64(12); ThO<sub>2</sub> — 0,11, SO<sub>4</sub> — 0,48 (17); TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — La<sub>5,23</sub>Ce<sub>0,75</sub>Pr<sub>0,06</sub>Nd<sub>0,09</sub> (9),

	5	6	7	8	9
	32,60	31,44	22,7	9,72	14,8
	—	0,55	—	—	20,5
	—	—	—	12,00	24,5
	—	26,66	33,7	31,80	0,81
	—	—	—	—	6,13
	21,51	36,00	42,1	33,83	31,9
	41,30	—	—	0,50	—
	3,20	9,32	2,5	5,25	—
	99,87	100,54	100,8	99,81	99,51
	1,74	2,85	3,01	3,13	3,94
	—	1,508	1,571	1,577	1,619
	1,450	1,515	—	—	—
	—	1,520	1,590	1,578	1,623
	—	-80	(+)0	(-)0	(-)0

	14	15	16	17	18
	23,00	22,50	19,54	2,12	0,29
	—	—	2,13	40,62	46,40
	He обн.	He обн.	—	0,38	0,58
	1,22	4,75	4,88	2,40	17,30
	40,58	34,16	33,43	22,57	1,40
	35,92	36,50	34,56	28,41	33,06
	—	—	—	1,30	—
	—	—	—	1,33	2,05
	100,95	98,06	94,54	99,77	100,22
	3,60	—	3,67	4,03	3,8
	1,602	1,602	1,60	1,640	1,630
	1,650	1,633	—	—	—
	1,654	1,639	1,64	1,660	1,636
	-30	-30	-30	(-)0	(-)0

La<sub>0,7</sub>Ce<sub>1,1</sub> (10), La<sub>2,22</sub>Ce<sub>2,90</sub> (11), La<sub>9,25</sub>Ce<sub>21,72</sub>Pr<sub>1,92</sub>Nd<sub>7,69</sub> (14), La<sub>12,20</sub>Ce<sub>16,50</sub>X × Pr<sub>1,13</sub>Nd<sub>4,33</sub> (15), La<sub>9,87</sub>Ce<sub>17,66</sub>Pr<sub>1,40</sub>Nd<sub>4,44</sub>Sm<sub>0,31</sub>Y<sub>0,05</sub> (16), La<sub>0,77</sub>Ce<sub>0,63</sub> (18).

Примечание. Аналитики А.В. Быкова (1, 4, 5, 8), Р.Л. Тимофеева (2), Т.Е. Быкова (3), М.К. Казакова (6. 12. 17). Г.Н. Нечелюстов (7, 11, 18). И.П. Лапутина (9), Г.Н. Муравицкая (10), Л.И. Полежаева (13, 16), Дж.Г. Ронсбо (14, 15). Данные настоящей работы, кроме 1 [214], 2 [238], 3 [70], 4 [66], 5 [202], 7 [239], 8 [213], 9 [252], 12 [225], 13 [231], 14, 15 [315]. Места взятия образцов: Хибины: 1, 2, 6, 16, 18 — Расвумчорр, 3 — Коашва, 4, 13 — Юкспор, 7 — Куниок, 8, 10 — Вуоннемиок; Ловозеро: 5, 9, 14, 17 — Карнасурт, 11, 12 — Аллуайв, 15 — Сенгисчорр.



Р и с. 19. Кристалл олигита

он легко обезвоживается при замещении вторичными фосфатами типа нахпоита и дорфманита. Полученная эмпирическая формула  $\text{Na}_{6,94}(\text{PO}_4)_2\text{F}_{1,11} \times 18,18\text{H}_2\text{O}$  весьма близка к формуле искусственного соединения  $\text{Na}_7(\text{PO}_4)_2\text{F} \cdot 19\text{H}_2\text{O}$ . По существу с ней согласуется и состав хибинских образцов. Учитывая это, а также тот факт, что рентгенограммы порошка природного натрофосфата и синтетического  $\text{Na}_7(\text{PO}_4)_2\text{F} \cdot 19\text{H}_2\text{O}$  идентичны, указанную формулу следует принять для дальнейшего использования вместо предложенной в [66] формулы  $\text{Na}_6\text{H}(\text{PO}_4)_2\text{F} \times 17\text{H}_2\text{O}$ .

**Накафит**  $\text{Na}_2\text{CaPO}_4\text{F}$  [226] и **нефедовит**  $\text{Na}_5\text{Ca}_4(\text{PO}_4)_2\text{F}$  [239] — “заместители” апатита

в ультраагпаитовых пегматитах и гидротермалитах Хибин (тип 5, 7, 8). Оба минерала развиваются в виде псевдоморфоз по апатиту или образуют округлые зерна размером 0,1–1 мм, включенные в натрит или термонатрит. Могут служить чувствительным индикатором насыщенности расплава-раствора в отношении NaF, а именно: в присутствии виллиомита устойчивой фазой является накафит, в отсутствие виллиомита — нефедовит (см. гл. II). Оба минерала бесцветны, прозрачны, со стеклянным блеском, раковистым изломом, нерастворимы в воде, но легко разлагаются 10%-ной HCl. Резко отличаются друг от друга по оптическим свойствам и дебаеграмме (табл. 8, 27), вполне индивидуальны по кристаллической структуре [137, 156].

**Арктит**  $\text{Na}_5\text{BaCa}_7(\text{PO}_4)_6\text{F}_3$  [159, 213] обнаружен автором в керне пегматоидной породы Хибин (Вуоннемиок, тип 7) в виде монокристалльного обособления 3×3 см, насыщенного вростками расвумита, виллиомита, тенардита, эгирина, умбита, вадеита. Бесцветный, прозрачный; блеск стеклянный до перламутрового на плоскости спайности (0001). Устойчив к воде, но легко растворим в 5%-ной HCl.

**Олигит**  $\text{Na}(\text{Sr}, \text{Ba})\text{PO}_4$  установлен нами в пегматоидах типа 2, 3, 7 Ловозера и Хибин [252]. Характерна ассоциация с натросилитом, уссингитом, казаковитом, цирсиалитом. Минерал образует хорошо ограненные призматические кристаллы длиной до 2 мм (рис. 19) и округлые или шестигульные в сечении зерна диаметром свыше 1 см (табл. VIII, з). Ярко-голубой или голубовато-зеленый, с сильным стеклянным блеском, раковистым изломом. В образцах Карнасурта (№ 9 в табл. 27) отношение Sr:Ba колеблется в пределах 1,1–1,3. Из изоморфных примесей наиболее существенны редкие земли (до 7,4 мас.%) ультралантанового состава (La:Nd = 56–115). Близкий к ним состав при существенно пониженном содержании лантаноидов (№ 10 в табл. 27) имеет олигит, обнаруженный автором на Вуоннемиоке в Хибинах, в пегматоидной породе с содалитом, альбитом, натросилитом, виллиомитом, казаковитом, цирсиалитом. Особым высокобариевым аналогом олигита является минерал M58 (№ 11

в табл. 27) из уссингитового прожилка на горе Алдуайв (Ловозеро, тип 4), в котором атомное отношение Ba:Sr  $\geq 1$ . Установленное отношение приближается к максимально возможному для данного минерала, поскольку, согласно результатам рентгеноструктурного исследования [157], благоприятные условия для существования структурного типа олигита ограничены областью составов от  $\text{Na}(\text{Sr}_{0,75}\text{Ba}_{0,25})\text{PO}_4$  до  $\text{Na}(\text{Sr}_{0,5}\text{Ba}_{0,5})\text{PO}_4$ , а это, в свою очередь, исключает возможность существования и чисто стронциевых аналогов минерала.

**Натрофит**  $\text{Na}(\text{Sr}, \text{Ba})\text{PO}_4 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$  [225] и **набафит**  $\text{NaBaPO}_4 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$  [231] — изоструктурные гидрофосфаты натрия, стронция и бария. Отношение Sr:Ba в изученных образцах этих минералов равно соответственно 4:1 и 1:30. Разновидности, развивающиеся в виде псевдоморфоз по M58 (табл. VIII, з), вероятно, имеют Sr:Ba  $\approx 1$ . Натрофит установлен в ультраагпаитах Ловозерского массива (типы 2, 3, 4), набафит — Хибинского (тип 7), что согласуется с геохимической спецификой пород этих массивов. Оба минерала прозрачны, бесцветны, с тусклым стеклянным блеском, раковистым изломом. Выделения их приурочены к осевым зонам пегматитов и пегматоидных прожилков. Натрофит выполняет интерстиции между кристаллами калиевого полевого шпата, содалита, анальцима, натродэвина, щелочного амфибола, прорастает иглами эгирина; представлен зернами неправильной формы и кубическими кристаллами до 0,5–1 см. Набафит встречен в виде зерен неправильной формы (до 5 мм) в пустотах, обрамленных кристаллами натролита. Кристаллические структуры рассматриваемых гидрофосфатов однотипны (Ю.А. Малиновский и др., 1982 г.; С.В. Батурин и др., 1982 г.). В них выделяется трехмерный каркас из Sr(Ba)-девятивершинников и Na-октаэдров, в очень крупных полостях которого локализованы P-тетраэдры. Вершинами Sr(Ba) и Na-полиэдров служат молекулы воды, а вокруг атомов P размещены атомы O, соединяющиеся с атомами кислорода молекул воды сложной системой водородных связей.

**Витусит**  $\text{Na}_3\text{Ce}(\text{PO}_4)_2$  [72, 315] установлен автором и Е.И. Семеновым в жиле Юбилейной Ловозерского массива (тип 1) и одновременно датским минералогом Дж.Г. Ронсбо в арфведсонитовых луавритах массива Илимаусак. Ловозерский минерал рассеян в центральной натролитовой зоне пегматита в виде зерен неправильной формы размером 0,5–1 мм и более крупных округлых выделений. Для него характерна ассоциация с беловитом, нептунитом, лейкофенитом, сажинитом, лапландитом; часто он развивается по трещинам и вокруг зерен стенструпина. Прозрачный, имеет бледно-розовую окраску, сильный стеклянный блеск, раковистый излом. Позднее этот минерал был встречен автором в Хибинах (Расвумчорр), в прожилке пектолита, виллиомита и термонатрита. Согласно [72], структура витусита относится к типу OD-структур.

**Беловит**  $\text{NaCeSr}_3(\text{PO}_4)_3\text{F}$ , первоначально установленный в уссингитовом пегматите горы Пункаруайв [6], позднее описан в аналогичных телах двух других районов Ловозера [142]. В процессе наших исследований он отмечался практически во всех телах ультраагпаитов данного массива и может рассматриваться как один из самых характерных для них фосфатных минералов. Изредка встречается также в пегматитах Хибин (с нордитом, мурманитом и др.). Обычно он представлен гексагональными призма-

тическими кристаллами медово-желтого цвета. Изученный нами беловит из жилы Юбилейной (Ловозеро, тип 1) весьма характерен для ее центральной натролитовой зоны. Находится в тесной ассоциации со стенструпином, витуситом, лашандитом, сажинитом. Образует сноповидные и радиально-лучистые агрегаты игольчатых кристаллов длиной до 3–5 мм. В составе минерала (№ 17 в табл. 27) впервые выявлено существенное содержание фтора (1,33%), в соответствии с чем предложена обновленная формула  $\text{NaCeSr}_3(\text{PO}_4)_3\text{F}$ . Образец из жилы Юбилейной послужил объектом для уточнения кристаллической структуры минерала. В результате проведенного исследования [113] подтверждены выводы Р.Ф. Клевцовой и С.В. Борисова (1964 г.) об общей тенденции к высокой степени упорядочения катионов  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Sr}^{2+}$  и  $\text{Ce}^{3+}$  в рассматриваемой структуре, что является основной причиной снижения симметрии от  $P6_3/m$  у апатита до  $P3$  у беловита.

**Стронцийапатит**  $(\text{Sr}, \text{Ca})_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$  до последнего времени был известен только в аномально обогащенных стронцием пегматитах массива Инагли в Южной Якутии (А.Ф. Ефимов и др., 1962 г.). Вторая находка этого минерала в Союзе сделана нами в пегматоидах горы Расвумчорр (Хибинь, тип 5), где он встречен в тесной ассоциации с натритом, термонаритом, виллиомитом и накафитом. Представлен бесцветными прозрачными шестоватыми кристаллами размером до 0,5–1 мм. Состав (№ 18 в табл. 27) соответствует примерной формуле  $(\text{Sr}_{0,6}\text{Ca}_{0,4})_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ . Содержание  $\text{SrO}$  в пяти проанализированных на микрозонде зернах находится в пределах 45,0–48,3 мас.%, что значительно выше, чем в максимально стронциевых разновидностях хибинского апатита – до 23,7%  $\text{SrO}$ , изученных ранее. Согласно структурному уточнению [130], хибинский минерал отличается от якутского более высоким содержанием  $\text{Sr}$  и одновременным присутствием  $\text{Sr}$  и  $\text{Ca}$  во всех трех (а не двух, как в образце из Якутии) независимых катионных позициях. Обнаружение стронцийапатита в парагенезисе с натритом и термонаритом весьма симптоматично в связи с неустойчивостью апатита обычного состава в ассоциациях с ультращелочными минералами (см. гл. I, II). Находка подтверждает также существующие представления о наличии прямой корреляции между стронциеносностью апатита и щелочностью среды его образования. Отметим, что среднее содержание окиси стронция в апатите из разных рудных полей Хибинского массива колеблется в пределах от 2 до 5% и этот показатель имеет существенное значение при оценке конкретных месторождений как комплексных редкометалльно-фосфатных объектов [65, 114].

Своеобразным "SiTR-заместителем" апатита в контактовых породах Хибин является бритоцит  $\text{Ca}_2\text{Ce}_3(\text{SiO}_4)_3(\text{F}, \text{OH})$ , отмечавшийся здесь прежде лишь как минералогическая редкость [274]. В относительно крупных скоплениях он встречен нами в куспидинсодержащих метасоматитах горы Намуайв, где образует сплошные или с включениями других минералов выделения неправильной формы до 5 см и более, а также гексагональные призматические кристаллы до 3–5 мм. В отличие от ранее описанных разновидностей минерал данного проявления существенно обогащен стронцием и торием ( $\text{SrO} = 1,6$ ,  $\text{ThO}_2 = 1,4$ –1,6%). Апатит из куспидиновых метасоматитов также представлен весьма своеобразной TRSrSi-разновидностью, содержащей 7,7–7,8%  $\text{TR}_2\text{O}_3$ , 6,5–6,7%  $\text{SrO}$  и 3,6–3,8%  $\text{SiO}_2$ .

Ее необычность подчеркивается наличием резкого лантанового максимума TR:  $\text{La}_2\text{O}_3 = 3,96$ –4,08,  $\text{Ce}_2\text{O}_3 = 3,04$ ,  $\text{Pr}_2\text{O}_3 = 0,06$ –0,11,  $\text{Nd}_2\text{O}_3 = 0,40$ –0,45,  $\text{Sm}_2\text{O}_3 = 0,10$ –0,12,  $\text{Y}_2\text{O}_3 = 0,04$ –0,08%, а также весьма высокими показателями преломления:  $n_e = 1,648$ –1,651,  $n_o = 1,652$ –1,657.

**M59**  $(\text{Ce}, \text{Ca}, \text{Sr})_5(\text{SiO}_4, \text{PO}_4)_3\text{F}$  и **M60**  $(\text{Ca}, \text{Sr}, \text{Ce})_5(\text{PO}_4, \text{SiO}_4)_3\text{F}$ , по данным предварительного микрозондового анализа, содержат соответственно (мас.%):  $\text{CaO} - 8,6$  и  $16,3$   $\text{SrO} - 6,2$  и  $21,8$ ,  $\text{La}_2\text{O}_3 - 9,3$  и  $4,6$ ,  $\text{Ce}_2\text{O}_3 - 31,8$  и  $13,8$ ,  $\text{Pr}_2\text{O}_3 - 2,7$  и  $0,9$ ,  $\text{Nd}_2\text{O}_3 - 9,3$  и  $3,5$ ,  $\text{SiO}_2 - 19,0$  и  $8,2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5 - 3,0$  и  $25,1$ <sup>1</sup>. Первый из них можно рассматривать как существенно стронциевый бритоцит, второй – как стронцийапатит с существенной примесью бритоцитового минерала. Оба минерала обнаружены автором в Хибиных (гора Путеличорр), в протолочной пробе измененного пегматоидного ийолит-уртита с флюоритом, канкринитом, темной слюдой, энigmatитом, астрофиллитом. Образуют бесцветные или бледно-розовые короткостолбчатые или дисковидные гексагонально-призматические кристаллы размером до 0,5–1 мм. Преобладающий в пробе минерал M59 по параметрам ячейки ( $a = 9,638$ ,  $c = 7,081$  Å) и рентгенограмме порошка (дает четкую дебаеграмму без прокаливании) весьма близок стандартному бритоциту, от которого отличается противоположным оптическим знаком ( $+2V = 0^\circ$ ,  $n \approx 1,785$ ).

### Сульфаты

Из минералов данного класса наибольший интерес представляют водорастворимые соединения натрия – когаркоит и тенардит.

**Когаркоит**  $\text{Na}_3\text{FSO}_4$ , первоначально описанный в пегматите горы Аллуайв Ловозерского массива под названием "бесхлорный шайрерит" (Л.Н. Когарко, 1961 г.), долгое время рассматривался как минералогическая редкость. По данным наших исследований, он является одним из сравнительно широко распространенных солевых минералов пегматитов и гидротермалитов указанного района, где в основном концентрируется в осевой зоне тел, образуя совместными с виллиомитом, термонаритом, сидоренкитом и другими высокощелочными минералами гнездообразные выделения диаметром от 0,5–1 до 3–5 см. В этом же массиве он встречен нами на горе Кедыкверпахк в виде небольшого (1 × 1,5 см) сростка с виллиомитом, включенного в уссингит. Для когаркоита характерна варьирующая окраска – голубая, сиреневая, бледно-розовая, часто он совершенно бесцветный. Прозрачный или слегка мутноватый, с тусклым стеклянным блеском. Медленно растворяется в воде при комнатной температуре. Оптически одноосный, положительный, слабо анизотропный,  $n_o = 1,435$ ,  $n_e = 1,439$ .

**Тенардит**  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  – установлен нами в Хибинском (Буоннемиок) и Ловозерском (Кедыкверпахк, Аллуайв) массивах. В первом из них он встречен вместе с виллиомитом в виде включений в арките размером до 0,5 мм. Во втором он обнаружен в трещинах измененных нефелиновых сиенитов, где представлен легко раскрашивающимися агрегатами ромбовидных кристаллов размером 0,5–2 мм. Отдельные участки на

<sup>1</sup> В M59 дополнительно определены  $\text{Sm}_2\text{O}_3 - 0,7$ ,  $\text{ThO}_2 - 0,06$ ,  $\text{U}_3\text{O}_8 - 0,05$ ,  $\text{F} - 2,34\%$ .

отвалах выработок в районе горы Аллуайв после дождей покрываются сплошными белыми корками вторичных продуктов толщиной до 1 см, представленных рыхловатым содоподобным материалом, легко вскипающим в кислотах. Содовые минералы, однако, присутствуют здесь лишь в виде незначительной примеси, тогда как главным вторичным минералом, судя по дебаграммам, является тенардит. Глыбы пород, покрывающиеся белыми корками, представляют собой сильно пористые, легко раскалывающиеся молотком пойкилитовые нефелиновые сиениты, которые до попадания в отвал, очевидно, содержали первичную сульфатную минерализацию.

Из прочих сульфатов определенный интерес представляет барит, сравнительно часто отмечаемый в цеолитных ядрах пегматитов и натролитовых прожилках центральной дуги Хибин, а также в породах карбонатитового штока. В этих породах, в керне с глубины 64 м нами впервые для Хибин установлены *роценит*  $\text{FeSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  и *мелантерит*  $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ , слагающие радиально-лучистые агрегаты вокруг полуокисленных зерен пирита. Судя по взаимоотношениям минералов, более ранним сульфатом является мелантерит, формировавшийся за счет изменения пирита в довольно влажной обстановке, тогда как роценит развивался в более сухих условиях за счет частичной дегидратации мелантерита.

#### Галогениды

*Виллиомит*  $\text{NaF}$  — главнейший солевой минерал ультраагпаитовых пород. В повышенных количествах он содержится в пегматитах и гидротермалитах центральной дуги Хибин, но в еще большей степени сконцентрирован в породах дифференцированного комплекса Ловозерского массива, где его содержание в отдельных горизонтах фойяитов и содалитовых сиенитов достигает 5%. К верхней части этого комплекса приурочены пегматитовые горизонты, на отдельных участках которых встречаются весьма крупные, диаметром до 10–50 м, тела существенно виллиомитовых пород. Данные о распространенности виллиомита в массивных породах и разнообразных типах жильных образований (см. гл. I, II) в сочетании с данными термобарогеохимических исследований (стр. 26) свидетельствуют о его кристаллизации начиная с позднемагматического этапа ( $T \sim 500^\circ\text{C}$ ) до температур эпитептермальных и гипергенных процессов. Несмотря на то что виллиомит довольно легко растворим в воде (43 г/л), он способен относительно долго сохраняться в условиях повышенной влажности. Частично растворяясь, он переотлагается в виде белых порошковых налетов, которые иногда ошибочно принимаются за соду.

*Галит*  $\text{NaCl}$  представлен единичными находками в каждом из рассматриваемых массивов. На горе Карнасурт (Ловозеро) он отмечен в жиле Юбилейной в виде мелких кристаллов и их сростков в рыхлой массе натролита, маунтинита, райта, зорита, нептунита [18]. В пегматитах горы Аллуайв того же массива автором сделаны две находки описываемого минерала. В одном случае галит встречен в виде вкраплений в терските, представленных монокристалльными зернами (0,5–2 мм) овальной и шарообразной формы с идеально гладкой поверхностью, а также кубообразными кристаллами со сглаженными ребрами; в другом — в виде хорошо ограниченных кубических кристаллов размером до 1 мм, находящихся

в сростаниях с мурманитом. В Хибинах галит вместе с тенардитом установлен нами в виде мелких включений в арктите [213]. В этом же массиве кубические кристаллики галита до 2,5 мм наблюдались в микрозанорышах среди эгирина и натролита, в тесной ассоциации с виллиомитом, поздним гакманитом и натрофосфатом [109].

*Нейборит*  $\text{NaMgF}_3$ , ранее не отмечавшийся на Кольском полуострове, обнаружен нами в нескольких точках изученных массивов [195]. Он оказался характерным второстепенным минералом ультраагпаитовых пегматитов Ловозера (тип 4), гидротермалитов (тип 8) и карбонатитов Хибин. В пегматитах Ловозера (Аллуайв) нейборит встречен в поздней ассоциации, включающей когаркоит, виллиомит, термонатрит, сидоренкит, анальцит, альбит, натролит, волокнистый эгирин, пиррофанит, пирротин и др. Образует друзовые корочки в пустотах растворения солевых минералов, сложенные полуголанными изометричными кристаллами размером 0,5–1 мм. В Хибинском массиве нейборит особенно характерен для силикатно-карбонатных прожилков с шортитовой минерализацией, где обычно концентрируется вместе с шортитом в осевой зоне в виде скоплений псевдокубических или псевдооктаэдрических кристаллов размером от 0,5–1 до 3–5 мм. В породах карбонатитового штока нейборит отмечен как характерный для поздних давсонит-криолитовых прожилков, где он представлен сростками кубообразных и уплощенных прямоугольных кристаллов до 1–2 см. Минерал уверенно диагностируется иммерсионным методом: изотропный или слабо анизотропный,  $n = 1,364$ . Интенсивные линии: 3,84–3,43–2,744–2,710–2,308–2,231–1,917.

*Криолит*  $\text{Na}_3\text{AlF}_6$  в рассматриваемом комплексе представлен тонкодисперсной фазой сложных натечных образований, формирующихся при выветривании виллиомитсодержащих пород [142], и массивными агрегатами хорошо окристаллизованных зерен, сформировавшихся в гипогенных условиях. В Хибинах (зал. Тулылухт) грубозернистый гипогенный криолит описан [79] в прожилках, секущих фойяит вблизи карбонатитового штока и, кроме того, обнаружен автором настоящей работы в аналогичных прожилках, секущих карбонатные породы в пределах самого штока. Прожилки снежно-белого волокнистого давсонита содержат неправильной формы выделения прозрачного, бесцветного криолита размером до 1–3 см, а также скопления кристаллов и зерен нейборита, сидерита, бербанкита, пирита, сфалерита, галенита, флюорита и др. Еще две находки криолита сделаны автором в юго-восточном (Олений ручей) и северо-восточном (Рестиньон) секторах центральной дуги Хибин, в гидротермально-измененных рисчорритах и ийолит-ургитах, где описываемый минерал находится в ассоциации с давсонитом, бонштедтитом, бербанкитом, шортитом, флюоритом, нейборитом, анальцитом, натролитом и др. Наиболее значительные скопления криолита отмечены нами в пегматитах и гидротермалитах горы Аллуайв (Ловозеро, тип 4), где он концентрируется в осевой зоне тел вместе с основной массой других солевых минералов, включая когаркоит, виллиомит, трону, сульфатокрбонат M2, сидоренкит и др. Представлен вкраплениями бесцветных прозрачных зерен изометричной формы до 1–2 мм и их агрегатами до нескольких сантиметров в поперечнике.

