

Онтогенез щелочных минералов и ее значение для воссоздания геологической истории Хибинского вулcano-плутонического комплекса

Боруцкий Б.Е.

Минералогический музей им А.Е. Ферсмана, РАН, Москва, borborutzky2012@yandex.ru

Аннотация. Знаменитые апатитовые месторождения в Хибинском массиве на Кольском полуострове являются уникальными из-за необычного состава (апатит + нефелин) и содержания в руде полезных компонентов: P, Sr, редкоземельных элементов, F, Al, редких щелочей и Ga. Но, условия их возникновения до сих пор не ясны. В статье рассматривается многолетний опыт минералогических исследований автора с точки зрения онтогенеза и типоморфизма минералов с целью использования свойств минералов в качестве минералогическо-генетических критериев для воссоздания геологической истории Хибинского вулcano-плутонического комплекса.

Ключевые слова: генетическая минералогия, онтогенез, минералогические индикаторы, Хибин, агпаитовые нефелиновые сиениты, Хибинский вулcano-плутонический комплекс, вулканиты, фениты, метасоматиты, апатит-нефелиновые месторождения.

Ontogeny of the alkaline minerals and its geological history of the Khibiny volcano-plutonic complex

Borutzky B.Ye.

Fersman Mineralogical Museum, RAS, Moscow, borborutzky2012@yandex.ru

Abstract. Famous apatite deposits in the Khibiny massif on the Kola Peninsula are unique its unusual mineral composition (apatite + nepheline), the quality of ore containing P, Sr, rare earth elements, F, Al, rare alkaline elements, Ga. Abstract. Famous apatite deposits in the Khibiny massif on the Kola Peninsula are unique its unusual mineral composition (apatite + nepheline), the quality of ore containing P, Sr, rare earth elements, F, Al, rare alkaline elements, Ga. But, the conditions of their occurrence are still not clear. The article examines the author's long-term experience of mineralogical research from the point of view of ontogeny and typomorphism of minerals in order to use the properties of minerals as mineral-genetic criteria for recreating the geological history of the Khibiny volcano-plutonic complex. Keywords: genetic mineralogy, onthogeny, mineralogical indicators, the Khibiny massif, agpaite nepheline syenites, the Khibiny volcano-plutonic complex, volcanites, fenites, metasomatites, apatite-nepheline deposits.

Keywords: genetic mineralogy, ontogeny, mineralogical indicators, Khibiny, agpaite nepheline syenites, Khibiny volcano-plutonic complex, volcanites, phenites, metasomatites, apatite-nepheline deposits.

От редакции

Борис Евгеньевич Боруцкий – известный советский и российский минералог, доктор геолого-минералогических наук, долгое время работал ведущим научным сотрудником в ИГЕМ РАН. В настоящее время ведущий научный сотрудник Минералогического музея имени А.Е. Ферсмана РАН. С 1958 г. детально изучает уникальную минералогию Хибинского массива. В 1982 г. был удостоен (совместно с О.Б.Дудкиным) Премии Президиума Академии наук имени А. Е. Ферсмана за создание коллективной монографии «Минералогия Хибинского массива» (1978 г.). Вниманию читателей представляется работа Б.Е. Боруцкого, написанная в жанре своеобразного эссе, в котором автор излагает свои взгляды на минералогию и генезис щелочных массивов, сочетая эти данные с общефилософскими и историческими экскурсами. Несмотря на то, что его взгляды не всегда совпадают с принятыми в настоящее время представлениями о формировании пород и руд Хибин, редакция считает, что данный материал будет интересен широкому кругу геологов – от студентов до зрелых специалистов. Орфография и пунктуация (а в ряде случаев – и терминология) автора сохранены.

Введение

Краткий геологический очерк

В этом году мы отмечаем 140-летие со дня рождения Александра Евгеньевича Ферсмана. Не грех вспомнить, что он нам завещал. Во введении к знаменитой «Геохимии» Ферсман писал:

«Необходимо с осторожностью пользоваться теорией при анализе природных явлений. ... Природные условия и сочетания геохимических факторов, как мы знаем сейчас, не ограничиваются типичными, характерными и наиболее вероятными системами. ... Только в типичной геохимической и геологической обстановке мы будем ожидать проявления и типичных законов, т. е. того, что мы называем чистой линией процесса. Но большинство природных явлений не принадлежит к этому типу, и задачей полевого исследователя является одновременное, во-первых, выяснение того основного типа, к которому данное месторождение относится, и тех типичных черт, которые должны из этого вытекать, и, во-вторых, выяснение отклонений, исключений, характерных именно для данного месторождения, которые, в свою очередь, вызывают отклонения от чистой линии теории» (Ферсман, 1958).

Всё, сказанное, непосредственно относится к Хибинскому массиву на Кольском полуострове, обыкновенно, рассматриваемому как «массив центрального типа», с концентрически-зональным строением – самым крупным в Миров (1327 км²), сложенным щелочными породами – агпаитовыми нефелиновыми сиенитами фойяитового ряда, составляющими 83.8 % площади. Уникальные его апатит-нефелиновые месторождения, которых нет нигде больше в Миров, разрабатываются с 30-х годов прошлого века до настоящего времени, являясь источником фосфора, стронция, редкоземельных элементов, фтора, алюминия, редких щелочей и галлия. В Советские годы производственное объединение «Апатит» ежегодно разрабатывало до 50 млн т руды, и из Хибинских месторождений было извлечено более 1.5 биллиона тонн руды – 550 млн т апатита и 55 млн т нефелина.

Не буду приводить геологическую карту – Хибинины известны всем. С запада на восток в массиве выделяют следующие («региональные») разности фойяитов: массивные, грубозернистые пироксеновые хибиниты – среднезернистые трахитоидные эгириновые хибиниты – неравномернозернистые эгириновые нефелиновые сиениты (их ещё называют, ливочорритами) – среднезернистые трахитоидные арфведсонитовые фойяиты – трахитоидные слюдяные фойяиты и массивные пироксеновые фойяиты центрального ядра массива. Среди них есть, конечно, жильные фации и пегматиты. Кроме того, в массиве установлены жилы и дайки разнообразных пород – нефелиновых сиенитов, тингуаитов, мончикитов, тералитов, шонкинитов, эруптивные «трубки взрыва», штоки карбонатитов, а также выделяют две дуги: «Западную» (между массивными и трахитоидными хибинитами) и «Центральную» (между трахитоидными хибинитами и ливочорритами). К последней приурочены и апатит-нефелиновые месторождения.

В нормальных разностях агпаитовых нефелиновых сиенитов щелочной полевой шпат представлен существенно натриевым, 35–65 мол % Ab, который постепенно обогащается калием от хибинитов к фойяитам (если исключить зоны альбитизации на контактах с фойяитами, ливочорритами и трахитоидными хибинитами в районе Центральной дуги массива). Полевые шпаты представлены криптопертитами и микропертитами; более тонкие структуры встречаются, когда ксенолиты полевого шпата попадают в дайки поздних мончикитов или шонкинитов и отождествлены под влиянием высокой температуры.

По структурному состоянию большинство из них представлены ортоклаз-пертитами, либо с примесью микроклина или (реже) микроклин-пертитами. Для ортоклазов содержание Al в позиции T₁0 (= T₁m) в пертитах из хибинитов 0.35 ÷ 0.44, из ливочорритов – 0.37 ÷ 0.47, из фойяитов – 0.40 ÷ 0.45, из ливавритов – 0.31 ÷ 0.42, т. е. различия всего 0.16 (0.31 ÷ 0.47), но (это очень важно), т. к. в приконтактных ливавритах и ливочорритах ортоклазы более неупорядочены, т. е. это ортоклазы, промежуточные ортоклазы и микроклины и максимальные микроклины.

Состав нефелина в данных породах варьирует: 75–81 мол % Ne с избыточным SiO₂ (6–10 мол % Q).

Теперь, прежде чем обратимся к дугам «Западной» и «Центральной», вспомним о первых впечатлениях А.Е. Ферсмана после трех лет работ в Хибинах и Ловозере: *«Перед нами сейчас вырисовываются как бы два гигантских вулканических жерла, застывших в глубинах, центральные части каждого из них, подобно настоящему вулкану, вдавлены, а водная эрозия еще усилила рельеф тех мощных воронок, которые, некогда застыли в глубинах, не преодолев сопротивления покрывающих их слоев» (Ферсман, 1924) (рис. 1).*

Конкретизируя эту поэтическую картину, А.Е. Ферсман допускал (со ссылкой на Б.М. Куплетского) наличие в Хибинах кольцевых разломов и опускание по ним, особенно в Центральной зоне, с образованием гигантских долгоживущих кальдер. Первое впечатление «всегда» правильно. И мы сейчас считаем, что Хибинны – это вулкан, как Килиманджаро в Кении или Эребус на о-вах Росса в Антарктиде, только сильно денудированный.

Задачами данной работы являлись: 1) Обосновать представления о выделении вулканоплутонического Хибинского комплекса, описав присутствующие в Хибинах в «Западной» и «Центральной» дугах палеовулканы. 2) Рассмотреть в качестве фенитов – автометасоматиты (Na растворы, эгиринизация, альбитизация) и метасоматиты (K, Si растворы), отщепленные от нефелин-сиенитовой магмы, наложившиеся на породы, отличающиеся от агпаитовых нефелиновых сиенитов – мельтейгит-ийолит-уртитов. 3) Поскольку апатит-нефелиновые месторождения, находятся среди метасоматически измененных образований – доказать, что они не миновали той же участи, и, как мы считаем, также имеют метасоматическое происхождение.



Рис. 1. Александр Евгеньевич Ферсман (1883–1945) в Хибинах.

Fig. 1. Alexander Evgenievich Fersman (1883–1945) in the Khibiny massif.



Рис. 2. Дмитрий Павлович Григорьев (1909–2003).

Fig. 2. Dmitry Pavlovich Grigoriev (1909–2003).

Что такое онтогения. Типоморфизм минералов. Минералогические индикаторы.

Появление онтогении в минералогии связано с Дмитрием Павловичем Григорьевым (рис. 2).

Само понятие введено Эрнстом Генрихом Геккелем (1834–1919) в биологии, выведшим основной биогенетический закон: «каждое живое существо в своем индивидуальном развитии (онтогенез) повторяет в известной степени формы, пройденные его предками». В своей работе Д.П. Григорьев (1961) писал: «Современная генетическая минералогия имеет объектами по-прежнему минеральные виды и их парагенезисы, но в качестве объектов изучения в последние годы резко выдвигается и минеральные индивиды и их сочетания – агрегаты минералов... восстановление индивидов в числе её объектов отвечает важному шагу нашей науки вперед, имеющей большое принципиальное значение. При этом изменяется и подход к объяснению генезиса минеральных видов... генезис минералов конкретно всегда изучается на примере тех или иных минеральных индивидов... выводы о генезисе тотчас же сказывается и на представлениях о генезисе минеральных видов» (стр.14–15). Далее: «Используя достижения генетической минералогии, кажется необходимым расширить понятие о генезисе минералов, включив в него совокупность следующих явлений: собственно образование минералов, обнимающее их зарождение, рост, изменение, а также уничтожение, и физико-химический механизм генезиса – свободную кристаллизацию, метасомати-

ческое замещение, полиморфное превращение, перекристаллизацию в твердом состоянии и пр... Минералообразование представляется теперь уже не как пассивное отложение минерального вещества и тела, а как процесс развития... во взаимодействии минерала и среды» (стр. 17).

Дмитрий Павлович Григорьев следил за нашими исследованиями, но он был в Ленинграде, а наша «Хибинская группа» занималась под руководством академика Ф.В. Чухрова типоморфизмом минералов Хибин – химическим и (особенно) структурным.

