

УДК. 549.0; 549.6; 549.53; 552.33; 553.12

ОЧЕРКИ ПО ФУНДАМЕНТАЛЬНОЙ И ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ: 7. ЭВОЛЮЦИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕНЕЗИСЕ ХИБИНСКИХ АПАТИТО-НЕФЕЛИНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ГИПОТЕЗА ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Б.Е. Боруцкий

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

Эволюция представлений о генезисе хибинских апатито-нефелиновых месторождений рассмотрена с учетом конкретных данных об их геологии и менявшихся концепций о строении Хибинского массива, его геологической истории, составе слагающих его пород и процессах и условиях их образования. Использование результатов детальных минералогических исследований в качестве минералогических индикаторов петрогенезиса и рудогенезиса позволяет присоединиться к высказанной в 40-е годы прошлого столетия С.М. Курбатовым гипотезе о метасоматическом образовании апатита хибинских месторождений, с уточнением, детализацией и дополнением новыми данными.

В статье 11 рисунков, 2 таблицы, список литературы из 158 названий.

Ключевые слова: апатит, нефелин, хибинские апатит-нефелиновые месторождения, генетические гипотезы, нефелиновые сиениты, мельтейгит-уртиты, магматизм, постмагматические преобразования, фенитизация.

Посвящается светлой памяти Игоря Александровича Зотова, трагически погибшего в автомобильной катастрофе в Москве в 2012 г. — прекрасного геолога и непримиримого борца за торжество науки в противоборстве с ее профанацией, примитивизмом и ортодоксальностью, в том числе и в подходах к решению проблемы генезиса хибинских апатит-нефелиновых месторождений.

Предлагаемый вашему вниманию очерк является продолжением предыдущего 6-го «Очерка по фундаментальной и генетической минералогии» (Боруцкий, 2012), посвященного критическому анализу имеющихся данных и представлений о природе, условиях формирования и геологической истории минералов и пород Хибинского массива в сопоставлении с результатами наших многолетних минералогических исследований, позволивших обосновать использование полученных минералогических данных в качестве минерало-генетических индикаторов петрогенезиса и рудогенезиса. Он посвящен непосредственно генезису хибинских апатито-нефелиновых месторождений.

Решение данной проблемы имеет не только важное научное и практическое значение, но и интригует научную общественность, так как такие апатитовые руды, в которых апатит пространственно и, видимо, генетически был столь тесно связан с нефелином, нигде в

мире, кроме Хибин, пока не найдены. Обычно фосфор тесно ассоциирует с Fe и Ti, и, следовательно, необходимо выяснить, в каком геохимическом процессе образовались столь уникальные образования. Поражают и гигантские масштабы хибинских месторождений. Они разрабатываются с 30-х годов прошлого столетия и эксплуатируются до сих пор, хотя объем добычи в советское время в отдельные годы достигал 50 млн. тонн, и, по данным ОАО «Апатит», к 2005 г. (за 75 лет его деятельности) из недр было извлечено 1.5 млрд. (миллиардов!) тонн руды, из которой выработано более 550 млн. тонн апатитового и 55 млн. тонн нефелинового концентратов. Хотелось бы понять, какие уникальные геологические условия сложились в Хибинах, чтобы вызвать столь небывалое концентрирование фосфора в целой системе структурно связанных пластовых залежей. Уникальность этих руд еще и в их комплексности: апатит, кроме фосфора, содержит Sr, фтор и редкоземельные элементы (REE), а нефелин, кроме алюминия, — редкие щелочные металлы (Li, Rb, Cs) и Ga, то есть компоненты, имеющие стратегическое значение. Это, не считая сфена в сфен-apatитовых рудах — источника Ti, Nb и Ta и титаномагнетита.

Отсутствие аналогов хибинскому типу руд отчетливо подтверждается мыслью А.Е. Ферсмана о необходимости детальнейшего изучения конкретных геологических объектов с выявлением неповторимого сочетания всех участвующих в их образовании геологичес-

ких и физико-химических факторов, поскольку на фоне обычных, «копирующих» друг друга, «обыденных», месторождений, где отчетливо прослеживается причинно-следственная связь, отражающая повторяющиеся законы минералообразования, существуют объекты, отклоняющиеся от общих закономерностей, и при этом, почему-то, выделяющиеся масштабами своей неповторимой рудоносности. Напомним предостережение А.Е. Ферсмана, который писал во введении к его знаменитой «Геохимии»: *«Необходимо с большой осторожностью вообще 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 каждого 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, 1959, с. 6).

Именно таким ярким примером являются Хибинины с их уникальной апатитовой минерализацией и апатитовыми месторождениями, таящие в себе немало загадок для исследователей. Не будем еще раз повторять уже рассмотренные (Боруцкий, 2012), известные геолого-петрологические данные (Куплетский, 1936; Минералы Хибинских..., 1937; Елисеев и др., 1939; Елисеев, 1953; Иванова, 1963; Зак, Каменев, 1964; Зак и др., 1972; Галахов, 1975; Минералогия Хибинского..., 1978; и многие др.), проанализированные нами на основе результатов собственных исследований (Боруцкий, 1988; 1997; 2004; 2005; 2010; 2012). Но нам придется все-же еще раз привлечь их в связи с обсуждением проблемы генезиса хибинских апатито-нефелиновых месторождений, при анализе предложенных гипотез. Гипотез этих много, хотя все их можно свести к нескольким, в той или иной степени вспоминающим «хорошо забытое прошлое», с привлечением новых деталей или экспериментов. К сожалению, многие из них страдают существенным недостатком — изолированным рас-

смотрением собственно апатитовых руд в отрыве от геологического окружения и критического анализа выдвигаемых гипотез и предположений.

Некоторые данные о геологии Хибинского массива по современным представлениям

Первая кондиционная инструментальная геологическая съемка в Хибинах была проведена в 1931 — 1935 гг. в масштабе 1:25000 в связи с необходимостью детального изучения открытых А.Н. Лабунцовым апатитовых залежей, переданных в 30-х годах для промышленного освоения, с целью выяснения их распространения, условий залегания и соотношений с вмещающими породами массива (Влодавец, 1929; 1930₁, 1930₂; Лабунцов, 1930; Казаков, 1932; Фивег, 1932; Елисеев, 1937; и др.). В результате Н.А. Елисеевым, И.С. Ожинским и Е.Н. Володиным (Елисеев и др., 1939) была составлена карта масштаба 1:75000, которая надолго стала фундаментальной основой для всех последующих геологических работ в массиве. Для интерпретации данных в качестве концептуальной модели Елисеевым была применена концепция об «интрузиях центрального типа» английского геолога Е.М. Андерсена, выдвинутая на основании изучения третичных субвулканических комплексов Шотландии (Richey, 1961), а также метод структурного анализа плутонов Г. Клоаса — А.А. Полканова (Елисеев, 1953). Этот метод основан на изучении ориентировки трахитоидности и первичной полосчатости пород, предположительно отражающих направление течения внедрявшегося с глубины магматического расплава, а также первичных пластовых (L), продольных (радиальных) (S) и поперечных (Q) трещин, для выяснения внутренней структуры плутона.