Флюорит  $\text{CaF}_2$  нередко присутствует в цеолитных ядрах ультраабитовых пегматитов, но гораздо чаще отмечается в натролитовых и других поздних прожилках, где он отлагается вместе с кальцитом, апатитом и другими минералами поздней миаскитовой ассоциации.

### Сульфиды

Эрдит  $\text{NaFeS}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , первоначально установлен в щелочной диагрене Койот-Пик, шт. Калифорния, США (по: Czamanske et al., 1980 г.), где он встречен совместно с пирротинном, магнетитом, расвумитом, джерфишеритом и бартонитом в поздних сегрегациях меланократовой породы, содержащей флогопит, шорломит, нефелин, натролит, содалит, акмит, апатит, баритолампрофиллит. Нами этот редчайший сульфид, находящийся в тесных срастаниях с пиритом, впервые в Союзе обнаружен в пегматитах горы Аллуайв Ловозерского массива в интерстициях крупных кристаллов микроклин-пергита и пластинчатых выделений мурманита [229]. Описываемый минерал представлен ксеноморфными зернами размером до 1 мм, красновато-медного цвета, с бронзовым отливом. Под микроскопом в отраженном свете он резко отличается от других сульфидов сильным плеохроизмом с вариацией окраски от серой до красновато-синей, характерны также двуотражение и сильная анизотропия. Минерал очень мягкий, легко расщепляется на тонкие, гибкие волокна, плохо полируется, на воздухе покрывается темной пленкой, что делает его внешне похожим на расвумит. Вычисленные из порошкограммы параметры ячейки ловозерского эрдита лишь незначительно отличаются от соответствующих параметров эталонного образца:  $a = 10,677$ ,  $b = 9,083$ ,  $c = 5,499$  Å,  $\beta = 92^\circ 23'$ . Пересчет результатов микронзондового анализа (№ 1 в табл. 28) приводит при  $\text{Fe} + \text{S} = 3$  к эмпирической формуле  $(\text{Na}_{0,813}\text{K}_{0,005})_{0,818}\text{Fe}_{1,043}\text{S}_{1,957} \times \text{X} \cdot 1,5\text{H}_2\text{O}$ , которая в целом отвечает структурной формуле  $\text{NaFeS}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ .

Расвумит  $\text{KFe}_2\text{S}_3$ , первоначально описанный в пегматитах на апатитовом месторождении Расвумчорр [163], был встречен затем в различных рай-

Таблица 28. Химический состав эрдита (1), расвумита (2, 3), джерфишерита (4–6), мурунсита (7), макинавита (8), М62 (9)

Компоненты	1	2	3	4
Na	11,2	0,0–0,46	–	0,02–0,65
K	0,12	14,5–16,4	15,1	7,71–11,0
Cu	–	не обн.	–	3,7–22,4
Fe	34,9	44,8–46,6	46,7	31,4–51,8
S	37,6	37,8–38,0	38,2	31,2–41,1
Сумма*	100,02	–	100,0	–
Источник	[229]	[161]	[64]	[161]

\*В сумму входят еще: O – 16,2 (1); Mg – 0,0–0,005 (2); Cl – 0,01 (2), 0,42–1,75 (4); 0,03 (8); Ni – 0,01–4,3 (4); 6,8 (6); 0,05 (8); MgO – 1,15–1,76; Co – 0,01–0,64 (4); Mn – 0,01 (7); 0,20 (9).

\*\*Данные настоящей работы.

онах центральной дуги Хибин [41, 109 и др.] и в Ловозерском массиве [64, 194], где его диагностика подтверждена рентгенограммами порошка и микронзондовым анализом (№№ 2, 3 в табл. 28). В каждом массиве наряду с самостоятельными выделениями расвумит образует сростки с джерфишеритом  $\text{K}_6\text{Na}(\text{Fe}, \text{Cu})_{24}\text{S}_{26}\text{Cl}$  (№№ 4–6 в той же таблице), вместе с которым он развивается по пирротину, халькопириту, кубаниту и другим безщелочным сульфидам.

Кроме сульфидов в ассоциациях с расвумитом встречены многие высокощелочные минералы других классов, причем в Хибинах существенно калиевые (вадеит, умбит и т.п.), а в Ловозерском массиве – натриевые (уссингит, натросилит). С различием ассоциаций закономерно связана резко ограниченная распространенность калийсодержащих сульфидов в Ловозерском массиве и обнаружение в нем эрдита, пока что не найденного в Хибинах. Наиболее крупные выделения расвумита встречены здесь в пегматитах горы Карнасурт, где он представлен зернами удлиненной или неправильной формы размером до 3–5 мм. В то же время в пегматитах Хибин выделения расвумита часто достигают 0,5–1 см, в отдельных случаях 3–5 см в поперечнике. Наряду с зернами неправильной и игольчатой формы в Хибинском массиве встречены хорошо ограниченные призматические и таблитчатые кристаллы этого минерала размером около 0,1–0,5 × 0,5–1 × 3–5 мм [194]. В макроскопических выделениях расвумит имеет черную окраску, шелковистый или металлический блеск. Плотность 3,1 г/см<sup>3</sup>. Минерал очень мягкий,  $H = 24\text{--}43$  кгс/мм<sup>2</sup>, что в сочетании с совершенной призматической спайностью придает ему волокнистое строение и внешнее сходство с эрдитом. Под микроскопом в отраженном свете он кремовато-серый, слегка перламутровый, сильно анизотропный, иногда полисинтетически сдвойникованный.

Мурунсикт  $\text{K}_2\text{Cu}_3\text{FeS}_4$ , первоначально установленный в ультракалиевых чароитовых породах Алдана [42], обнаружен автором в Хибинах, в паранатролитовых прожилках, секущих пегматоидные уртиты и апатит-нефелиновые породы на горе Кукисвумчорр. Минерал рассеян в паранатролите в виде зерен неправильной формы размером 1–3 мм. Ясно выраженная

5	6	7	8	9
–	–	–	0,30	–
8,1	9,0	17,15	0,27	1,21
9,5	8,6	42,68	0,47	55,26
44,6	39,0	12,31	62,83	12,48
37,2	37,4	28,09	34,40	28,96
94,4	100,8	100,24	98,35	98,11
[64]		[161]		Н.р.**

Примечание. Аналитики А.И. Цепин (1, 8), Л.С. Дубакина (3, 5, 6), Л.И. Полежаева (7, 9). Места взятия образцов: Ловозеро: 1, 3, 5 – Аллуайв, 6 – Куивчорр; Хибини: 2 – Расвумчорр, 7, 9 – Кукисвумчорр, 8 – Юкспор.

спайность или отдельность придает минералу пластинчатое строение. Цвет черный с бронзовым отливом. Блеск в свежем сколе металлический, на естественной поверхности, обычно покрытой серо-черным сажистым налетом — матовый, землистый.  $D = 3,9 \text{ г/см}^3$ ,  $H = 123-147 \text{ кгс/мм}^2$ . Результаты микросондового анализа (№ 7 в табл. 28) пересчитываются при сумме компонентов 10 на эмпирическую формулу  $K_{1,99}Cu_{3,04}Fe_{1,00}S_{3,97}$ , весьма близкую к теоретической формуле мурунсита. По заключению Т.Л. Евстигнеевой, дебаграмма описываемого минерала тождественна эталонной дебаграмме мурунсита. В качестве включений хибинский мурунскит содержит CuFe-сульфид M62  $Cu_4FeS_4$  (№ 9 в табл. 28), который пока не удалось отождествить с каким-либо известным природным или искусственным соединением. Кроме того, по трещинкам в мурунските развиты прожилковидные толщиной 5 мкм обособления рыхлого материала неизвестной природы, содержащего (в мас. %): S — 23,39, Cu — 21,60, Fe — 16,84, Mn — 13,86, K — 0,43. Возможно, он представляет собой тонкую смесь сульфида типа халькопирита с гидроокислами марганца.

*Макинавит* FeS диагностирован нами рентгенографически в керне буровой скважины на участке Олений ручей в Хибинах, в натролитовом прожилке с калиевым полевым шпатом, шортитом и ильменитом. Образуется в натролите вроски уплощенных призматических и игольчатых кристаллов размером до  $0,3 \times 0,5 \times 3 \text{ см}$ , а также радиально-лучистые агрегаты (табл. VIII, д). Цвет золотисто-желтый, блеск металловидный. Очень мягкий, легко растирается пальцами.  $H = 30-49 \text{ кгс/мм}^2$ .  $D = 3,45 \text{ г/см}^3$ . Сильно электромагнитный. Параметры тетрагональной ячейки рассчитаны по дифрактограмме с внутренним стандартом (Ge):  $a = 3,679(2)$ ,  $c = 5,027(2) \text{ \AA}$ ; эти значения соответствуют эталонным параметрам макинавита, но противоречат морфологии кристаллов, симметрия которых не выше ромбической. Кристаллы имеют слюдисто-волоконное строение, обусловленное наличием слюдopodobной спайности, параллельной уплощению кристаллов, и менее совершенной спайности по плоскостям призм. Подобное строение присуще некоторым калий- и натрийсодержащим сульфидам (в частности, расвумиту, эрдиту), которые могут рассматриваться в качестве возможных протофаз для образования столь необычной морфологической разновидности макинавита. В пользу этого свидетельствует обнаружение в описываемых кристаллах методом пламенной фотометрии около 1 мас.% калия и натрия, что характерно также для макинавита из грубозернистых уртитов района горы Юкспор (№ 8 в табл. 28). Кристаллы микрогетерогенны. Наряду с основной высокоотражающей фазой макинавита они содержат включения NaFe-сульфида M61 — сильно анизотропного минерала с низкой отражающей способностью, в котором микросондовым анализом (аналитик О.Е. Юшко-Захарова) определены Na ~ 8, S ~ 19, Fe ~ 47 мас.% и не обнаружено присутствия других элементов, что позволяет приписать минералу гипотетическую формулу  $Na_3Fe_7S_5$ .

## РАЗНООБРАЗИЕ МИНЕРАЛОВ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И ПРОБЛЕМА ОГРАНИЧЕННОСТИ ЧИСЛА МИНЕРАЛЬНЫХ ВИДОВ

Активно обсуждавшаяся А.Е. Ферсманом [173] и его последователями [83, 125, 136, 170, 277] проблема ограниченности числа минеральных видов (ЧМВ) в земной коре на фоне астрономически большого числа возможных сочетаний химических элементов Периодической системы Менделеева вновь привлекла к себе внимание в наши дни в связи с тенденцией к резкому увеличению числа открытий новых минералов, регистрируемых Международной минералогической ассоциацией (до 100 видов ежегодно). На основании проведенного исследования автором существенно пересмотрены сложившиеся представления в этой области и выдвинута гипотеза о том, что число еще не открытых минералов во много раз превосходит число минералов, установленных в природе к настоящему времени.

Согласно А.Е. Ферсману, ограниченность ЧМВ в земной коре определяется сочетанием двух главнейших условий — характером геохимического распределения элементов и сравнительным постоянством внешних факторов минералообразования. Существует, однако, немало объектов, сформировавшихся в аномальных геохимических обстановках. Относящиеся к ним агапитовые нефелиновые сиениты, составляя ничтожную долю изверженных пород в целом, превосходят по разнообразию минералов (свыше 500 видов) породы любой другой формации. Эта специфика рассматриваемых пород определяется сочетанием нескольких факторов, среди которых первостепенное значение имеют: 1) экстремально высокая щелочность агапитовых магм, обуславливающая совместную концентрацию в конечных продуктах около половины элементов таблицы Менделеева, и 2) чрезвычайное разнообразие катионных и анионных мотивов и их комбинаций в кристаллических структурах щелочных минералов.

1. Данные по Хибинам, Ловозеру и Илимаусу [32, 141, 142, 147, 317] показывают, что в этих массивах наряду с петрогенными O, Si, Al, Na, K, Ca, Fe, Mg, Mn, Ti собственные минералы образуют еще около 30 элементов: Li, Be, Sr, Ba, V, Ce, Y, Zr, Nb, P, Th, U, Ag, Tl, Cu, Zn, Sn, Pb, As, Sb, Mo, W, Co, Ni, а также F, S, Cl, C, H, причем значительная часть минералов имеет весьма сложный состав; многие из них содержат до 10 элементов, занимающих самостоятельные структурные позиции.

В табл. 29 приведены подсчеты числа теоретически возможных сочетаний ( $C_n^m$ ) из известного числа химических элементов в системе ( $n$ ) и реально фиксируемого числа видообразующих элементов в каждом отдельном мине-

рале ( $m$ ) по формуле  $C_n^m = \frac{n!}{m!(n-m)!}$ . При подсчетах использованы два

варианта выбора аргументов, в одном из которых учитывается примерно 1/3 элементов таблицы Менделеева ( $n = 30$ ), образующих сравнительно простые соединения ( $m \leq 5$ ), а в другом — узкий круг наиболее типоморфных элементов щелочных пород ( $n = 17$ ), образующих более сложные соединения ( $m \leq 8$ ). Результаты подсчета показывают, что при  $n = 30$  и значениях  $m$  от 2 до 5 число сочетаний равно 174 406, при  $n = 17$  и значениях  $m$  от 2 до 8 оно составляет 65 518. Это при всей условности использованного подхода позволяет ориентировочно оценить число возможных минералов щелочных пород на уровне  $n \cdot 10^4 - n \cdot 10^5$  видов. Совместная концентрация столь

Таблица 29. Расчет числа возможных сочетаний  $C$  из  $n$  элементов по  $m$  элементов в группе

Вариант 1	$m$	2	3	4	5	Сумма	
	$n = 30, m = 2 \div 5$	$C$	435	4060	27405	142506	174406

Вариант 2	$m$	2	3	4	5	6	7	8	Сумма
	$n = 17, m = 2 \div 8$	$C$	136	680	2380	6188	12376	19448	24310

большого числа элементов определяется природой силикатных расплавов агтаитового типа, представляющих собой универсальные растворители неорганических соединений (см. главу II). В таких расплавах вместе с щелочными и летучими способны накапливаться практически все другие химические элементы, в особенности амфотерные (Nb, Ta, Ti, Zr, Hf, Sn, La...Lu, Y, Fe, Mn, Zn, Be), которые при  $(Na + K)/Al > 1$  переходят в анионную часть структуры расплава, и их растворимость в расплаве непрерывно увеличивается с ростом этого отношения.

2. Иллюстрацией разнообразия кристаллических структур щелочных минералов могут служить весьма характерные для агтаитовых пород соединения типа  $Na_x M_y Si_p O_q$ , где  $M = Ti, Zr, Be$  и другие амфотерные элементы. Особенности их кристаллических построек детально рассмотрены в работах А.С. Поваренных, Н.В. Белова, В.В. Илюхина, П.А. Сандомирского, Ю.А. Пятенко, А.В. Воронкова. В структурах подобных соединений титан и другие многовалентные элементы формируют вместе с кремнием радикалы смешанного типа, отрицательный заряд которых компенсируется щелочными катионами. Присутствие Na имеет принципиальное значение с точки зрения положений "Второй главы" кристаллохимии силикатов (по Н.В. Белову) и концепции обобщенных кислот и оснований: как крупный катион он выполняет роль "жесткого фрагмента", к архитектуре которого приспосабливаются более гибкие MSiO-радикалы, а как сильное основание — стимулирует у амфотерных элементов проявление их анионобразовательной функции. Для Na характерно разнообразие координационных чисел (от 4 до 9) и форм соответствующих полиэдров. Весьма важной является способность атомов Na смещаться из центра координационного полиэдра и формировать существенно неравноценные связи Na—O, чем достигается полная компенсация зарядов на связанных с Na анионах и обеспечивается возможность формирования всего многообразия структур натрийсодержащих минералов. Na-полиэдры способны объединяться между собой вершинами, ребрами, гранями, формируя разнообразные структурные мотивы, в том числе одномерные — цепи, колонки и двумерные — слои, сетки, причем каждому типу ассоциации отвечают несколько топологически различных вариантов.

Еще более сложен и разнообразен в разбираемых постройках арсенал M—O и Si—O фрагментов. Так, для Ti-полиэдров наряду с одиночными и объединенными в пары октаэдрами характерно образо-

вание различных по геометрии колец, цепей, лент, формирование одно- и  $n$ -этажных слоев, ажурных каркасов. Фактором разнообразия Ti—O мотивов является также способность Ti понижать свое координационное число от 6 до 5. Полиморфизм Si—O фрагментов общеизвестен: например, одной и той же метасиликатной формуле  $[SiO_3]_n$  при  $n = \infty$  могут соответствовать пироксеновая цепочка  $Si_2O_6$ , либо одна из десяти различных по топологии лент; диметасиликатной формуле  $[Si_2O_5]_n$  соответствуют кольцевые группировки, различные ленты, слои и каркасы. Наряду с однородными кремнекислородными мотивами, некоторым структурам свойственны сочетания разнородных Si—O фрагментов, таких, как девятёрные и тройные кольца в эвдиалите, ленты и цепочки в виноградовите.

Обращаясь к взаимным комбинациям Na-, M- и Si- мотивов в структурах соединений типа  $Na_x M_y Si_p O_q$ , отмечаем, что эти комбинации не менее разнообразны, чем сами мотивы, причем разнообразие MSiO-комбинаций резко возрастает с увеличением степени их полимеризации. Так, по оценке П.А. Сандомирского [135], среди тетраэдрических смешанных радикалов известен только один конечный радикал, ленточных известно чуть более десятка, слоистых — около полусотни, а число каркасных радикалов исчисляется уже сотнями. Многообразие катионных и анионных мотивов и комбинаций мотивов объясняет обилие независимых структурных типов щелочных амфосиликатов и существование обширных семейств их Ti-, Nb-, Zr- и Be-представителей, часто имеющих близкий или идентичный элементный состав, но различающихся стехиометрией и (или) структурными особенностями. Широкий спектр структурных типов проявлен и в других группах щелочных силикатов, а также титанообатов, фосфатов, карбонатов, галогенидов и даже сульфидов [123, 241, 266 и др.].

Анализ имеющихся данных показывает, что число различных катионных и анионных мотивов и их комбинаций в структурах минералов всех ведущих классов химических соединений вполне сопоставимо с числом элементов таблицы Менделеева. Это дает основание выдвинуть гипотезу об отсутствии естественного предела числа минеральных видов. Разумеется, большинство минералов, образующих наиболее крупные кристаллы и зерна (свыше 10 см в поперечнике), уже давно открыты. Основная же масса еще не выявленных минералов по своим размерам может быть условно разделена на объекты "бинокулярного" (0,1–1 мм) и "микроскопического" (< 0,1 мм) уровней, причем, по нашей оценке, число минералов одного только первого уровня на порядок превосходит число минералов, известных в настоящее время. Можно уверенно прогнозировать, в частности, дальнейшее резкое расширение общего списка минералов за счет натрий- и калийсодержащих представителей [304]. И хотя подавляющая часть вновь открытых минералов будет представлять собой минералогические редкости, все они по возможности должны быть изучены с научной и практической точек зрения. Среди будущих минералов безусловно окажутся носители различных типов промышленного оруденения, а также объекты с уникальной структурой и технически важными свойствами. Познание этого огромного минерального мира приведет к существенному изменению современной Системы минералов, и, как показывает история естествознания, обогатит минералогическими данными различные отрасли как фундаментальных, так и прикладных наук.

## УЛЬТРААГПАИТОВЫЕ ПОРОДЫ КАК ИНДИКАТОРЫ И НОСИТЕЛИ РЕДКОМЕТАЛЬНО-ФОСФАТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ<sup>1</sup>

### МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАССИВОВ АГПАИТОВЫХ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ

Месторождениям, связанным с массивами агпаитовых нефелиновых сиенитов мира, принадлежит важнейшая роль в балансе запасов фосфора, алюминия и литофильных редких элементов. По имеющимся оценкам [164], на их долю приходится, в частности, почти все мировые эндогенные запасы стронция, больше половины запасов цериевых редких земель, треть запасов циркония и четвертая часть тантала. Особую важность имеют месторождения, в которых промышленно ценные минералы, обычно являющиеся типичными акцессориями, играют роль породообразующих минералов. В рассматриваемых массивах подобные породы-руды слагают целые интрузивные комплексы или отдельные горизонты расслоенных серий, протягивающиеся по всей площади массивов. Таковы мощные (до 100–200 м) линзообразные залежи апатит-нефелиновых пород, приуроченные к хибинской ийолит-уртитовой интрузии; крупные скопления эвдиалита (от 30 до 60–90%) в какортокитах Илимаусака, эвдиалититах и эвдиалитовых луввритах Ловозерского массива; обогащенные редкометальными минералами и TRSr-апатитом горизонты нефелиновых сиенитов в расслоенном комплексе одного из массивов европейской части СССР. Несмотря на дискуссионный характер отдельных вопросов генезиса указанных редкометально-фосфатных и эвдиалитовых месторождений, большинство исследователей (О.А. Воробьева, В.И. Герасимовский, К.А. Власов, Л.Н. Когарко, Х. Соренсен и др.) рассматривают их как кумулятивные образования, сформировавшиеся в процессе кристаллизационной дифференциации щелочной магмы.

Физико-химическая модель рудного процесса, связанного с агпаитовым магматизмом, разработана Л.Н. Когарко [75, 76]. Согласно данной модели, в ходе фракционной кристаллизации агпаитовая магма непрерывно обогащается щелочными, летучими и редкими элементами — Nb, Ta, Zr, Hf, TR, причем насыщение расплава в отношении рудных минералов происходит на достаточно ранней стадии кристаллизации, что является необходимым условием для возникновения магматических месторождений кумулятивного типа. С другой стороны, кумулятивные фазы фиксируют весьма ограниченные количества летучих компонентов (F, Cl, S, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O), резко накапливающихся в остаточном расплаве, что создает благоприятные условия для явлений ликвации, а также для развития пегматитового и гидротермального процессов. По данным [147, 297, 317 и др.], с этими

<sup>1</sup>Первое развернутое обоснование положений данной главы было дано автором в докладе "Минералогия ультраагпаитовых пегматитов и их связь с гигантскими месторождениями фосфатного и редкометального сырья", прочитанном 4 апреля 1978 г. на заседании Кольского отделения Всесоюзного минералогического общества (Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1979. Ч. 108, вып. 6. С. 749).

процессами в нефелин-сиенитовых комплексах, в частности Гренландии, также связаны значительные концентрации ряда промышленно ценных элементов, заключенные в ловозеритовых (Nb, Ta, Zr, Ce, Ti, Fe), ловчорритовых (Ce), стенструпиновых (U, Th, Ce, Nb, Zr) и чкаловитовых (Be) месторождениях.

В последние годы выявились перспективы для поисков в этих массивах месторождений нетрадиционных видов сырья, таких, как природная сода, проявления которой детально охарактеризованы в главе II. Наряду с этим в ультраагпаитах Хибин и Ловозера автором установлено значительное число минералов с цеолитными и другими технически важными свойствами; у ряда минералов обнаружено необычное поведение при их взаимодействии с атмосферным воздухом, водой, солями, щелочами, кислотами, рентгеновским излучением и т.п.; для некоторых из них доказана возможность практического использования. Остановимся несколько подробнее на минералах с цеолитными свойствами, находящимися в последние годы широкое промышленное применение [165, 166, 261].

Список цеолитов рассматриваемых массивов уникален по разнообразию видов. Он включает натролит, паранатролит, тетранатролит, мезолит, анальцит, шабазит, гмелинит, К-гмелинит, томсонит, гейландит, филлипсит, мерлиноит, амичит, перлиалит, эдингтонит. Многие из них образуют друзы хорошо ограненных кристаллов размером до 1–10 см, а наиболее широко развитый натролит местами слагает огромные, по несколько метров монокристалльные блоки, раскалывающиеся по спайности на отдельные бруски. Крупные выделения натролита и анальцита обычно приурочены к цеолитным ядрам ультраагпаитовых пегматитов или слагают самостоятельные обособления в пустотах и трещинах различных пород. Наибольшие скопления натролита, псевдоморфно замещающего нефелин и другие минералы при эпитермальном изменении пород, отмечены в районах центральной дуги Хибин и верхней части дифференцированного комплекса Ловозера [24, 109, 142].