«Типоморфизм» (особенно, «конкретный», относящийся к конкретному геологическому объекту, способный, как учил академик А.Е. Ферсман, описать «отклонения от чистой линии теории»), также как и «онтогения», является «основой генетической минералогии», т.к. позволяет дополнить определение минерального вида данными об условиях происхождения минерала и его геологической истории (т. е. приблизить его к реальной Природе). Автор многие годы занимался направлением в онтогении (не ведая, чем он собственно занимается), изучающей посткристаллизационную стадию существования минералов, отражающую превращения их «в твердом состоянии» – исследуя последующие изменения в составе минералов, химическое и структурное упорядочение, распад на отдельные фазы, твердофазовые структурные превращения, внутрифазовое двойникование, метасоматические замещения, а для щелочных минералов и позднее внутривидовое выщелачивание. (Костылева-Лабунцова и др. 1978; Боруцкий, 1983, 1988, 1990, 1997, 2004, 2008, 2010 а, 2010 б, 2012, 2015 а; Боруцкий, Мартин, 2015 б, Borutzky, 2015).

Все эти процессы и явления могут служить *минералогическими индикаторами* петро- и рудогенеза, поисковыми признаками для выяснения условий существования и генезиса пород в длительной геологической истории массивов, регионов и месторождений. Мне, до сих не ясно, почему минерал – «единственный свидетель событий» не используется, как *минералогический индикатор*?

Минералогические индикаторы посткристаллизационных процессов. Полевые шпаты.

Чтобы понять онтогению посткристаллизационных процессов опишем субсолидусную диаграмму щелочных полевых шпатов (рис. 3).

Щелочные полевые шпаты образуют непрерывный изоморфный ряд между натриевым и калиевым полевыми шпатами. Температура плавления Na-п.ш. при $P(H_2O) = 1$ кбар $900-905^\circ C$, при 2 кбар – $840-845^\circ C$, при 5 кбар – $745^\circ C$, но в «сухой» системе – $1118-1120^\circ C$ при стандартных условиях, $1240^\circ C$ при 10 кбар, и $1320^\circ C$ при 20 кбар. Поэтому, при кристаллизации в «сухой» системе (например, в щелочных вулканитах – фонолитах) весь ряд щелочных полевых шпатов становится моноклинным – от *K-санидина* до натриевого *мональбита*. Тройная точка между сольвусом и солидусом в расплавах Na-K и K-Na полевых шпатов находится около $Ab_{63}Or_{27}$, то есть нет никаких оснований делить этот ряд, по рекомендации КНМНМ ММА по 50 % на Or и Ab. Это означает также, что, по крайней мере, для полевых шпатов кристаллизующихся из вулканитов должно существовать единое поле устойчивости $220-150^\circ C$ для *моноклиновых* щелочных полевых шпатов, ниже которого их ряд можно разделить по симметрии на *моноклиновые* и *триклинные* разности (но, опять таки не 50 % Ab и 50 % Or) а в соответствии с границей (4) незакаливающегося посткристаллизационного превращения симметрии $C2/m \rightarrow C1$.

При снижении температуры в посткристаллизационных условиях изоморфный ряд проявляет химическую неупорядоченность и распадается на *натриевую* и *калиевую* фазы, при этом в зависимости от кинетики процесса образуются крипто-, микро- и макропертиты в поле ниже $700^\circ C$. Выше поля распада все полевые шпаты *гомогенны*, но различаются не только по химическому составу но и по структурной неупорядоченности – распределению Si и Al в позициях кремне-алюминиевого каркаса. Таких позиций в структуре четыре – они обозначаются как T_10 , T_1m , T_20 и T_2m . Так как содержание Al в структуре равно единице, то теоретически во всех позициях может быть по 0.25. Но в моноклиновых полевых шпатах $T_10 = T_1m$, то есть 0.50 и $T_20 = T_2m$, и упорядочение идет, как правило в позицию T_10 , поэтому можно немного упростить: на *субсолидусной диаграмме* *деляются* поле – *K,Na-санидина*, ниже $500^\circ C$ – поле триклинного *микроклина*, слева, отграниченное от санидинового границей незакаливающегося посткристаллизационного превращения

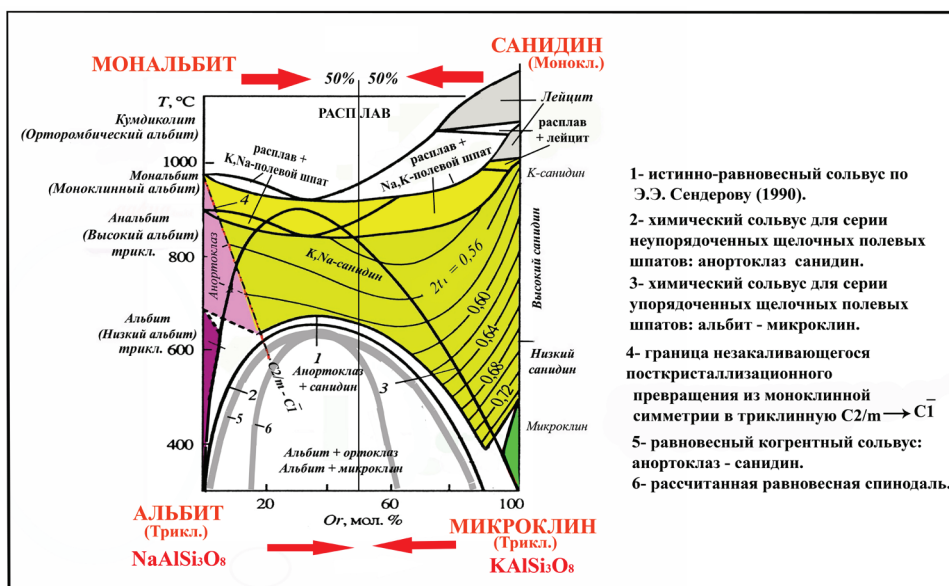


Рис. 3. Субсолидусная «Т-х» диаграмма щелочных полевых шпатов Э.Э. Сендерова (1990) для $P = P(\text{H}_2\text{O}) = 1$ кбар, учитывающей степень Si/Al-упорядоченности фаз с наложением аналогичной «сухой» системы: 1) – истинно-равновесный сольвус по Э.Э. Сендерову; 2) – химический сольвус для серии Si/Al-неупорядоченных щелочных полевых шпатов: анортотлаз – санидин; 3) – химический сольвус для серии Si/Al-упорядоченных щелочных полевых шпатов: альбит – микроклин; 4) – граница незакаливающегося посткристаллизационного превращения из моноклинной симметрии в триклинную $C2/m \rightarrow C1$; 5) – равновесный когерентный сольвус: анортотлаз – санидин; 6) – рассчитанная равновесная спинодаль.

Fig. 3. Subsolidus «T-x» diagram of alkaline feldspar for $P = P(\text{H}_2\text{O}) = 1$ kbar, taking into account the degree of Si/Al ordering of phases, with the imposition of a similar the anhydrous «dry» system: 1) – true-equilibrium solvus (bimodal) according to E.E. Senderov (1990); 2) – a chemical solvus for a series of Si/Al-unordered alkaline feldspars: anorthoclase – sanidine; 3) – a chemical solvus for a series of Si/Al-ordered alkaline feldspars: albite – microcline; 4) – is the boundary of the non-collapsing post-crystallization transformation from monoclinic symmetry to triclinic $C2/m \rightarrow C1$; 5) – equilibrium coherent solvus: anorthoclase – sanidine; 6) – calculated equilibrium spinodal.

из моноклинной симметрии в триклинную $C2/m \rightarrow C1$ – поле *анортотлазов* (также триклинных), а выше него – поле *низкого триклинного альбита*. Если идти по натриевой ординате вверх, то низкий альбит сменяется *высоким триклинным альбитом*, затем моноклинным *мональбитом*, а еще выше орторомбическим *кумдиолитом*, устойчивым при высоких давлениях. Поле K,Na-санидина расчерчено изолиниями $2t_1 = 0.56, 0.58, 0.60$ и далее, показывающее содержание Al в $2t_1$ позициях (т. е. T_1^0, T_1^m), так как исходный минерал был моноклинным, а возникающие пертиты разлипаются как по составу, так и по симметрии.

Область распада детальнейшим образом исследована, и в ней выделяются кроме рассчитанной истинно-равновесной бинодали, химические сольвусы для неупорядоченных мональбита – санидина, анальбита (высокого альбита) – санидина, анортотлаза – санидина, альбита (низкого альбита) – ортоклаза, альбита – микроклина. Санидин при этом разделяют на высокий санидин и низкий санидин (ортотлаз). Кроме того, рассчитывают бинодаль – изначальную структуру распада на фазы.

Щелочные полевые шпаты являются основными минералогическими индикаторами постмагматических процессов. Им посвящена моя кандидатская диссертация по Хибинам и «полевошпатовый» том для справочника «Минералы», для которого разрабатывалась их систематика (Боруцкий, 2006). Методам исследований: химическим, оптическим, с использованием столика Федорова, рентгеновским (порошкограммы, монокристалльная съемка, Si/Al-упорядоченность, эталонные структуры) ИК-спектроскопическим, микрозондовским и электронно-микроскопическим посвящены монографии (Костылева-Лабунцова и др., 1978; Боруцкий, 1988, 1997) и статьи об ортоклаз-криптопертитах из ромбен-порфиоров (Трубкин, Боруцкий, 1993) и анортотлазах из вулканитов «Центральной дуги», в сравнении с полевыми шпатами из Килиманджаро в Кении

(Органова и др., 1992), а также работа с Р.Ф.Мартиним (Университет МакГил, Монреаль, Канада) (Боруцкий, 1984а), где была подтверждена высокая Si/Al-неупорядоченность, как в К-фазе, так и в Na-фазе, вплоть до анальбита, хотя возраст этих пород в Хибинах – 380 млн лет.

Особенностью щелочных полевых шпатов является возможность их кристаллизоваться *метастабильно* в неупорядоченной форме в поле стабильности микроклина в виде адуляровидного санидина или ортоклаза, так же, как это характерно для кремнезёма – кристобалита и тридимита (Боруцкий, 2010б). При этом в породе адуляровидный санидин ассоциирует с микроклином, расщепая его по трещинкам. Химический их состав оценивался ранее (Боруцкий и др., 1975), поэтому для адуляровидного ортоклаза из рисчорритов (Боруцкий и др., 1986) и для адуляра и микроклина (Боруцкий и др., 1984б) выполнено эталонное определение кристаллических структур.

Лейцит

Учитывая обширную область над КПШ и на диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{KAlSiO}_4 - \text{NaAlSiO}_4$ можно предполагать, что в «сухой» системе (соответствующей вулканитам) лейцит, благодаря инконгруэнтному плавлению ниже температурного барьера $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8$ при 1615°C переходит в ассоциацию калиевого полевого шпата и кальсилита KAlSiO_4 . Кальсилит-калишпатовые симплектиты позволяют подозревать наличие такого фазового распада, поскольку валовый химический состав округлых (шестигранных) обособлений суммарно рассчитывается на лейцит (Боруцкий, 1988).

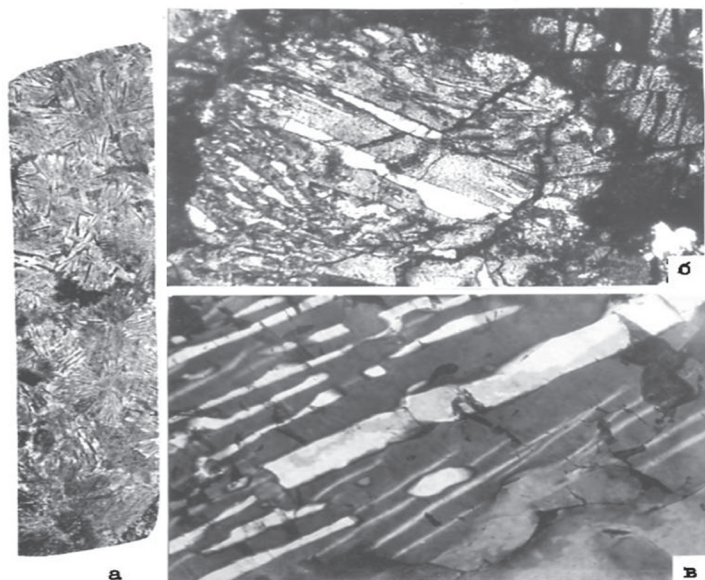


Рис. 4. Кальсилит-калишпатовые симплектиты: а – включение в рисчорритах, б – округлое (шестиугольное) включение, рассчитывающееся на лейцит. в – перекристаллизация кальсилитовых пластинок с укрупнением.