Согласно этой динамической модели, Хибинский массив сформировался в результате внедрения магмы по системе чередующихся кольцевых «цилиндрических» и «конических» разломов от периферии к постепенно смещавшемуся с запада на восток центральному ядру, в виде последовательных *субинтрузий* апатитовых нефелиновых сиенитов, с коэффициентом апатитности $[Na + K]/Al$, варьирующим в пределах 0.95 — 1.11. В этом направлении выделены следующие их разновидности: грубозернистые массивные и трахитоидные хибиниты, затем среднезернистые трахитоидные хибиниты, неравномернозернистые нефелиновые сиениты (лявочориты), амфиболовые и слюдяные трахитоид-

ные фоййиты и пироксеновые массивные фоййиты центрального ядра. Кроме апатитовых нефелиновых сиенитов, в массиве выделена субинтрузия специфических, существенно обогащенных калием, пойкилитовых нефелиновых сиенитов (рисчорритов), а также интрузия мельтейгит-уртитов с залежами апатито-нефелиновых пород, первоначально рассматривавшаяся как жильная фация рисчорритов, а затем подразделенная на три или даже на пять самостоятельных разновременных субинтрузий, многочисленные дайки, пегматиты, а в последнее время трубки взрыва и штوك карбонатитов.

Данная геологическая модель массива, сложенного исключительно плутоническими породами, с рядом уточнений, полученных в результате последующих геологических съемок, являлась «официальной» и существовала более 75 лет (Иванова, 1963; Зак, Каменев, 1964; Зак и др., 1972; Галахов, 1975; и др.). Однако в настоящее время она уже вызывает определенные сомнения исследователей, особенно тектонистов.

Так, Г.М. Вировляским (Вировлянский, 1996) показано, что ориентировка трахитоидности и слоистости вблизи крутых контактов субинтрузий, скорее всего, отражает не направление внедрявшейся с глубины магмы, а проседание вязкого, не полностью еще закристаллизовавшегося расплава вдоль ряда кольцевых (цилиндрических и конических) разломов в развивавшейся гигантской субвулканической кальдере с общей амплитудой до 2 км. В такую кальдере могли проваливаться породы кровли — как вмещающей архейско-протерозойской рамы, так и продукты начальной вулканической деятельности Хибинского субвулкана, а также могло происходить их преобразование под влиянием тепла и воздействия отщепленных от нефелин-сиенитовой магмы флюидных растворов. То есть, Хибины — это сложный долго живущий вулканоплутонический комплекс, в строении которого принимали участие и многочисленные разновременные дайки, и пегматиты, и эруптивные трубки взрыва, и карбонатиты, и различные *метамагматические* и *постмагматические* образования — фениты, метасоматиты, гидротермальные жилы. То есть, к первоначальной идеи Е.М. Андерсена следует отнестись более внимательно, учитывая при этом гигантские масштабы Хибинского комплекса. При этом необходимо выделить две дугообразные зоны между субинтрузиями нефелиновых сиенитов: «*Западную дугу*», сложенную палеовулканитами и ассоциирующими с ними щелочно-ультраосновными

породами, — гигантский ксенолит, зажатый между хибинитами, и «*Центральную дугу*», к которой приурочены породы двух принципиально различных типов: мелко/среднезернистые гнейсовидно-трахитоидные ритмично расслоенные существенно натриевые мельтейгит-уртиты и грубозернистые вплоть до пегматоидных массивные аномально обогащенные калием уртиты, полевошатовые уртиты, ювиты, рисчорриты и малиньиты, интенсивно преобразованные процессами K,Si-метасоматоза, геологическая позиция которых изначально соответствует ксенолиту палеовулканитов «Западной дуги». Именно с ними тесно связаны, пространственно и, по-видимому, генетически апатито-нефелиновые залежи.

Как показал Ф.М. Онохин (Онохин, 1975; Минеральные месторождения..., 1981), тектоническая обстановка в период становления массива долгое время была напряженной. Определенные подвижки были интенсивными и во время консолидации пород и после, в результате чего породы оказались расколотыми на многочисленные, смещенные друг относительно друга по горизонтали и вертикали блоки (рис. 1). Слабые землетрясения продолжают в этом районе до сих пор.

К уточнению тектоники Хибин исследователи возвращались неоднократно (Онохин, 1963; 1965; 1975; Вировлянский, Благодетелева, 1964; 1971; 1972; Вировлянский, 1985; 1996; Калинин, 1967; 1973; Зак и др., 1972; Сняtkова и др., 1986). Большое внимание стало уделяться радиальным разломам, поскольку они существенным образом сказываются на расположении апатитовых залежей и их внутреннем строении. Так, по так называемому *Гакманскому радиальному разлому* (вдоль долины Гакмана) рудная залежь Плато Расвумчорр приподнята на 400–600 м относительно восточного фланга залежи месторождения Юкспор, в результате чего единое апатитовое тело было срезано эрозией, и от него остались лишь прикорневые горизонты в виде залежей Восточного Расвумчорра и Апатитового цирка Расвумчора (Вировлянский, Благодетелева 1972; Вировлянский, 1985). Аналогичный разлом может отделять Плато Расвумчорр от тела месторождения Коашва. В пределах самих месторождений устанавливается тектоническая раздробленность рудных тел и их блокировка с выделением *раннемагматической*, *позднемагматической* и *постмагматической* тектоники (Вировлянский и др., 1965; Онохин, 1975; Геология..., 1980; Минеральные..., 1981), в результате чего во вмещающих ийолитах и рудных телах возникают