На фоне отмеченного разнообразия цеолитов "традиционного" (алюмосиликатного) состава довольно большой неожиданностью явилось установление цеолитных свойств у ряда новых безалюминиевых щелочных минералов, таких, как бериллосиликат ловдарит, титаносиликат пенквилксит и цирконосиликат М34, синтетические аналоги которых рассматриваются как новый класс сорбентов и ионообменников, перспективных для использования в различных областях химической и нефтяной промышленности [302]. В результате лабораторных испытаний, проведенных при участии автора, доказана возможность использования ряда высокощелочных минералов Хибин и Ловозера в качестве высокоэффективных сорбентов и на этой основе предложены способы очистки газов от двуокиси серы при производстве серной кислоты, тяжелых цветных металлов из сульфидных руд и в теплоэнергетике. В кадастр полезных ископаемых Хибинского массива внесено обнаруженное автором в районе "Молибденового рудника" Тахтарвумчоррское месторождение цирконосиликата М34.

К потенциальным ионообменникам принадлежат также вуоннемит, борнеманит, соболевит, умбит, костылевит, параумбит, петарасит, терскит. Три первых минерала относятся к минералам семейства ломоносовита, уникальным свойством которых является способность терять фосфат

натрия при обработке водой. Остальные минералы объединяет то, что основу их строения составляют трехмерные каркасы смешанного типа из циркониевых октаэдров и ассоциированных (в цепи, кольца и т.п.) Si-тетраэдров. Эти каркасы пронизаны широкими каналами, в которых, как и в обычных алюмосиликатных цеолитах, размещаются атомы щелочных металлов и молекулы воды. Разумеется, трудно ожидать, чтобы все названные минералы были встречены в количествах, представляющих непосредственный практический интерес, но их находки открывают возможность для использования в качестве прототипов для получения веществ-аналогов различных минералов с комплексом заданных свойств. С этой точки зрения определенный интерес может представлять открытие в Ловозерском массиве гидроксильного (M10) и высококремнистого (M11) представителей кристаллохимического семейства канкринита, в которое входят соединения с аномальным пьезоэлектрическим эффектом, более чем в 10 раз превышающим эффект такого известного пьезоэлектрика, как кварц [139, 148].

#### УЛЬТРААГПАИТОВЫЕ ПОРОДЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ МАССИВОВ

Известно, что на каждые 100 нефелин-сиенитовых комплексов приходится по меньшей мере 99 безрудных объектов, т.е. высокая продуктивность нефелиновых сиенитов в отношении рудных минералов реализуется в исключительно редких случаях и, как правило, ограничена массивами, принадлежащими особым формациям щелочных пород. Между тем обычные петрохимические параметры, включая коэффициент агпаитности, часто оказываются недостаточными для формационного расчленения нефелиновых сиенитов из-за чрезвычайной конвергентности этих пород. Как отмечает Л.С. Бородин [5], даже в крупнейших массивах наряду с весьма специфическими разностями (луявритами, какортокитами и др.) в качестве главных, нередко преобладающих типов присутствуют нефелиновые сиениты с невысокой степенью агпаитности, близкой к единице, приближающиеся по составу к эвтектическим выплавкам. В связи с этим при определении формационного типа щелочных пород и общей перспективной оценке металлогении конкретных щелочных провинций важное значение приобретают геохимические критерии, особенно закономерности распределения редких элементов. Очевидно, не меньшее значение для использования в тех же целях могут иметь минералогические критерии и, в частности, закономерности распределения редкометалльных минералов, являющиеся прямым отражением результатов геохимических процессов.

Большого внимания заслуживает возможность использования ультраагпаитовой минерализации в качестве надежного индикатора перспективности нефелин-сиенитовых комплексов в отношении редкометалльного и фосфатного оруденения. Наличие такой минерализации (при соответствующем развитии) со всей определенностью указывает на особые физико-химические условия дифференциации щелочных магм, способствующие накоплению в них громадных масс рудных компонентов и образованию соответствующих месторождений. Главнейшим из этих условий, как следует из анализа всего рассмотренного выше материала, является чрезвы-

чайно высокая, не достигаемая ни в каких других природных расплавах щелочность продуктивных агпаитовых магм.

Известно [75, 80, 94], что повышение щелочности алюмосиликатных расплавов увеличивает растворимость в них всех амфотерных, в том числе рудных элементов (P, Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, Fe, TR, Be и др.) за счет перехода последних в анионную часть структуры расплава. Благодаря этому агпаитовые расплавы активно экстрагируют указанные элементы из других фаз, в том числе, вероятно, и из такого источника, как глубинные трансмагматические флюиды. В связи с этим вполне закономерно подчеркиваемая рядом исследователей приуроченность экономически важных месторождений щелочного ряда вместе с вмещающими их интрузивами к сверхглубинным разломам, являющимся, по образному выражению Л.Н. Овчинникова [117], своеобразными "проколами" в "горячих точках" Земли, которые проявляются на поверхности, в частности на Кольском полуострове, внутри наиболее "холодных" участков древних платформ.

При практическом использовании рекомендуемого индикатора потенциальной рудоносности массивов необходимо учитывать большое разнообразие установленных к настоящему времени высокощелочных минералов, наличие в ультраагпаитах целого набора только им присущих типоморфных минералов (см. табл. 1), особенности взаимоотношений высокощелочных цирконосиликатов с эвдиалитом, своеобразие проявлений ультраагпаитовой минерализации в глубоких и верхних зонах массивов и другие особенности этой минерализации, рассмотренные в главах I—III настоящей работы.

Необходимо учитывать также, что эта минерализация является исключительно редким явлением природы [5, 75, 119, 195]. Если вновь обратиться к табл. 1 и проанализировать ее с учетом частоты встречаемости типоморфных минералов, то легко обнаружить, что распространенность минералов резко уменьшается при переходе от дериватов нижней части таблицы к верхней, т.е. с ростом их щелочности. Другими словами, чем выше эволюционная ступень дифференциации щелочной магмы, тем реже она достигается.

Действительно, если массивы с агпаитовой минерализацией типов 3 и 4 весьма редки по сравнению с миаскитовыми, то массивов с ярко выраженной минерализацией типов 2 и 1 во всем мире насчитывается не более 10—15<sup>1</sup>. Однако именно с этими единичными массивами связаны крупные концентрации фосфора и редких элементов, что выдвигает ультраагпаитовые породы в разряд важнейших индикаторов потенциальной рудоносности щелочных массивов. При этом как потенциально продуктивные в первую очередь должны рассматриваться массивы с широкомасштабным развитием ультраагпаитовых пород. Но и локальные проявления подобных пород, например в калиевых щелочных комплексах Центрального Алдана [58, 86 и др.], должны привлекать к себе пристальное внимание при общей перспективной оценке металлогении соответствующих щелочных провинций.

<sup>1</sup> Кроме Ловозерского, Хибинского и Илимаусакского, к этому типу принадлежат (или близки к нему) массивы островов Лос, Пилансберг, Посос-де-Кальдас, Норра-Чер, Сентилер, Томтор, Бурпала, Кия, Заангарский.

#### УЛЬТРААГПАИТОВЫЕ ПОРОДЫ КАК КРИТЕРИЙ ПРИ НАПРАВЛЕНИИ ПОИСКОВЫХ И РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Исследователи агпаитовых пегматитов и гидротермалитов (А.Е. Ферман, В.И. Герасимовский, Л.Н. Когарко, А.С. Сахаров, И.В. Буссен, К.А. Власов, М.В. Кузьменко, Е.М. Еськова, И.П. Тихоненков, Е.И. Семенов, Л.С. Бородин, О.Б. Дудкин, Л.В. Козырева, Б.Е. Боруцкий, М.Н. Соколова и др.) неоднократно отмечали наличие тесной пространственной связи этих образований с рудной минерализацией массивов. При этом, как следует из анализа литературных и оригинальных данных, уникальную рудную минерализацию обычно сопровождают дериваты, отличающиеся максимальным разнообразием минералов, расматриваемые нами как ультраагпаитовые.

В Ловозерском массиве наиболее минерализованные пегматиты и гидротермалиты приурочены к лежащим бокам горизонтов уртитов, ийолит-уртитов и малиньитов дифференцированного комплекса, характеризующихся повышенными содержаниями титаниобатов и TRSг-апатита. Эти дериваты нередко замещают горизонты указанных пород с образованием пластовых залежей пегматоидов мощностью от 20 см до 2,5 м, прослеживающихся с перерывами вдоль всего массива. К.А. Власов, М.В. Кузьменко и Е.М. Еськова [24] рассматривают их как фациально-фазовые пегматиты. Согласно данным этих исследователей, в обнаженной части дифференцированного комплекса наблюдается шесть прерывистых пегматитовых горизонтов, приуроченных к лежащим бокам: 1) уртитов III горизонта, 2) уртитов IV горизонта, 3) уртитов, с которыми генетически связаны малиньиты, 4) ийолит-уртитов, 5) уртитов V горизонта, 6) порфиридных луявритов, причем эти же горизонты наиболее продуктивны в отношении акцессорной редкометальной минерализации. Аналогичную закономерность отмечают И.В. Буссен и А.С. Сахаров [12], по данным которых скопления титанатов обычно приурочены к горизонтам массивных уртитов и ювитов, развитых в зонах быстрого перехода между пачками расслоенных пород, причем в этих же зонах или вблизи них располагаются пластообразные залежи пегматитов. В разрезе дифференцированного комплекса насчитывается несколько десятков слоев уртитов, из которых около половины обогащены редкометальными минералами.

Весьма характерно, что редкометальными минералами обогащены лежащие бока только тех уртитовых горизонтов, которые "трассируются" залежами пластовых пегматитов, в то время как при отсутствии пегматитов уртиты практически безрудны. В этом случае, как отмечает Е.Д. Осокин [119], не наблюдается высоких концентраций редкометальных минералов даже в основании самых мощных горизонтов уртитов. Более того, эти уртиты характеризуются самыми низкими содержаниями Nb, Ta, TR, на порядок ниже среднего в массиве. Е.И. Семенов [142] подчеркивает приуроченность наиболее крупных тел пойкилитовых эгирин-содалитовых сиенитов (науяитов) и их интенсивно минерализованных дериватов к обогащенному титаниобатами "критическому" горизонту малиньитов верхней части дифференцированного комплекса. Науяиты и их пегматитовые дериваты широко распространены также на различных горизонтах комплекса эвдиалитовых луявритов Ловозерского массива. Высокая насыщенность пегма-

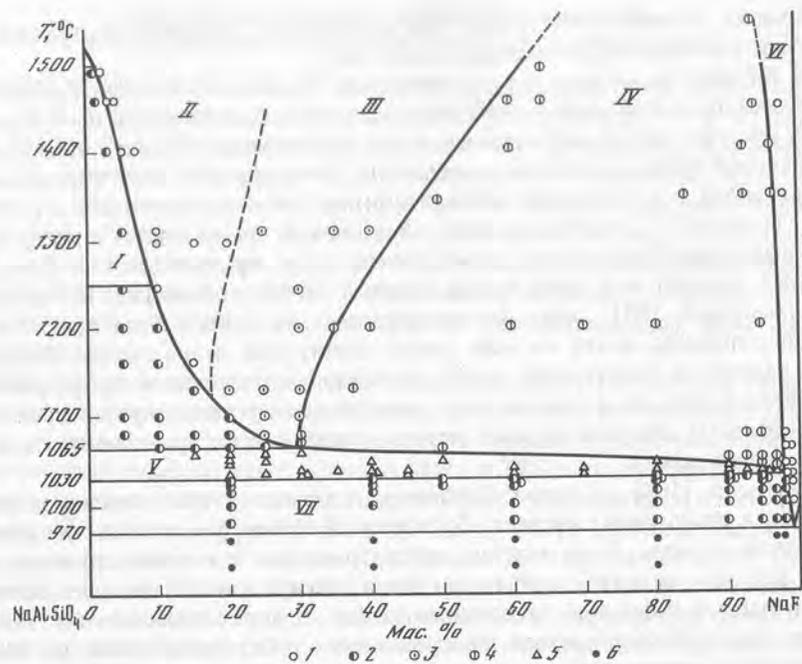
титовыми телами характерна и для расслоенной толщи какортитов — эвдиалитоносных пород массива Илимаусак.

В Хибинском массиве все крупные поля пегматитов и гидротермалитов с высокощелочной минерализацией сосредоточены в породах центральной дуги массива, вмещающих залежи апатит-нефелиновых руд, и в примыкающих к ней районах, причем наибольшая концентрация этих образований наблюдается в рисчорритах и ийолит-уртитов вблизи их контакта с рудными залежами. К подобному типу образований принадлежит, в частности, Кукисвумчорр-Юкспорское пегматитовое поле, приуроченное к уртитам нижней контактовой зоны самой крупной апатитовой залежи. По данным документации [90], одно из пегматитовых тел этого поля прослежено по простиранию почти на всю длину апатитовой залежи горы Юкспор. Его падение и простирание грубо совпадают с падением и простиранием апатитовой залежи. В этой же зоне среди ийолит-уртитов встречены участки своеобразных полевошпатовых пород — ювитов, пространственно связанных с пегматитами.

Согласно [109], в непосредственном контакте с апатитовыми залежами как в рисчорритах висячего бока рудной толщи, так и в подстилающих ее ийолит-уртитов, в пегматитах, гидротермалитах и вмещающих их породах широко развита ультраагпаитовая минерализация, представленная калиевыми сульфидами, щелочными титано- и цирконосиликатами, в том числе фосфоросодержащими ломоносвитом и беталомоносвитом, неизвестными в других частях массива. Все они постоянно ассоциируют с адуляровидным ортоклаз-санидином, причем эта ассоциация настолько характерна для пород, окаймляющих апатитовые залежи, что может быть использована в качестве поискового признака при поисках слепых апатитовых тел. Наличие в Хибинах тесной пространственной связи между апатитовым оруденением и поздне-послемагматическими образованиями с высокощелочной минерализацией отмечается в целом ряде работ сотрудников ИГЕМ АН СССР и Кольского научного центра АН СССР [9, 48–50, 52, 53, 109, 161]. Отмечается, в частности, заметное увеличение числа пегматитовых тел по направлению к породам центральной дуги массива с параллельным усложнением их минерального состава и ростом степеней агпаитности минеральных ассоциаций. Указывается на сосредоточение наиболее богатых жилами пегматитовых полей в рудных зонах апатитовых месторождений Кузльпор, Кукисвумчорр, Юкспор, Расвумчорр, Эвслогчорр.

Как показывают материалы, приведенные в главе I, многочисленные тела пегматитов и гидротермалитов с изученной автором уникальной ультращелочной минерализацией, вскрытые бурением в глубоких зонах Хибинского массива, также сосредоточены в пределах центральной дуги массива. Обилие таких тел установлено, в частности, в юго-восточном рудном поле, в рисчорритах и ийолит-уртитов, окаймляющих апатитовые залежи месторождений Коашва, Ньюрпахк и Олений ручей.

Приуроченность полей и тел пегматитовых и гидротермальных дериватов с наиболее разнообразной ультраагпаитовой минерализацией к ореолам рудных залежей редкометально-фосфатных месторождений является общей особенностью геологии Ловозерского и Хибинского массивов. Такая тесная пространственная сопряженность ультраагпаитовой и рудной минерализации подчеркивает их несомненное генетическое родство и позволяет



Р и с. 20. Диаграмма плавкости системы нефелин–виллиомит [75]

I – расплав; 2 – нефелин (карнегит, выше 1250°С) + расплав; 3 – микронеоднородный расплав; 4 – ликвидация; 5 – нефелин + расплав I + расплав II; 6 – ниже солидуса; I–VII – поля диаграммы

связывать их формирование с дифференциацией первоначально гомогенных агапитовых расплавов. Тот факт, что собственно рудная минерализация данных месторождений в целом носит умеренно щелочной характер, не противоречит кристаллизации титанониобатов, апатита и эвдиалита из магмультращелочного состава. Как следует из анализа диаграмм плавкости силикатно-солевых систем, например системы нефелин–виллиомит (рис. 20), для подобных систем весьма характерны равновесия субщелочных силикатов с расплавами повышенной щелочности. В этих же системах имеется область равновесия субщелочного силиката с двумя несмешивающимися расплавами (поле V на рис. 20) – силикатно-солевым высокой щелочности и существенно солевым ультравысокой щелочности, продукты кристаллизации которых могут рассматриваться как модельные аналоги ультраагапитовых пегматитов и гидротермалитов.

Несмотря на резко различную минерагеническую специализацию – фосфатную для Хибин и редкометальную для Ловозера, в характере как высокощелочной, так и рудной минерализации этих массивов наблюдается много общих особенностей, обусловленных вероятной связью обоих массивов с кристаллизацией единой родоначальной магмы [5, 119, 142] и подчеркиваемой рядом исследователей [75, 84, 85 и др.] общностью механизма формирования массивов как расслоенных интрузивов. Общность в характере высокощелочной минерализации особенно ярко проявлена в наличии

значительных по объему перечней минералов различных классов, являющихся типоморфными для ультраагапитов Ловозера и Хибин, о чем можно судить, например, по большой группе натриевых и стронций-бариевых фосфатов, силикато- и карбонатофосфатов (см. табл. 7).

Большое сходство между хибинскими апатитовыми месторождениями, с одной стороны, и ловозерскими редкометально-фосфатными и эвдиалитовыми месторождениями – с другой, выражается, по Л.Н. Когарко [75], в приуроченности скоплений рудных минералов к определенным горизонтам расслоенных серий магматических пород, общности состава породообразующих и аксессуарных минералов в рудах и вмещающих породах, наличии сортировки минеральных зерен в ходе действия конвективных потоков при формировании рудных горизонтов.

В главе I мы акцентировали внимание на выводах работы Е.В. Шаркова [272], согласно которым пегматитам расслоенных интрузивов независимо от формационной принадлежности присущ ряд общих особенностей, в том числе приуроченность к каждой пачке расслоенных пород своих пегматитовых образований, не повторяющихся в других частях разреза массивов, а также преимущественное развитие пегматитов по границам крупных макрослоев или в верхних членах ритмов в пределах пачек тонкого ритмического переслаивания пород. Эти особенности, как показывает анализ имеющихся данных, в равной мере присущи ультраагапитовым пегматитам и гидротермалитам, специфика которых состоит в их закономерной пространственной и парагенетической связи с горизонтами магматических пород, насыщенных апатитом и редкометальными минералами.

Наличие выявленной связи позволяет рассматривать ультраагапитовые породы как важный критерий при направлении поисковых и разведочных работ на фосфор и редкие металлы в пределах массивов агапитовых нефелиновых сиенитов [200, 201]. С другой стороны, как уже отмечалось выше, сами эти породы иногда (например, в массиве Илимаусак) содержат значительные по масштабам концентрации многих промышленно ценных элементов, заключенных в поздне- и послемагматических дериватах с ультраагапитовой ловозеритовой, стенструпиновой, чкаловитовой и иной минерализацией [147]. К этой же перспективной группе могут быть отнесены месторождения ряда нетрадиционных для щелочных массивов видов сырья, таких, как природная сода [196] и келдышит – новый вид сырья для производства цирконосиликатных сорбентов и ионообменников.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Многолетнее изучение минералогии глубоких зон крупнейших в СССР Хибинского и Ловозерского массивов нефелиновых сиенитов привело к обнаружению в их пределах существенно нового типа пегматоидных пород — ультраагпаитовых пегматитов и гидротермалитов — и позволило решить следующие задачи: 1) получить и обобщить данные о минералогических особенностях этих пород; 2) объяснить их тесную пространственную и парагенетическую связь с месторождениями редкометалльно-фосфатного сырья; 3) выявить большую группу новых ультращелочных, фосфатных и редкометалльных минералов.

В результате проведенных исследований сделаны следующие основные выводы.

1. Ультраагпаитовые породы представляют собой пересыщенные щелочными, летучими и редкими элементами пегматитовые и гидротермальные дериваты агпаитовых нефелиновых сиенитов, отличающиеся от других типов нефелин-сиенитовых дериватов обилием минералов, растворимых в воде или легко изменяющихся в атмосферных условиях, а также чрезвычайным разнообразием минералов, предельно обогащенных натрием и другими сильными основаниями. В не затронутых выветриванием зонах массивов эти породы слагают крупные поля, а также отдельные пологопадающие залежи, жильные и шпировидные тела, преимущественно концентрирующиеся вблизи месторождений редкометалльно-фосфатного сырья. Согласно результатам палеогеологических реконструкций, к ультраагпаитовым принадлежит и большая часть наиболее интересных в минералогическом отношении тел пегматитовых пород, выходящих на дневную поверхность, где они интенсивно изменены и лишены многих характерных минералов; из-за сильной измененности эти тела ранее не удавалось выделить в особый тип и противопоставить слабо минерализованным агпаитовым пегматитам умеренной щелочности.