Fig. 4. The kalsilite-kalishpat symplectites: а – inclusion in rischorrites, б – round (hexagonal) inclusion calculated on leucite. в – recrystallization of calcareous plates with enlargement.

Однако, последующая собирательная перекристаллизация кальсилитовых пластинок несомненна (рис. 4). Такие образования установлены нами в породах «Центральной дуги». Они описывались также в рисчорритах П.Ю. Плечовым и Н.С. Серебряковым (2004).

Однако, в породах «Центральной» дуги присутствует также вторичный лейцит, образующийся в результате твердофазовых превращений при 667°C – Si/Al-упорядочения и упорядочении в позиции калия, в две стадии: β -лейцит (кубич.) $Ia\bar{3}d \rightarrow I4_1/acd \rightarrow \alpha$ -лейцит (тетрагон,) $I4_1/a$, с параметрами $a = 13.06$ и $c = 13.80 \text{ \AA}$. Минерал определялся на микрозонде и с помощью электронной микроскопии. Лейцит образует мелкие (20–40 мкм) округлые с плохо образованными гранями, в зернах нефелина, вытянут в цепочки и собран в группы вдоль трещинок. Ранее, мы принимали его за газовые включения. Он обнаружен в скв. 980,

ниже 1368 м., где ляхчорриты сменяются переходной зоной, где они сменяются дифференцированной толщей мелко-среднезернистых ийолитов и мельтейгитов, превращенных в фениты, и массивными уртитам и ювитами. В этих породах установлен также кальсилит. По-видимому, в процессе калишпатизации нефелин замещается лейцитом. а затем кальсилитом (Боруцкий, 1988).

Нефелин – кальсилит

Химические анализы нефелина наших предшественников из пород «Центральной» дуги отличались повышенным содержанием калия, хотя это никак не следовало из имеющихся физико-химических диаграмм. До тех пор, пока мы не установили в Хибинах кальсилит (Боруцкий и др.,

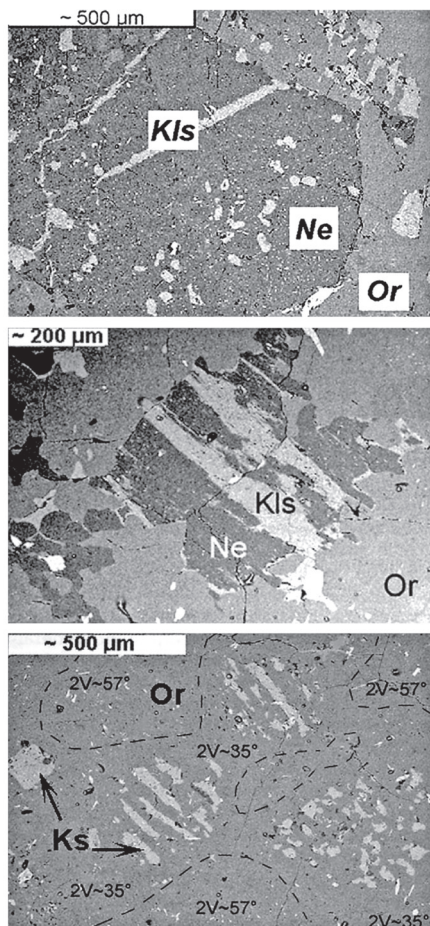


Рис 5. Замещение вкрапленника нефелина (Ne) кальситом (Kls) в адуляровидном ортоклазе (Or) в рисчорритах горы Расвумчорр. Электронный микроскоп JSM-5300, Link ISIS. Аналитик Н.В. Трубкин по О.А. Агеевой и Б.Е. Боруцкому (2004): а – замещение зерна нефелина кальситом вдоль трещинок; б – более интенсивное замещение зерна нефелина по прожилкам в виде каемок по периферии; с – «скелетные» реликты кальсилита в адуляровидном санидине, возникшие в результате полного замещения сохранившегося при кальсилитизации нефелина полевым шпатом с сохранением формы зерен бывшего нефелина.

Fig. 5. Replacement of nepheline (Ne) with kalsilite (Kls) in the adularoid orthoclase (Or) in the rischorrites of Mount Rasvumchorr. Electron microscope JSM-5300, Link ISIS. Analyst N.V. Trubkin according to O.A. Ageeva and B.Ye. Borutsky (2004): a – substitution of nepheline grain with kalsilite of the will of cracks; b – more intensive substitution of nepheline grain along the veins in the form of edges along the periphery; c – «skeletal» relics of kalsilite in adularoid sanidine, resulting from the complete replacement of preserved calcification of nepheline with feldspar while preserving the shape of the grains of the former nepheline.

1973, 1976; Костылева-Лабунцова и др., 1978; Боруцкий, 1988). В дальнейшем мы занимались проблемой кальсилита – как минералогического индикатора с нашими молодыми сотрудниками (Агеева, 2002; Азарова, 2004; Агеева, Боруцкий, 2004, 2010; Ageeva et al, 2012) (рис. 5).

Таким образом, появление кальсилита должно быть отнесено к двум процессам. С одной стороны, это симплектиты (кальсилит-полевошпатовые срастания) распада лейцита, установленные в «Центральной» дуге не только в метасоматитах, но и среди мелкозернистых дифференцированных мельтейгит-ийолит-уртитов (Боруцкий, 1988). П.Ю. Плечов и Н.С. Серебряков (2004) полагали, что они могут быть реликтами фергуситов – калиевых ультраосновных пород лейцит-пироксенового состава (то есть – палеовулканитов – Б.Б.), но такие реликты, к сожалению, пока еще не найдены, также как и миссуриты – аналогичные породы, с примесью оливина и нефелина. Это могло бы быть дополнительным аргументом в пользу палеовулканической природы мельтейгит-уртитовой толщи «Центральной» дуги (Боруцкий, 2015).

С другой стороны, это калиевые аналоги нефелина (рассмотренные на рис. 5). Такой кальсилит обнаружен во всех разностях пород «Центральной» дуги – массивных и трахитоидных ювитах, пироксеновых и слюдяных рисчорритах, на всем протяжении дуги на Валепахке, Партомчорре, Кукисвумчорре, Юкспоре, Расвумчорре и Коашве, и даже в порфировидно-трахитоидных рисчорритах Эвеслогчоррской зоны смятия и блоковой апатит-нефелиновой руде. Кальсилит является минералогическим индикатором, позволяющим выделить следующие стадии формирования массивных грубозернистых уртитов.

1. На ранней наиболее высокотемпературной *натриевой* стадии происходила *нефелинизация* дифференцированных мелкозернистых мельтейгит-ийолит-уртитов, выразившаяся в образовании порфиروبластовых вкрапленников нефелина в мельтейгитах и мезократовых ийолитах и в интенсивной перекристаллизации мелкозернистых уртитов средней части толщи в грубозернистые

массивные уртиты, подстилающие апатито-нефелиновые залежи, с пегматоидами и пегматитами. При этом возникают в основном натриевые и кальцио-натриевые акцессорные минералы.

2. В следующую, *раннюю калиевую* стадию процесса нефелин грубозернистых уртитов по прожилкам, трещинкам и с периферии замещался кальситом. Натриевые акцессорные минералы метасоматически замещаются калиевыми.

3. На *поздней калиевой* стадии преобразования грубозернистых уртитов наблюдается интенсивная полевошпатизация с образованием адуляровидного Si/Al-неупорядоченного ортоклазасанидина, совместно с максимально-упорядоченным микроклином, и рисчоррит приближается по составу к исходному нефелиновому сиениту, отщепившему флюиды. Одновременно преобразуются и акцессорные минералы. Так как температура падает (ниже 500 °С – вспомним поле устойчивости микроклина), фенитизации переходит в гидротермальный процесс, и сменяется цеолитовой стадией (Боруцкий, 2012, 2015).

Акцессорные минералы в породах и пегматитах

Остановимся только на двух, но принципиально важных.

Ломоносовит – беталомоносовит

Беталомоносовит– $\text{Na}_4\text{Ti}_4(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{O},\text{F})_4\text{Na}_2\text{H}_4(\text{PO}_4)_2$ (параломоносовит $\text{Na}_{5+x}\text{Ti}_4(\text{Si}_2\text{O}_7)_2[\text{PO}_3(\text{OH})]_2\text{[PO}_2(\text{OH})_2\text{]}_y\text{O}_2\text{[(OH,F)}_{2-x}\text{O}_z\text{]}]$, $[0 < x < 2, 0 < y < 1, 0 < z < 1]$ – согласно номенклатуры ИМА – *прим. ред.*) типоморфный минерал хибинских рисчорритов и ювитов. В отличие от гипергенно измененного мурманита $\text{Na}_4\text{Ti}_4(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{O},\text{F})_4(\text{H}_2\text{O})_4$ ($\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Na}_2\text{Ti}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_4(\text{H}_2\text{O})_4$ – согласно номенклатуры ИМА – *прим. ред.*) образуется при выщелачивании натрия из структуры ломоносонита с сохранением фосфора при фенитизации массивных уртитов в высокотемпературных условиях. Состав ломоносовита – $\text{Na}_4\text{Ti}_4(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{O},\text{F})_4\text{Na}_2(\text{PO}_4)_2$ ($\text{Na}_6\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Na}_2\text{Ti}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{PO}_4)_2\text{O}_4$ – согласно номенклатуры ИМА – *прим. ред.*).

Для подтверждения структурных взаимоотношений, была исследована кристаллическая структура хибинского беталомоносовита (Якубович и др., 2014). Обсуждению данных посвящена статья (Боруцкий и др., 2014). Аналогичное посткристаллизационное внутрискруктурное выщелачивание характерно для многих минералов в ювитах и рисчорритах.

Минералы группы эвдиалита

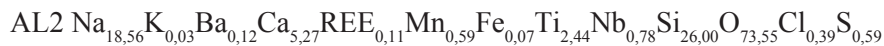
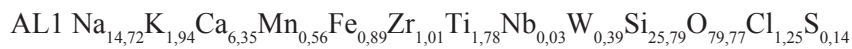
Эвдиалит был предметом наших детальных исследований по типоморфизму минералов (Польшин и др., 1987; Расцветаева, Боруцкий, 1988; Расцветаева и др., 1988, 1990, 2012; Pol'shin et al., 1991; Агеева, 2002; Агеева и др., 2002а, 2002б; Азарова, 2004; Боруцкий, 2008, 2009). К сожалению, эвдиалит стал объектом безудержного открытия новых минеральных видов, что препятствует исследованиям в области структурного типоморфизма и естественно онтогении минералов. Согласно (Расцветаева и др., 2012) новых (зарегистрированных КНМНМ ММА) 10 лет назад было уже 27, а сейчас, согласно докладу С.М. Аксенова на конференции – уже 47! Но эвдиалиты имеют значение как минералогические индикаторы при анализе метасоматитов «Центральной» дуги, так как меняют состав в направлении уртиты → ювиты → рисчорриты → и даже гидротермалиты.

В диссертации Агеевой (2002) подробно описываются, установленные ею, эвдиалиты с повышенным содержанием калия из рисчорритов Расвумчорра. Потом А.П. Хомяков оттуда же принес аналогичный эвдиалит – теперь он называется *расцветаевит*. Упрощенная эмпирическая формула его:



а развернутую кристаллохимическую формулу не хватит нескольких строк, чтобы записать. А тенденция совершенно понятна: Na-эвдиалит (Расцветаева, Боруцкий, 1988) → K-эвдиалит (*расцветаевит*) (Расцветаева и др., 2012) → калий-оксониевый (H_3O) эвдиалит (Соколова и др., 1991).