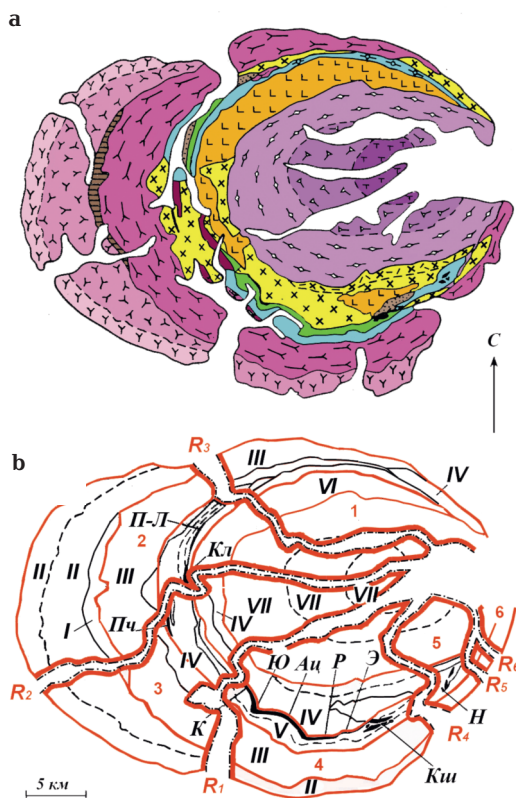


Рис. 1. Геологическая карта (а) и схема радиальных разломов (б) Хибинского массива, по Ф.М. Онохину (Минеральные месторождения... 1981) с учетом дополнительных данных М.М. Калинин (1973) и Г.М. Вировлянского (1996). Римскими цифрами выделены фазы внедрения. VII: 1 – фойлиты эгирин-авгитовые (пироксеновые)*, 2 – фойлиты эгирин-арфведсонитовые (слоянные)*, 3 – фойлиты арфведсонитовые; VI: 4 – неравномернозернистые нефелиновые сиениты (лявчорриты)*; V: 5 – ювиты, 6 – надрудные трахитоидные полевцошпатные ийолиты, 7 – луврит-малиньиты, 8 – апатит-нефелиновые рудные тела, 9 – уртиты, 10 – погруженные трахитоидные ийолиты; IV: 11 – рисчорриты катаказированные (трахитоидно-порфировидные)*, 12 – рисчорриты; III: 13 – трахитоидные хибиниты (среднезернистые)*; II: 14 – гранитоидные грубозернистые хибиниты (грубозернистые трахитоидные)*, 15 – гранитоидные массивные хибиниты (приконтактные массивные)*; I: 16 – мелко- и среднезернистые нефелиновые сиениты, щелочные сиениты, ромбепорфиры (фонолиты, фенитизированные фонолиты, трахиты, ромбепорфиры – палеовулканисты «Западной дуги» массива). 17 – границы комплексов пород; 18 – разломы и границы блоков. Разломы: R1 – Кукисвумчоррский, R2 – Поачвумчоррский, R3 – Куэльпорский, R4 – Суоулайвский, R5 – Ньоркпахкский, R6 – Коашкарский. Блоки (выделены арабскими цифрами): 1 – Суоулайвский, 2 – Куэльпорский, 3 – Маловудьявский, 4 – Центральный, 5 – Ньоркпахкский, 6 – Коашкарский. Апатитовые месторождения: П-Л – Партомчорр-Лявоёк, Кл – Куэльпор, Пч – Поачвумчорр, К – Кукисвумчорр, Ю – Юкспор, АЦ – Апатитовый цирк, Р – Плато Расвумчорр, Э – Эвселогчорр, Кш – Коашва, Н – Ньоркпахк. * – В скобках приведено современное название породы.

складки волочения (Вировлянский и др., 1965; Онохин, 1963; 1965; Калинин, 1967), а затем (во взбросовый этап) – глыбовые расколы, бракчи и надвиги, объединенные в виде главного конического разлома, прослеженного на 12 км от Куэльпора до Плато Расвумчорр через всю разрабатываемую толщу между зоной богатых и бедных руд. При последующем опускании (сбросо-сдвиговый этап) были захвачены ксенолиты выше лежащих пород. Развитие этих представлений позволило выделить долгоживущую тектоническую зону – *Главный рудоконтролирующий разлом Хибин* (Вировлянский, Благодетелева, 1971; Геология..., 1980), контролирующей положение дорудных, рудных и пострудных ийолит-уртитов (Вировлянский, Благодетелева, 1964) и апатито-нефелиновых залежей. Мы сознательно уделили место тектонике и считаем, что палеотектоника Хибин не наша еще своего исследователя, что оставляет существенные пробелы в освещении геологической истории этого уникального, столь значимого для нашей науки объекта.

Но, прежде всего, нас, естественно, интригует главная загадка Хибинского массива,

глубоко запрятанная в недрах Кольского полуострова: как образовались сами агапитовые нефелиновые сиениты, слагающие 85–90% объема данного плутона, и какова природа агапитовой нефелин-сиенитовой магмы.

Агапитовые нефелиновые сиениты

Согласно широко известным представлениям Л.Н. Когарко (Когарко, 1977), агапитовая нефелин-сиенитовая магма не может быть выплавлена непосредственно из верхней мантии, где по ее мнению зарождались эти уникальные породы. Почему? Она исходит из *пиролитовой* модели А.Е. Рингвуда (Рингвуд, 1981), рассчитавшего следующий минеральный состав верхней мантии: форстерит Fo_{86-88} (79%), энстатит (20%) и магнезиальная шпинель (1%). Нодулы такого состава действительно выносятся с глубины толеитовыми базальтами. Эксперименты показывают, что при плавлении такого мантийного субстрата при высоких давлениях из него выплавляется высокомагнезиальный оливин (форстерит Fo_{90}), и генерируется высоко маг-

незиальный ($Mg/[Mg + Fe] \approx 0.68 - 0.73$) базальтовый расплав, в равновесии с которым находится твердый осадок перидотитов с высокомагнезиальным оливином Fo_{93-89} . В отличие от него, агапитовый нефелин-сиенитовый расплав резко обеднен фемическими компонентами вообще, и при этом характеризуется еще и высокой железистостью ($Mg/[Mg + Fe] \approx 0.1 - 0.2$).

Однако приходится предположить, что выплавляемый из мантии базальтовый расплав все же содержит какое-то количество легкоплавких компонентов, в частности, Al, Ca, Na и K, иначе не из чего будет кристаллизоваться лейкократовый минералом. Поэтому Рингвудом (1981) средний химический состав исходного пиrolита был скорректирован (мас. %): SiO_2 45.1, TiO_2 0.2, Al_2O_3 4.6, Fe_2O_3 0.3, FeO 7.6, MnO 0.1, MgO 38.1, CaO 3.1, Na_2O 0.4, K_2O 0.02, P_2O_5 0.02 (Сумма 100.0), с вариациями в зависимости от полноты его предполагаемого плавления (мас. %): Al_2O_3 3.2–3.6, CaO 3.0–5.1, Na_2O 0.2–0.5 и K_2O 0.006–0.2. Соотношение объемов выплавляемого базальтового расплава к перидотитовому остатку оценивалось как 1:3–1:4, то есть это плавление достаточно ограниченное.

Опираясь на эти данные, Л.Н. Когарко (1977) полагает, что образование агапитовой нефелин-сиенитовой магмы (и кристаллизация агапитовых нефелиновых сиенитов) являются результатом длительного фракционирования выплавляемых из мантии недосыщенных кремнеземом родоначальных расплавов: либо *оливин-щелочнобазальтового*, либо *оливин-мелилит-нефелинитового*. В первом случае фракционирование (с осаждением указанных стрелкой минералов) идет по схеме: родоначальный расплав $L \rightarrow Ol \downarrow$ (оливинит) + $L_1 \rightarrow Ol + Crx \downarrow$ (пироксенит) + $L_2 \rightarrow Ol + Crx + Plg \downarrow + Fsp$ (щелочной габброид) + $L_3 \rightarrow Fsp \downarrow + Crx$ (щелочной сиенит) + $L_4 \rightarrow Ne \downarrow + Fsp \downarrow + Crx \downarrow$ (агапитовый нефелиновый сиенит); во втором случае: расплав $L \rightarrow Ol \downarrow$ (оливинит) + $L_1 \rightarrow Ol + Crx \downarrow$ (пироксенит) + $L_2 \rightarrow Ol + Crx + Mel \downarrow$ (мелилитовый пироксенит) + $L_3 \rightarrow Ol + Mel + L_4 = Crx + Ne \downarrow^1$ (нефелинсодержащий мелилитовый пироксенит) + $L_5 \rightarrow Crx + Ne$

+ $Fsp \downarrow$ (нефелиновый сиенит) + $L_6 \rightarrow Crx \downarrow + Ne \downarrow + Fsp \downarrow$ (агапитовый нефелиновый сиенит). Для Хибинского массива предпочтителен второй вариант, поскольку в его породах практически отсутствуют плагиоклазы. Л.Н. Когарко настаивает на том, что мантийные родоначальные расплавы выплавлялись в восстановительных условиях и были «сухими», то есть не содержали воды, а их эволюция до *агапитовых* (то есть ультращелочных) нефелиновых сиенитов могла происходить благодаря «плагиоклазовому» или «пироксеновому» эффектам, в результате которых алюминий удалялся из остаточных расплавов в виде «анортитового» минала в полевых шпатах или «чермакитового» — в пироксенах, и расплавы аномально обогащались щелочными металлами.