В строении ультраагпаитовых пегматитов, как правило, участвует несколько одновременных ассоциаций минералов, различающихся по содержанию сильных оснований, что свидетельствует о значительном диапазоне изменения щелочности среды в процессе минералообразования. Кривая изменения щелочности имеет характер высокоамплитудной волны и делит весь процесс на три последовательные стадии: возрастающей (I), максимальной (II), понижающейся (III) щелочности. Наличие резко выраженного максимума щелочности — универсальное явление в эволюции агпаитовых систем, сущность которого заключается в различном влиянии температуры на активности основных и кислотных компонентов в расплавах-растворах. С позиций волны щелочности находят удовлетворительное объ-

Таблица I

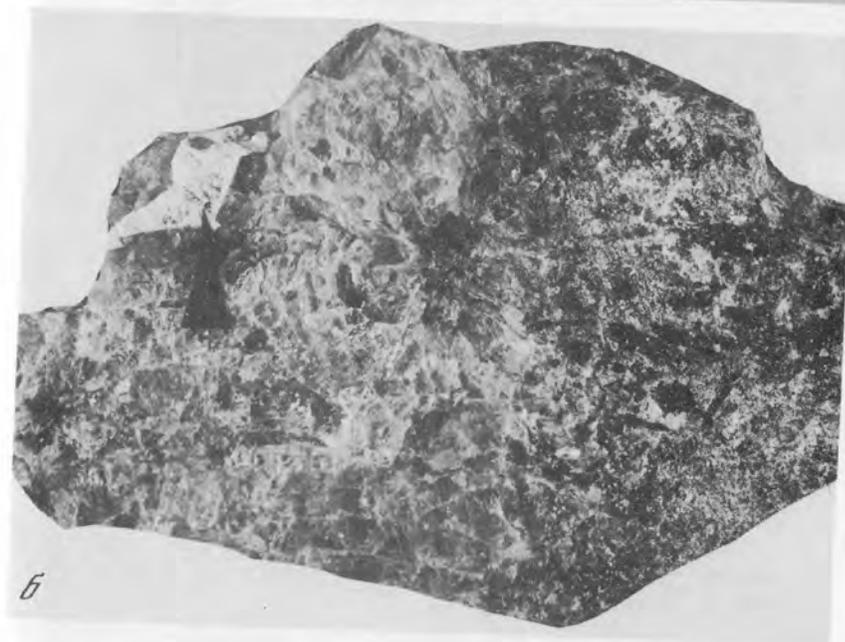
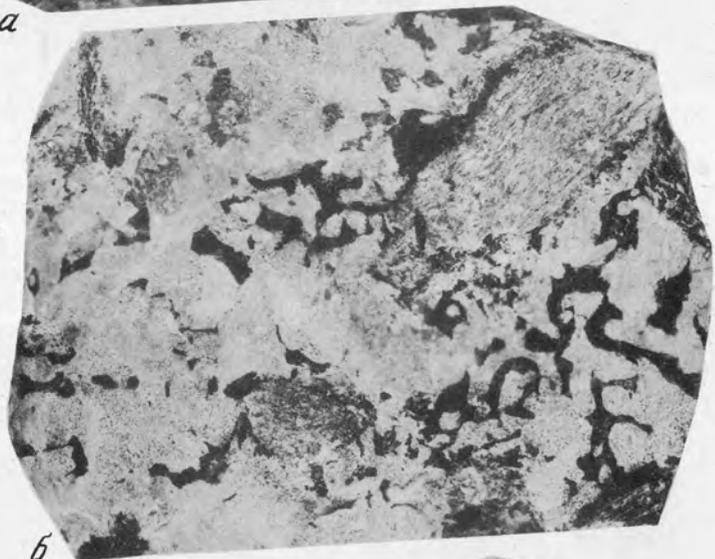


Таблица II



а



б

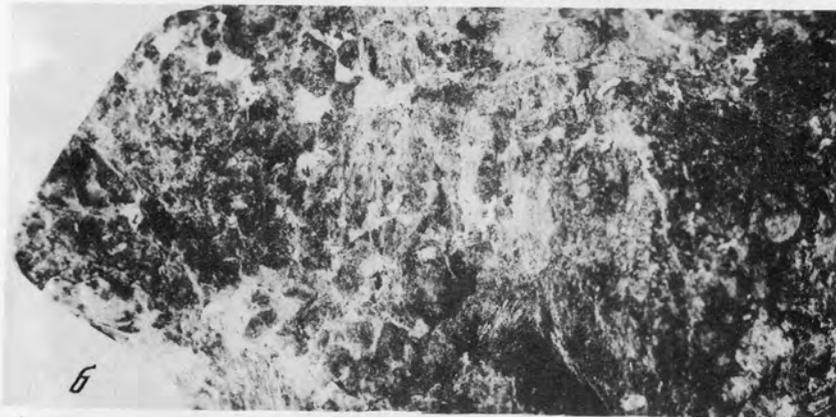


в

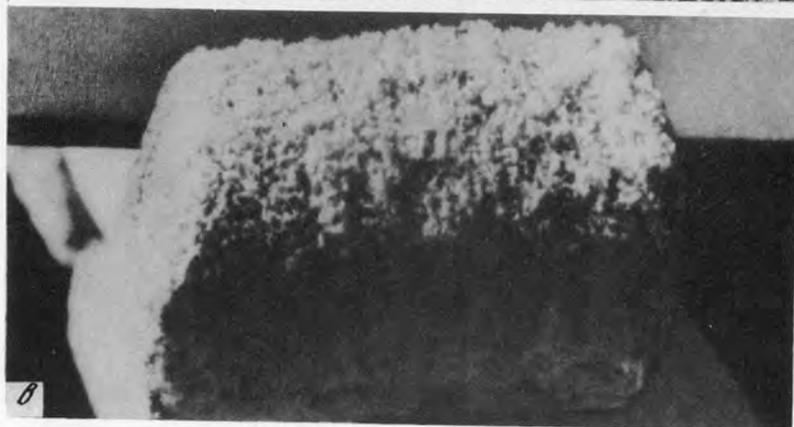
Таблица III



а



б



в

Таблица IV

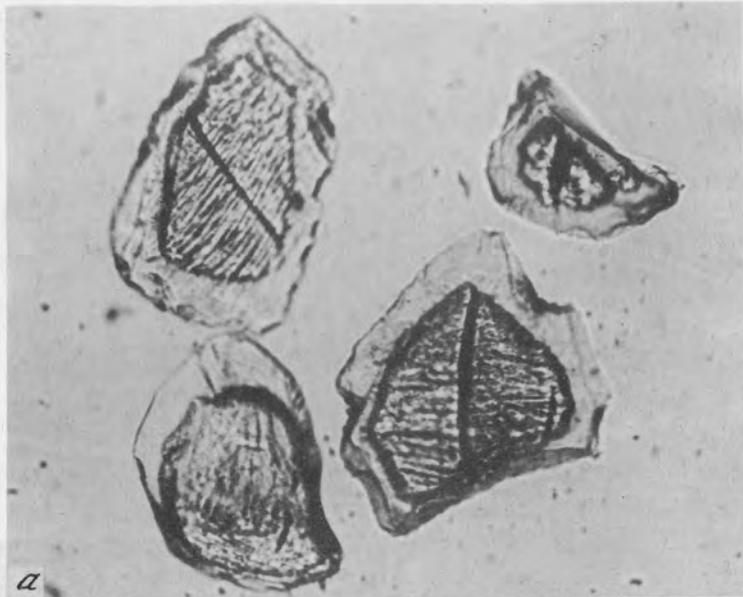


Таблица V

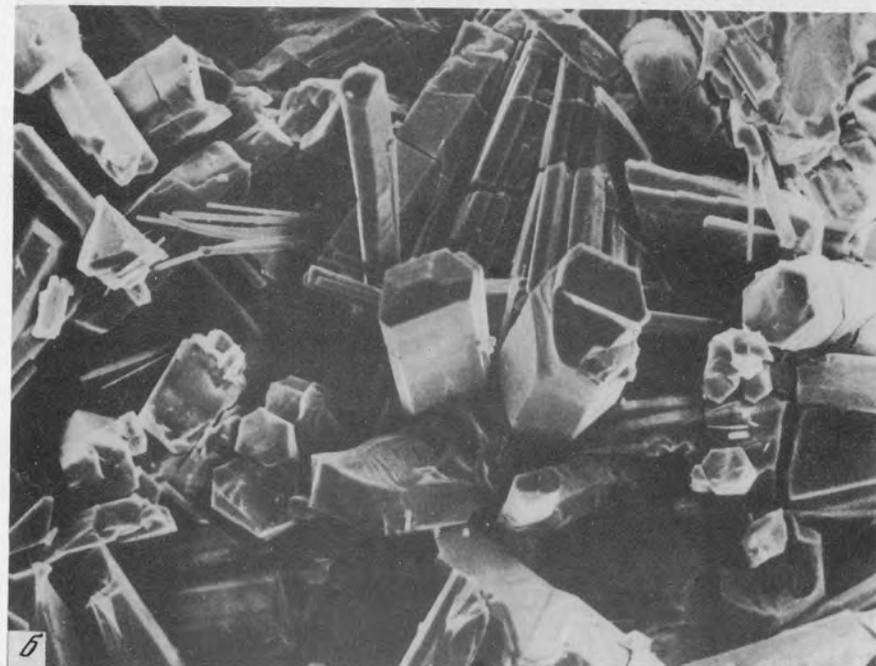
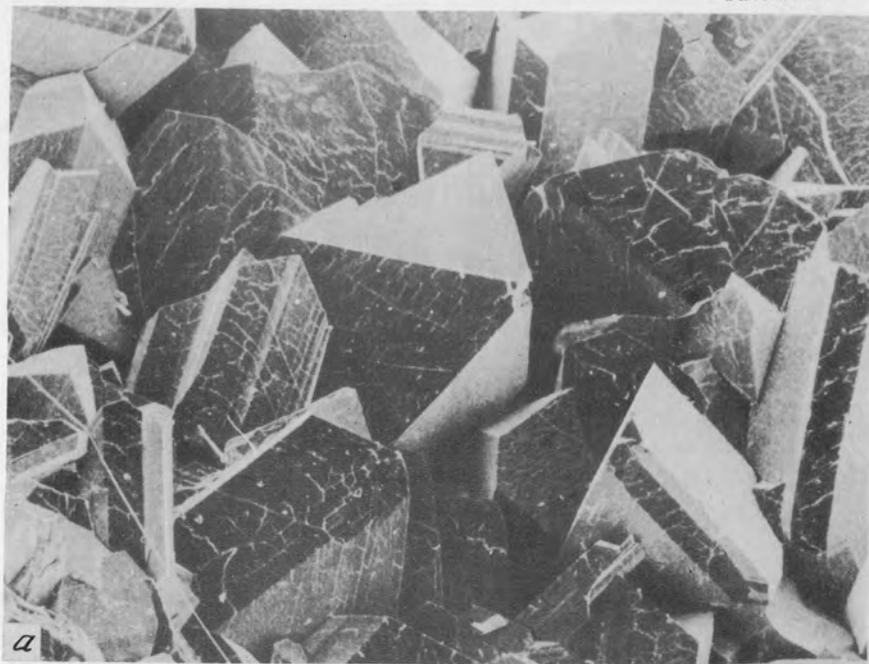


Таблица VI

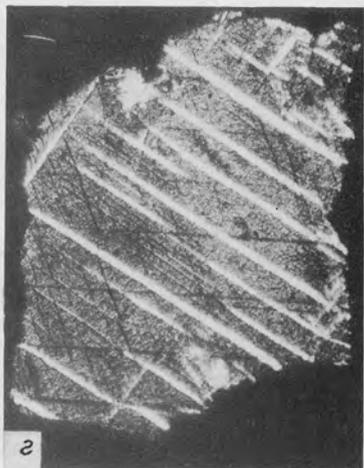
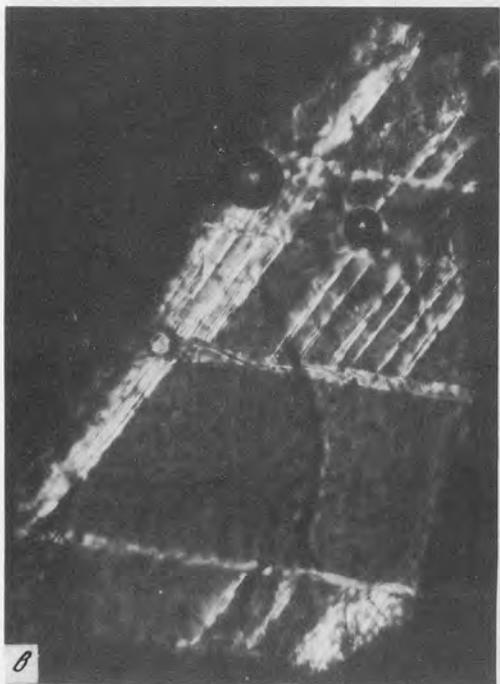
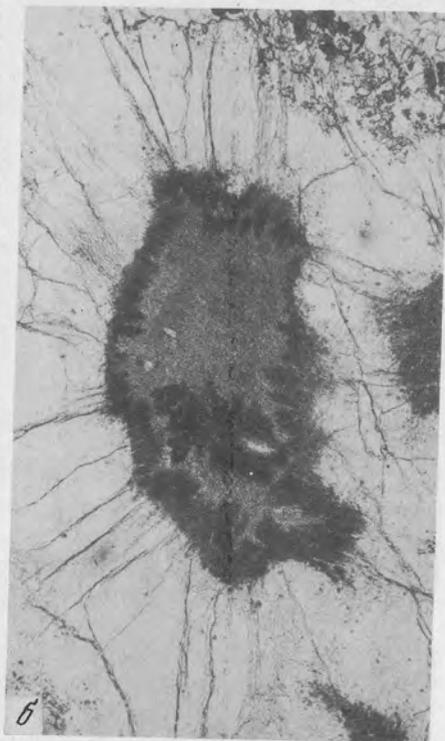
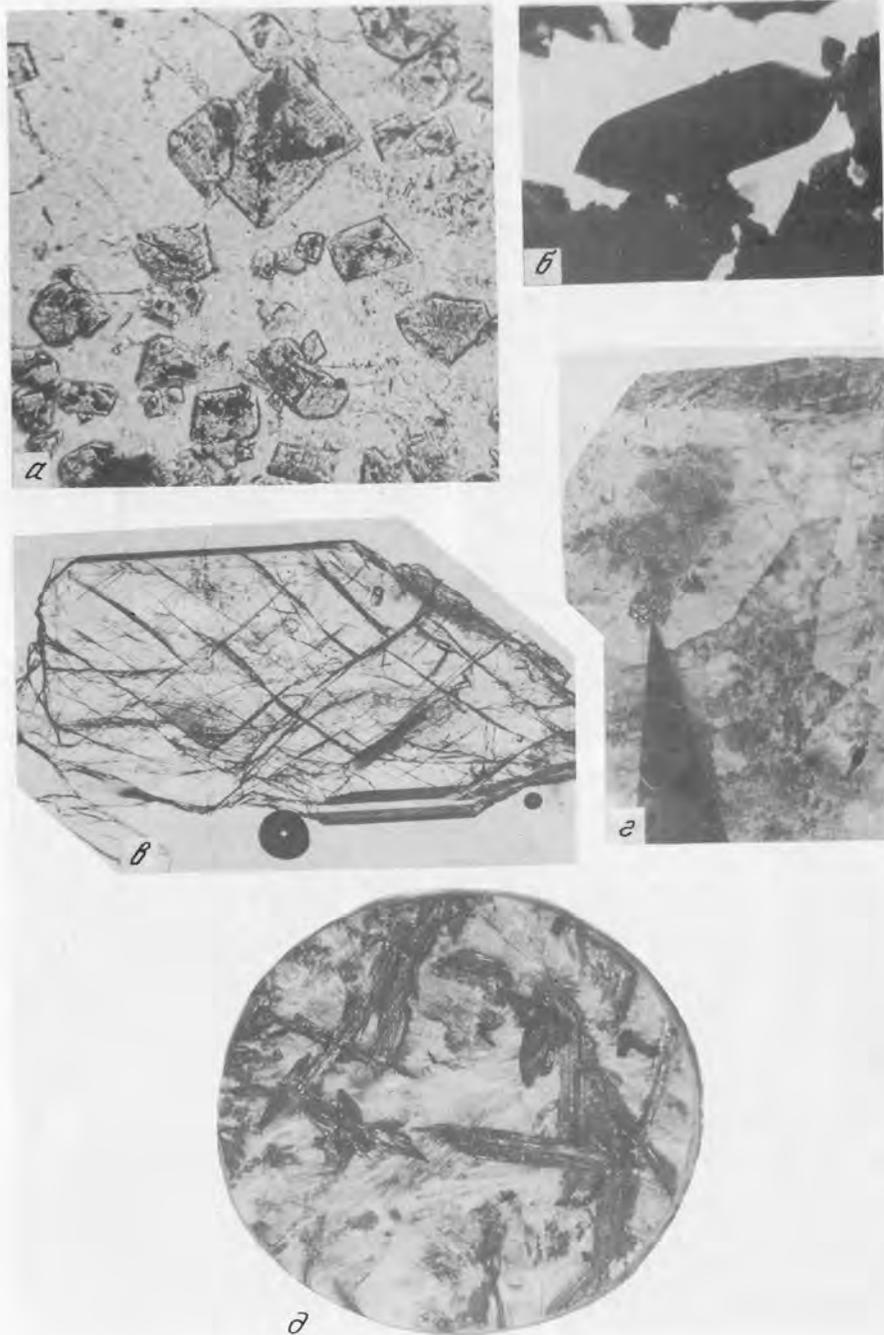


Таблица VII





яснение многие особенности состава и строения пегматитовых тел, в частности подмеченное еще А.Е. Ферсманом развитие минеральных ассоциаций миаскитового типа в цеолитных ядрах агпаитовых пегматитов.

При общем сходстве минерального состава ультраагпаитовых пород Ловозера и Хибин между ними имеются существенные различия: для первого массива характерны широкое развитие уссингита и виллиомита, повышенная роль минералов Sr, TR, Zr, Nb, для второго — широкое развитие минералов группы соды и других карбонатов, повышенная роль минералов K, Ba и Ti. Ряд особенностей ультраагпаитовой минерализации сравниваемых массивов обусловлен различной степенью агпаитности слагающих их пород. Так, в Хибинском массиве, породы которого менее агпаитны, эта минерализация распространена на сравнительно ограниченной площади (район центральной дуги) и представлена в основном жильными телами пегматитов и гидротермалитов; в более агпаитовом Ловозерском массиве эта минерализация развита практически повсеместно, причем как в пегматитах и гидротермалитах, так и в массивных породах поздних интрузивных фаз.

2. Наиболее характерными типоморфными минералами ультраагпаитовых пород являются водорастворимые соли натрия — карбонаты, силикаты, фосфаты, сульфаты и галогениды, причем карбонаты натрия пользуются значительным распространением и определяют продуктивность этих пород в отношении эндогенной содовой минерализации, имеющей потенциальное промышленное значение.

Вторую характерную группу составляют малостойкие ультращелочные титано-, ниобо- и цирконосиликаты, легко замещающиеся низкощелочными гидратными аналогами в эпитептермальных и гипергенных условиях; в результате подобных замещений образуются эволюционные ряды (цирсиналит—ловозерит, паракелдышит—келдышит—"гидрокелдышит", ломоносвит—мурманит, вуоннемит—эпистолит и др.), в которых каждый последующий минерал наследует от предыдущего не только химическую, но и структурную основу. Однозначное соответствие между первичными и вторичными минералами в указанных рядах является основой для палео-минералогических реконструкций. На этой основе расшифрована природа ловозерит-мурманитовых луавритов как измененных ультраагпаитовых пород, первоначально имевших существенно цирссиналит-ломоносвитовый состав.

3. Массивы агпаитовых нефелиновых сиенитов с ультраагпаитовыми породами имеют важное экономическое значение, определяемое приуроченностью к ним не только магматических редкометалльно-фосфатных месторождений, но и значительных по масштабам концентраций многих ценных элементов, заключенных в поздне- и послемагматических дериватах с разнообразной, в том числе содовой минерализацией.

Продуктивность рассматриваемых массивов в отношении многих видов полезных ископаемых определяется природой ультращелочных силикатных расплавов, представляющих собой универсальные растворители неорганических соединений различных элементов, в особенности амфотерных — ниобия, тантала, титана, циркония, гафния, редких земель и др. Широкое развитие ультраагпаитовых пород указывает на чрезвычайно высокую щелочность агпаитовых магм, способствующую накоплению в них указанных

элементов, что выдвигает эти породы в разряд важнейших индикаторов потенциальной рудоносности массивов нефелиновых сиенитов.

Тесная пространственная сопряженность ультраагпаитовой и рудной минерализации позволяет связывать их формирование с дифференциацией первоначально гомогенных агпаитовых расплавов и может служить основой для использования ультраагпаитовых пород в качестве критерия при направлении поисковых и разведочных работ в пределах конкретных массивов.

4. Агпаитовые нефелиновые сиениты, составляя ничтожную долю изверженных пород, превосходят по разнообразию минералов породы любой другой формации. Эта специфика определяется сочетанием нескольких факторов, среди которых первостепенное значение имеют 1) экстремально высокая щелочность агпаитовых магм, обуславливающая совместную концентрацию в них около половины элементов Периодической системы Менделеева, и 2) чрезвычайное разнообразие катионных и анионных мотивов и их комбинаций в кристаллических структурах щелочных минералов, которым объясняется обилие независимых структурных типов минералов и, в частности, существование обширных семейств щелочных титано-, ниобо-, цирконо- и бериллосиликатов. На основании выполненного анализа автором выдвинута гипотеза об отсутствии естественного предела числа минеральных видов и обоснована возможность резкого расширения общей системы минералов.

В составе ультраагпаитовых пород автором открыто свыше 50 новых минералов, в том числе большая группа высокощелочных соединений фосфора, стронция, редких земель, циркония и гафния, тория, ниобия и тантала. Тем самым значительно повышена изученность вещественного состава пород и руд месторождений щелочного ряда, расширены представления о минеральных формах концентрации различных химических элементов в массивах нефелиновых сиенитов и земной коре в целом.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Баталин Ю.В., Касимов Б.С., Станкевич Е.Ф. Месторождения природной соды и условия их образования. М.: Недра, 1973. 208 с.
2. Батулин С.В., Малиновский Ю.А., Рунова И.Б. Кристаллическая структура низкокремнеземистого мерлиноита с Кольского полуострова // Минерал журн. 1985. Т. 7, № 6. С. 67–74.
3. Белов Н.В. Очерки по структурной минералогии. XXXII. 248. Фосинаит – клинофосинаит // Минерал. сб. Львов. ун-та. 1982. № 36, вып. 2. С. 4–5.
4. Бельков И.В., Федотова М.Г., Новохатская Т.В. Минералы Кольского полуострова // Минеральные комплексы и минералы Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1980. С. 3–16.
5. Бородин Л.С. Формации щелочных пород // Главнейшие провинции и формации щелочных пород. М.: Наука, 1974. С. 304–347.
6. Бородин Л.С., Казакова М.Е. Беловит – новый минерал из щелочных пегматитов // Докл. АН СССР. 1954. Т. 96, № 3. С. 613–616.
7. Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 215 с.
8. Боруцкий Б.Е., Забавникова 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.
9. Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н., Шлюкова З.В. Типоморфизм и условия образования минералов и минеральных ассоциаций в щелочных породах Хибинского массива // Состав, структура минералов как показатели их генезиса. М.: Наука, 1978. С. 76–108.
10. Борщевский Ю.А., Борисова С.Л., Медведовская Н.И. и др. Изотопные особенности минералов и пород Хибинско-Ловозерского комплекса и некоторые аспекты проблемы их генезиса // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1987. Ч. 116, вып. 5. С. 532–540.
11. Борщевский Ю.А., Хомяков А.П., Борисова С.Л. и др. Изотопно-кислородные особенности минералов ультращелочных пегматитов и гидротермалитов Хибинского и Ловозерского массивов // XI Всесоюз. симпоз. по геохимии изотопов. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1986. С. 38–39.
12. Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972. 296 с.
13. Буссен И.В., Смирнов С.И. Натечные образования из штолен горы Карнасурт в Ловозерских тундрах // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Кировск: Кол. фил. АН СССР, 1959. Вып. 1. С. 116–120.
14. Буссен И.В., Ганнибал Л.Ф., Гойко Е.А. и др. Ильмайокит – новый минерал из Ловозерских тундр // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1972. Ч. 101, вып. 1. С. 75–79.
15. Буссен И.В., Гойко Е.А., Меньшиков Ю.П. Исследование кельдышита и его "новой фазы" // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1972. Вып. 9. С. 59–64.
16. Буссен И.В., Денисов А.П., Забавникова Н.И. и др. Вуоннемит – новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1973. Ч. 102, вып. 4. С. 423–426.
17. Буссен И.В., Еськова Е.М., Меньшиков Ю.П. и др. Основные черты минералогии и геохимии ультращелочных пегматоидов и гидротермалитов // Материалы по минералогии и геохимии щелочных комплексов пород Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1975. С. 102–117.
18. Буссен И.В., Еськова Е.М., Меньшиков Ю.П. и др. Минералогия ультращелочных пегматитов // Проблемы геологии редких элементов. М.: Наука, 1978. С. 251–271.