В грубозернистых урритах г. Расвумчорр в ассоциации с Na-титаносиликатами: лампрофилитом, энigmatитом и ломоносовитом О.А. Агеевой (Агеева, 2002; Агеева и др. 2002а) впервые установлен аллуайвит – Ti-аналог эвдиалита. (AL2), а также промежуточный изоморфный член к эвдиалиту, с отношением $\text{Ti}/\text{Zr} \approx 1:2$ (7.41 % TiO_2 , 13.80 % ZrO_2) (AL1).



Ti/Zr-аналог взят из рисчорритового блока в уртите, содержащего Na-минерализацию из надрудного горизонта. Судя по обогащению образца K и Fe, эвдиалит имеет расцветаевитую направленность.

Петрохимия

Эквивалентные петрохимические формулы ($O = 50$, минус F) и коэффициенты основности $\Delta Z^{H2O}_{296}^{\circ K}$, (ккал), рассчитанные по методу А.А. Маракушева (Маракушев, 1976, 1979) для агпаитовых нефелиновых сиенитов Хибинского вулcano-плутонического комплекса (табл. 1) показывают, что фойяиты несколько обеднены относительно хибинитов, лавочорритов и луавритов содержанием щелочей Na и K, имеют более низкие отношения (K/Na), обеднены содержанием Na+K+Ca, Ca, Ti, Fe, имеют более низкие отношения Fe^{2+}/Fe^{3+} , при одинаковом содержании Na и Al/Si и пониженным коэффициентом основности ΔZ . Аналогичную величину имеют и коэффициенты агпаитности $(Na+K)/Al$: 1.02, 1.07, 1.06 и 1.22, соответственно, хотя они и не соответствуют суммарной основности всех компонентов породы. Как указывал еще А.В. Галахов (1975), среднезернистые нефелиновые сиениты (лавочорриты) распространены ближе к Центральной дуге, чем фойяиты, что (по Галахову) указывает на более молодой их возраст. Разрыв в эволюции сиенитов может также указывать на наличие двух субвулканов – хибинитового и фойяитового, о чем говорила Т.Н. Иванова (1963).

За исключением феонолитов и ромбен-порфиров все палеовулканиты «Западной» дуги имеют суммарную щелочность менее 3.5 и основность ΔZ – менее 4.0 за исключением мелилитов. Даже полевошпатовые феонолиты, нефелиновые мелафеонолиты и ромбен-порфиры имеют суммарную щелочность 5.98–6.86, то есть меньшую, чем агпаитовые нефелиновые сиениты.

Мелкозернистые уртиты промежуточной части дифференцированной толщи «Центральной» дуги имеют наивысшую суммарную щелочность и коэффициент основности. Это может быть причиной, почему массивные грубозернистые уртиты образуются именно в этой части толщи и почему здесь же формируются апатит-нефелиновые залежи.

Все породы «Центральной дуги» (кроме мельтейгитов) имеют суммарную щелочность более 8.00 и индекс основности ΔZ более 4.00, выше чем другие щелочные ультрабазиты и палеовулканиты «Западной» дуги массива и окружающих нефелиновых сиенитов. Относительно суммарной толщи дифференцированных пород – грубозернистые уртиты обогащены Na, K и P, и обеднены Ca, Mg, Fe (при одинаковом соотношении $Fe^{2+}/Fe^{3+}=0.8$) и Ti; в дальнейшем, содержание Na в ювитах уменьшается, а K – возрастает, но Ca, Mg, Fe и P также уменьшаются, а Ti увеличивается. В рисчорритах – Na, также уменьшается, K – увеличивается, а Ca, Mg, Fe (при соотношении $Fe^{2+}/Fe^{3+}=1.1$), Ti и P – также уменьшаются.

Палеовулканиты «Западной» дуги

В «Западной» дуге вулcano-плутонического комплекса, между массивными и трахитоидными хибинитами существует гигантская кальдера проседания, общей глубиной до 2 км (Вировлянский, 1996), в которой обнажены на поверхности и подсечены скважинами реликты палеовулканитов. Они описаны нами в работах (Боруцкий, 1988, 1997, 2012) для отрогов Юмъечорра (гора Ферсмана) и Юдичвумчорра, отмечены на Часначорре и Путеличорре, а также в пробуренных на Путеличорре скважинах: 1009 и 1010 (рис. 6–9, табл. 1). Здесь нами установлены потоки лав щелочных трахитов («ромбен-порфиров»), а также овоидофиров, лавобрекчий и туфобрекчий лейкократовых и меланократовых феонолитов, нефелиновых феонолит-порфиров, авгит-порфиритов, которые к северо и на глубину сменяются мельтейгит-порфирами, пикрит-порфирами, щелочными пироксенидами, мелилитами и мелилит пикрит-порфирами. Захваченные внутри массива реликтовые породы представляют собой обломки, сцементированные, как мелкозернистым нефелиновым сиенитом, (сиенитизация), так и относительно слабо фенитизованы. Мы уже отмечали, что полевые шпаты в них существенно натриевые до анортотоклазов, пертиты представлены в основном криптопертидами с моноклинной K-фазой и высоким альбитом, что подтверждено также в работе (Боруцкий

Таблица 1. Эквивалентные петрохимические формулы (O-F = 50) и коэффициенты основности $\Delta Z_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{O}^\circ\text{K}}$, ккал, рассчитанные по методу А.А. Маракушева (Маракушев, 1976; 1979) для Хийинского вулканно-плутонического комплекса

Породы	Формула					K+Na	K/Na	Fe ²⁺ /Fe ³⁺	ΔZ
Апгитовые нефелиновые сиениты:									
Хибиниты (40*).	$\text{Na}_{5.31}\text{K}_{2.44}\text{Ca}_{0.55}\text{Sr}_{0.02}\text{Mg}_{0.28}\text{Fe}^{2+}_{0.78}\text{Fe}^{3+}_{0.51}\text{Mn}_{0.06}\text{Ti}_{0.24}\text{Al}_{7.22}\text{Si}_{16.06}\text{P}_{0.03}\text{O}_{49.87}\text{F}_{0.13}$					7.75	0.46	1.53	3.60
Фойиты (17)	$\text{Na}_{5.32}\text{K}_{2.15}\text{Ca}_{0.44}\text{Sr}_{0.01}\text{Mg}_{0.25}\text{Fe}^{2+}_{0.51}\text{Fe}^{3+}_{0.41}\text{Mn}_{0.04}\text{Ti}_{0.17}\text{Al}_{7.33}\text{Si}_{16.30}\text{P}_{0.06}\text{O}_{49.93}\text{F}_{0.07}$					7.47	0.40	1.24	3.34
Лявочорриты(32)	$\text{Na}_{5.40}\text{K}_{2.34}\text{Ca}_{0.74}\text{Sr}_{0.04}\text{Mg}_{0.33}\text{Fe}^{2+}_{0.77}\text{Fe}^{3+}_{0.42}\text{Mn}_{0.08}\text{Ti}_{0.32}\text{Al}_{7.27}\text{Si}_{15.79}\text{P}_{0.05}\text{O}_{49.86}\text{F}_{0.14}$					7.74	0.43	1.83	3.69
Луявриты (12)	$\text{Na}_{4.79}\text{K}_{2.96}\text{Ca}_{1.15}\text{Mg}_{0.73}\text{Fe}^{2+}_{1.13}\text{Fe}^{3+}_{0.74}\text{Mn}_{0.06}\text{Ti}_{0.55}\text{Al}_{6.32}\text{Si}_{15.63}\text{P}_{0.04}\text{O}_{50}$					7.75	0.62	1.53	3.97
Палеовулканикиты «Западной дуги»:									
Мелилиты (1)	$\text{Na}_{1.24}\text{K}_{0.41}\text{Ca}_{9.50}\text{Sr}_{0.07}\text{Ba}_{0.02}\text{Mg}_{4.54}\text{Mn}_{0.10}\text{Fe}^{2+}_{1.94}\text{Fe}^{3+}_{1.94}\text{Ti}_{3.84}\text{Zr}_{0.01}\text{Al}_{1.93}\text{Si}_{9.79}\text{P}_{0.45}\text{C}_{0.07}\text{O}_{49.58}\text{F}_{0.40}$					1.65	0.33	0.51	5.10
Мелилит-пикриты (1)	$\text{Na}_{1.15}\text{K}_{0.18}\text{Ca}_{6.52}\text{Sr}_{0.04}\text{Ba}_{0.01}\text{Mg}_{1.47}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}^{2+}_{1.47}\text{Fe}^{3+}_{1.47}\text{Ti}_{2.92}\text{Zr}_{0.01}\text{Al}_{1.23}\text{Si}_{10.91}\text{P}_{0.03}\text{C}_{0.08}\text{O}_{49.87}\text{F}_{0.13}$					1.33	0.16	0.50	5.72
Пироксениты (2)	$\text{Na}_{0.76}\text{K}_{0.68}\text{Ca}_{4.34}\text{Sr}_{0.02}\text{Mg}_{8.26}\text{Mn}_{0.06}\text{Fe}^{2+}_{2.23}\text{Fe}^{3+}_{2.15}\text{Ti}_{1.31}\text{Zr}_{0.01}\text{Al}_{1.66}\text{Si}_{12.70}\text{P}_{0.19}\text{C}_{0.06}\text{O}_{49.77}\text{F}_{0.23}$					1.44	0.89	1.04	3.89
Пикрит-порфириты (2)	$\text{Na}_{1.56}\text{K}_{0.28}\text{Ca}_{3.36}\text{Sr}_{0.02}\text{Mg}_{8.91}\text{Mn}_{0.06}\text{Fe}^{2+}_{3.31}\text{Fe}^{3+}_{3.31}\text{Ti}_{1.31}\text{Zr}_{0.01}\text{Al}_{1.75}\text{Si}_{13.04}\text{P}_{0.22}\text{C}_{0.06}\text{O}_{49.79}\text{F}_{0.21}$					1.84	0.18	3.45	3.81
Мельтейгиты (1)	$\text{Na}_{1.36}\text{K}_{0.86}\text{Ca}_{5.59}\text{Sr}_{0.05}\text{Ba}_{0.02}\text{Mg}_{5.78}\text{Mn}_{0.06}\text{Fe}^{2+}_{1.59}\text{Fe}^{3+}_{1.59}\text{Ti}_{1.93}\text{Zr}_{0.01}\text{Al}_{2.13}\text{Si}_{13.10}\text{P}_{0.28}\text{C}_{0.10}\text{O}_{49.68}\text{F}_{0.32}$					2.22	0.63	0.82	4.05
Авгитит-порфириты (3)	$\text{Na}_{2.53}\text{K}_{0.96}\text{Ca}_{2.90}\text{Sr}_{0.04}\text{Ba}_{0.01}\text{Mg}_{4.07}\text{Mn}_{0.07}\text{Fe}^{2+}_{2.25}\text{Fe}^{3+}_{2.25}\text{Ti}_{1.09}\text{Al}_{1.23}\text{Si}_{3.90}\text{P}_{0.14}\text{C}_{0.13}\text{O}_{49.58}\text{F}_{0.42}$					3.49	0.34	2.06	3.25
Полевошатовые фонолиты (4)	$\text{Na}_{4.04}\text{K}_{1.94}\text{Ca}_{1.13}\text{Sr}_{0.07}\text{Ba}_{0.02}\text{Mg}_{1.17}\text{Mn}_{0.10}\text{Fe}^{2+}_{1.64}\text{Fe}^{3+}_{1.64}\text{Ti}_{0.76}\text{Zr}_{0.05}\text{Al}_{6.54}\text{Si}_{14.85}\text{P}_{0.20}\text{C}_{0.16}\text{O}_{49.60}\text{F}_{0.40}$					5.98	0.48	2.16	3.22
Нефелиновые мелафонолиты (3)	$\text{Na}_{5.51}\text{K}_{1.35}\text{Ca}_{0.59}\text{Sr}_{0.08}\text{Ba}_{0.03}\text{Mg}_{0.54}\text{Mn}_{0.07}\text{Fe}^{2+}_{0.74}\text{Fe}^{3+}_{0.74}\text{Ti}_{0.53}\text{Zr}_{0.04}\text{Al}_{7.60}\text{Si}_{15.51}\text{P}_{0.10}\text{C}_{0.15}\text{O}_{49.76}\text{F}_{0.24}$					6.86	0.25	1.40	3.21
Ромбен-порфиры (4)	$\text{Na}_{3.82}\text{K}_{2.81}\text{Ca}_{0.46}\text{Sr}_{0.02}\text{Ba}_{0.01}\text{Mg}_{0.46}\text{Mn}_{0.08}\text{Fe}^{2+}_{0.59}\text{Fe}^{3+}_{0.59}\text{Ti}_{0.57}\text{Zr}_{0.05}\text{Al}_{6.55}\text{Si}_{16.60}\text{P}_{0.11}\text{C}_{0.09}\text{O}_{49.81}\text{F}_{0.19}$					6.63	0.74	1.04	2.96
Мельтейгит-ийолит-уртиты дифференцированного комплекса «Центральной дуги» массива:									
В целом (109)	$\text{Na}_{6.46}\text{K}_{1.71}\text{Ca}_{2.36}\text{Mg}_{1.29}\text{Mn}_{0.07}\text{Fe}^{2+}_{1.02}\text{Fe}^{3+}_{1.22}\text{Ti}_{0.71}\text{Al}_{6.58}\text{Si}_{13.79}\text{P}_{0.20}\text{O}_{50.00}$					8.17	0.26	0.84	4.75
Верхняя зона толщи:									
Среднезернистые ийолиты (21)	$\text{Na}_{6.51}\text{K}_{1.78}\text{Ca}_{2.10}\text{Mg}_{1.12}\text{Fe}^{2+}_{0.95}\text{Fe}^{3+}_{1.23}\text{Mn}_{0.07}\text{Ti}_{0.71}\text{Al}_{6.58}\text{Si}_{14.00}\text{P}_{0.18}\text{O}_{50.00}$					8.29	0.27	0.77	4.62
Мелкозернистые ийолиты (9)	$\text{Na}_{6.54}\text{K}_{1.71}\text{Ca}_{2.14}\text{Mg}_{1.14}\text{Fe}^{2+}_{0.96}\text{Fe}^{3+}_{1.27}\text{Mn}_{0.06}\text{Ti}_{0.81}\text{Al}_{7.07}\text{Si}_{13.49}\text{P}_{0.20}\text{O}_{50.00}$					8.25	0.26	0.76	4.68