Альтернативная модель Х. Йодера, К. Тилли, М. О'Хара рассматривала излившиеся базальты как более глубинные внутримантийные дериваты исходной *пикритовой* магмы, генерированной при частичном плавлении гранатового перидотита, с образованием из единого источника трех типов базальтовых расплавов: *оливин-толеитового*, *оливин-тефритового* (с нефелином) или, интересующего нас, *оливин-мелилит-нефелинитового* (Магматические..., 1984). Дискутируя с авторами этой модели, А.Е. Рингвуд уже тогда высказал предположение, что разные типы базальтовых расплавов могут быть получены плавлением пиrolита на разных глубинах, при различной роли воды и летучих компонентов.

В данной статье мы, естественно, не имеем возможности обсуждать все детали предложенных гипотез, так как это потребует профессионального анализа эффективности применения разных петрогенетических моделей в различающихся тектонических ситуациях (Современные идеи..., 1984; и др.) и опыта, которого мы не имеем. Но несоответствие предложенной Л.Н. Когарко гипотезы происхождения агапитовых нефелиновых сиенитов вообще и конкретно для Хибинского массива реальным геологическим фактам, заставляет относиться к ней с большой осторожностью. Что это за факты?

¹ — На данной стадии дифференциации магматическая кристаллизация осложняется перитектическими реакционными взаимоотношениями минералов: при 1450°C форстерит плавится инконгруентно с образованием окерманита, и, в зависимости от полноты плавления, либо полностью закристаллизуются оливин- и нефелинсодержащие мелилитовые пироксениты ($Ol + Mel + Crx + Ne$) (расплав исчерпан), либо образуются мелилитовые ийолиты ($Mel + Crx + Ne + L$) или нефелинсодержащие пироксениты ($Ol + Crx + Ne + L$) или мельтейтит-ийолиты ($Crx + Ne + L$). В случае избытка мелилита он может реагировать с расплавом с образованием волластонита ($Mel + L = Crx + Ne + Wo$), хотя в природных системах вместо волластонита образуются сфен и перовскит. Реакционные взаимоотношения типичны и для железосодержащих минералов: фаялит плавится инконгруентно при 1205°C, ферросилит при 975° переходит в фаялит и тридимит, геденбергит выше 1000° без плавления превращается в железистый волластонит, а эгирин при 975–990° плавится инконгруентно с образованием гематита. Все это должно сильно осложнять рассматриваемые схемы магматической кристаллизационной дифференциации.

Прежде всего, настораживает несоответствие объемов. Нефелиновые сиениты в Хибинах распространены на огромной площади 1327 км² — это самый крупный из известных щелочных массивов в мире. Согласно современным геофизическим данным (Арзамасцев и др., 1998; Арзамасцев, Глазнев, 2004), они прослежены на севере и юге до глубины 3 км и до 8 км на западе. Если принять среднюю глубину их распространения как 4 км, то объем агапитовых пород составит более 5300 км³. В случае образования их путем фракционирования родоначального *нефелинитового* расплава, логично было бы ожидать обнаружения в районе Хибин или на глубине под массивом огромных по объему масс исходных и ранее закристаллизовавшихся щелочно-ультраосновных или щелочно-основных пород, во много раз превосходящих указанную выше цифру. Такие породы в Хибинах найдены, но, к сожалению, в существенно ограниченных размерах. В основном, они представляют собой более древние палеовулканиды, длительно подпитываемые магматическим расплавом с глубины, и, возможно, действительно образовавшиеся в соответствии с предложенной Л.Н. Когарко гипотезой, но это не составляющие основу гигантского Хибинского субвулкана агапитовые нефелиновые сиениты. Мы коснемся их в последующих разделах.

Далее. Изучив данные по петрологии щелочных пород (Магматические..., 1984), мы нашли всего лишь один пример, приведенный в подтверждение правомочности обсуждаемой гипотезы — последовательный ряд хорошо изученных щелочных ультрабазитов массива Кутда, Маймеч-Котуйской провинции (Магматические..., 1984; см. табл. 5 и 77). Но, анализ этих данных показывает, что уже на начальных стадиях из ожидаемой последовательности пород, почему-то полностью выпадают пироксениты (пикриты). Оливиниты (74.6% форстерита, 21.3% Fe, Ti оксидов, 4.1% перовскита) непосредственно переходят в мелилитовые оливиниты (64.4% форстерита, 26.6% Fe, Ti оксидов, 3.3% перовскита, 5.7% окерманита), затем в оливиновые мелилиты — кутдиты (27.3% оливина, 6.5% FeTi оксидов и перовскита, 62.9% окерманита, 3.3% монтичеллита), в оливиновые ункомпагриты (17.3% оливина, 6.0% FeTi оксидов, 2.5% перовскита, 0.5% Fe флогопита, 55.4% окерманита, 18.3% диопсида), и затем в нефелиновые ункомпагриты (2.1% оливина, 20.0% FeTi оксидов и перовскита, 4.3% Fe флогопита, 54.5% окерманита, 1.0% нефелина, 18.1% диопсида). Пироксен появляется только на стадии ун-

компагритов, переходящих в мельтейгит-ий-олит-уртиты (4.4–5.7% FeTi оксидов, 4.9–1.2% перовскита, 0.8–1.2% слюды, 28.7–76.5% нефелина, 74.6–15.4% диопсида, 4.4–0.6% амфибола, 0.4–0.5% апатита, 2.0% сфена), и фракционирование путем магматической кристаллизационной дифференциации не доходит до образования щелочных и нефелиновых сиенитов (фонолитов), не говоря уже об агапитовых их разновидностях. Коэффициенты агапитности, после резких колебаний в оливинитах и кутдите в пределах 3.51–0.31–1.35 выравниваются и остаются близкими к 1.00, даже в фоидолитах, выделяющихся высокими содержаниями (мас.%) Al₂O₃ (10.60–23.04), Na₂O (5.70–11.01%) и K₂O (3.02–4.99%). Ни плагиоклаз, ни авгит или фассаит, жадеит в данных породах не установлены, то есть «плагиоклазовый» или «пироксеновый» эффекты в данном случае не действовали. Наблюдаемая тенденция возрастания содержания Al₂O₃, Na₂O и K₂O при падении MgO и незакономерных колебаниях SiO₂, FeO, Fe₂O₃ и CaO коррелирует с заменой Mg оливина Ca, Mg мелилитом и пироксеном и появлением в конце ряда щелочного алюмосиликата — нефелина. Отсутствие пироксенитов, по-видимому, объясняется дефицитом железа в исходной системе (все оно извлекается Ti, Fe оксидами — ульвешпинелью, титаномagnetитом и ильменитом) и компенсируется повышенным содержанием окерманита Ca₂MgSi₂O₇, поглотившего весь Ca и оставшийся Mg. Но, с другой стороны, содержание щелочей и алюминия в системе было недостаточно высоким, чтобы войти в состав мелилита в виде геленитового Ca₂Al₂SiO₇ и натромелилитового NaCaAlSi₂O₇ миналов, что объясняет отсутствие фракционирования в сторону образования нефелиновых сиенитов.