19. Буссен И.В., Кульчицкая Е.А., Латышева Л.Г., Меньшиков Ю.П. Крупнокристаллический эльпидит и белый лозерит из Ловозерского массива // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1974. Вып. 10. С. 99–104.
20. Буссен И.В., Латышева Л.Г., Меньшиков Ю.П. и др. Маунтинит – первая находка в Советском Союзе // Докл. АН СССР. 1973. Т. 210, №3. С. 674–677.
21. Буссен И.В., Меньшиков Ю.П., Мерьков А.Н. и др. Пенквилксит – новый гидросиликат титана и натрия // Там же 1974. Т. 217, № 5, С. 1161–1164.
22. Быкова А.В., Хомяков А.П. О природе борнеманита – нового минерала группы ломоносовита // Методы минералогических исследований. М.: ИМГРЭ, 1977. С. 51–53.
23. Винчелл А.Н., Винчелл Г.А. Оптические свойства искусственных минералов. М.: Мир, 1967. 526 с.
24. Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Ловозерский щелочной массив. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 623 с.
25. Воронков А.А., Пудовкина З.В., Блинов В.А. и др. Кристаллическая структура казаковита  $\text{Na}_2\text{Mn}\{\text{Ti}[\text{Si}_2\text{O}_7]\}$  // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245, № 1. С. 106–109.
26. Воронков А.А., Шумяцкая Н.Г., Пятенко Ю.А. О кристаллической структуре новой природной модификации  $\text{Na}_2\text{Zr}[\text{Si}_2\text{O}_7]$  // Журн. структур. химии. 1970. Т. 11, № 5. С. 932–933.
27. Воронков А.А., Шумяцкая Н.Г., Пятенко Ю.А. Кристаллохимия минералов циркония и их искусственных аналогов. М.: Наука, 1978. 182 с.
28. Гафт М.Л., Горобец Б.С., Хомяков А.П. О природе люминесценции минералов титана и циркония // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, № 5. С. 1234–1237.
29. Гафт М.Л., Горобец Б.С., Хомяков А.П. Люминесцентные кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные индикаторы в минералах ультраапатитовых пород // Там же. 1982. Т. 263, № 6. С. 1445–1450.
30. Герасимовский В.И. Опал, содержащий щелочи // Вопросы минералогии, петрографии, геохимии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. С. 115–121.
31. Герасимовский В.И. Келдышит – новый минерал // Докл. АН СССР. 1962. Т. 142, № 4. С. 916.
32. Герасимовский В.И., Волков В.П., Когарко Л.Н. и др. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966. 395 с.
33. Гинзбург А.И., Кузьмин В.И., Сидоренко Г.А. Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. М.: Недра, 1981. 237 с.
34. Годовиков А.А. Химические основы систематики минералов. М.: Недра, 1979. 304 с.
35. Горобец Б.С. Спектры люминесценции минералов. М.: ВИМС, 1981. 153 с.
36. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогения минералов: Индивиды. М.: Наука, 1975. 339 с.
37. Гусева Л.Д., Меньшиков Ю.П., Романова Т.С., Буссен И.В. Тетрагональный натролит из Ловозерского щелочного массива // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1975. Ч. 104, вып. 1. С. 66–69.
38. Даусон Дж.Б. Олдоиньо-Ленгай – действующий вулкан с потоками лав натровых карбонатов // Карбонаты. М.: Мир, 1969. С. 169–181.
39. Дернов-Пегарев В.Ф., Малинин С.Д. Растворимость кальцита в высокотемпературных водных растворах щелочных карбонатов и вопросы карбонатобразования // Геохимия. 1976. № 8. С. 643–658.
40. Дернов-Пегарев В.Ф., Малинин С.Д. Экспериментальное исследование растворимости апатита в водных растворах карбонатов щелочных металлов при 300, 400 и 500 °С // Там же. 1985. № 8. С. 1196–1205.
41. Добровольская М.Г., Соколова М.Н., Хомяков А.П., Целин А.И. Калий- и натрийсодержащие сульфиды как индикаторы условий минералообразования в щелочных породах и кимберлитах // Геохимия. Минералогия: Междунар. геол. конгр., XXVI сес.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1980. С. 199–205.
42. Добровольская М.Г., Целин А.И., Евстигнеева Т.Л. и др. Мурунскит  $\text{K}_2\text{Cu}_3\text{FeS}_4$  – новый сульфид калия, меди и железа // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1981. Ч. 110, вып. 4. С. 468–473.
43. Дорфман М.Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолитуртах горы Юкспор Хибинского массива. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962.
44. Дорфман М.Д., Абрашев К.К. О гипергенном фосфате натрия Хибинского массива нефелиновых сиенитов // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1963. Т. 14. С. 226–230.
45. Дорфман М.Д., Горощенко Я.Г., Сикорская Э.К., Дорфман А.М. О взаимодействии нефелина с водными растворами фтористого натрия и углекислого газа // Геохимия. 1967. № 7. С. 786–795.
46. Дорфман М.Д., Чирагов М.И. Гидродельхайелит – продукт гипергенного изменения дельхайелита // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1979. Т. 28. С. 172–175.
47. Дроздов Ю.Н., Баталиева Н.Г., Воронков А.А., Кузьмин Э.А. Кристаллическая структура  $\text{Na}_{11}\text{Nb}_2\text{TiSi}_4\text{P}_2\text{O}_{22}\text{F}$  // Докл. АН СССР. 1974. Т. 216, № 1. С. 78–81.
48. Дудкин О.Б. Фосфор в щелочных и щелочноультраосновных массивах Кольского полуострова // Материалы по минералогии и геохимии щелочных комплексов пород Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1975. С. 4–101.
49. Дудкин О.Б. Главные комплексы минеральных парагенезисов щелочных массивов // Минеральные комплексы и минералы Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1980. С. 16–38.
50. Дудкин О.Б., Меньшиков Ю.П. Минералогическое изучение кольских щелочных массивов и его практическое значение // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1983. Ч. 112, вып. 5. С. 513–519.
51. Дудкин О.Б., Скиба В.И. Роль щелочных карбонатных расплавов при формировании апатитовых пород // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290, № 4. С. 916–920.
52. Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Померанцева Н.Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. М.; Л.: Наука, 1964. 235 с.
53. Дудкин О.Б., Кулаков А.Н., Поляков К.И., Меньшиков Ю.П. Типоморфизм минералов плутонов щелочных пород в связи с их фосфатностью // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М.: Наука, 1980. С. 117–124.
54. Дудкин О.Б., Минаков Ф.В., Кравченко М.П. и др. Карбонаты Хибин. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1984. 99 с.
55. Еськова Е.М., Семенов Е.И., Хомяков А.П. и др. Умбозерит – новый минерал // Докл. АН СССР. 1974. Т. 216, № 1. С. 169–171.
56. Еськова Е.М., Семенов Е.И., Хомяков А.П. и др. Лапландит – новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1974. Ч. 103, вып. 3. С. 338–341.
57. Еськова Е.М., Семенов Е.И., Хомяков А.П. и др. Сажинит – новый минерал // Там же. 1974. Ч. 103, вып. 3. С. 338–341.
58. Ефимов А.Ф., Кравченко С.М., Власова Е.В. К минералогии щелочных пегматитов Инаглинского массива // Тр. ИМГРЭ АН СССР. 1963. Вып. 16. С. 171–175.
59. Жариков В.А. Кислотно-основные характеристики минералов // Геология руд. месторождений. 1967. № 5. С. 86–89.
60. Иванова Т.Н., Арзамасцев А.А. Пойкилитовые нефелиновые сиениты Хибин: геологическая позиция, вещественный состав, перспективы рудоносности // Петрология и минералогия щелочных, щелочноультраосновных и карбонатитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1985. С. 13–21.
61. Илюшин Г.Д., Воронков А.А., Невский Н.Н. и др. Кристаллическая структура илерита  $\text{Na}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$  // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, № 5. С. 1118–1120.
62. Илюшин Г.Д., Пудовкина З.В., Воронков А.А. и др. Кристаллическая структура новой природной модификации  $\text{K}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7 \cdot \text{H}_2\text{O}$  // Там же. Т. 257, № 3. С. 608–610.
63. Илюшин Г.Д., Хомяков А.П., Шумяцкая Н.Г. и др. Кристаллическая структура нового природного цирконосиликата  $\text{K}_4\text{Zr}_2\text{Si}_4\text{O}_{18} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  // Там же. Т. 256, № 4. С. 860–863.
64. Ифантуполо Т.Н., Юшко-Захарова О.Е., Дубакина Л.С., Щербачев Д.К. Расцвет Ловозерского массива // Там же. 1983. Т. 269, № 1. С. 195–197.
65. Каменев Е.А., Пешев Н.Г., Минеев Д.А. Апатито-нефелиновые руды – эффективный комплексный источник фосфатного, алюминиевого, редкометалльного сырья и фтора // Комплексное обогащение фосфорсодержащего сырья. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1977. С. 3–20.
66. Капустин Ю.Л., Быкова А.В., Буклин В.И. Натрофосфат – новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1972. Ч. 101, вып. 1. С. 80–86.
67. Капустин Ю.Л., Пудовкина З.В., Быкова А.В. Цирсианит – новый минерал // Там же. 1974. Ч. 103, вып. 5. С. 551–558.
68. Капустин Ю.Л., Пудовкина З.В., Быкова А.В. Тисиналит –  $\text{Na}_3\text{H}_3 \times$

X (Mn, Ca, Fe)TiSi<sub>6</sub>(O, OH)<sub>18</sub> · 2H<sub>2</sub>O — новый минерал из группы ловозерита // Там же. 1980. Ч. 109, вып. 2. С. 223—229.

69. Капустин Ю.Л., Пудовкина З.В., Быкова А.В., Любомилова Г.В. Коашиит — новый минерал // Там же. 1974. Ч. 103, вып. 5. С. 559—566.

70. Капустин Ю.Л., Пудовкина З.В., Быкова Т.Е. Дорфманит — новый минерал // Там же. 1980. Ч. 109, вып. 2. С. 211—216.

71. Капустин Ю.Л., Хомяков А.П., Семенов Е.И. и др. Фосинат — новый редкоземельный минерал // Там же. 1974. Ч. 103, вып. 5. С. 567—570.

72. Карпов О.Г., Пушаровский Д.Ю., Хомяков А.П. и др. Витусит — минерал с неупорядоченной структурой // Кристаллография. 1980. Т. 25, вып. 6. С. 1135—1141.

73. Кырова Е.А., Делицына Л.В., Зубкова Т.В., Делицын Л.М. Условия образования Na—Са-фторосфатов в системе Са, Na/PO<sub>4</sub>, F и ее значение для генезиса минералов щелочных пород // Минерал. журн. 1987. Т. 9, № 2. С. 15—22.

74. Киселева И.А., Мельчакова Л.В., Огородова Л.П. и др. Термодинамические свойства чкаловита Na<sub>2</sub>[BeSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>] // Вестн. МГУ. Сер. 2, Химия. 1984. Т. 25, № 3. С. 278—281.

75. Когарко Л.Н. Проблемы генезиса агпайтовых магм. М.: Наука, 1977. 294 с.

76. Когарко Л.Н. Рудогенерирующая способность щелочных магм // Петрология литосферы и рудоносность: Тез. докл. VI Всесоюз. петрогр. совещ. Л., 1981. С. 89—90.

77. Когарко Л.Н., Кригман Л.Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. М.: Наука, 1981. 126 с.

78. Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Полярность минеральных равновесий // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1980. Ч. 109, вып. 5. С. 505—516.

79. Козырева Л.В., Зорина М.П., Романова Т.С. Находка криолита и дасонита в Хибинском массиве // Минералы и парагенезисы минералов горных пород. Л.: Наука, 1976. С. 67—70.

80. Коржинский Д.С. Кислотные основные взаимодействия в силикатных расплавах и направлении котектических линий // Докл. АН СССР. 1959. Т. 128, № 2. С. 383—386.

81. Коровушкин В.В., Хомяков А.П., Анисеева О.В. Мессбауэровское исследование валентных форм железа в Fe-ша-

франовските H<sub>2</sub>(Na, K)<sub>6</sub>(Fe, Mn)<sub>3</sub>Si<sub>9</sub>O<sub>27</sub> · X · 3H<sub>2</sub>O // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1987. Т. 34. С. 149—152.

82. Косова Т.С., Демьянец Л.Н. Система Na<sub>2</sub>O—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O: Синтез и устойчивость гидроканкринита в растворах NaOH при температурах 200—400°C // Рост кристаллов из высоко-температурных водных растворов. М.: Наука, 1977. С. 19—42.

83. Костов И. Минералогия. М.: Мир, 1971. 585 с.

84. Кравченко С.М. Фракционирование малых элементов при дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1977. 218 с.

85. Кравченко С.М., Каменев Е.А., Минаков Ф.В. Геохимические особенности ийолит-уртитового комплекса Хибинского массива как следствия скрытой и ритмической расслоенности // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231, № 4. С. 957—960.

86. Кравченко С.М., Капустин Ю.Л., Катаева З.Т., Быкова А.В. Агпайтовая минерализация мезозойских метасоматитов калиевых щелочных комплексов Центрального Алдана // Там же. 1982. Т. 263, № 2. С. 435—439.

87. Кривоконев Г.К., Портнов А.М., Семенов Е.И., Дубакина Л.С. Комаровит: силифицированный пироксид // Там же. 1979. Т. 248, № 2. С. 443—447.

88. Крутик В.М., Пушаровский Д.Ю., Хомяков А.П. и др. Анионный радикал смешанного типа (четверные кольца [Si<sub>4</sub>O<sub>12</sub>] и Р-ортотетраэдр) в структуре моноклинного фосината // Кристаллография. 1980. Т. 25, № 2. С. 240—247.

89. Крутик В.М., Пушаровский Д.Ю., Хомяков А.П. и др. Кристаллическая структура фосината и его типоморфизм // Там же. 1981. Т. 26, № 6. С. 1197—1203.

90. Кузнецов Ж.М. К морфологии пойкилитических калиевых полевых шпатов горы Юкспор Хибинского массива // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1972. Ч. 101, вып. 5. С. 246—253.

91. Курова Т.А., Шумяцкая Н.Г., Воронков А.А., Пятенко Ю.А. Уточнение кристаллической структуры сидоренкита Na<sub>3</sub>Mn(PO<sub>4</sub>)(CO<sub>3</sub>) // Минерал. журн. 1980. Т. 2, № 6. С. 65—70.

92. Лапин А.В. Ограниченная смесимость в силикатно-карбонатных расплавах и ее значение в петрологии и генезисе карбонатитов // Геология руд. месторождений. 1983. № 2. С. 3—20.

93. Лебедева С.И. Микротвердость минералов. М.: Недра, 1977. 118 с.

94. Литвин Б.Н. Структурно-генетические проблемы образования и выращивания кристаллов силикатов и германитов: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1975. 272 с.

95. Ляхович В.В. Методы сепарации аксессуарных минералов. М.: Недра, 1981. 86 с.

96. Малиновский Ю.А., Белов Н.В. Кристаллическая структура кальборсита // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252, № 3. С. 611—615.

97. Малиновский Ю.А., Батурин С.В., Белов Н.В. Кристаллическая структура Фе-гихита // Там же. 1979. Т. 249, № 6. С. 1365—1368.

98. Маракушев А.А., Граменицкий Е.Н., Лукашев А.Н. Петрология пегматитов // Минералы Междунар. геол. конгр., XXIV сес.; Тезисы. М.: Наука, 1984. Т. 4. С. 388.

99. Марфунин А.С. Спектроскопия, люминесценция и радиационные центры в минералах. М.: Недра, 1975. 327 с.

100. Мелентьев Г.Б., Делицын Л.М., Мелентьев Б.Н. Ликвация и ее значение в петрологии // Редкометальные граниты и проблема магматической дифференциации. М.: Недра, 1972. С. 74—81.

101. Меньшиков Ю.П. Перлиалит K<sub>2</sub>(Na, Ca, Sr)[Al<sub>12</sub>Si<sub>24</sub>O<sub>72</sub>] · 15H<sub>2</sub>O — новый калиевый цеолит из Хибинского массива // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1984. Ч. 113, вып. 5. С. 607—612.

102. Меньшиков Ю.П. Денисовит Ca<sub>4</sub>(K<sub>1-4</sub>Na<sub>0-6</sub>)<sub>2</sub>Si<sub>6</sub>O<sub>16</sub>(F, OH)<sub>2</sub> — новый минерал из Хибинского массива // Там же. Вып. 6. С. 718—723.

103. Меньшиков Ю.П. Минеральные ассоциации постмагматических жильных образований в породах Эвеслогчоррской тектонической зоны Хибинского массива // Минеральные ассоциации и минералы магматических комплексов Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1987. С. 49—54.

104. Меньшиков Ю.П., Буссен И.В., Гойко Е.А. и др. Борнеманит — новый силикофосфат натрия, титана, ниобия и бария // Зап. Всесоюз. Минерал. о-ва. 1975. Ч. 104, вып. 3. С. 322—326.

105. Меньшиков Ю.П., Денисов А.П., Успенская Е.И., Липатова Э.А. Ловдарит — новый водный бериллосиликат щелочей // Докл. АН СССР. 1973. Т. 213, № 2. С. 429—432.

106. Меньшиков Ю.П., Пахомовский Я.А., Гойко Е.А. и др. Природный

тетрагональный титаносиликат натрия — натисит // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1975. Ч. 104, вып. 3. С. 314—317.

107. Мерьков А.Н., Буссен И.В., Гойко Е.А. и др. Раит и зорит — новые минералы из Ловозерских тундр // Там же. 1973. Ч. 102, вып. 1. С. 54—62.

108. Минералогические таблицы / Под ред. Е.И. Семенова. М.: Недра, 1981. 399 с.

109. Минералогия Хибинского массива / Е.Е. Костылева-Лабунцова, Б.Е. Борущий, М.Н. Соколова и др.; Под ред. Ф.В. Чухрова. М.: Наука, 1978. Т. 1. 228 с.

110. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр / Под ред. А.Е. Ферсмана и др. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 563 с.

111. Михеева М.Г., Пушаровский Д.Ю., Хомяков А.П., Ямнова Н.А. Кристаллическая структура тетраантролита // Кристаллография. 1986. Т. 31, № 3. С. 434—439.

112. Надеждина Т.Н., Победимская Е.А., Хомяков А.П. Кристаллическая структура тетрагонального эдингтонита из Хибин // Минерал. журн. 1984. Т. 6, № 5. С. 56—63.

113. Надеждина Т.Н., Пушаровский Д.Ю., Хомяков А.П. Уточнение кристаллической структуры беловита // Там же. 1987. Т. 9, № 2. С. 45—48.

114. Новые Хибинские апатитовые месторождения / Под ред. Е.А. Каменева, Д.А. Минеева. М.: Недра, 1982. 182 с.

115. Носырев Н.А., Треушников Е.Н., Воронков А.А. и др. Кристаллическая структура синтетического хибинскита K<sub>2</sub>ZrSi<sub>2</sub>O<sub>7</sub> (II) // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231, № 6. С. 1351—1353.

116. Овчинников Л.Н. О роли SO<sub>2</sub> в гидротермальном рудообразовании // Там же. Т. 227, № 3. С. 680—683.

117. Овчинников Л.Н. Геодинамические аспекты рудообразования // Сов. геология. 1985. № 1. С. 7—16.

118. Основные правила представления данных, необходимых для характеристики новых минералов // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1983. Ч. 112, вып. 5. С. 621—623.

119. Осокин Е.Д. Редкометальная минерализация и генетические аспекты формирования Ловозерского массива // Рудная геохимия и геология магматогенных месторождений. М.: Наука, 1980. С. 168—178.

120. Павлович В.И. Типоморфизм кварца, слюды и полевых шпатов в эндо-

генных образованиях. Киев: Наук. думка, 1983. 232 с.

121. Петров В.П. Давсонит и другие содовые минералы, их место среди эвапоритов // Природная сода и давсонитопроявления в СССР. М.: Наука, 1985. С. 3–4.

122. Петровская Н.В., Чухров Ф.В. Проблема типоморфизма минералов // Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983. С. 141–147.

123. Победимская Е.А., Чинь Ле Тхы. Кристаллохимия карбонатов натрия // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1985. № 2. С. 91–101.

124. Поваренных А.С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев: Наук. думка, 1986. 547 с.

125. Поваренных А.С. О распространности химических элементов в земной коре и числе минеральных видов // Минерал. сб. Львов. ун-та. 1966. Вып. 2, № 20. С. 178–185.

126. Портнов А.М., Кривоконев Г.К., Столярова Т.И. Комаровит – новый ниобосиликат кальция и марганца // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1971. Ч. 100, вып. 5. С. 599–602.

127. Пудовкина З.В., Соловьева Л.П., Пятенко Ю.А. О кристаллической структуре литосита,  $K_3[Na_2Si_4O_{13}]$  // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291, № 6. С. 1370–1374.

128. Пудовкина З.В., Черницова Н.М., Воронков А.А., Пятенко Ю.А. Кристаллическая структура цирконилита  $Na_6Ca\{Zr[Si_6O_{18}]\}$  // Там же. 1980. Т. 250, № 4. С. 865–867.

129. Пуцаровский Д.Ю. Кристаллохимия минералов и синтетических соединений с тетраэдрическими анионами: Автореф. Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1984. 47 с.

130. Пуцаровский Д.Ю., Надежина Т.Н., Хомяков А.П. Кристаллическая структура стронцийапатита из Хибин // Кристаллография. 1987. Т. 32, № 4. С. 891–895.

131. Пятенко Ю.А. Минералогически вероятные и маловероятные кристаллические структуры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 8. С. 3–9.

132. Пятенко Ю.А. О специфической группе водородсодержащих алюмосиликатов, стабильных в природной ультращелочной обстановке (кристаллохимический аспект) // Геохимия. 1987. № 8. С. 1208–1213.

133. Пятенко Ю.А., Воронков А.А., Пудовкина З.В. Минералогическая кри-

сталлохимия титана. М.: Наука, 1976. 155 с.

134. Расцветаева Р.К., Симонов В.И., Белов Н.В. Кристаллическая структура ломоносита  $Na_5Ti_2[Si_2O_7][PO_4]O_2$  // Докл. АН СССР. 1971. Т. 197. № 1. С. 81–84.

135. Сандомирский П.А., Белов Н.В. Кристаллохимия смешанных анионных радикалов. М.: Наука, 1984. 205 с.

136. Сауков А.А. О причинах ограниченности числа минералов // Вопросы минералогии, геохимии, петрографии. М.; Л., 1946. С. 209–218.

137. Себаис М., Дорохова Г.И., Победимская Е.А., Хомяков А.П. Кристаллическая структура нефедовита и его типоморфизм // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278, № 2. С. 353–357.

138. Семенов Е.И. К геохимии и минералогии гипергенных и эпitherмальных процессов в щелочных массивах и их пегматитах // Междунар. геол. конгр., XXI сес.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1960. С. 80–95.

139. Семенов Е.И. О канкрините щелочных пегматитов // Минералогия и генетические особенности щелочных массивов. М.: Наука, 1964. С. 29–32.

140. Семенов Е.И. Минералого-геохимические типы нефелин-сиенитовых дефидратов // Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов. М.: Наука, 1967. С. 52–71.

141. Семенов Е.И. Минералогия щелочного массива Илимасак. М.: Наука, 1969. 165 с.

142. Семенов Е.И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972. 307 с.

143. Семенов Е.И. Щелочные породы как комплексные руды // Редкие элементы: Сырье и экономика. 1973. Вып. 8. С. 83–84.

144. Семенов Е.И. Типоморфизм минералов щелочных массивов // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М.: Наука, 1980. С. 102–108.

145. Семенов Е.И. Щелочное соление рудообразование // Междунар. геол. конгр., XXVII сес.: Докл. сов. геологов: Минералогия. М.: Наука, 1989. С. 164–169.

146. Семенов Е.И., Хомяков А.П. Хибино-Ловозерский щелочной массив и его новые минералы // Сов. геология. 1986. № 2. С. 97–103.

147. Семенов Е.И., Еськова Е.М., Капустин Ю.Л., Хомяков А.П. Минера-

логия щелочных массивов и их местождений. М.: Наука, 1974. 248 с.

148. Семенов Е.И., Хомяков А.П., Черепивская Г.Е., Угрюмова Н.Г. Натриевые канкриниты Ловозерского щелочного массива // Минерал. журн. 1984. Т. 6, № 2. С. 50–54.

149. Сёренсен Х. Щелочные и фельдшпатоидные сиениты и их эффузивные аналоги // Щелочные породы / Под ред. Х. Сёренсена. М.: Мир, 1976. С. 26–61.

150. Сизова Р.Г., Воронков А.А., Хомяков А.П. Уточнение кристаллической структуры триклинной модификации  $Na_2ZrSi_2O_7$  (1) // Структура и свойства кристаллов. Владимир, 1974. Вып. 2. С. 30–42.

151. Сняткова О.Л., Пронягин Н.И., Маркитахина Т.М., Хомяков А.П. Карбонатитовый комплекс Хибинского массива и перспективы обнаружения в массиве промышленных скоплений природной соды // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 11. С. 124–128.

152. Соколов С.В. Шортит – первая находка в карбонатитах // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247, № 5. С. 1253–1256.

153. Соколова Е.В., Егоров-Тисменко Ю.К., Хомяков А.П. Особенности кристаллической структуры  $Na_{14}CaMgTi_4[Si_2O_7]_2[PO_4]_4O_4F_2$  – гомолога структурных типов ломоносита и сульфогалита // Минерал. журн. 1987. Т. 9, № 3. С. 28–35.

154. Соколова Е.В., Егоров-Тисменко Ю.К., Хомяков А.П. Кристаллическая структура  $Na_{17}Ca_2Mg(Ti, Mn)_4 \times [Si_2O_7]_2[PO_4]_6O_2F_6$  – нового представителя семейства слоистых титаносиликатов // Докл. АН СССР. 1987. Т. 287. Т. 294, № 2. С. 357–362.

155. Соколова Е.В., Егоров-Тисменко Ю.К., Хомяков А.П. Кристаллическая структура соболевиита // Там же. 1988. Т. 302, № 5. С. 1112–1118.

156. Соколова Е.В., Егоров-Тисменко Ю.К., Хомяков А.П. Кристаллическая структура накафита // Там же. 1989. Т. 304, № 3. С. 610–615.

157. Соколова Е.В., Надежина Т.Н., Хомяков А.П. Рентгеноструктурное исследование высокобариевого ольгита // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1990. № 1. С. 87–91.

158. Соколова Е.В., Расцветаева Р.К., Андрианов В.И. и др. Кристаллическая структура нового природного титаносиликата натрия // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307, № 1. С. 114–117.

159. Соколова Е.В., Ямнова Н.А., Егоров-Тисменко Ю.К., Хомяков А.П.

Кристаллическая структура нового фосфата  $Na, Ca$  и  $Ba$  арктита  $(Na_5Ca)Ca_6Ba[PO_4]_6F_3$  // Там же. 1984. Т. 274, № 11. С. 78–83.

160. Соколова Е.В., Ямнова Н.А., Егоров-Тисменко Ю.К., Хомяков А.П. Кристаллическая структура нового минерала  $Na_8Ti_{3.5}O_2(OH)_2[SiO_4]_4$  – полиморфной модификации натрисита // Там же. 1985. Т. 284, № 5. С. 1136–1142.