Продолжение таблицы 1.

Породы	Формула					K+Na	K/Na	Fe ²⁺ /Fe ³⁺	AZ
Средняя зона толщи:									
Мелкозернистые ийолиты (21)	$\text{Na}_{6,19} \text{K}_{1,62} \text{Ca}_{2,51} \text{Mg}_{1,55} \text{Fe}^{2+}_{1,00} \text{Fe}^{3+}_{1,18} \text{Mn}_{0,06} \text{Ti}_{0,61} \text{Al}_{6,26} \text{Si}_{14,15} \text{P}_{0,13} \text{O}_{50,00}$					7.81	0.26	0.85	4.67
Мелкозернистые ургиты (16)	$\text{Na}_{7,23} \text{K}_{1,85} \text{Ca}_{1,86} \text{Mg}_{0,84} \text{Fe}^{2+}_{0,86} \text{Fe}^{3+}_{1,04} \text{Mn}_{0,05} \text{Ti}_{0,59} \text{Al}_{8,20} \text{Si}_{13,20} \text{P}_{0,16} \text{O}_{50,00}$					9.08	0.26	0.83	5.05
Мелтейгиты (17)	$\text{Na}_{3,55} \text{K}_{0,75} \text{Ca}_{4,73} \text{Mg}_{2,71} \text{Fe}^{2+}_{2,39} \text{Fe}^{3+}_{2,41} \text{Mn}_{0,13} \text{Ti}_{1,33} \text{Al}_{3,04} \text{Si}_{12,70} \text{P}_{0,67} \text{O}_{50,00}$					4.30	0.21	0.99	3.91
Нижняя зона толщи:									
Среднезернистые ийолиты (10)	$\text{Na}_{6,25} \text{K}_{1,62} \text{Ca}_{2,64} \text{Mg}_{1,43} \text{Fe}^{2+}_{0,91} \text{Fe}^{3+}_{1,19} \text{Mn}_{0,08} \text{Ti}_{0,81} \text{Al}_{6,49} \text{Si}_{13,73} \text{P}_{0,16} \text{O}_{50,00}$					7.87	0.26	0.76	4.72
Мелкозернистые ийолиты (15)	$\text{Na}_{6,69} \text{K}_{1,75} \text{Ca}_{2,29} \text{Mg}_{1,17} \text{Fe}^{2+}_{1,02} \text{Fe}^{3+}_{1,04} \text{Mn}_{0,05} \text{Ti}_{0,79} \text{Al}_{7,26} \text{Si}_{13,32} \text{P}_{0,23} \text{O}_{50,00}$					8.44	0.26	0.98	4.57
Метасоматиты (фениты) по дифференцированным мелтейгит-ийолит-ургитам «Центральной дуги» массива:									
Массивные грубозернистые ургиты (91)	$\text{Na}_{6,89} \text{K}_{1,94} \text{Ca}_{1,72} \text{Mg}_{0,54} \text{Fe}^{2+}_{0,67} \text{Fe}^{3+}_{0,82} \text{Mn}_{0,05} \text{Ti}_{0,44} \text{Al}_{8,22} \text{Si}_{13,48} \text{P}_{0,48} \text{O}_{50,00}$					8.83	0.28	0.82	4.73
Ювиты (107)	$\text{Na}_{5,97} \text{K}_{3,40} \text{Ca}_{1,32} \text{Mg}_{0,54} \text{Fe}^{2+}_{0,63} \text{Fe}^{3+}_{0,76} \text{Mn}_{0,05} \text{Ti}_{0,48} \text{Al}_{7,87} \text{Si}_{14,26} \text{P}_{0,20} \text{O}_{50,00}$					9.37	0.57	0.82	4.73
Рисчорриты (98)	$\text{Na}_{4,24} \text{K}_{4,16} \text{Ca}_{0,51} \text{Mg}_{0,27} \text{Fe}^{2+}_{0,56} \text{Fe}^{3+}_{0,50} \text{Mn}_{0,03} \text{Ti}_{0,23} \text{Zr}_{0,05} \text{Al}_{7,84} \text{Si}_{15,50} \text{P}_{0,05} \text{F}_{0,09} \text{O}_{50,00}$					8.40	0.98	1.12	4.15
Кальсилиты (3)	$\text{Na}_{1,96} \text{K}_{6,70} \text{Ca}_{0,22} \text{Ba}_{0,00} \text{Mg}_{0,06} \text{Fe}^{2+}_{0,24} \text{Fe}^{3+}_{0,49} \text{Mn}_{0,01} \text{Ti}_{0,10} \text{Al}_{8,32} \text{Si}_{15,86} \text{O}_{50}$					8.66	3.42	0.49	5.64
Примечание. *– число анализов. Подчеркивание в таблице – аномалии, достойные внимания читателя.									

и Мартин, 1984а). В целом толща показывает смену щелочно-ультраосновного вулканизма, фолитовым и трахитовым, то есть соответствует сопоставляемым на вулканах Килиманджаро и Эребуса. Но, несмотря на слабую фенитизацию, здесь были установлены на г. Юмъечорр своеобразные «пегматиты» анортоклаз-нефелин-эденитового состава. Характерно, что не встречающийся более нигде К-эденит содержит в структуре повышенное содержание щелочей (более 3-х на ячейку). Поэтому для него выполнено структурное уточнение (Пушаровский и др., 1995, Расцветаева и др., 1995). Хотя в структуре ничего существенного не обнаружилось, а повторные зондовские и валовые химические анализы упрямо указывали на превышение содержания натрия, пришлось распределить Na в несвойственной ему позиции и использовать это обстоятельство как минералогический критерий, указывающей на метасоматическое замещение.

Породы «Западной» дуги, до нас исследовал А.В. Галахов (1959, 1966, 1975), и представляет интерес сопоставить полученные данные.



Рис. 6. Гора Юмъечорр, выс. 1178 м., названная в честь А.Е. Ферсмана (горой Ферсмана), полностью сложенная палеовулканитами «Западной дуги».

Fig. 6. Mt. Yumjehorr, elevation 1178 m, height 1178 m. (a mountain named after A.E. Fersman by Mount Fersman), completely composed of paleovolcanites of the "Western Arc".

Александр Васильевич Галахов (1966) установил, что до возникновения Хибинского щелочного массива на этом месте существовала каледонская интрузия щелочных-ультраосновных пород. На юго-восточном контакте массива среди гнейсов и в виде ксенолитов в хибинитах установлены на протяжении 5.5 км: рудные перидотиты среди фенитизированных гнейсов, а в хибинитах – пироксениты, флогопит-мелилитовая порода с гранатом и якупирангит а юго-западнее пикрит-порфиры, пироксениты и флогопит-гранат-пироксеновые породы с мелилитом. На северном контакте Хибин обнажены гранат-лепидомелановые пироксениты и сменяющие их флогопит-гранат-монтichelлит-пироксеновые породы и гранат-флогопитовые пироксениты.

На западе массива (гора Юмъечорр), в трахитоидных хибинитах установлен ксенолит гранат-нефелинового пироксенита, а в скважинах на горе Коашва – ксенолит мелкозернистых оливинитов. Кроме того, установлены, неизвестные ранее, отличающиеся от пород «Центральной» дуги – среднезернистые и мелкозернистые ийолиты, массивные и трахитоидные малиниты и порфировидные ийолит-уртиты

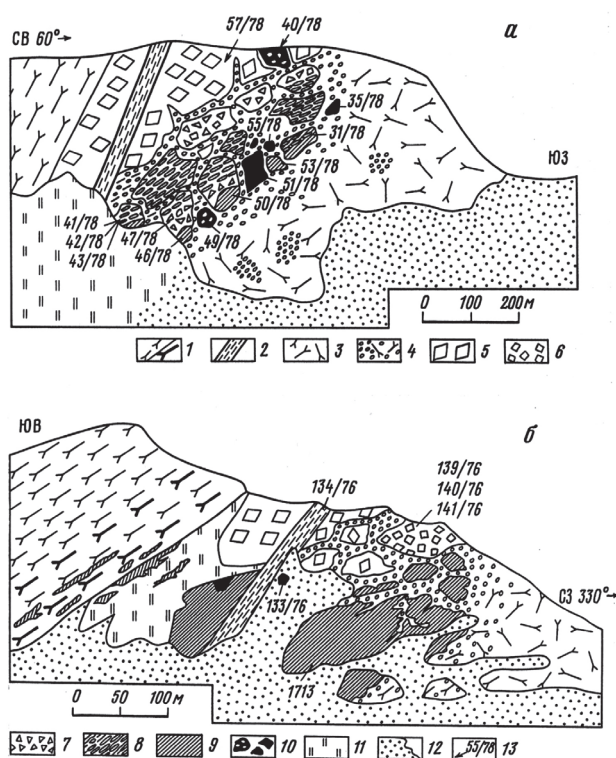


Рис. 7. Выходы реликтов палеовулканитов: а – отрог Юдичвумчорра, выс. 1021 м, б – отрог Юмъ-е-чорра, выс. 1178 (гора Ферсмана); 1 – среднезернистый трахитоидный хибинит, 2 – мелкозернистый жильный нефелиновый сиенит, 3 – грубозернистый трахитоидный хибинит, 4 – нефелиновый сиенит-порфир, 5 – ромбен-порфир, 6 – «гигантозернистый нефелиновый порфир» – по А.В. Галахову (1975), 7 – грубоосколочная туфобрекчия 8 – мелкоосколочная туфобрекчия, 9 – ороговикование палеовулканитов, 10 – авгит-порфиры, овоидофиры, меланефелиниты, 11 – задернованный склон, 12 – осыпи, 13 – изученные образцы.