Таким образом, геологические данные заставляют сомневаться в применимости механизма фракционной кристаллизации выплавляемых из мантии щелочно-базальтовых или нефелинитовых исходных расплавов для объяснения возникновения остаточной агапитовой нефелин-сиенитовой магмы, обогащенной щелочами, легкоплавкими и летучими компонентами, очевидно, происходящей в условиях огромной и долго живущей *закрытой* системы типа Хибин, и искать иные механизмы, которые могли бы иметь место при формировании столь *уникальных* разновидностей щелочных магматических пород.

Согласно авторам монографии (Магматические..., 1984), среди факторов, влияющих на ход магматической дифференциации и оп-

ределяющих состав и разнообразие серий щелочных пород, следует отметить не только состав исходной магмы, но и конкретные термодинамические параметры кристаллизации (T , P , P_{H_2O} , P_{O_2}), явления аккумуляции, газового переноса и др. Особое внимание уделяется роли воды и других летучих компонентов, а также щелочных металлов, которые в щелочных породах приобретают функцию *вполне подвижных компонентов*, что позволяет учитывать в минералообразующих и породообразующих процессах не только формальную их концентрацию, но и химический потенциал («активность») (Петрография, 1976).

Широко известная альтернативная гипотеза формирования высокощелочных пород (Петрография, 1976; 1981) связана с представлениями Д.С. Коржинского (Коржинский, 1955₁) о роли потоков флюидов глубинного (подкорового) происхождения, названных им сквозьмагматическими (трансмагматическими) растворами, и принципом кислотно-основного взаимодействия в расплавах с флюидными растворами. Повышение P_{H_2O} (а также фтора, хлора и серы) приводит к преимущественной кристаллизации нефелина относительно щелочного полевого шпата, возможности кристаллизации из расплава щелочных амфиболов (вместо пироксена), содалита (в том числе, гакманита) и анальцима. Высокая щелочность вызывает расширение полей кристаллизации наиболее основных компонентов и способствует образованию недосыщенных кремнеземом пород, более раннему осаждению кальциево-магнезиальных пироксенов и амфиболов, выделению минералов железа в более позднюю стадию и в окисленной форме (эгирин, арфведсонит), то есть дает иное объяснение широко известным геологическим взаимоотношениям.

Природа потока щелочей и летучих компонентов с глубины пока неизвестна. Предполагается, что они поступают по глубинным разломам из зон, аномально обогащенных щелочами. Может быть, не случайны находки в глубинных породах таких щелочных минералов как джерфшерит и мональбит. А недавно в виде включений в омфациите в эклогитах Кумди-Кол алмаз-содержащего Кокчетавского массива в Казахстане, сформировавшегося при 900–1000°C и 5.8–6.5 ГПа, был установлен высокобарический ромбический аналог альбита, названный кумдиколитом (Sheh-Lung Hwang *et al.*, 2009). При вос-

хождении с глубины состав летучих меняется от восстановленных флюидов, с преобладанием H_2 , CO , CH_4 , C_2H_6 , C_3H_8 (см. Когарко, 1977), до окисленных форм, обогащенных H_2O , CO_2 , что должно существенным образом сказаться на характере образующихся пород и парагенезисах минералов.

Рассматривая условия образования апатитовых нефелиновых сиенитов конкретно Хибинского массива, некоторые авторы (Магматические..., 1984) допускают их образование из *самостоятельного нефелинсиенитового (фонолитового) расплава*, насыщенного щелочами и в разной степени обогащенного летучими компонентами, генерированного не в мантии, а в условиях земной коры, при давлении не выше 5 кбар. Частичная *внутриочаговая* или *внутрикамерная* дифференциация такого расплава может объяснить эволюцию и внедрение интрузивных субфаз единой магматической серии внутри развивающейся субвулканической структуры. Может быть, вывод А.Е. Ферсмана (Ферсман, 1924) после 3-х лет работы в Хибинах и Ловозере был наиболее правильным, когда он писал: «*Перед нами сейчас вырисовывается 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*». Конкретизируя эту поэтическую картину, А.Е. Ферсман допускал (со ссылкой на Б.М. Куплетского) наличие в Хибинах кольцевых разломов и опускание пород по ним, особенно в центральной зоне, с образованием гигантских долгоживущих кальдер.

Вывод о самостоятельности нефелин-сиенитовой магмы с возможной ограниченной ее гравитационно-кристаллизационной или ликвационной дифференциацией в огромной магматической камере *in situ* подтверждается данными А.В. Галахова (Галахов, 1975), показавшего, что химический состав хибинских нефелиновых сиенитов всех субфаз близок к нефелин-полевошпатовой эвтектике с незначительными вариациями, что указывает на стабильность магматического расплава, несмотря на огромную его массу, и в пространстве, и во времени. Выявляемая однородность этих пород по структуре-текстуре и минеральному составу² может быть

² — Среди трахитоидных хибинитов выделены лейкократовые и меланократовые разновидности, расслоенные малинитово-, мельтейгитово-, ийолитово- и уртитоподобные, среди неравномернозернистых льячорритов — энigmatит-амфиболовые, амфибол-эгириновые и эгириновые разновидности, среди фойяитов — трахитоидные амфиболовые, амфибол-эгириновые, лепидомелан-пироксеновые и массивные пироксеновые разновидности.

обусловлена изменением физико-химических параметров минералообразования за время геологической истории их формирования, как во время кристаллизации, так и в посткристаллизационных условиях, в результате воздействия флюидов в ходе процессов фенитизации и поздних аутометасоматических и постмагматических щелочных растворов (Минералогия..., 1978; Боруцкий, 1988; 1997; 2012). Данные преобразования выявляются с помощью минералого-генетических индикаторов, отражающих твердофазовые превращения в породообразующих минералах (щелочных полевых шпатах, нефелине, пироксенах, амфиболах). Этим же может быть, например, объяснено и образование характерной для данных нефелиновых сиенитов агпайтовой парагенетической ассоциации минералов (микроклин, эгирин, эвдиалит, энigmatит, лампрофиллит, ринкит и др.), обычно связываемой исключительно с их магматической кристаллизацией.

Палеовулканыты «Западной дуги» и другие ксенолиты в Хибинском массиве

Как уже отмечалось выше, в Хибинах выделяют две крупные дугообразные области, согласующиеся с общим кольцевым строением массива, зажатые между субинтрузиями нефелиновых сиенитов, сложенные обнажающимися на поверхности и прослеживаемыми на глубину породами инородного состава: «Западную» и «Центральную» дуги — две загадки, решение которых имеет для нас принципиальное значение. Это не единственные реликты более древних пород. Длительное детальное изучение Хибинского субвулкана показывает, что он буквально «напичкан» многочисленными ксенолитами различной величины и разнообразного состава.