161. Соколова М.Н. Типоморфизм минералов ультраапатитовых ассоциаций: (На примере Хибинского массива). М.: Наука, 1986. 118 с.

162. Соколова М.Н., Забавникова Н.И., Рудницкая Е.С., Органова Н.И. Об особенностях состава и степени однородности минералов группы ломоносита из Хибинского массива // Вопросы однородности и неоднородности минералов. М.: Наука, 1971. С. 174–187.

163. Соколова М.Н., Добровольская М.Г., Казакова М.Е. и др. Новый минерал – сульфид калия и железа – расвумит // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1970. Ч. 99, вып. 6. С. 712–720.

164. Солодов Н.А. Минерогения литофильных редких металлов. М.: Недра, 1978. 175 с.

165. Солодов Н.А., Чепижный К.И., Челищев Н.Ф. и др. Природные минералы как основа новых материалов // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1977. Ч. 106, вып. 2. С. 193–200.

166. Солодов Н.А., Чепижный К.И., Челищев Н.Ф. и др. Новые направления промышленного использования природных минералов // Лабораторные и технологические исследования и обогащение минерального сырья. М.: ВИЭМС. 1978. Вып. 4. С. 1–19.

167. Тимошенко И.М., Меньшиков Ю.П., Ганнибал Л.Ф., Буссен И.В. Природный силикат натрия – натросилит – из Ловозерского массива // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1975. Ч. 104, вып. 3. С. 317–321.

168. Тихоненков И.П. Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 247 с.

169. Урусов В.С. Энергетическая кристаллохимия. М.: Наука, 1975. 335 с.

170. Урусов В.С. Почему их только две тысячи // Природа. 1983. № 10. С. 82–88.

171. Федотова М.Г. Кадастр минералов Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1984. 115 с.

172. Фекличев В.Г. Диагностические спектры минералов. М.: Недра, 1977. 288 с.

173. Ферсман А.Е. О числе минеральных видов // Докл. АН СССР. 1938. Т. 19, № 4. С. 271–274.
174. Ферсман А.Е. К геохимии щелочных магм // Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1958. Т. 4. С. 413–419.
175. Флейшер М., Уилкокс Р., Матико Дж. Микроскопическое определение прозрачных минералов: Пер. с англ. Л.: Недра, 1987. 647 с.
176. Франк-Каменецкий В.А., Котов Н.В., Гойло Э.А. Трансформационные преобразования слоистых силикатов при повышенных P-T-параметрах. Л.: Недра, 1983. 151 с.
177. Халилов А.Д., Джафаров Н.Х., Хомяков А.П. Электронно-микроскопическое и рентгенографическое исследование карбасного Ti-силиката пенквилкита // Рентгенография минерального сырья. М., 1977. С. 114–119.
178. Халилов А.Д., Хомяков А.П., Махмудов С.А. Кристаллическая структура кельдышита  $\text{Na}_2\text{Zr}[\text{Si}_2\text{O}_6]\text{OH}$  // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238, № 3. С. 573–575.
179. Хомяков А.П. Гомоосевые псевдоморфозы титано- и цирконосиликатов как индикаторы физико-химических условий минералообразования в щелочных массивах // Проблемы генетической информации в минералогии. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1976. С. 68.
180. Хомяков А.П. Конституция и типохимические особенности минералов группы ломоносовита // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1976. Вып. 10. С. 96–104.
181. Хомяков А.П. Новые данные о минералах группы кельдышита // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1976. Т. 25. С. 90–95.
182. Хомяков А.П. Типы закономерных сростаний минералов группы кельдышита // Геохимия. Минералогия: Междунар. геол. конгр. XXV сесс.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1976. С. 233–240.
183. Хомяков А.П. Новое в минералогии группы ловозерита // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237, № 1. С. 199–202.
184. Хомяков А.П. Паракельдышит – новый минерал // Там же. № 3. С. 703–705.
185. Хомяков А.П. Типоморфизм минералов группы ловозерита и их соотношение с эвдиалитом // Новые данные о типоморфизме минералов и минеральных ассоциаций. М., 1977. С. 148–150.
186. Хомяков А.П. Типоморфизм минералов ультраагпаитовых пегматитов // XI съезд Междунар. минерал. ассоц.: Тез докл. Новосибирск, 1978. Т. 1. С. 115–116.
187. Хомяков А.П. Цирсианит // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1979. Т. 28. С. 192–193.
188. Хомяков А.П. Новые минералы глубинных зон Ловозерского и Хибинского массивов // Геохимия. Минералогия: Междунар. геол. конгр., XXVI сесс.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1980. С. 164–169.
189. Хомяков А.П. Типоморфизм минералов семейства ловозерита // Новые данные о типоморфизме минералов. М.: Наука, 1980. С. 205–219.
190. Хомяков А.П. Типоморфизм минералов ультраагпаитовых пегматитов // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М.: Наука, 1980. С. 152–157.
191. Хомяков А.П. Явление наследования кристаллических структур минералов при псевдоморфизации как фактор видообразования // Генетическая информация в минералах. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1980. Вып. 31. С. 20–21.
192. Хомяков А.П. Пирссонит  $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  – первая находка в СССР и гейлссонит  $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot \text{X} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$  – первая находка в Хибинском массиве // Минерал. журн. 1981. Т. 3, № 1. С. 99–102.
193. Хомяков А.П. Натрит  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  – новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1982. Ч. 111, вып. 2. С. 220–225.
194. Хомяков А.П. Первые находки ловозерского минерала натросилита в Хибинском массиве и хибинских минералов цирсианита и расвумита в Ловозерском массиве // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1982. Т. 30. С. 168–175.
195. Хомяков А.П. Минералогические особенности щелочных пегматитов Хибинско-Ловозерской провинции // Развитие минералогии и геохимии и их связь с учением о полезных ископаемых. М.: Наука, 1983. С. 66–82.
196. Хомяков А.П. Новый перспективный тип содового сырья // Природная сода и давсонитопроявления в СССР. М.: Наука, 1985. С. 62–79.
197. Хомяков А.П. Тетранатролит как возможный трансформационный минеральный вид // Основные проблемы георетической и прикладной минералогии: Тез докл. М., 1985. С. 126–127.
198. Хомяков А.П. Эволюционный ряд паранатролит-тетранатролит в щелочных гидротермальных Хибинско-Ловозерского комплекса // Теоретические и прикладные исследования в минералогии: (Тез. докл. Всесоюз. совещ. "Теория и методология минералогии"). Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1985. Т. 2. С. 76–77.
199. Хомяков А.П. Минералогия ультраагпаитовых пород: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1986. 356 с.
200. Хомяков А.П. Ультраагпаитовые породы как индикаторы оруденения в массивах нефелиновых сиенитов // Минералогия народному хозяйству. Л., 1987. С. 83–84.
201. Хомяков А.П. Минеральные соли ультраагпаитовых пород и их связь с рудоносностью щелочных массивов // Геология руд. месторождений. 1988. № 1. С. 77–87.
202. Хомяков А.П., Быкова А.В. Натрофосфат – первые находки в Ловозерском массиве // Минерал. журн. 1980. Т. 2, № 6. С. 88–91.
203. Хомяков А.П., Воронков А.А. Рентгенография и кристаллооптика диортосиликатов циркония (кельдышит I, кельдышит II, хибинскит) // Структура и свойства кристаллов. Владимир, 1976. Вып. 4. С. 21–30.
204. Хомяков А.П., Кобяшев Ю.С. Натисит – первые находки в Хибинском массиве // Новые данные по минералогии месторождений щелочных формаций. М., 1979. С. 16–19.
205. Хомяков А.П., Меньшиков Ю.П. Идентификация  $\text{Na}_2\text{HPO}_4$  и  $\text{Na}_2\text{HPO}_4 \cdot \text{X} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  в продуктах изменения природного натрофосфата // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248, № 5. С. 1207–1211.
206. Хомяков А.П., Семенов Е.И. Первые находки гейдоннеита в СССР // Там же. № 1. С. 219–222.
207. Хомяков А.П., Семенов Е.И. О конвергентности агпаитовой минерализации в дериватах фойяитов и отложениях содовых озер // Кристаллохимия минералов. София: Изд-во Болг. Акад. наук, 1986. С. 441–443.
208. Хомяков А.П., Степанов В.И. Первая находка чкаловита в Хибинах и его парагенезис // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248, № 3. С. 727–730.
209. Хомяков А.П., Черницова Н.М. Илерит  $\text{Na}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$  – первые находки в СССР // Минерал. журн. 1980. Т. 2, № 3. С. 95–96.
210. Хомяков А.П., Юшкин Н.П. Принцип наследования в кристаллогенезе // Докл. АН СССР. 1981. Т. 256, № 5. С. 1229–1233.
211. Хомяков А.П., Александров В.Б., Краснова Н.И. и др. Бонштедтит  $\text{Na}_2\text{Fe}(\text{PO}_4)(\text{CO}_3)$  – новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1982. Ч. 111, вып. 4. С. 491–495.
212. Хомяков А.П., Быкова А.В., Капцов В.В. Новые данные о ловозерском лейфите // Новые данные по минералогии месторождений щелочных формаций. М., 1979. С. 12–15.
213. Хомяков А.П., Быкова А.В., Курова Т.А. Арктикит  $\text{Na}_2\text{Ca}_4(\text{PO}_4)_2\text{F}$  – новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1981. Ч. 110, вып. 4. С. 506–508.
214. Хомяков А.П., Быкова А.В., Малиновский Ю.А. Олимпит  $\text{Na}_3\text{PO}_4$  – новый минерал // Там же. 1980. Ч. 109, вып. 4. С. 476–479.
215. Хомяков А.П., Быкова А.В., Шлихтер А.П. Сидоренкит из Хибинского щелочного массива // Там же. Вып. 5. С. 592–594.
216. Хомяков А.П., Воронков А.А., Казакова М.Е. и др. Исследование минералов группы кельдышита // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1975. Т. 24. С. 120.
217. Хомяков А.П., Воронков А.А., Кобяшев Ю.С., Полежаева Л.И. Умбит – параумбит – новые цирконосиликаты калия из Хибинского щелочного массива // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1983. Ч. 112, вып. 4. С. 462–469.
218. Хомяков А.П., Воронков А.А., Лебедева С.И. и др. Хибинскит  $\text{K}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$  – новый минерал // Там же. 1974. Ч. 103, вып. 1. С. 110–116.
219. Хомяков А.П., Воронков А.А., Полежаева Л.И., Смольянинова Н.Н. Костылевит  $\text{K}_4\text{Zr}_2[\text{Si}_4\text{O}_{15}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  – новый минерал // Там же. 1983. Ч. 112, вып. 4. С. 469–474.
220. Хомяков А.П., Врублевская З.В., Звягин Б.Б. и др. Шафрановскит – новый минерал // Там же. 1982. Ч. 111, вып. 4. С. 475–480.
221. Хомяков А.П., Еськова Е.М., Черепицкая Г.Е. и др. Новые данные о ранте // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1982. Т. 30. С. 205–207.
222. Хомяков А.П., Казакова М.Е., Абрамова Т.А. и др. Поведение минералов группы кельдышита при кислотной обработке // Новые данные по минералогии и минералогическим методам исследования. М., 1977. С. 14–18.
223. Хомяков А.П., Казакова М.Е.,

Воронков А.А. Новые данные о келдышите // Докл. АН СССР. 1969. Т. 189, № 1. С. 166–168.

224. Хомяков А.П., Казакова М.Е., Врублевская З.В. и др. Захаровит — новый гидросиликат натрия и марганца // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1982. Ч. 111, вып. 4. С. 491–495.

225. Хомяков А.П., Казакова М.Е., Попова Г.Н., Малиновский Ю.А. Настрофит  $\text{Na}(\text{Sr}, \text{Ba})\text{PO}_4 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$  — новый минерал // Там же. 1981. Ч. 110, вып. 5. С. 604–607.

226. Хомяков А.П., Казакова М.Е., Пуцаровский Д.Ю. Накафит  $(\text{Na}_2\text{CaPO}_4 \times \text{F})$  — новый минерал // Там же. 1980. Ч. 109, вып. 4. С. 50–52.

227. Хомяков А.П., Калинин А.М., Власова Е.В. Форма вхождения воды в структуру минералов группы келдышита // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229, № 5. С. 1209–1212.

228. Хомяков А.П., Капцов В.В., Щепочкина Н.И., Рудницкая Е.С. Явление сверхбыстрого гидролиза ультращелочных титано- и цирконосиликатов: Экспериментальная проверка // Там же. 1978. Т. 243, № 4. С. 1028–1031.

229. Хомяков А.П., Коробицын М.Ф., Добровольская М.Г. Эрдит  $\text{NaFe}_2 \times \text{H}_2\text{O}$  — первая находка в СССР // Там же. 1979. Т. 249, № 4. С. 968–971.

230. Хомяков А.П., Коробицын М.Ф., Курова Т.А., Черепивская Г.Е. Грумантит  $\text{NaHSi}_2\text{O}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$  — новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1987. Ч. 116, вып. 2. С. 244–248.

231. Хомяков А.П., Коробицын М.Ф., Меньшиков Ю.П., Полежаева Л.И. Набафит  $\text{NaBaPO}_4 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$  — новый минерал // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266, № 3. С. 707–710.

232. Хомяков А.П., Курова Т.А., Муравецкая Г.Н. Мерлинонит  $(\text{K}, \text{Ba})_2 \times \text{Al}_3\text{Si}_5\text{O}_{16} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$  — первая находка в СССР // Там же. 1981. Т. 256, № 1. С. 172–174.

233. Хомяков А.П., Курова Т.А., Муравецкая Г.Н., Тимченко А.Д. Эвальдит  $\text{Ba}(\text{Ca}, \text{Na}, \text{Y})(\text{CO}_3)_2$  — первая находка в СССР // Там же. 1982. Т. 262, № 4. С. 964–966.

234. Хомяков А.П., Курова Т.А., Нечелюстов Г.Н., Пилюян Г.О. Баренцит  $\text{Na}_2\text{AlH}_2(\text{CO}_3)_4\text{F}_4$  — новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1983. Ч. 112, вып. 4. С. 474–479.

235. Хомяков А.П., Курова Т.А., Чистякова Н.И. Соболевит  $\text{Na}_{1,4}\text{Ca}, \times$

$\times \text{MnTi}_3\text{P}_4\text{Si}_4\text{O}_{34}$  — новый минерал // Там же. С. 456–461.

236. Хомяков А.П., Курова Т.А., Шумяцкая Н.Г. и др. О новом природном цирконосиликате  $\text{Na}_2\text{Zr}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]\text{ClX} \times 2\text{H}_2\text{O}$  и его кристаллической структуре // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257, № 3. С. 622–624.

237. Хомяков А.П., Малиновский Ю.А., Сандомирская С.М. Ферротихит  $\text{Na}_6\text{Fe}_2 \times (\text{SO}_4)(\text{CO}_3)_4$  — новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1981. Ч. 110, вып. 5. С. 600–603.

238. Хомяков А.П., Меньшиков Ю.П., Дорфман М.Д. Новый природный фосфат натрия нафрит  $\text{Na}_2\text{HPO}_4$  из Ловозерского и Хибинского массивов // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264, № 1. С. 191–194.

239. Хомяков А.П., Нечелюстов Г.Н., Дорохова Г.И. Нефедовит  $\text{Na}_2\text{Ca}_4(\text{PO}_4)_4 \times \text{F}$  — новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1983. Ч. 112, вып. 4. С. 479–483.

240. Хомяков А.П., Нечелюстов Г.Н., Расцветаева Р.К. Аллуайт  $\text{Na}_{1,9} \times (\text{Ca}, \text{Mn})_6(\text{Ti}, \text{Nb})_3\text{Si}_6\text{O}_{74}\text{Cl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  — новый титаносиликат с эвдиалитоподобной структурой // Там же. 1990. Ч. 119, вып. 1. С. 117–121.

241. Хомяков А.П., Победимская Е.А., Чинь Тхи Ле Тхы. Щелочные карбонаты Хибинского массива и их кристаллические особенности // Кристаллохимия и рентгенография минералов. Л., 1987. С. 123–137.

242. Хомяков А.П., Пуцаровский Д.Ю., Ронсбо Дж.Г. Клинофосинаит  $\text{Na}_3\text{CaPSiO}_7$  — новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1981. Ч. 110, вып. 3. С. 351–355.

243. Хомяков А.П., Сандомирская С.М., Малиновский Ю.А. Кальборсит  $\text{K}_2\text{BaAl}_3\text{Si}_6\text{O}_{20}(\text{OH})\text{Cl}$  — новый минерал // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252, № 6. С. 1465–1468.

244. Хомяков А.П., Сандомирская С.М., Малиновский Ю.А. Железистый эйтелит  $\text{Na}_2(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{CO}_3)_2$  — новая минеральная разновидность // Там же. Т. 255, № 5. С. 1256–1259.

245. Хомяков А.П., Семенов Е.И., Быкова А.В. и др. Новые данные о ловдарите // Там же. 1975. Т. 221, № 3. С. 699–702.

246. Хомяков А.П., Семенов Е.И., Воронков А.А., Нечелюстов Г.Н. Терскит  $\text{Na}_4\text{ZrSi}_5\text{O}_{16} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  — новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1983. Я. 112, вып. 2. С. 226–232.

247. Хомяков А.П., Семенов Е.И., Казакова М.Е. Новые данные об умбозерите // Новые данные по минералогии месторождений щелочных формаций. М., 1979. С. 8–9.

248. Хомяков А.П., Семенов Е.И., Казакова М.Е., Шумяцкая Н.Г. Сидоренкит  $\text{Na}_2\text{MnPO}_4\text{CO}_3$  — новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1979. Ч. 108, вып. 1. С. 56–59.

249. Хомяков А.П., Семенов Е.И., Еськова Е.М., Воронков А.А. Казаковит — новый минерал из группы ловозерита // Там же. 1974. Ч. 103, вып. 3. С. 342–345.

250. Хомяков А.П., Семенов Е.И., Еськова Е.М. и др. О химической формуле и парагенезисе нордита // Минералогические исследования. М., 1973. Вып. 3. С. 121–124.

251. Хомяков А.П., Семенов Е.И., Еськова Е.М. и др. Вуоннемит из Ловозера // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 8. С. 78–87.

252. Хомяков А.П., Семенов Е.И., Шумяцкая Н.Г. и др. Ольгит  $\text{Na}(\text{Sr}, \text{Ba}) \times \text{XPO}_4$  — новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1980. Ч. 109, вып. 3. С. 347–351.

253. Хомяков А.П., Степанов В.И., Быкова А.В., Наумова И.С. Макатит  $\text{Na}_2\text{Si}_4\text{O}_9 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$  — первая находка в СССР // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255, № 4. С. 971–976.

254. Хомяков А.П., Уланова О.Г., Врублевская З.В. Слюдоподобный апофиллит из Ловозерского щелочного массива // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1982. Т. 30. С. 207–208.

255. Хомяков А.П., Черепивская Г.Е., Курова Т.А., Власков В.П. Ревдит  $\text{Na}_2\text{Si}_2 \times \text{XO}_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$  — новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1980. Ч. 109, вып. 5. С. 566–569.

256. Хомяков А.П., Черепивская Г.Е., Курова Т.А., Капцов В.В. Амичит  $\text{K}_2\text{Na}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$  — первая находка в СССР // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263, № 4. С. 978–980.

257. Хомяков А.П., Черепивская Г.Е., Михеева М.Г. Паранатролит — первые находки в СССР // Там же. 1986. Т. 288, № 1. С. 214–217.

258. Хомяков А.П., Черепивская Г.Е., Тимченко А.Д. Шортит  $\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$  — первые находки в СССР // Минерал. журн. 1980. Т. 2, № 2. С. 85–90.

259. Хомяков А.П., Черницова Н.М., Сандомирская С.М., Васильева Г.Л. Имандрит — новый минерал семейства лово-

зерита // Там же. 1979. Т. 1, № 1. С. 89–93.

260. Хомяков А.П., Черницова Н.М., Чистякова Н.И. Литосит  $\text{K}_6\text{BaAl}_3\text{Si}_4\text{O}_{25} \times \text{H}_2\text{O}$  — новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1983. Ч. 112, вып. 2. С. 218–222.

261. Челишев Н.Ф. Ионнообменные свойства минералов. М.: Наука, 1973. 203 с.

262. Черницова Н.М., Пудовкина З.В., Воронков А.А. и др. Имандрит  $\text{Na}_{1,2}\text{Ca}_3 \times \text{HFe}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]_2$  — представитель новой ветви в структурном семействе ловозерита // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252, № 3. С. 618–621.

263. Черницова Н.М., Пудовкина З.В., Воронков А.А., Пятенко Ю.А. Кристаллическая структура коашвита  $\text{Na}_6(\text{Ca}, \text{Mn})_{1+0,5x}(\text{Fe}^{3+}\text{Ti}_{1-x})[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$  // Минерал. журн. 1980. Т. 2, № 5. С. 40–44.

264. Чернов А.Н., Максимов Б.А., Илюхин В.В., Белов Н.В. Кристаллическая структура моноклинной модификации  $\text{K}_2\text{Zr}$ -диортосиликата  $\text{K}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$  // Докл. АН СССР. 1970. Т. 193, № 6. С. 1293–1296.

265. Чесноков Б.В., Попов В.А., Никандров С.Н. Тенардит — мирабилитовая минерализация Ильменских и Вишневых гор на Урале — новый тип сульфатной минерализации щелочных массивов // Там же. 1982. Т. 263, № 3. С. 693–696.

266. Чинь Ле Тхы. Кристаллохимия щелочных карбонатов: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1984. 129 с.

267. Чинь Ле Тхы, Надежина Т.Н., Победимская Е.А., Хомяков А.П. Кристаллохимические особенности бредлиита, сидоренкита и бошгедтита // Минерал. журн. 1984. Т. 6, № 5. С. 79–84.

268. Чинь Ле Тхы, Победимская Е.А., Фундаменский В.С. и др. Кристаллическая структура баренцита // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 3. С. 699–704.

269. Чинь Ле Тхы, Победимская Е.А., Хомяков А.П. О кристаллической структуре давсонита  $\text{NaAl}(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$  и его первых находок в Хибинском массиве // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1987. № 1. С. 74–77.

270. Чухров Ф.В. Типоморфизм — важнейшая проблема современной минералогии // Типоморфизм минералов. М.: Наука, 1969. С. 3–14.

271. Чухров Ф.В. О конвергенции некоторых гипергенных и гипогенных процессов минералообразования // Проб-

лемы теории образования коры выветривания и экзогенных месторождений. М., 1980. С. 101–115.

272. Шарков Е.В. Происхождение пегматитовых и жильных образований расчлененных интрузивов // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1981. Ч. 110, вып. 2. С. 135–144.

273. Шафрановский И.И., Плотников Л.М. Симметрия в геологии. Л.: Недра, 1975. 144 с.

274. Шлюкова З.В. Минералогия контактовых образований Хибинского массива. М.: Наука, 1986. 97 с.

275. Шеголева Г.Н., Козарко Л.Н., Романчев Б.П., Кригман Л.Д. Параметры ультраапатитового щелочного пегматитообразования // Минералообразующие флюиды и рудогенез. Киев: Наук. думка, 1988. С. 73–79.

276. Шумяцкая Н.Г., Воронков А.А., Пятенко Ю.А. Сажинит  $\text{Na}_2\text{Ce}[\text{Si}_6\text{O}_{14} \cdot x(\text{OH})] \cdot n\text{H}_2\text{O}$  — новый представитель кристаллохимического семейства дэлиита // Кристаллография. 1980. Т. 25, № 4. С. 728–734.

277. Юшкин Н.П. Теория и методы минералогии. Л.: Наука, 1977. 291 с.

278. Юшкин Н.П., Хомяков А.П., Евзикова Н.З. Принципы наследования в минералогенезе. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1984. Вып. 93. 32 с.

279. Яковенчук В.Н., Пахомовский Я.А., Волошин А.В. и др. Тулюкит — новый водный карбонат натрия и тория из щелочных пегматитов Хибинского массива, Кольский полуостров // Минералогический журнал. 1990. Т. 12.

280. Ямнова Н.А., Пушаровский Д.Ю., Андрианов В.И. и др. Новый тип кремнекилородного радикала в структуре грумантина  $\text{Na}[\text{Si}_2\text{O}_4(\text{OH})] \cdot \text{H}_2\text{O}$  // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305, № 4. С. 868–871.