Fig. 7. Outputs of paleovolcanite relics: а – Yudichvumchorra spur, height 1021 m, б – Yumjehorra spur, height 1178 (Fersman Mountain); 1 – medium-grained trachytoidal khibinite, 2 – fine-grained vein nepheline syenite, 3 – coarse-grained trachytoidal khibinite, 4 – nepheline syenite-porphyry, 5 – rhombine porphyry, 6 – "giant-grained nepheline porphyry" – according to A.V. Galakhov (1975), 7 – coarse-grained tuffobreccia, 8 – fine-grained tuffobreccia, 9 – cornification paleovolcanites, 10 – augite-porphyrates, ovoidophyry, melanefelinities, 11 – blackened slope, 12 – scree, 13 – studied samples.

Когда работал А.В. Галахов, не было микрозонда, диагностика минералов основывалась на их оптических свойствах, кроме химических анализов двух генераций перовскита сопоставленных с перовскитами из ультраосновных пород каледонских массивов Кольского полуострова. Нами все выделенные породы были проанализированы с использованием современного оборудования. Они соответствуют анализам пироксенитов, мельтейгитов и мелилитов из скважин 1009 и 1010 на Путеличорре (табл. 1).

Александр Васильевич Галахов работал и в зоне контакта между массивными и трахитоидными хибинитами и описал ромбен-порфиры в ассоциации с роговиками и мелкозернистыми нефелиновыми сиенитами, так называемой, первой интрузивной фазы, прослеживавшейся при мощности 500 м., по простиранию на 10–11 км. Там же были описаны и гигантозернистые нефелиновые-порфиры (см. рис. 7). Мы исследовали такое образование с помощью микрозонда, а затем, электронной микроскопии. Оказалось, что вкрапленники нефелина сложены Ca, Na и Si с незначительной примесью K, состава – $Ks_{15.4}Ne_{73.8}An_{5.5}Q_{5.3}$; электронная микроскопия показала размерность ~ 20 мкм для 80 % такого нефелина и 20 % анортклаза (Боруцкий, 1988, 1997). По нашему мнению, то, что А.В. Галахов принимал (вслед за Н.А. Елисеевым) за первую фазу является фенитами, но фениты, действительно, секутся (сиенитизируются) жилами хибинитов – это верно.



Рис. 8. Ксенолиты пироксенитов и мелилититов из скважин 1009, 1010 на горе Путеличорр.

Fig. 8. Xenoliths of pyroxenites and melilitites from drilling wells 1009, 1010 on Mount Putelichorr.

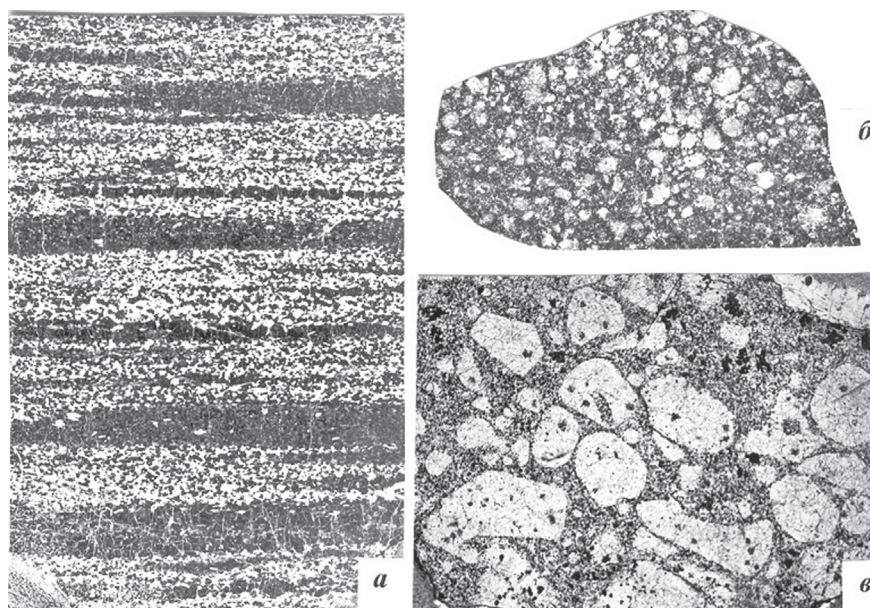


Рис. 9. а – Фенитизированный туффит (обр. 37/78), б, в – мелкообломочная туфобрекчия (обр. 53/78), с горы Юдичвумчорр. (Чередование лейкократовых и меланократовых слоев или округлые обломки лейкократового нефелин-полевошпатового (анортотлазового) фонолита, сцементированного меланократовым нефелиновым мелафонолитом).

Fig. 9. a – Fenitized tuffite (specimen. 37/78), b, c – small-block tuffobreccia (specimen. 53/78), from Mount Yudychvumchorr. (Alternation of leukocratic and melanocratic layers or rounded fragments of leukocratic nepheline-feldspar (anorthoclase) phonolite cemented with melanocratic nepheline melaphonolite).

Александр Васильевич Галахов первым восстал против узаконенной (вошедшей во все учебники) гипотезы Н.А. Елисеева (1953), предложив свою модель формирования Хибин, согласно которой на глубине был магматический очаг, где шла дифференциация расплава, откуда последовательно внедрялись через жерло (размером 9.0×7.3 до 5.2×5.0 км) все хибинские породы. В моей же интерпретации расплавы не только внедрялись, но затем и проваливались в полости. После Н.А. Елисеева в Хибинах работал А.А. Полканов и У Ли-жень (1961), которые откровенно называют Хибины субвулканом. Данная история во всех деталях рассматривается нами в работе (Боруцкий, 2012). Там, в частности, приводятся геолого-геофизические данные А.А. Арзамасцева и В.Н. Глазнева (2004), указывающие, что на глубине 5–7 км находятся плотные породы (возможно щелочно-ультраосновные, что обнаружил А.В. Галахов), а на приведенном ими рисунке о гипотетической модели Хибинского массива, указаны маленькие вулканчики. Я считаю, что право на существование Хибинского вулcano-плутонического комплекса доказано, но при этом нужно вспомнить предостережение А.Е. Ферсмана: вулканы вулканам рознь, если на Килиманджаро и Эребусе ультраосновные порода и ромбен-порфиры есть а агпаитовых нефелиновых сиенитов нет, то в Хибинах всё может быть и наоборот.

Онтогенез и геологическая история Хибинского вулcano-плутонического комплекса

Использование минералого-генетических индикаторов для выяснения условий минералообразования и воссоздания геологической истории Хибинского вулcano-плутонического комплекса позволяет сделать следующие заключения. В-первых, онтогенез и типоморфизм минералов заставляют нас сделать свой выбор: либо мы будем, используя те или иные критерии увеличивать число минеральных видов, либо изучать минералы, как часть Природы, как природные соединения. И у нас будут такие возможности, анализируя реликты, преобразования, замещения. Это может быть не так почетно, но более интересно. Во-вторых, нельзя отрывать минералогию от геологии. Не нужно забывать, что мы геологи, минералоги-геологи. В-третьих, типоморфизм минералов должен быть конкретным – конкретный объект, конкретные группы минералов.

Теперь, вернемся к Хибинам. Опыт работы в Хибинах показывает, что необходимо учитывать многие события. Мы не можем вырвать минерал из обстановки, в которой он существует.

Я имею в виду не содалит-гакманит, который мгновенно обесцвечивается на воздухе. Я имею в виду внутренние связи, генезис. Например, минералы первично магматических нефелиновых сиенитов и мельтейгит-уртитов (сфен, апатит, титаномагнетит, ильменит и др.) типичные для сиенитов миа-скитового типа, существенно отличаются составом и щелочностью от агпаитовых нефелиновых сиенитов (эвдиалита, энigmatита, лампрофиллита, астрофиллита, ринкита, пектолита и др.), что должно указывать на невысокую изначальную щелочность магматического расплава и может указывать на аутометасоматические явления, появление постмагматических растворов. Не случайно сотрудники А.Е. Фермана выделяли три генерации эгирина и относили их к трем фазам кристаллизации *B*, *C-D* и *G-H* (Минералы..., 1937). Мы и сейчас видим такое же соответствие с пертитизацией щелочного полевого шпата и агпаитовой минерализации (Боруцкий и др. 1980).

Казалось бы, по отношению к минералам говорить о «жизни» (даже, в кавычках) безграмотно. По общеизвестному определению Фридриха. Энгельса (1948): «Жизнь – это форма *существования* белковых тел». Но, хорошо бы дочитать «Диалектику Природы» до конца: «Жизнь – это способ существования белковых тел, существенным моментом которого является постоянный обмен вещества с окружающей их внешней природой, причем с прекращением этого обмена веществ прекращается и жизнь, что приводит к разложению белка» А далее еще ссылка на «Примечание Энгельса»: «У неорганических тел может происходить подобный обмен веществ, который приводит и происходит с течением времени повсюду, так как повсюду происходит, хотя бы и медленно, химическое действие. Но разница заключается в том, что в случае неорганических тел обмен веществ разрушает их, случае же органических тел он является необходимым условием их существования».

Хибинские апатит-нефелиновые месторождения

В заключение несколько слов о генезисе хибинского апатита. Эта проблема никогда не была пустой, так как от её решения зависело, существуют ли такие месторождения и будут ли они когда-то разрабатываться (Боруцкий, 2008). Первооткрыватель хибинского апатита – А.Н. Лабунцов, после окончания полевого сезона задержался в Хибинах и на свой страх и риск, вместе со своим коллегой А.А. Сауковым (впоследствии, будущим членом-корреспондентом Академии Наук), веря



Рис. 10. Александр Николаевич Лабунцов – первооткрыватель хибинских апатито-нефелиновых руд в 1920-х гг. прошлого века.

Fig. 10. Alexander Nikolaevich Labuntsov – the discoverer of the Khibiny apatite-nepheline ores in the 20s of the last century.

в то, что делает, взял и «открыл» несколько апатитовых месторождений, поставив на них *заявочные* (так полагалось в то время) *столбы* (Лабунцов, 1930) (рис. 10). И никто ему не поверил, так как такого «не могло быть никогда».

Борис Михайлович Куплетский и Николай Александрович Елисеев полагали, что фосфор находился в ийолитовой магме, в интрузии, *прорывавшей* нефелиновые сиениты и обособился путем кристаллизационной дифференциации, хотя его содержание в магме не превышает нескольких процентов. Ну, какое может быть месторождение, разве можно его разрабатывать! И многие исследователи эту точку зрения разделяли: Е.А. Каменев, Ф.В. Минаков., Ф.В. Минаков, Б.Н. Мелентев, Я.И. Ольшанский, О.Б. Дудкин, Л.Н. Когарко и др. К сожалению её же, по началу, разделял и А.Е. Ферсман. А Лабунцов А.Н. настаивал на метасоматической природе хибинского апатита. И у него также были сторонники: Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, Н.Н. Гуткова, М.П. Фивег, В.И. Влодавец, Л.Б. Антонов, Т.Н. Иванова и др. Позже А.Е. Ферсман пересмотрел эту проблему, полагая, что благодаря агпаитовому процессу фосфор, естественно, накапливается в остаточных продуктах

вместе с летучими компонентами и что к его осаждению приводит воздействие избыточно иона кальция, что характерно при контакте с известняками.

Мы уже отмечали, что если дифференцированные мелкозернистые Са-содержащие породы мельтейгит-ийолит-уртитового ряда испытывают мощное влияние метасоматических процессов, и при этом в рудах сохраняются текстурные их особенности, то это многое объясняет. Апатит, действительно, развивается по диопсиду (Казакова, 1965) (рис. 11).

К сожалению, мы не знаем точного состава метасоматирующих растворов (подобные эксперименты еще не выполнены), но руды в дальнейшем могут быть перекристаллизованы, так как состав апатита в них меняется, обогащаясь Sr и редкими землями.