В результате проведенного геологами Хибинской партии Мурманской экспедиции ПГО Севзапгеология (Е.А. Каменев, Ф.В. Минаков, В.П. Павлов, И.И. Перекрест, В.В. Смирнов и др.) структурного и поисково-разведочного бурения с целью поиска и разведки новых апатитовых залежей, на глубине между трахитоидными хибинитами (лежащий бок) и рихсчорритами и мельтейгит-уртитам (висячий бок) был обнаружен гигантский «Маловудьяврский блок», прослеженный на 6 км при мощности около 600 м (скв. 541, 557, 558, 559). Он сложен тонко слоистыми биотит-полевошпатовыми, амфибол-плагиоклазовыми, кордиерит-плагиоклазовыми, кордиерит-андалузитовыми,

кордиерит-андалузитовыми с корундом и кордиерит-силлиманит-плагиоклазовыми роговиками, интенсивно фенитизированными и сиенитизированными, возникшими, по-видимому, в результате термального метаморфизма глинистых пород вулканогенно-осадочной протерозойской серии имандра-варзуга (Шлюкова, 1986). Напомним, что согласно данным З.В. Шлюковой (1986), предполагалось, что при формировании массива на контакте архейских гнейсов с протерозойскими породами серии имандра-варзуга, в нефелиновых сиенитах могли быть захваченными ксенолиты как тех, так и других пород, которые могут быть обнаружены внутри палеоконтура их распространения. Разделяя эту гипотезу, Р.П. Тихоненкова (1973), даже часть выделенных ранее пород девонской *ловозерской свиты* относила к протерозою.

Выходы аналогичных останцов кордиеритовых, силлиманит-кордиерит-андалузитовых, герцинит-корунд-андалузит-мусковитовых, корунд-мусковитовых и корунд-кварц-мусковитовых роговиков и сульфидсодержащих роговиков, в ассоциации с углистыми и глинистыми сланцами и порфиридовидным биотитовым сиенитом прослеживаются на 20 км в зоне контакта фойяитов с рихсчорритами в пределах гор Рихсчорр, Куки-свумчорр, Юкспор и Эвслоччорр, а внутри фойяитов в 1–2 км от контакта сохранились многочисленные линзовидные останцы роговиков с корундом, частично фенитизированных с переходами через тонко/мелкозернистые сиениты к крупнозернистому нефелиновому сиениту (Шлюкова, 1986).

Разнообразные ксенолиты фенитизированных амфибол-биотит-полевошпатовых роговиков с сульфидами установлены на северном и северо-западном участках апатитовой толщи ийолит-уртитов, в апатитовых урритах рудной зоны, на контакте урритов с трахитоидными хибинитами и льявочорритами и в самих льявочорритах. Предполагается, что во всех этих случаях исходными были протерозойские породы (Новые хибинские..., 1982).

В пределах палеоконтура архейских гнейсов, например, на Северном Льявочорре наблюдаются ксенолиты частично фенитизированных и микроклинизированных гнейсов (умптекиты). В.Н. Горсткой (Горстка, 1963; 1969; 1971), изучавшим процессы фенитизации по гнейсам и зеленокаменным породам в экзоконтактах Хибинского массива, они рассматривались как разновидности фенитов, а С.И. Заком с сотрудниками (1972) — как би-

метасоматиты (микроклиниты). Наконец, А.И. Серебрицким (Серебрицкий и др., 1990) в центральной части депрессии Хибинского массива, занятой фойяитами, установлено широкое распространение палеовулканитов, осадочных пород и пуласкитов, на основании чего был сделан вывод даже о палингенном образовании хибинских нефелиновых сиенитов за счет ассимиляции более древних вулканогенно-осадочных образований.

В отличие от выше рассмотренных, породы «Западной дуги» представлены палеозойскими палеовулканитами. Они обнажаются на склонах гор Тахтарвумчорр, Часночорр, Юдычвумчорр и Юмечорр на западе дуги и на горе Путелличорр на ее севере, а также и подсечены скважинами 623 и 623А в долине р. Лутнеманийок и скважинами 1009 и 1010 под Путелличорром. Еще Н.А. Елисеевым (Елисеев и др., 1939) здесь были описаны ромбен-порфиры, отождествленные им с авгитовыми монзонитами (ларвикитами) рифта Осло в Норвегии, и ассоциирующие с ними мелкозернистые щелочные и нефелиновые сиениты. Первые рассматривались как молодая пластовая интрузия, внедрившаяся по контакту грубозернистых и среднезернистых трахитоидных хибинитов, вторые, также как и выделенные еще В. Рамзаем (Ramsay, Nockman, 1894) на контакте массива с вмещающими породами умптекиты, — как породы 1-й дохибинитовой интрузивной фазы.

Аналогичные ромбен-порфиры и другие осадочно-вулканогенные породы были установлены как ксенолиты в щелочных породах Ловозерского массива и в остатках кровли вблизи его контактов (Елисеев и др., 1937; Елисеев, 1946; Елисеев, Федоров, 1953) и выделены в палеозойскую *ловозерскую свиту*. Они представлены основными (трахиты, андезиты) и ультраосновными (пикрит-порфириты, авгитовые порфириты) эффузивами, туфами и туфобрекчиями этих пород, а также полимиктовыми песчаниками, алевролитами и сланцами. В результате метаморфизма они превращены в щелочные и нефелиновые сиенит-порфиры, ромбен-порфиры, щелочные овоидофиры, микросиениты и роговики (Буссен, Сахаров, 1972). Н.А. Елисеев (1946) часть из них описывал как фонолиты, фонолитовые порфиры и псевдолейцитовые фонолиты, но И.В. Буссен и А.С. Сахаров (1972)

не согласились с такой диагностикой, так как в этих породах отсутствовало стекло.

А.В. Галахов (1975) впервые показал, что хибинские ромбен-порфиры, также как и описанные им на Юмечорре гигантозернистые нефелин-порфиры, являются гигантским ксенолитом в хибинитах, мощностью около 500 м, прослеживаемым на 10–11 км, а С.И. Заком с сотрудниками (1972), данные породы, как остатки кровли массива, были отождествлены с *ловозерской свитой*. Однако показательно, что во вкрапленниках полевого шпата в норвежских ларвикитах высоконатриевый щелочной полевой шпата обрывает ядра плагиоклаза (Ofstedahl, 1948–1952), в *ловозерской свите* присутствуют андезиты, а в хибинских палеовулканитах плагиоклаза нет. Это позволяет нам придти к выводу, что так называемая *ловозерская свита*, скорее всего, не имеет регионального развития, а представляет собой локальные проявления предшествующего вулканизма в конкретных субвулканах Кольского полуострова — Хибинском, Ловозерском, Контозерском. Ксенолиты интенсивно фенитизированных ромбен-порфиров найдены нами также в лывочорритах на Восточном перевале Рисчорра (Боруцкий, 1988).

Палеовулканиты «Западной дуги» детально исследованы нами на Юдычвумчорре и Юмечорре (Боруцкий, 1988; 1997). Рассматриваемая толща имеет зональное строение и представляет собой крупноглыбовую брекчию, сцементированную мелкозернистыми порфировидными нефелиновыми сиенитами и прорванную хибинитами, обогащенными нефелином: верхняя ее часть сложена ромбен-порфирами, соответствующими по составу щелочному трахиту, и вышеупомянутыми гигантозернистыми нефелиновыми порфирами, средняя часть — тонкорасслоенными туфами и грубоосколочной туфобрекчией фонолитового состава (рис. 2), а нижняя часть — ксенолитами авгитит-порфиритов и пироксенитов. Согласно Р.П. Тихоненковой (1967), ранее изучавшей эту толщу, слагающие ее породы катаклазированы, перекристаллизованы, несут следы интенсивных метасоматических изменений и нередко целиком превращены в фениты³.