281. Янулов К.П. Принцип симметрии Кюри и двойникование микроклина // Материалы VI Всесоюз. межвед. совещ. по рентгенографии минерал. сырья. Алма-Ата, 1974. С. 166.

282. Яшина Р.М. О формационной принадлежности нефелиновых сиенитов и их метиллогенических особенностей // Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1981. С. 181–212.

283. Adolfsson S.G. Notes on recent underground collecting at Longban // Mineral. Rec. 1979. Vol. 10, N 4. P. 215–217.

284. Alberti A., Hentschel G., Vezzalini G. Amicite, a new natural zeolite // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1979. N. 11. S. 481–488.

285. Bailey D.K., Shairer J.F. The system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$  at 1 and the petrogenesis of alkaline rocks // J. Petrology. 1966. Vol. 7, N 1. P. 114–170.

286. Bresciani P.N., Calligaris M., Randaccio L. Structure of a basic cancrinite // Acta crystallogr. B. 1982. Vol. 38, N 3. P. 893–985.

287. Brouns E., Visser J.W., Wolf P.M. de. An anomaly in the crystal structure of  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  // Ibid. 1964. Vol. 17. N 5. P. 614.

288. Cesbron F., Gilles Ch., Pelisson P., Saugues J. La remondite-(Ce), un nouveau carbonate de terres rares de la famille de la burbankite // C.r. Acad. sci. B. 1988. Vol. 307. N 8. P. 915–920.

289. Chao G. Paranatroilite, a new zeolite from Mont St.Hilaire, Québec // Canad. Miner. 1980. Vol. 18, N 1. P. 85–88.

290. Chao G.Y., Baker J. What's new from Mont St. Hilaire, Québec // Miner. Rec. 1979. Vol. 10, N 2. P. 99–101.

291. Chao G.Y., Chen T.T., Baker J. Petaresite, a new hydrated sodium zirconium hydroxychlorosilicate mineral from Mont St.Hilaire, Québec // Canad. Miner. 1980. Vol. 18, N 4. P. 497–502.

292. Chao G.Y., Mainwaring P.R., Baker J. Donnayite,  $\text{NaCaSrY}(\text{CO}_3)_6 \cdot x \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ , a new mineral from Mont St.Hilaire, Québec // Ibid. 1978. Vol. 16, N 3. P. 335–340.

293. Chen T.T., Chao G.Y. Tetranatroilite from Mont St. Hilaire, Québec // Ibid. 1980. Vol. 18, N 1. P. 77–84.

294. Coleman L.C., Robertson B.T. Nahpoite  $\text{Na}_2\text{HPO}_4$ , a new mineral from the Big Fish River area, Yukon Territory // Ibid. 1981. Vol. 19, N 3. P. 373–376.

295. Donnay G., Donnay J.D.H., Hey M.H. Ewaldite, a new bariumcalcium carbonate. 1. Occurrence of ewaldite in synthactic intergrowth with mackelveyite // Tscherm. miner. and petrogr. Mitt. 1971. Bd. 15, H. 3. S. 185–200.

296. Donnay G., Preston H. Ewaldite, a new barium-calcium carbonate. 2. Its crystal structure // Ibid. S. 201–212.

297. Engel J., Hansen J., Jensen M. et al. Berillium mineralization in the Ilimaussaq intrusion, South Greenland, with description of the field berillometer and chemical methods // Grønland and geol. unders. rap. 1971. N 33. P. 1–40.

298. Fahey J.J., Mrose M.E. Saline minerals of the Green River formation // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1962. Vol. 405. P. 1–50.

299. Ghose S. Wan'Ch'ng, Chao G.Y. Petarasite  $\text{Na}_3\text{Zr}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{Cl},\text{OH}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , a zeolite-type zirconosilicate // Canad. Miner. 1980. Vol. 18, N 4. P. 503–509.

300. Gittins J., McKie D. Alkaline carbonate magmas: Oldoinyo Lengai and its wider applicability // Lithos. 1980. Vol. 13, N 2. P. 213–215.

301. Grice J.D., Perrault G. The crystal structure of triclinic weloganite // Canad. Miner. 1975. Vol. 13, N 3. P. 209–216.

302. Joung D.A. Methods for manufacture of group IG-B metallosilicate zeolites // U.S. Patent office, 3.329(480, 481, 482), 1967.

303. Keller P. Tsumeb // Lapis. 1984. Vol. 9, N 7/8. P. 13–23, 52–63.

304. Khomyakov A.P. Diversity of alkaline rock minerals and the problem of quantity of mineral species // XIV Gen. meet. Intern. Miner. Assoc., Stanford, Calif., 13–18 July, 1986: Abstr. Program. Wash. (D.C.), 1986. P. 140.

305. Mandarino J.A., Sturman B.D. The identity of  $\alpha$ -catapleite and gaidonnayite // Canad. Miner. 1978. Vol. 16, N 2. P. 195–198.

306. Merlino S. Lovdarite: three-membered rings in a framework silicate // Acta crystallogr. A., 1984. Vol. 40, suppl. P. 189.

307. Merlino S., Pasero M., Khomyakov A.P. struttura di un nuovo titanosilicato da Lovozero (URSS) // Plinius. 1989, N 1. P. 61–62.

308. Milton C. Mineralogy of the Green River formation // Miner. Rec. 1977. Vol. 8, N 5. P. 358–379.

309. Milton C.E., Chao C.T., Fahey J.J., Mrose M.E. Silicate mineralogy of the Green River formation of Wyoming, Utah, and Colorado // Intern. Geol. Congt. XXI sess. Norden, 1960. Pt. 21, P. 171–184.

310. Milton C., Ingram B., Clark J.R., Dwornik E.J. Mckelveyite, a new hydro-

sodium barium rare-earth uranium carbonate mineral from the Green River Formation, Wyoming // Amer. Miner. 1965. Vol. 50, N 5/6. P. 593–612.

311. Mustart D.A. Phase relations in the peralkaline portion of the system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ : Ph. D. thesis. Stanford, 1972.

312. Passaglia E., Pongiluppi D., Rinaldi R. Merlinoite, a new mineral of the zeolite group // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1977. N 8. S. 355–364.

313. Platt R.G., Rose-Hansen J. The system ussingite-water and its bearing on crystallization in persodic portions of the system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$  at 1 kb total pressure // J. Geol. 1975. Vol. 83, N 6. P. 763–772.

314. Raade G., Mladeck H. Parakel-dyshite from Norway // Canad. Miner. 1977. Vol. 15, N 1. P. 102–107.

315. Rønbo J.G., Khomyakov A.P., Semenov E.I. et al. Vitusite — a new phosphate of sodium and rare earths from the Lovozero alkaline massif, Kola, and the Ilimaussaq alkaliine intrusion, South Greenland // Neues Jb. Miner. Abh. 1979. Bd. 137. H. 1. S. 42–53.

316. Sheppard R.A., Gude A.J., Hay R.L. Makatite — a new hydrous sodium silicate mineral from lake Magadi, Kenya // Amer. Miner. 1970. Vol. 55, N 3/4. P. 358–366.

317. Sørensen H. On the occurrence of steenstrupine in the Ilimaussaq massif, Southwest Greenland // Medd. Grønland. 1962. Bd. 167. N 1. S. 1–244.

318. Sørensen H., Leonardsen E.S., Petersen O.V. Trona and thermonatrite from the Ilimaussaq alkaline intrusion, South Greenland // Bull. Geol., Soc. Denm. 1970. Vol. 21, N 1. P. 1–19.

319. Strunz H. Mineralogische Tabellen. Leipzig, 1970. 621 S.

320. Trinh Thi Le Thu, Pobedimskaja E.A., Nadezhina T.N., Khomyakov A.P. The crystal structures of alkaline carbonates: barentsite, bonshtedtite and donnayite // Acta crystallogr. A. 1984. Vol. 40, suppl. P. 257.

## ПОЯСНЕНИЯ К ФОТОТАБЛИЦАМ

### Таблица I

*a* — уссингитовый прожилок в малиньите; *б* — уссингитовый прожилок в фойяите: белое — включение натросилита в уссингите. Ловозеро. Карнасурт. Natur. вел.

### Таблица II

*a* — прожилок натрита в фойяите. Ловозеро, Карнасурт. Natur. вел.; *б, в* — графические сростания термонатрита (светлое) с виллиомитом (темное). Точечные включения в термонатрите — накафит. Хибин, Расвумчорр. Natur. вел. (*б*). Увел 2 (*в*)

### Таблица III

*a* — гнездовые, *б* — прожилково-вкрапленные выделения натрита и термонатрита (белое) совместно с виллиомитом (темное) в пегматоидных ийолит-уртитях. Хибин, Расвумчорр. Natur. вел.; *в* — выцветы гидрокарбонатов натрия на содоносном ийолит-уртите. Буровой керн. Хибин, Олений ручей. Natur. вел.

### Таблица IV

*a* — гомоосевые псевдоморфозы ловозерита (кайма) по цирсиналиту (в центре), иммерсионный препарат, увел. 100; *б* — гомоосевая псевдоморфоза келдышита (преобладает) по паракелдышиту (реликты с высоким рельефом). Прозр. шлиф. С анализатором. Увел. 300

### Таблица V

*a* — друзы кристаллов амичита под растровым электронным микроскопом. Хибин, Кукусвумчорр. Увел. 200; *б* — друзы кристаллов "К-гмелинита" (M13). Ловозеро, Аллуайв. Увел. 120

### Таблица VI

*a* — кристалл сажинита (светлое) в измененном стенструпине; *б* — монокристалльный агрегат лапландита; *в* — пересекающиеся полисинтетические двойники паракелдышита; *г* — вростки келдышита (белое) в паракелдышите. Прозр. шлиф. С анализатором. Увел. 17 (*a*), 90 (*б*), 300 (*в*), 100 (*г*)

### Таблица VII

*a, б* — овоиды хибинскита (центр) и эвдиалита (по периферии). Хибин, уш. Гакмана. Прозр. шлиф. Увел. 55. С анализатором (*a*). Без анализатора (*б*); *в* — псевдоморфозы гипогенного ловозерита (светлые каемки) по цирсиналиту. Хибин, Вуоннемиок. Буровой керн. Увел. 1,5

## Таблица VIII

*a* — кристаллы казаковита в уссингите, Ловозеро, Карнасурт. Прозр. шлиф. Без анализатора. Увел. 50; *б* — кристалл пенквилксита под электронным микроскопом. Суспензия. Увел. 7500; *в* — кристалл вуоннемиита в иммерсионном препарате с канадским бальзамом. Без анализатора. Увел. 25; *г* — кристалл высокобариевого ольгита, частично замещенный настрофитом, в уссингите, Ловозеро, Аллуайв, поверхность штуфа. Увел. 3; *д* — выделения макинавита (темно-серое) в агрегате натролита (светлое). Хибин, Олений ручей. Скол зерна. Natur. вел.

## ПРИЛОЖЕНИЕ

### СПИСОК НОВЫХ МИНЕРАЛОВ, ОТКРЫТЫХ В ХИБИНСКОМ И ЛОВОЗЕРСКОМ МАССИВАХ, И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ИХ НАЗВАНИЙ

- Аллуайвит* (alluaivite) – по горе Аллуайв в Ловозерском массиве.  
*Арктиит* (arctite) – от слова *Арктика*.  
*Баренцит* (barentsite) – в честь Виллема Баренца (1550–1597), известного голландского мореплавателя.  
*Баритолампрофиллит* (barytolamprophyllite) – аналог лампрофиллита с преобладанием бария над стронцием.  
*Беловит* (belovite) – в честь академика Н.В. Белова (1891–1982), выдающегося советского кристаллохимика.  
*Белянкинит* (belyankinite) – в честь Д.С. Белянкина (1876–1953), известного советского минералога и петрографа.  
*Бериллит* (beryllite) – по составу.  
*Беталомоносовит* (betalomonosovite) – близкий к ломоносовиту.  
*Бонштедтит* (bonshtedtite) – в честь Э.М. Бонштедт-Куплетской (1897–1974), известного советского минералога.  
*Борнеманит* (bornemanite) – в честь И.Д. Борнеман-Старынкевич (1890–1988), известного советского минералога.  
*Виноградовит* (vinogradovite) – в честь академика А.П. Виноградова (1895–1975), выдающегося советского геохимика.  
*Витусит* (vitusite) – в честь Витуса Беринга (1681–1741), выдающегося датско-русского исследователя северных морей.  
*Власовит* (vlasovite) – в честь К.А. Власова (1905–1964), известного советского минералога и геохимика, основателя Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов.  
*Вуоннемит* (vuonpemitite) – по р. Вуоннемиок в Хибинах. Синоним: *ниобиевый ломоносовит*.  
*Герасимовскит* (gerasimovskite) – в честь В.И. Герасимовского (1911–1979), известного советского минералога и геохимика.  
*Гетценит* (gotzenite) – в честь немецкого путешественника Г.А. фон Гетцена. Синоним: *кальцевый ринкит* (описан в Хибинах раньше гетценита).  
*Гидродельхайелит* (hydrotelhaelite) – гидратный аналог дельхайелита.  
*Грумантит* (grumantite) – от древнерусск. *Грумант*, исторического названия архипелага Шпицберген.  
*Денисовит* (denisovite) – в честь А.П. Денисова (1918–1972), специалиста в области рентгенографии минералов.  
*Дорфманит* (dorfmantite) – в честь М.Д. Дорфмана (р. 1908), известного советского минералога.  
*Захаровит* (zakharovite) – в честь Е.Е. Захарова (1902–1980), профессора Московского геологоразведочного института, известного специалиста в области месторождений полезных ископаемых.  
*Зорит* (zorite) – от слов *зори*, *зорька*, по характерной розовой окраске.  
*Ильмайокит* (ilmayokite) – по р. Ильмайок в Ловозерском массиве.  
*Имандрит* (imandrite) – по оз. Имандра.

- Казаковит* (kazakovite) – в честь М.Е. Казаковой (1913–1982), известного химика-аналитика минералов.  
*Кальборсит* (kalborsite) – по составу.  
*Канасит* (canasite) – то же.  
*Карнасуртит* (karnasurtite) – по горе Карнасурт в Ловозерском массиве.  
*Келдышит* (keldyshite) – в честь М.В. Келдыша (1911–1978), выдающегося советского математика, президента Академии наук СССР.  
*Клинофосинаит* (clinophosinaite) – моноклинный аналог фосинаита.  
*Коашвит* (koashvite) – по горе Коашва в Хибинах.  
*Когаркоит* (kogarkoite) – в честь Л.Н. Когарко (р. 1936), известного советского петролога. Синоним: *бесхлорный шайгерит*.  
*Комаровит* (komarovite) – в честь советского космонавта В.М. Комарова (1927–1967).  
*Костылевит* (kostylevite) – в честь Е.Е. Костылевой-Лабунцовой (1894–1974), известного советского минералога.  
*Куплетскит* (kupletskite) – в честь советских ученых: геолога Б.М. Куплетского (1894–1965) и минералога Э.М. Бонштедт-Куплетской (1898–1974).  
*Лабунцовит* (labuntsovite) – в честь советских минералогов А.Н. Лабунцова (1884–1963) и Е.Е. Костылевой-Лабунцовой (1894–1974). Синоним: *титаноэллипит*.  
*Лампрофиллит* (lamprophyllite) – от греч. *блестящий и лист*.  
*Лапландит* (laplandite) – по Лапландии, северной части Фенноскандии.  
*Литосит* (lithosite) – от греч. *литос* (камень).  
*Ловдарит* (lovdarite) – от выражения *дар Ловозера*.  
*Ловозерит* (lovozerite) – по Ловозерскому массиву.  
*Ломоносовит* (lomonosovite) – в честь М.В. Ломоносова (1711–1765), русского ученого-энциклопедиста.  
*Лопарит* (loparite) – по названию местных жителей Кольского полуострова лопарей-саами.  
*Магнезиальный астрофиллит* (magnesium astrophyllite) – богатый магнием аналог астрофиллита. Синоним: *магнезиоастрофиллит*.  
*Манганнептунит* (manganneptunite) – аналог нептунита с преобладанием марганца над железом.  
*Мурманит* (murmanite) – по Мурманской области РСФСР.  
*Набафит* (nabaphite) – по составу.  
*Накафит* (nacaphite) – то же.  
*Настрофит* (nastrophite) »  
*Натисит* (natisite) »  
*Натрит* (natrite) »  
*Натросилит* (natrosilite) »  
*Натрофосфат* (natrophosphate) »  
*Нахлюит* (nahloite) – по составу. Синоним: *нафлит*.  
*Ненадкевичит* (nenadkevichite) – в честь К.А. Ненадкевича (1880–1963), известного советского минералога и геохимика.  
*Нефедовит* (nefedovite) – в честь Е.И. Нефедова (1910–1976), известного ленинградского минералога.  
*Нордит* (nordite) – от слова *норд* (север).  
*Олимпит* (olympite) – в честь Московских Олимпийских Игр 1980 г.  
*Ольгит* (olgite) – в честь Ольги Анисимовны Воробьевой (1902–1974), известного советского петролога и минералога.  
*Паракелдышит* (parakeldyshite) – близкий к келдышиту.  
*Параумбит* (paraumbite) – близкий к умбиту.  
*Пенквилскит* (penkvilksite) – от саамских слов *кудрявый и белый*.  
*Перлиалит* (perliallite) – в честь Перекрест Лилии Алексеевны (р. 1928), преподавателя минералогии в Горном техникуме г. Кировска.  
*Раит* (raite) – в честь международной экспедиции на папирусной лодке "Ра" (1969–1970) под предводительством Тура Хейердала.  
*Расвумит* (rasvumite) – по горе Расвумчорр в Хибинах.  
*Ревдит* (revdite) – по пос. Ревда Мурманской обл.  
*Сажинит* (sazhinite) – в честь академика Н.П. Сажина (1898–1969), одного из основателей советской редкометалльной промышленности.

*Сейдозерит* (seidozerite) – по оз. Сейдозеро в Ловозерском массиве.  
*Сидоренкит* (sidorenkite) – в честь академика А.В. Сидоренко (1917–1982), известного советского геолога, одного из основателей Кольского научного центра АН СССР.  
*Соболевит* (sobolevite) – в честь академика В.С. Соболева (1908–1982), известного советского минералога и петролога.  
*Сферобертрандит* (sphaeroberttrandite) – структурный аналог бертрандита, образующий сферолиты.  
*Терскит* (terskite) – по Терскому берегу Белого моря.  
*Тисиналит* (tisinalite) – по составу. Синоним: *гидроказаковит*.  
*Титаноловенит* (titanolavenite) – аналог ловенита с преобладанием титана над цирконием.  
*Тугтупит* (tugtupite) – по месту находки в Тугтуп, массив Илимаусак, Гренландия. Синоним: *бериллосодалит* (описан одновременно с тугтупитом в Ловозерском массиве).  
*Тулюокит* (tulyokite) – по р. Тулюок в Хибинах.  
*Тундрит* (tundrite) – по месту находки в Ловозерских тундрах.  
*Умбит* (umbite) – по оз. Умбозеро.  
*Умбозерит* (umbozerite) – то же.  
*Фенаксит* (fenaksite) – по составу.  
*Ферсманит* (fersmanite) – в честь академика А.Е. Ферсмана (1883–1945), выдающегося советского минералога и геохимика.  
*Ферротихит* (ferrotychite) – железистый аналог тихита.  
*Фосинаит* (phosinaite) – по составу.  
*Хибинскит* (hibinskite) – по Хибинскому массиву.  
*Цирсиналит* (zirsinalite) – по составу.  
*Чинглусуит* (chinglusuite) – по р. Чинглусуай в Ловозерском массиве.  
*Чкаловит* (chkalovite) – в честь В.П. Чкалова (1904–1938), советского летчика-испытателя.  
*Шафрановскит* (shafranovskite) – в честь И.И. Шафрановского (р. 1907), профессора Ленинградского горного института, известного советского кристаллографа и минералога.  
*Щербакит* (shcherbakovite) – в честь академика Д.И. Щербакова (1893–1966), известного советского минералога и геохимика.  
*Юкспорит* (yuksporite) – по месту находки в Юкспорлаке, Хибины.

## АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ

Авгит 11, 53  
 Агреллит 53, 99–100  
 Актинолит 54  
 Аллофан 51  
 Аллуайвит 19, 55, 62–63, 123  
 Альбертит 59  
 Альбит 17–18, 20–22, 29, 46–47, 52  
 Альмандин 53  
 Амезит 54  
 Амичит 40, 52, 89, 93, 161  
 Анальцим 11, 18–22, 26, 28–30, 40, 46–47, 52  
 Анатаз 46, 49  
 Англезит 58  
 Андалузит 51  
 Андезин 52  
 Андрадит 53, 99, 101  
 Анкерит 50  
 Анкилит 51, 133  
 Аннит 54  
 Анортотоклаз 52  
 Антраксолит 59  
 Апатит 11, 19, 26, 43–44, 46, 57, 101, 150–151, 160  
 Апофиллит 46, 53, 98–99  
 Арагонит 46, 50  
 Арктит 43, 57, 64–65, 147–148  
 Арсенопирит 58  
 Арфведсонит 11, 16–18, 46–47, 54, 102  
 Астрофиллит 11, 19, 57  
 Mg-астрофиллит 21, 29, 57  
 Асфальт 59  
 Бадделеит 50  
 Баренцит 27, 43, 51, 62–63, 75–76  
 Барилит 51  
 Барит 46, 57, 152  
 Баритокальцит 46, 50, 73  
 Баритолампрофиллит 56, 137  
 Бастнезит 51  
 Бейделлит 54  
 Беловит 17, 19–20, 43, 57, 147, 149–150  
 Белянкинит 40, 50  
 Бемит 49, 67  
 Бербанкит 22, 40, 46, 51, 76–78  
 Бериллит 11, 51  
 Бернессит 49  
 Бертрандит 51  
 Беталомоносовит 57, 138, 141, 144  
 Бегафит 50  
 Биотит 11, 26, 29, 46, 54  
 Бонштедтит 22, 27–28, 40, 43, 47–48, 50, 62–63, 74–76  
 Борнеманит 16–18, 20, 57, 62–63, 138, 141–142  
 Борнит 58  
 Бредлиит 41, 46, 50  
 Бриголит 11, 57, 101, 150–151  
 Бромеллит 49  
 Брукит 49, 67  
 Вадеит 21, 55  
 Валлериит 58  
 Вегшайдерит 27, 46, 50, 70  
 Велерит 56  
 Вернадит 49  
 Виллемит 51  
 Виллиомит 11, 17, 19–22, 26–28, 38–39, 44, 47, 58, 69, 148, 152  
 Виноградовит 22, 40, 46–47, 56, 133–134  
 Витусит 11, 16–17, 28, 57, 64–65, 147, 149  
 Вишневит 30, 52  
 Власовит 55, 122  
 Волластонит 53, 101  
 Вудьяврит 55  
 Вульфенит 50  
 Вуоннемит 11, 16–20, 27–28, 34–36, 57, 62–63, 137–141  
 Гадолинит 54  
 Гакманит 11–12, 19–22, 27, 39, 44, 52  
 Галенит 17, 20–21, 58  
 Галит 18, 20, 22, 27, 46–47, 58, 152–153  
 Галлуазит 54

Гастингсит 11, 54  
Геденбергит 53, 101  
Гейдоннеит 11–12, 19, 21, 55, 114–116  
Гейландит 53, 161  
Гейлоссит 21, 27, 40, 43, 46–48, 50, 71  
Гематит 49  
Гентгельвин 51  
Герасимовскит 50  
Герцинит 49  
Гетит 49  
Гетценит 55  
Гиббсит 49  
Гидродельхайелит 53, 98  
Гизингерит 54  
Гиперстен 54  
Гипс 46, 57  
Глаукохроит 53, 100–101  
Гмелинит 52, 161  
Голландит 49  
Гоннардит 52  
Графит 58  
Гроссуляр 53  
Грумантит 40, 51, 62–63, 84–85, 92  
Гуминокерит 59

Давидит 50  
Давсонит 27, 40, 43, 46–47, 51, 76, 153  
Дельхайелит 21, 40, 53  
Денисовит 53, 99–100  
Джерфишерит 21, 29, 58, 154–155  
Диаспор 49  
Диккит 54  
Диопсид 53, 101  
Доннейит 47, 51, 79–81  
Дорфманит 27, 29, 57, 145–146

Железо 58

Захаровит 53, 62–63, 103–104  
Золото 58  
Зорит 16–18, 40, 56, 130–131

Илерит 11–12, 19, 55, 116–117  
Иллит 46, 54  
Илимаусит 55, 108  
Ильмаюкит 16–19, 27, 56, 130–132  
Ильменит 11, 19, 22, 26, 49  
Ильменорутит 49  
Имандрит 56, 64–65, 124–126, 129–131  
Импсонит 59  
Иофортьерит 54  
Иринит 49