В результате проведенных исследований по онтогении и типоморфизму минералов, основанных на применении современных методов (Боруцкий, 1988, 1997, 2008, 2010а, 2012 2015; Зотов, 1989; Боруцкий, Зотов, 2010в; Borutzky, 2015) мы имеем основание и возможность вернуться к высказанной ранее идее Сергея Михайловича Курбатова (1948) о метасоматическом образовании хибинских апатито-нефелиновых месторождений.

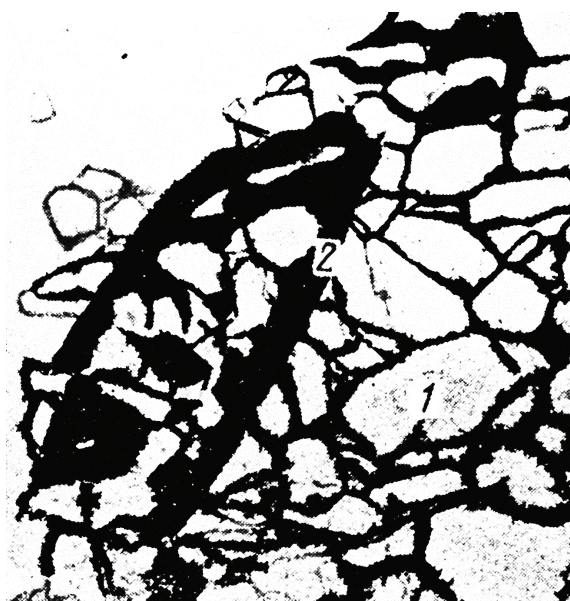


Рис. 11. Фуляровидный кристалл пироксена, замещенный зернами апатита в бедной линзовидно-полосчатой руде: 1 – апатит, 2 – диопсид. Шлиф. ×48. Николи параллельны. По М.П. Казаковой (1965). (Боруцкий, 2015).

Fig. 11. Case-shaped pyroxene crystals replaced by apatite grains in poor lenticular-banded ore: 1 – apatite, 2 – diopside. Slot. ×48. Nicoli are parallel. By M.P. Kazakova (1965). (Borutsky, 2015).

Выводы

1. Минералогия – *естественно-историческая* наука, как и все геологические науки и биология. *Естественная* – означает Природная, ближе к реальности. Стремление минералогии к видам, к *принципу 50 %* (тем более, без *разновидностей видов*) и последующей систематизации и классификации, уводит нас в сторону от реальности, от Природы. Во всяком случае, то, что нам *рекомендует* КНМНМ ММА – всего лишь начальный этап знакомства с минералом, очень далекий от его исследования. Историческая – это не только история Земли или отдельных регионов или геологических объектов, но и сама *«жизнь»* каждого *минерального индивида* до кристаллизации, в процессе кристаллизации и после кристаллизации. Мечта Д.П. Григорьева включить в определение минералогического вида, кроме *состава* и *структуры* еще и *условия образования минералов*.

Минералогии-химики – есть, минералогии-кристаллографы – есть, а минералогии-геологи – дефицит! Генетика – ныне не в моде.

2. Онтогения, пришедшая к нам из биологии (Эрнст Генрих Геккель (1834–1919), «филогенез» – историческое развитие видов организмов, «онтогенез» – индивидуальное их развитие) по Дмитрию Павловичу Григорьеву (1909–2003): «Минералообразование представляется теперь уже не как пассивное отложение минерального вещества, а как процесс развития.... во взаимодействии минерала и среды».

3. Исследования химического и структурного типоморфизма минералов и онтогении – основа генетической минералогии, имеет целью продемонстрировать возможности свойств минералов из конкретных геологических образований для использования их в качестве *минералогических индикаторов* при выявлении генезиса минералов и фактической истории их формирования.

4. Хибинский массив можно рассматривать как вулcano-плутонический комплекс (аналогичный Килиманджаро в Кении, или Эребус на остр. Росса – с которыми проводилось их сопоставление). На поверхности вулканы сохранились в кальдерах опускания, между разновидностями выделенных апатитовых нефелиновых сиенитов, совместно с останцами протерозойской свиты Имандра-Варзуга, и подсечены также многочисленными скважинами. Они представлены: мелилитами и мелилит-порфирами, пироксенитами, пикрит-порфирами, мельтейгитами, авгитит-порфирами, полевошатовыми фонолитами, нефелиновыми мелафонолитами, ромбен-порфирами. Присутствуют как сцементированные брекчии, так и слоистые, разнейсованные разности, прорванные жильными фациями хибинитов («Западная» дуга). Породы диагностированы петрохимически, являются реликтами, но закаленные разности встречаются не так редко, отличающиеся от нефелиновых сиенитов существенно натриевым составом полевого шпата, вплоть до крипто- и микропертитовых анортоклазов, структурно-неупорядоченных. в том числе и в натриевой фазе. Частично они фенитизированы и иногда содержат пегматоидные разности.

5. Пегматитовые жилы, возникающие при фенитизации не являются собственно пегматитами и должны относиться к метаморфическим образованиям. Примером может служить анортоклаз-нефелин-эденитовое пегматитовое обособление в фенитах г. Юмъечорр (гора Ферсмана).

6. «Центральная дуга» массива еще более фенитизирована. На основании пробуренных скважин её породы снизу подстилаются трахитоидными хибинитами, а с востока срезаются лавочорритами (т. е., налицо кальдера опускания). В ней присутствуют ксенолиты вулкаников и пород архейско-протерозойской рамы: фенитизированные ромбен-порфиры, кальсилит-калишпатовые симплектиты (т. е., вулканы). Мелкозернистые дифференцированные мельтейгит-ийолит-уртиты образуют аналогичное «Западной дуге» по характеру залеганию тело, а замещающие его крупно- и грубозернистые образования резко отличаются по химическому составу существенно калиевых минералов: адуляровидного К-п.шп., натриевой разновидности нефелина – кальсилита, тетрагонального альфа лейцита, который мы принимали ранее за газовые включения и многочисленных акцессорных минералов. Установленные цепочки: 1) дифференцированные уртиты → массивные грубозернистые уртиты, пегматоидные разности, «пегматиты»; 2) грубозернистые уртиты → ювиты → рисчорриты; 3) дифференцированные ийолиты → малиньиты → луявриты.

7. В результате проведенных исследований мы имеем основание и возможность вернуться к высказанной ранее, в 1948 г., идее Сергея Михайловича Курбанова о метасоматическом образовании хибинских апатито-нефелиновых месторождений, путем замещения диопсида в дифференцированных ийолит-уртитах в средней части их толщи.

Благодарности

Я благодарю сотрудников нашей «хибинской группы» в ИГЕМЕ: М.Н. Соколову, З.В. Шлюкову, В.А. Юдинцеву, О.А. Агееву, Ю.В. Азарову, А.В. Смирнову, чьи данные использованы в докладе, и в статье, и кто поддерживал все мои начинания. Аналитиков ИГЕМА: Н.И. Органову, И.М. Марсий, О.В. Каримову, В.П. Иванова, А.И. Цепина, Т.И. Голованову, Н.Д. Трубкина, Р.К. Расцветаеву и др., вложивших свой труд в полученные результаты, а также сотрудников

Хибиногорской ГРП, Мурманской ГРЭ, ПГО «Севзапгеология» В.П. Павлова, Ф.В. Минакова, В.В. Смирнова, И.П. Перекреста, В.В. Малыгина, за возможность работать с керном многочисленных скважин; Ж.М. Кузнецова, и А.С. Деревцова (ПО «Апатит»). Благодарю А.А. Суханова и А.Я. Докучаева за выставку в рудно-петрографическом музее ИГЕМ им. Петра Великого, посвященную петрологии и апатит-нефелиновым месторождения в Хибинах.

Литература

1. Агеева О.А. Типоморфизм акцессорных минералов и эволюция минералообразования в породах комплекса рисчорритов (Хибинский массив). Дисс. на соис. учен. степ. к.г.-м.н. М.: ИГЕМ, 2002. 180 с.
2. Агеева О.А., Боруцкий Б.Е., Чуканов Н.В., Соколова М.Н. Аллуайвит и генетический аспект образования обогащенных титаном эвдиалитов в Хибинском массиве // Записки РМО. 2002 а. № 1. С. 99–106.
3. Агеева О.А., Боруцкий Б.Е., Хангулов В.В. Эвдиалит как минералого-геохимический индикатор метасоматических процессов при формировании пород комплекса пойкилитовых нефелиновых сиенитов Хибинского массива // Геохимия. 2002 б. № 10. С. 1098–1105.
4. Агеева О.А., Боруцкий Б.Е. Кальсилит в породах Хибинского массива: морфология, парагенезис, условия образования // Новые данные о минералах. М.: ЭКОСТ. 2004. Вып. 39. С. 40–50.
5. Агеева О.А., Боруцкий Б.Е. Строение полевошпат-фельдшпатоидных сростаний в породах Хибинского массива по результатам оптического изучения с использованием универсального столика Федорова // Труды Всероссийской (с международным участием) научно-практической конференции, посвященной 80-летию Кольского НЦ РАН «Уникальные объекты Кольского полуострова: Хибины». Апатиты. 2010. С. 4–7.
6. Азарова Ю.В. Типоморфизм минералов и эволюция минералообразования в породах «комплекса» луюврит-малиньитов Хибинского массива. Дисс. на соис. учен. степ. к.г.-м.н. М.: ИГЕМ, 2004. 177 с.
7. Арзамасцев А.А., Глазнев В.Н. Глубинное строение и модель формирования Хибинского и Ловозерского рудоносных комплексов по геолого-геофизическим данным // Крупные и сверхкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 345–359.
8. Боруцкий Б.Е. Идеи академика А.Е.Ферсмана и современные проблемы Хибин // Развитие минералогии и геохимии и их связь с учением о полезных ископаемых. К 100-летию со дня рождения академика А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1983. С. 40–66.
9. Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 215 с.
10. Боруцкий Б.Е. Минералогическое картирование в Хибинском щелочном массиве // Тезисы докладов выездной сессии ВМО, посвященной 70-летию первой экспедиции А.Е. Ферсмана и 100-летию начала геологического изучения Кольского региона. Апатиты: КФАН СССР, 1990. С. 4–5.
11. Боруцкий Б.Е. Типоморфизм минералов высокощелочных магматических комплексов. Дисс. на соиск. учен. степ. д.г.-м.н. в виде научного доклада. М.: ИГЕМ, 1997. 119 с.
12. Боруцкий Б.Е. Минералогическое картирование мельтейгит-уртитов в Хибинском плутоно-вулканическом комплексе // Минералогия во всем пространстве сего слова. Труды I Ферсмановской научн. сессии Кольского отд. Российск. минералог. общ-ва, посвященной 120-летию со дня рождения А.Е. Ферсмана и А.Н. Лабунцова. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2004. С. 17–23.
13. Боруцкий Б.Е. Очерки по фундаментальной и генетической минералогии: 2. Опыт разработки «естественно-генетической» классификации минералов (на примере систематики полевых шпатов) // Новые данные о минералах. М.: ЭКОСТ, 2006. Вып. 41. С. 162–171.
14. Боруцкий Б.Е. Камень плодородия. К 125-летию со дня рождения Александра Евгеньевича Ферсмана. // Природа. 2008. № 10. С. 49–64.
15. Боруцкий Б.Е. Очерки по фундаментальной и генетической минералогии: 3. Минералы переменного состава с переменной структурой и проблемы видообразования в минералогии. Эвдиалит-эвколиты // Новые данные о минералах. М.: ЭКОСТ, 2008. Вып. 43. С. 149–174.
16. Боруцкий Б.Е. Очерки по фундаментальной и генетической минералогии: 4. Эвдиалит-эвколиты и проблемы типоморфизма минералов // Новые данные о минералах. М. 2009. Вып. 44. С. 97111.
17. Боруцкий Б.Е. Современные представления о природе и геологической истории формирования пород Хибинского массива (Критическое сопоставление предлагавшихся гипотез и комментарии к ним) // Труды Всероссийской (с международным участием) научно-практической конференции, посвященной 80-летию Кольского НЦ РАН «Уникальные объекты Кольского полуострова: Хибины». Апатиты. 2010 а. С. 7–30.
18. Боруцкий Б.Е. Очерки по фундаментальной и генетической минералогии: 5. Минеральные виды и метастабильное минералообразование // Новые данные о минералах. М. 2010 б. Вып. 45. С. 153–166.
19. Боруцкий Б.Е. Очерки по фундаментальной и генетической минералогии: 6. Опыт использования детальных минералогических исследований для решения проблем петрогенезиса и рудогенезиса на примере Хибинского массива // Новые данные о минералах. 2012. Вып. 47. С. 128–57.