Поэтому мы особое внимание уделили поиску и изучению сохранившихся реликтов

³ — Л.Н. Когарко (1977) экспериментально показала, что апатитовый нефелиновый расплав может растворять в себе неограниченное количество воды и фтора, но при этом сделала странный вывод, что из-за этого невозможно отделение их во флюидную фазу, способную вызывать фенитизацию окружающих и захваченных пород в экзоконтактах или внутри массива, а также постмагматические метасоматические и гидротермальные процессы. Геолого-минералогические наблюдения в Хибинах не позволяют с этим согласиться, и, по-видимому, в определенных тектонических условиях (например, при перепаде давления в разломах) летучие компоненты отделялись от магмы. Однако в иных условиях (например, при резкой закалке эффузивов) в породах могли сохраниться реликтовые состояния минералов, химический состав и особенно структура которых соответствуют или близки к таковым в условиях их кристаллизации.

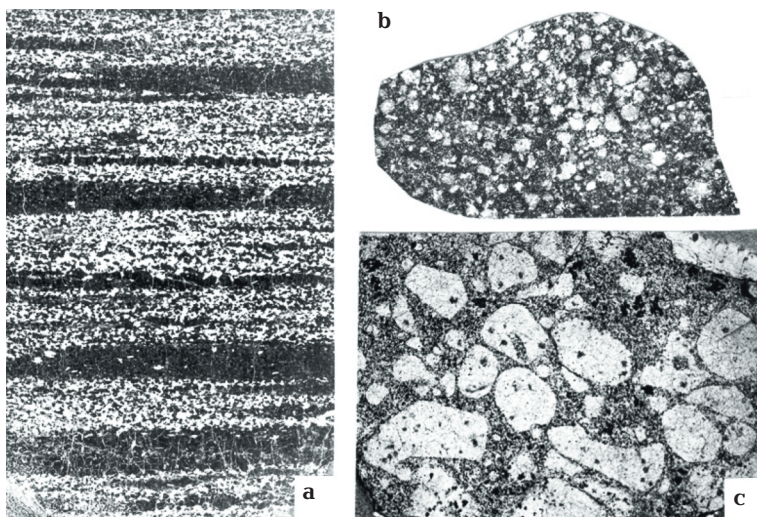


Рис. 2. Туффыты (а) и туффобрекчи (b, c) в породах «Западной дуги» Хибинского массива. Гора Юмечорр. (Данные автора).

слабо измененных минералов. Такие реликты были найдены. Микронзондовое и электронно-микроскопическое их изучение показало, что, например, щелочной полевои шпат вкрапленников в ромбен-порфирах является наиболее натриевым в породах Хибинского массива: $Ab_{38-62}Or_{40-36}Al_2$ (в ядре) и $Ab_{56,6}Or_{42,5-43,5}Al_1$ (по периферии), с заметным содержанием железа (0.38–0.44 и 0.41–0.66 мас. % Fe_2O_3 соответственно) и по структурному состоянию отвечает высоконепорядоченному санидин- или ортоклаз-криптопертиту с практически неразличимым под оптическим микроскопом фазовым распадом ($2t_1$ К-фазы = 0.48; 0.65; 0.68–0.71 с содержанием изоморфного Na-компонента 11–12%, редко до 23.5%; t_10 Na-фазы = 0.951 – чистый низкий альбит). Полевой шпат ассоциирует с вкрапленниками высокотитанистого (Ti 0.34–0.41 а.ф.) флогопита редкого политипа $2M_1$ с магнезиальностью $m_g = 0.74–0.80$.

Электронно-микроскопическое изучение K,Na полевого шпата из основной массы ромбен-порфира на JEM-100С (Трубкин, Борущкий, 1993) показало, что он имеет состав $Ab_{63}Or_{36}Al_1$ (0.59 мас. % Fe_2O_3) и также является криптопертитом с ламеллами ортоклаза и альбита толщиной 300–1000Å, срастающимися по (601) или (801). Это указывает на полную когерентность фазового распада и образование пертитов по спинодальному механизму или путем гомогенного зарождения, то есть на отсутствие заметной собирательной перекристаллизации продуктов распада. В некоторых случаях наблюдались еще более мелкие ламеллы калиевой и натриевой фазы (~260Å), незначительно превышающие период полисинтетического двойникования в ла-

меллях по альбитовому и периклиновому законам двойникования (~200Å) с расщеплением рефлексов Na-фазы на картинах микродифракции до 2.6° , что соответствует углу $\gamma^* = 88.7^\circ$ и свидетельствует о сохранении в криптопертитах высокотемпературной неупорядоченной модификации альбита – анальбита (высокого альбита). Это почти невероятно, так как возраст данных палеовулканитов ~350–400 млн. лет. Однако сохранение высокого альбита ($t_10 = 0.355$, $t_1m = t_20 = t_2m = 0.215$) в нашем образце хибинского ромбен-порфира подтверждено также рентгеновским путем профессором Р.Ф. Мартино (Университет МакГилл, Канада). Полевой шпат основной массы ассоциирует с пироксеном салит-допсидового состава $Di_{65}Hd_{30}Ac_5$ ($m_g = 0.68$). Нефелин, судя по рентгеновским данным, существенно натриевый ($a = 9.997$, $c = 8.380\text{Å}$, $V = 725.2\text{Å}^3$), содержит около 18.8 мол. % Ks.

Изучение данных полевых шпатов, таким образом, однозначно указывает на высоконатриевый их состав и быструю закалку неупорядоченного структурного состояния, что характерно для современных вулканогенных образований. Ближайшими аналогами полевых шпатов хибинских ромбен-порфиров являются исследованные нами для сравнения аналогичные образования из фонолитов стратовулканов Кибо (диаметр 60 км) вулканического поля Килиманджаро в Кении и Эребус (диаметр 70 км) на острове Росса в Антарктиде (Органова и др., 1992).

В химически проанализированном А.В. Галаховым (1975) нефелине вкрапленников в описанном им гигантском нефелиновом порфире было обнаружено высокое содержание

CaO и SiO₂ ($Ks_{15.4}Ne_{73.8}An_{5.4}Q_{5.3}$). Однако проведенное нами электронно-микроскопическое изучение выявило неоднородное их строение: вкрапленники оказались псевдоморфозами с огранкой кристаллов нефелина, сложенными тонкозернистой (~20 мкм) массой, состоящей на 80% из нефелина, содержащего на основании величины полученных параметров ($a = 9.972$, $c = 8.408\text{Å}$, $V = 724.0\text{Å}^3$) около 16.1 мол% Ks, и 20% существенно натриевого анортоклаза ($a = 8.167$, $b = 12.852$, $c = 7.102\text{Å}$, $\alpha = 91.82^\circ$, $\beta = 116.41^\circ$, $\gamma = 90.19^\circ$, $\alpha^* = 87.97^\circ$, $\gamma^* = 88.88^\circ$, $V = 667.4\text{Å}^3$), практически анальбита с $t_10 = 0.258$, $t_1m = t_20 = t_2m = 0.247$.