Кзакаовит 11, 19, 27–28, 33–35, 45, 56, 64–65, 124–126, 129  
Каламин 51  
Кальборсит 52, 62–63, 87–88  
Кальсилит 52  
Кальциртит 50, 68, 101  
Кальцит 11, 40, 46, 50  
Канасит 53  
Канемит 19, 27, 47, 51, 85–86  
Канкринит 19–22, 29–30, 52  
Каолинит 46, 54  
Карбоцер 59  
Карбоцернаит 51, 77  
Карнасуртит 40, 55  
Касситерит 50  
Катаплеит 19–21, 46–47, 55  
Кафетит 49, 68  
Кварц 20, 49, 67  
Келдъшит 11, 27, 34–36, 55, 64–65, 112–114, 116, 161  
Керсутит 54  
Клинопирротин 58  
Клинофосинаит 55, 62–63, 107, 109–110  
Клинохлор 54  
Клиноэстатит 53  
Кнопит 49  
Коашвит 56, 124–126, 129  
Ковеллин 58  
Когаркоит 19–20, 26–27, 47, 57, 151  
Комаровит 56, 135–137  
Кордиерит 53  
Корунд 11, 49  
Костылевит 55, 64–65, 119, 121–122, 161  
Криолит 20, 27, 46, 58, 153  
Криптомелан 49, 67  
Кристобалит 49  
Ксенотим 57  
Кубанит 58, 155  
Куплетскит 56  
Куприт 49  
Куспидин 53, 100–101  
Кутнагорит 50

Лабрадор 52  
Лабунцовит 46–47, 56  
Лампрофиллит 11, 16, 18–22, 56  
Лашландит 16–17, 55, 62–63, 106, 108  
Левин 52  
Лейкосфенит 17–18, 20, 46–47, 56, 136–137  
Лейкофан 11, 51  
Лейфит 11, 19, 51, 85–87

Лейцит 52  
Леллингит 17, 58  
Литосит 30, 52, 62–63, 88, 90–91  
Ловдарит 16–18, 40, 51, 85–87, 161  
Ловенит 11, 56  
Ловозерит 11, 21, 23, 34–36, 40, 55, 124–126, 128–129  
Ловчоррит 22, 55, 161  
Ломоносовит 11–12, 16, 18–21, 27, 34–35, 47, 57, 138–143  
Ломонтит 52  
Лоларит 18–22, 49  
Лоренценит 11, 16–22, 29, 56, 136  
Луэшит 49

Магнезиокатофорит 11, 54  
Магнезит 46, 50  
Магнетит 18, 49, 101  
Макатит 19–20, 40, 47, 51, 84–85, 92  
Макинавит 58, 155–156  
Малахит 50  
Мальта 59  
Манганнепунит 17–18, 56  
Марказит 46, 58  
Маунтинит 17, 18, 40, 53, 98–99  
Мезолит 52, 161  
Мелантерит 58, 152  
Мелилит 53, 100–101  
Мерлиноит 52, 89, 96–97, 161  
Микроклин 11, 16–21, 28, 52, 88  
Миллерит 58  
Мозандрит 55, 106, 108  
Молибденит 19, 21–22, 58  
Молибденит 50  
Монацит 57  
Монтчеллит 53, 101  
Монтмориллонит 46, 54  
Муассанит 59  
Мурманит 11, 23, 34–36, 40, 57, 138, 141, 144  
Мурунскит 27, 58, 155–156  
Мусковит 54  
M1 49, 67–68  
M2 50, 74  
M3 51, 77–78  
M4 51, 77–78  
M5 51, 79–81  
M6 51, 79, 81–82  
M7 51, 79, 82  
M8 51, 79, 82  
M9 51, 84  
M10 52, 88, 91  
M11 52, 89, 91–92  
M12 52, 95–96

M13 52, 88, 96  
M14–M17 52, 89, 97  
M18 53, 100–101  
M19 53, 102–103  
M20 53, 103–104  
M21 53, 104  
M22 53, 103–104  
M23 53, 103–104  
M24 53, 103, 105  
M25 53, 102, 105  
M26 53, 102, 105  
M27 53, 102, 105–106  
M28 54, 106  
M29 54, 107  
M30 55, 106, 108  
M31 55, 106, 108  
M32 55, 107, 109  
M33 55, 109  
M34 55, 112–114  
M35 55, 115  
M36 55, 115  
M37 55, 118–119  
M38 55, 122–123  
M39 55, 124–125, 127  
M40 55, 124–125, 127–128  
M41 56, 124–125, 127  
M42 56, 124–125, 129  
M43 56, 124–125, 129  
M44 56, 124–126, 130–131  
M45 56, 124–126, 130–131  
M46 56, 131–133  
M47 56, 131, 133  
M48 56, 131, 133–134  
M49 56, 132, 134  
M50 56, 132, 134  
M51 56, 132, 141  
M52 56, 135–136  
M53 56, 135, 137  
M54 56, 137  
M55 57, 141–142  
M56 57, 138, 142–143  
M57 57, 138, 142–143  
M58 57, 146, 148–149  
M59 57, 151  
M60 57, 151  
M61 58, 156  
M62 58, 155–156

Набафит 27, 57, 64–65, 95, 146, 149  
Накафит 28, 43, 57, 64–65, 69, 145, 147–148  
Нарсарукиит 16–18, 30, 56, 135–137  
Настрофит 19, 27, 57, 64–65, 95, 146, 149

Натисит 19, 29, 56, 134–136  
Натрит 11, 19–21, 26–29, 38–44, 47, 50, 62–63, 68–69  
Натрогизингерит 54  
Натродэвин 11–12, 19, 41, 47, 52, 89  
Натролит 17–22, 27, 39–40, 44, 46–47, 52, 93, 95, 61  
Натрон 18, 22, 27, 38, 40, 44, 46, 50, 69–70, 95  
Натросилит 11–12, 18–19, 26–31, 47, 51, 83–84  
Натрофосфат 19, 21, 27, 40–41, 57, 69, 145–148  
Нахколит 20, 22, 27, 46–47, 50, 70–71  
Нахпоит 27, 29, 57, 64–65, 144–146  
Нейборит 19, 21, 28, 46, 58, 153  
Ненадкевичит 17–18, 56  
Неоокит 54  
Нептунит 19–20, 56  
Нефедовит 28, 43, 57, 64–65, 147–148  
Нефелин 11, 18, 20–22, 30, 45–46, 52  
Никелин 58  
Ниоболопарит 49  
Нозеан 30, 52  
Нонтронит 46, 54  
Нордит 17–19, 54, 106–108  
Нордстрандит 49, 66–67, 133  
  
Окermanит 53  
Оксикерит 59  
Олигоклаз 52  
Олигонит 40, 50  
Олимпит 11, 19, 21, 26–29, 47, 57, 64–65, 143–146  
Ольгит 19, 28, 57, 64–65, 146–149  
Опал 44, 49  
Ортит 11, 55  
Ортоклаз 21, 46, 52  
Отенит 57  
  
Пальгорскит 54  
Парагонит 54  
Паракельдъшит 11–12, 19–20, 27, 34–36, 55, 64–65, 110–116  
Паранатролит 27, 41, 52, 88, 93–96  
Параумбит 55, 64–65, 119–121  
Паризит 51  
Пектолит 21–22, 41, 53, 98–101  
Пенквилксит 16–18, 41, 56, 62–63, 131–132, 161  
Пентландит 58  
Перлиалит 53, 88, 97–98, 161  
Перовскит 49

Петарасит 55, 118–119, 161  
Пирит 18, 22, 46, 58, 154  
Пиролозит 49, 67  
Пироморфит 57  
Пиросмалит 53, 103–104  
Пирофанит 19, 49  
Пирохлор 11, 50  
Пирротин 18–19, 21, 46, 58, 155  
Пирссонит 21, 27, 38, 41, 46–47, 50, 69, 70  
Полилитионит 17, 18, 20, 41, 54  
Полимигнит 50  
Прайдерит 49  
Псиломелан 49, 67  
  
Рабдофанит 57  
Раит 16–18, 53, 102–103  
Расвумит 11, 19, 21, 27–28, 58, 154–155  
Рамзаит (см. лоренценит)  
Ревдит 19, 27, 41, 51, 62–63, 83–84  
Ремондит 51, 77–78  
Рибекит 11, 54  
Ридмерджнерит 46, 52, 87  
Ринколит (см. мозандрит)  
Рихтерит 54  
Родохрозит 50, 72–73  
Розенбушит 56  
Роценит 58, 152  
Рутил 49  
  
Сажинит 16–17, 20, 54, 62–63, 106–107  
Санидин 52  
Сапонит 54  
Саффорит 17, 58  
Сейдозерит 11, 56  
Селадонит 54  
Сепиолит 46, 54  
Сера 46, 58  
Серандит 16, 18–20, 41, 53, 99–100  
Сидерит 46, 50, 73, 117  
Сидоренкит 11, 19–21, 27, 39, 41, 46, 50, 62–63, 74–75  
Силлиманит 51  
Синхизит 41, 51  
Сирлезит 19, 46, 52, 87  
Скуттерудит 58  
Соболевит 57, 62–63, 138, 141–143  
Сода (см. натрон)  
Содалит 11, 16–22, 30, 52  
Соконит 54  
Спидиофиллит 54

Стенструпин 11, 16–20, 47, 55, 107, 110, 161  
Стильпномелан 54  
Стрональсит 52, 89, 101  
Стронцианит 46, 50  
Стронцияпатит 28, 43, 57, 147, 150  
Сфалерит 17, 19–21, 58  
Сфен (см. титанит)  
Сферобертрандит 51  
  
Тайниолит 54  
Тальк 46, 54  
Таумасит 53, 99  
Тенардит 26–27, 47–48, 57, 151–152  
Термонатрит 18–22, 27–29, 38–41, 44–47, 50, 68–69  
Терскит 12, 16, 18, 20, 55, 64–65, 117–118, 161  
Тетранатролит 52, 89, 93–96, 161  
Тетраэдингтонит 52, 88, 96  
Тинаксит 56  
Тисиналит 11, 34–35, 56, 64–65, 124–126, 129  
Титанит 11, 19, 22, 56  
Титаноловентит 56  
Титаномангнетит 49  
Тодорокит 49, 67  
Томсонит 41, 52, 161  
Топаз 51  
Торит 55  
Тремолит 54  
Троилит 19, 58  
Трона 20, 22, 27, 38–41, 44, 46–48, 50, 69–70  
Туттупит 11, 22, 51  
Тулюкит 22, 51, 79, 82–83  
Тундрит 55  
  
Ульвошпинель 49  
Ульманнит 58  
Умбит 55, 64–65, 119–121, 161  
Умбозерит 19, 55, 64–65, 107, 109  
Уссингит 11–12, 17–20, 28, 30–31, 41, 46, 52, 87, 90  
  
Фатерит 50  
Фаялит 53  
Фенаксит 41, 53  
Ферберит 50  
Фергюсонит 50

Ферротихит 27, 43, 47, 50, 62–63, 73–74  
Ферсманит 56  
Филиппсит 52, 161  
Флогопит 54, 101  
Флоренсит 57  
Флюорит 11, 22, 46, 58, 153  
Форстерит 53  
Фосинаит 11, 19, 21, 27, 29, 55, 62–63, 107, 109–110  
Франклинит 49  
Франколит 57, 133  
  
Халцедон 25, 49  
Халькозин 58  
Халькопирит 58, 155  
Хибинскит 55, 64–65, 112–116  
Хондродит 53, 101–102  
Хризоберилл 49  
Хризотил 54  
Хромит 49  
Хромпикотит 49  
Хуанхит 51  
  
Цеофиллит 53  
Церит 54  
Церуссит 50  
Циркелит 50  
Циркон 11, 20, 26, 55, 133  
Цирсианалит 10–11, 19, 21, 27–28, 33–36, 45, 47, 55, 124–128  
  
Чевкинит 55  
Чинглусуит 17, 56  
Чкаловит 17–21, 51, 85–86, 161  
  
Шабазит 52, 161  
Шафрановскит 16, 18, 21, 27, 53, 62–63, 102, 104  
Шизолит 53  
Шорломит 11, 53, 99, 101  
Шортит 21–22, 27–28, 39–43, 46–48, 50, 69, 71–72  
Шпинель 49  
  
Щербаковит 21, 56  
  
Эвальдит 22, 25, 51, 77–79  
Эвдиалит 11–12, 16–22, 41, 55, 122–123, 127–128  
Эвдидимит 51  
Эгирин 11, 16–22, 28, 46–47, 53  
Эденит 54

Эдингтонит 52, 161  
 Эйтелит 27, 43, 46–47, 50, 73–74  
 Эккерманит 54  
 Эльпидит 46–47, 55, 117  
 Энигматит 11, 21, 56  
 Эпидидимит 11, 19–20, 22, 41, 51, 85–86  
 Эпидот 55

Эпистолит 11, 20, 34–36, 57, 138  
 Эрдит 11, 19–20, 27, 58, 154  
 Эсколаит 49  
 Эшинит 11, 50  
 Юкспорит 41, 56  
 Ярозит 57

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ . . . . .	5
<b>Г л а в а I. УЛЬТРААГПАИТОВЫЕ ПОРОДЫ – СУЩЕСТВЕННО НОВЫЙ ТИП ПЕГМАТОИДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В МАССИВАХ АГПАИТОВЫХ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ . . . . .</b>	<b>9</b>
Положение ультраагпаитовых пород в общей схеме нефелин-сиенитовых дериватов . . . . .	10
Проявления ультраагпаитовых пород в глубоких зонах массивов . . . . .	13
Особенности проявлений ультраагпаитовых пород в зоне выветривания массивов . . . . .	22
Сравнительная характеристика ультраагпаитовых пород из разных массивов . . . . .	23
Об экстремуме щелочности агпаитового процесса . . . . .	24
<b>Г л а в а II. ВОДОРАСТВОРИМЫЕ И МАЛОСТОЙКИЕ МИНЕРАЛЫ КАК ВАЖНЕЙШИЕ СЛАГАЕМЫЕ И ИНДИКАТОРЫ УЛЬТРААГПАИТОВЫХ ПОРОД . . . . .</b>	<b>26</b>
Водорастворимые минералы . . . . .	26
Малостойкие титано- и цирконосиликаты . . . . .	33
Новый перспективный тип месторождений природной соды . . . . .	37
О конвергенции ультращелочной минерализации в дериватах нефелиновых сиенитов и отложениях содовых озер . . . . .	46
<b>Г л а в а III. ПОЛИМИНЕРАЛЬНОСТЬ АССОЦИАЦИЙ КАК ХАРАКТЕРНАЯ ОСОБЕННОСТЬ УЛЬТРААГПАИТОВЫХ ПОРОД . . . . .</b>	<b>48</b>
Ультраагпаитовые породы как источник открытий новых минералов . . . . .	59
Описание минералов . . . . .	61
Разнообразие минералов щелочных пород и проблема ограниченности числа минеральных видов . . . . .	157
<b>Г л а в а IV. УЛЬТРААГПАИТОВЫЕ ПОРОДЫ КАК ИНДИКАТОРЫ И НОСИТЕЛИ РЕДКОМЕТАЛЬНО-ФОСФАТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ . . . . .</b>	<b>160</b>
Минерагенические особенности массивов агпаитовых нефелиновых сиенитов . . . . .	160
Ультраагпаитовые породы как индикаторы потенциальной рудоносности массивов . . . . .	162
Ультраагпаитовые породы как критерий при направлении поисковых и разведочных работ . . . . .	164
ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .	168
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	171
ПОЯСНЕНИЯ К ФОТОТАБЛИЦАМ . . . . .	184
ПРИЛОЖЕНИЕ. СПИСОК НОВЫХ МИНЕРАЛОВ, ОТКРЫТЫХ В ХИБИНСКОМ И ЛОВОЗЕРСКОМ МАССИВАХ, И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ИХ НАЗВАНИЙ . . . . .	186
АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ . . . . .	189

## CONTENTS

INTRODUCTION . . . . .	5
<b>Chapter I. HYPERAGPAITIC ROCKS — AN ESSENTIALLY NEW TYPE OF PEGMATOID FORMATIONS IN THE MASSIFS OF AGAITIC NEPHELINE SYENITES . . . . .</b>	<b>9</b>
Position of hyperagpaitic rocks in the general scheme of nepheline-syenite derivatives . . . . .	10
Occurrences of hyperagpaitic rocks in the deep zones of the massifs . . . . .	13
Specific features of the hyperagpaitic rocks occurrences in the weathering zones of the massifs . . . . .	22
Comparative features of hyperagpaitic rocks from various massifs . . . . .	23
Alkalinity extremum of the agpaitic process . . . . .	24
<b>Chapter II. WATER-SOLUBLE AND NON-PERSISTENT MINERALS AS IMPORTANT INGREDIENTS AND INDICATORS OF HYPERAGPAITIC ROCKS . . . . .</b>	<b>26</b>
Water-soluble minerals . . . . .	26
Non-persistent titano- and zirconosilicates . . . . .	33
New promising type of natural soda deposits . . . . .	37
On convergence of superalkaline mineralization in nepheline-syenite derivatives and soda lake sediments . . . . .	46
<b>Chapter III. POLYMINERALITY OF ASSOCIATIONS AS A CHARACTERISTIC FEATURE OF HYPERAGPAITIC ROCKS . . . . .</b>	<b>48</b>
Hyperagpaitic rocks as a source of new minerals discoveries . . . . .	59
Description of minerals . . . . .	61
Diversity of alkaline rock minerals and the problem of mineral species quantity limitation . . . . .	157
<b>Chapter IV. HYPERAGPAITIC ROCKS AS AN ORE GUIDE AND BEARER OF RAREMETAL-PHOSPHATE MINERALIZATION . . . . .</b>	<b>160</b>
Metallogenic peculiarities of agpaitic nepheline-syenite massifs . . . . .	160
Hyperagpaitic rocks as an ore guide of the massifs . . . . .	162
Hyperagpaitic rocks as a criterion for the orientation of prospecting and exploratory works . . . . .	164
CONCLUSION . . . . .	168
BIBLIOGRAPHY . . . . .	171
CAPTIONS . . . . .	184
APPENDIX. LIST OF NEW MINERALS OF Khibina and LOVOZERO MASSIFS AND WHAT THEIR NAMES MEAN . . . . .	186
MINERAL INDEX . . . . .	189

Научное издание

**Хомяков  
Александр Петрович**

**МИНЕРАЛОГИЯ  
УЛЬТРААГПАИТОВЫХ  
ЩЕЛОЧНЫХ  
ПОРОД**

*Утверждено к печати  
Институтом минералогии, геохимии  
и кристаллохимии редких элементов*

Художник *С.А. Резников*  
Художественный редактор *И.В. Моисырянская*  
Технический редактор *Н.М. Бузова*  
Корректор *Т.И. Шеновалова*

Набор выполнен в издательстве  
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 39914

Подписано к печати 03.05.90. Т—09304  
Формат 60 X 90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная  
Усл.печ.л. 12,5 + 0,5 вкл.  
Усл.кр.-отт. 13,3. Уч.-изд.л. 15,7  
Тираж 750 экз. Тип. зак. 208. Цена 3 р. 10 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

## ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Готовятся к печати следующие книги:

### Генезис перлитов. 20 л. 4 р.

Работа является первым крупным исследованием условий образования водосодержащих вулканических стекол, выполненной на монографическом уровне. В ней рассматриваются все стадии перлитообразования от магматической до газово-флюидной, гидротермальной и экзогенной. Процессы мамообразования рассматриваются с учетом конкретной структурно-тектонической обстановки. Для исследования генезиса привлекаются новые ранее не публиковавшиеся экспериментальные материалы. Детально рассматривается минералогия вулканического стекла. Особое внимание уделено характеристике зональности вулканических тел и сферолитообразованию. Приводятся материалы по тонкой структуре перлитов и о положении воды и гидроксидов в структуре стекла. В заключении рассматриваются месторождения перлита, их классификация и области промышленного применения. Особое место уделяется вопросам комплексной переработки и применения перлита в современной индустрии.

Для геологов, изучающих неметаллические полезные ископаемые, петрографов, вулканологов и геохимиков.

### Минералогия и геохимия россыпей. 20 л. 4 р.

Рассматриваются новые данные по минералогии и геохимии комплексных россыпей важнейших россыпных провинций СССР и некоторых провинций Мира. Охарактеризованы ассоциации и типоморфные свойства рудных минералов в россыпях, отражающие состав, уровень среза коренных источников и трансформацию рудного вещества в процессе россыпеобразования. Самостоятельный раздел сборника посвящен геохимической эволюции россыпей в различных литогенетических обстановках и применению геохимических методов при прогнозе и поисках россыпей в закрытых районах, в том числе в прибрежной зоне шельфа.

Для специалистов, изучающих экзогенные осадочные месторождения, и геологов-поисковиков.

### Низкофоновая радиометрия. 20 л. 4 р.

Монография является обобщением многолетних исследований авторов в области создания высокочувствительных радиометрических приборов для определения низких содержаний радиоизотопов в метеоритах, лунном веществе и других природных объектах. Рассмотрены различные методы измерения низких уровней радиоактивности: гамма-спектрометрия, спектрометрия бета-гамма- и гамма-гамма-совпадений, измерение бета-излучений, определение радиоуглерода. Проведен анализ факторов, определяющих чувствительность радиометрических установок. Дан сравнительный обзор низкофоновых радиометрических лабораторий. Обсуждаются возможности регистрации долгоживущих радионуклидов с применением ускорительной масс-спектрометрии. Приведены некоторые результаты применения рассмотренных методов для решения задач ядерной космохимии и астрофизики.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, работающих в области космохимии, ядерной физики, биологии, геологии, океанологии, охраны окружающей среды.

### Академик В.И. Смирнов — ученый и человек. (Сборник статей — воспоминаний) 15 л. 3 р.

Книга содержит воспоминания соратников и учеников выдающегося ученого-геолога академика В.И. Смирнова (1910—1988), лидера советской металлогенической и рудной школы последних 25 лет. В воспоминаниях раскрыт облик крупного ученого и человека, внесшего большой вклад в развитие отечественной науки и высшего геологического образования в стране. Охарактеризована самобытная личность В.И. Смирнова, показано его значение и роль в решении и организации многих научных проблем, выведших советскую рудную геологию на передовые рубежи мировой науки.

Для широкого круга читателей, специалистов в области геологии, истории науки, студентов и преподавателей вузов.

Лампроиты /25 л. 5 р.

Обобщены новейшие результаты фундаментальных исследований по петрологии и минералогии лампроитов — нового некемберлитового источника алмазов. Предложена систематика и номенклатура лампроитов. Произведен анализ геодинамической обстановки проявления лампроитового магматизма. Впервые приводятся детальные оригинальные материалы по лампроитам Советского Союза. В сравнительном плане показаны типоморфные особенности минералов (силикаты, оксиды, восстановленные фазы) и петрогеохимия лампроитов из главнейших провинций Мира. Рассмотрены условия генерации и кристаллизации высококальциевых магм.

Для геологов широкого профиля, петрологов, геохимиков и минералогов.

Адреса книготорговых предприятий "Академкнига"  
с указанием магазинов и отделов "Книга-почтой"

**Магазины "Книга-почтой":**

252107 Киев, ул. Татарская, 6; 197345 Ленинград, ул. Петрозаводская 7; 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2.

**Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга-почтой":**

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 "Книга-почтой"; 370001 Баку, ул. Коммунистическая, 51 "Книга-почтой"; 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4 "Книга-почтой"; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 "Книга-почтой"; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 "Книга-почтой"; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 "Книга-почтой"; 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 "Книга-почтой"; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 "Книга-почтой"; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79; 252025 Киев, ул. Осипенко, 17; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 "Книга-почтой"; 343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1 "Книга-почтой"; 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84; 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 "Книга-почтой"; 191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57; 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2; 194064 Ленинград, Тихорецкий пр-т, 4; 220012 Минск; Ленинский пр-т, 72 "Книга-почтой"; 103009 Москва, ул. Горького, 19-а; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 "Книга-почтой"; 630076 Новосибирск, Красный пр-т., 51; 142284 Протвино Московской обл., ул. Победы, 8; 142292 Пушкино Московской обл., ул. МР "В", 1 "Книга-почтой"; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 "Книга-почтой"; 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1; 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; 700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 "Книга-почтой"; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 "Книга-почтой"; 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 "Книга-почтой"; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 "Книга-почтой"