20. Боруцкий Б.Е. Геохимическая минералогия Владимира Ивановича Вернадского и современность // Новые данные о минералах. 2013. Вып. 48. С. 100–116.
21. Боруцкий Б.Е. Очерки по фундаментальной и генетической минералогии: 7. Эволюция представлений о генезисе апатито-нефелиновых месторождений и метасоматическая гипотеза их формирования // Новые данные о минералах. 2015 а. Вып. 50. С. 129–167.
22. Боруцкий Б.Е. Жизнь минералов после кристаллизации // Минералогия во всем пространстве сего слова. Материалы XII съезда Российского минералогического общества. Санкт-Петербург 13–16 октября 2015 г. СПб. 2015 б. С. 12–14.
23. Боруцкий Б.Е. Онтогенез и филогения посткристаллизационных процессов минералообразования и опыт их использования для решения спорных вопросов геологической истории сложных геологических объектов на примере Хибинского массива // Материалы Юбилейного съезда Российского минералогического общества «200 лет РМО». 10–13 октября 2017 г. СПб.: Санкт-Петербургский горный университет. С. 7–9.
24. Боруцкий Б.Е., Агеева О.А., Каримова О.В., Карташов П.М., Якубович О.В. Новые данные о беталомоносовите // Новые данные о минералах. 2014. Вып. 49. С. 128–157.
25. Боруцкий Б.Е., Боруцкая В.Л., Некрасова Л.П. Щелочные полевые шпаты пойкилитовых нефелиновых сиенитов Хибинского массива // Изоморфизм в минералах. М.: Наука, 1975. С. 246–273.
26. Боруцкий Б.Е., Зотов И.А. Принципиально новая геолого-петрологическая модель Хибинских апатитовых месторождений и её значение для поисков апатитовых концентраций // Труды Всероссийской (с международным участием) научно-практической конференции, посвященной 80-летию Кольского НЦ РАН «Уникальные объекты Кольского полуострова: Хибин». Апатиты. 2010 в С. 31–34.
27. Боруцкий Б.Е., Мартин Р.Ф. Щелочные полевые шпаты Хибинского массива // Тезисы докладов XXVII МГК, Москва 4–14 авг. 1984 г. Т. V. М.: Наука, 1984 а. С. 25–26.
28. Боруцкий Б.Е., Органова Н.И., Марсий И.М., Симонов М.А., Железин Е.П. Кристаллические структуры и Si/Al-упорядоченность адюляра и микроклина из Хибин // Известия АН СССР. Сер.: Геология. 1984 б. № 12. С. 96–103.
29. Боруцкий Б.Е., Органова Н.И., Марсий И.М. Кристаллическая структура и Si/Al-упорядоченность адюляровидного ортоклаза из пойкилитовых нефелиновых сиенитов Хибинского массива // Известия АН СССР. Сер.: Геология, 1986. № 6. С. 69–74.
30. Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н., Шлюкова З.В. Типоморфизм и условия образования минералов и минеральных ассоциаций в щелочных породах Хибинского массива // Состав и структура минералов как показатели их генезиса. М.: Наука, 1978. С. 76 – 108.
31. Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н., Шлюкова З.В. Типоморфизм минералов Хибинского массива и роль поствагматических процессов в образовании его агпаитовой минерализации // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М.: Наука, 1980. С. 137–144.
32. Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н., Шлюкова З.В., Юдинцева В.А. Постмагматические образования Хибин // ДАН СССР. 1985. Т. 282. № 2. С. 419–422.
33. Боруцкий Б.Е., Цепин А.И., Кузнецов Ж.М. Кальсилит из Хибинского массива нефелиновых сиенитов // Известия АН СССР. Сер.: Геология. 1973. № 5. С. 132–136.
34. Боруцкий Б.Е., Цепин А.И., Власова Е.В. Новые данные о хибинском кальсилите // Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1976. С. 130–133.
35. Вировлянский Г.М. Некоторые вопросы структуры Хибинского массива щелочных горных пород (Кольский полуостров) // Актуальные вопросы химической науки и технологии, экологии и химической промышленности. М.: ОАО «НИИТЭХИМ», 1996. Вып. 4. С. 1–108.
36. Галахов А.В. Рисчорриты Хибинского щелочного массива. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1959. 169 с.
37. Галахов А.В. О проявлении щелочно-ультраосновного магматизма в Хибинских тундрах // ДАН СССР. 1966. Т. 170. № 3. С. 657–660.
38. Галахов А.В. Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1975. 256 с.
39. Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. Львов. Изд-во: Львовского государственного университета. 1961. 284 с.
40. Елисеев А.Н. Структурная петрология. Л.: ЛГУ, 1953. 309 с.
41. Зотов И.А. Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании. М.: Наука, 1989. 214 с.
42. Иванова Т.Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 282 с.
43. Казакова М.П. Вещественный состав минеральных выделений позднемагматических разломов в апатитовых месторождениях // Хибинские апатитовые месторождения. Вопросы структуры, гидрогеологии и методы разведки. Тр. ГИГХС. Вып. 10. М.: Недра, 1965. С. 142–172.
44. Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н., Шлюкова З.В., Дорфман М.Д., Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Икорский С.В. Минералогия Хибинского массива. Т. I: Магматизм и постмагматические преобразования. М.: Наука, 1978. 228 с. Т. II: Минералы. М.: Наука, 1978. 586 с.

45. Курбатов С.М. К вопросу о генезисе апатитового месторождения на горе Кукисвумчорр в Хибинских тундрах // Доклад на научной сессии Кольской базы АН СССР в Кировске. Август 1948 (текст доклада).
46. Лабунцов А.Н. Поисково-разведочные работы по апатиту в Хибинских тундрах (краткая история исследований, кончая 1929 г.) // Хибинские апатиты. Л.: НКТП. 1930. С. 29–38.
47. Маракушев А.А. Метод термодинамического расчета показателей основности горных пород и минералов. Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976. № 1. С. 5–25.
48. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование (геохимические аспекты). М.: Наука, 1979. 264 с.
49. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр / ред. акад. А.Е. Ферсман, Н.А. Смольянинов, Э.М. Бонштедт. М.–Л.: АН СССР, 1937. 503 с.
50. Органова Н.И., Марсий И.М., Захаров Н.Д., Боруцкий Б.Е., Салынь А.Л., Иванов В.П. Фазовые превращения и особенности микроструктур распада анортитов с разной геологической историей // Известия АН СССР. Сер.: Геология. 1992. № 12. С. 47–58.
51. Плечов П.Ю., Серебряков Н.С. Реликты аполейцитовых пород в ричесорритовом комплексе Хибинского массива и их генетическое значение // Докл. РАН. 2004. Т. 394. № 5. С. 673–676.
52. Полканов А.А., У Ли-жень. О генезисе и эволюции щелочной магмы Хибинского субвулкана // Вопросы геохронологии и геологии. М.–Л. 1961. Тр. лаб. геол. докембрия АН СССР. Вып. 12.
53. Польшин Э.В., Платонов А.Н., Боруцкий Б.Е., Таран М.Н., Геворкян С.В., Меньшиков Ю.П., Литвин М.А., Беличенко В.П. Новые данные о минералах группы эвдиалита // Минералогический журнал. 1987. № 6. С. 36–48.
54. Пушаровский Д.Ю., Расцветаева Р.К., Боруцкий Б.Е. Кристаллическая структура природного К-содержащего F-эденита в свете новых данных о кристаллохимии амфиболов // Минералогический журнал. 1995. Т. 17. № 1. С. 48–55. (Юбилейный выпуск, посвященный 80-летию со дня рождения А.С. Поваренных).
55. Расцветаева Р.К., Боруцкий Б.Е. Кристаллохимические особенности эвдиалита в свете новых структурных данных // Минералогический журнал. 1988. № 1. С. 48–57.
56. Расцветаева Р.К., Боруцкий Б.Е., Гусев А.И. Кристаллическая структура эвколита // Кристаллография. 1988. Вып. 2. С. 353–358.
57. Расцветаева Р.К., Разманова З.П., Боруцкий Б.Е., Дорфман М.Д. Кристаллическая структура барсановита // Записки РМО. 1990. № 3. С. 65–67.
58. Расцветаева Р.К., Пушаровский Д.Ю., Боруцкий Б.Е. Кристаллическая структура хибинского F-эденита. // Кристаллография. 1995. Т. 40. № 1. С. 33–36.
59. Расцветаева Р.К., Чуканов Н.В., Аксенов С.М. Минералы группы эвдиалита: кристаллохимия, свойства, генезис. Нижний Новгород: Изд-во Нижегородского госуниверситета им Н.И. Лобачевского. 2012. 229 с.
60. Сендеров Э.Э. Процессы упорядочения каркасных силикатов. М.: Наука. 1990. 205 с.
61. Соколова М.Н., Боруцкий Б.Е., Архипенко Д.К., Расцветаева Р.К., Власова Е.В. О калий-оксониевом эвдиалите из Хибин, Кольский п-ов // ДАН СССР. 1991. Т. 318. № 3. С. 712–716.
62. Трубкин Н.Д., Боруцкий Б.Е. Дифракционная электронная микроскопия в изучении ортоклаз-криптопертитов из ромбен-порфиоров Хибинского массива // Известия РАН. Сер.: Физическая. 1993. № 2. С. 57–67.
63. Ферсман А.Е. Три года за Полярным кругом. (Очерки научных экспедиций в Центральную Лапландию в 1920–1922 гг.) Петербург. Время. 1924. 80 с.
64. Ферсман А.Е. Геохимия. Т. 4. Избранные труды. АН СССР. Т. 5. М. 1959. 858 с. (См. С. 6).
65. Шлюкова З.В., Боруцкий Б.Е. Минералогия Путеличоррского блока // Тезисы докладов выездной сессии ВМО, посвященной 70-летию первой экспедиции А.Е. Ферсмана и 100-летию начала геологического изучения Кольского региона. Апатиты: КФАН СССР. 1990. С. 7–8.
66. Энгельс Ф. Диалектика Природы. ОГИЗ Государственное изд-во политической литературы. Л.: 1948. С. 246.
67. Якубович О.В., Каримова О.В., Агеева О., Боруцкий Б.Е. Кристаллическая структура беталомоносита: новые данные // Зап. РМО. 2014. Ч. 143. № 6. С. 108–112.
68. Borutzky B.Ye. About metasomatic nature Khibiny apatite-nepheline deposits // Alkaline Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits. Proceedings of XXXII International Conference. 7–14 August 2015. / Editor-in-chief L.N. Kogarko. M.: GEOKHI RAS. 2015. P. 21–23.
69. Olga A. Ageeva, Rainer Abart, Gerlinde Habler, Boris Ye. Borutzky, Nikolay V. Trubkin. Oriented feldspar-feldspathoid intergrowths in rocks of the Khibiny massif: genetic implications // Mineralogy & Petrology. 2012. № 106. P. 1–17.
70. Pol'shin E.V., Platonov A.N., Borutzky B.E., Taran M.N., Rastsvetaeva R.K. Optical and Mössbauer Study of Minerals of the Eudialyte Group // Physics and Chemistry of Minerals. 1991. Т. 18. P. 117–25.