Нормативный суммарный состав большинства ассоциирующихся с ромбен-порфирами брекчий фонолита (55–65% Fsp, 25–30% Neph, 2.5–3.0% Px, 1.5–3.0% Ol) соответствует мелафонолиту. Меланократовый цемент содержит немного больше пироксена и оливины: 60% Fsp, 20% Neph, 6.5% Px, 5% Ol. Минералы лейкократовых фрагментов диагностируются как Na ортоклаз $Ab_{56-58}Or_{35-39}An_{0-5}Cn$, Sr-Fsp₂₋₄, нефелин $Ne_{71-76}Ks_{15-18}An_{4-5}Q_{7-9}$, эгирин-диопсид $Di_{60}Hd_{10}Ac_{30}$ и оливин (гортонолит) $Fo_{26-33}Fa_{67-60}Mn-Ol_{6-7}$. Минералы цемента имеют состав: $Ab_{46-56}Or_{38-51}An_5Cn_1Sr$ -Fsp₂₋₃, $Ne_{73-75}Ks_{16-17}An_2Q_7$, $Di_{62}Hd_{14-12}Ac_{24-26}$ соответственно, найдены также гастингсит ($m_g = 0.51-0.57$), биотит ($m_g = 0.61$) и флогопит ($m_g = 0.77-0.78$). В случае наиболее контрастного состава в лейкократовых включениях устанавливаются наиболее высоконатриевый анортоклаз $Ab_{85-88}Or_{9-12}An_{1.4-2.2}Cn_{0.8-0.9}$ с наиболее высоким содержанием Fe₂O₃ 0.57–0.84 мас.% и существенно натриевый, с высоким избыточным содержанием SiO₂ нефелин $Ne_{76.5}Ks_{12.9}An_{0.4}Q_{10.1}$, что указывает на температуру образования материала мелафонолитовых брекчий по нефелин-полевошпатовому геотермометру Зырянова (Зырянов, 1981) свыше 1100°C.

Меланократовые ксенолиты в подошве толщи представлены авгитит-порфирами с наиболее низкими содержаниями (мас.%) SiO₂ (42.6–45.6), Al₂O₃ (9.6–11.4) и щелочей (Na₂O + K₂O 5.5–7.1) и высокими содержаниями MgO (8.0–9.3), CaO (9.2–9.9), железа (FeO + Fe₂O₃ 12.8–13.4) с Fe²⁺ > Fe³⁺ и титана (TiO₂ 4.6–5.7), а также своеобразными овоидофирами. Пироксен вкрапленников в авгитит-порфирах – эгирин-диопсид $Di_{67-73}Hd_3Ac_{19-28}$ ($m_g = 0.658-0.723$) с высоким для Хибин содержанием алюминия (2.83–4.05 Al₂O₃, Al 0.12–0.17 а.ф.) и титана (TiO₂ 1.62–2.46, Ti 0.05–0.07 а.ф.), что соответствует примерно 6–7 мол.% авгитового компонента. Основная масса сложена аналогичным эгирин-диопси-

дом, Mg, Fe слюдой ($m_g = 0.625-0.721$), щелочным полевым шпатом, магнетитом, ильменитом, карбонатом и апатитом. Нефелин редок. Оливин не установлен.

Овоидофиры представляют собой округлые лейкократовые обособления (несколько миллиметров в диаметре) в мелкозернистой меланократовой массе, состоящей из слюды, пироксена и рудных минералов. Сердцевина овоидов сложена сростками зерен анортоклаза $Ab_{55-68}Or_{43-30}An_{1.1-1.4}Cn_{0.3-0.4}$, окаймленных кольцом из мелких зерен пироксена, с агрегатом более крупных зерен пироксена и нефелина $Ne_{78.3}Ks_{15.5}An_{0.4}Q_{5.8}$ по периферии. Состав пироксена в разных частях овоидов и в основной массе породы одинаковый, такой же, как и в других авгитит-порфирах. Температура образования овоидофиров по нефелин-полевошпатовому геотермометру оценивается в 1000–1100°C. Овоиды, по-видимому, представляют собой капли отликвированного более вязкого кремнекислого расплава, всплывавшего в жидкой щелочно-ультраосновной лаве.

Приведенные данные подтверждают, что данные породы «Западной дуги» представляют собой палеовулканыты ранней стадии вулканической деятельности Хибинского субвулкана, захваченные в виде ксенолитов нефелиновыми сиенитами. Кстати, последовательность их напластования соответствует порядку, указанному Л.Н. Когарко выше в разделе, посвященному образованию агпайтовых нефелиновых сиенитов. Необходимо отметить также, что выделение субинтрузий нефелиновых сиенитов в Хибинах проводилось в основном по границам аналогичных ксенолитов. В тех случаях, когда субинтрузии непосредственно контактируют друг с другом, переходы нечеткие, и их разделение проводится достаточно условно. Несколько слов о фенитизации. В противоположность выводам Р.П. Тихоненковой (1967), рассмотренные палеовулканыты фенитизированы слабо и неравномерно, что подтверждает известные закономерности (Бардина, Попов, 1991). Породы нефелин-сиенитового состава при воздействии на них флюидов, отщепленных от аналогичной по составу нефелин-сиенитовой магмы, по-видимому, находятся с ними в химическом равновесии и, естественно, не претерпевают серьезных изменений. Поэтому, за исключением наиболее тонкозернистых фонолитовых туффитов, с новообразованиями существенно более калиевого полевого шпата $Ab_{25}Or_{72}An_0Cn_3$, эгирина $Di_{11-13}Hd_{12-14}Ac_{75}$, ультращелочного ($Na + K + Ca > 3.5$ а.ф., $m_g = 0.40$) арфведсонита и типичных агпайтовых



Рис. 3. Ксенолиты пироксенитов и грубых щелочно-ультраосновных пород, цементированных обогащенным нефелином хибинитом, в северной части «Западной дуги» Хибинского массива. Керна скважины 1009. Гора Путелличорр. (Данные автора).

акцессорных минералов лампрофилита и ринкита, в более крупнозернистых фонолитовых туфобрекчиях и ромбен-порфирах наблюдается только катаклаз зерен и слабая собирательная перекристаллизация в ортоклаз-пертитах.

Другое дело контрастные по составу основные и ультраосновные породы более высокой основности — в результате фенитизации они подвергаются интенсивной нефелинизации, амфиболитизации и затем полевошпатизации. Так, исследованные нами на Юмечорре авгитит-порфириты сначала испытывают ороговикование, то есть термальный контактовый метаморфизм, в результате которого диопсид замещается крупными сантиметровыми пойкилообластами бурой роговой обманки с низким отношением $(Na + K) / (Na + K + Ca) = 0.58 - 0.62$ и высокой магнезиальностью ($m_g = 0.72 - 0.79$), что позволяет отнести ее к разностям, переходным от $CaNa_2Fe$ катофорита $(CaNa_2(Fe^{2+}, Mg)_4Fe^{3+}[AlSi_7O_{22}](OH, F)_2)$ к Ca_2NaMg эдениту $(Ca_2NaMg_5[AlSi_7O_{22}](F)_2)$. При дальнейшем развитии фенитизации образуются F эденит — анортклаз — нефелиновые пегматитоподобные обособления, с еще более высокой магнезиальностью амфибола ($m_g = 0.80 - 0.82$). Особенностью данного эденита является также аномальный ультранатриевый его состав, с суммой $Na + K + Ca$, превышающей возможное содержание этих компонентов в «щелочной» А-позиции кристаллической структуры,

что указывает на экстремально высокую щелочность среды минералообразования. Согласно диаграммам Л.Л. Перчука и И.Д. Рябчикова (Перчук, Рябчиков, 1976), образование равновесного парагенезиса катофорит — пироксен в роговиках соответствует $600 - 750^\circ C$, а парагенезиса эгирин — арфведсонит в фенитизированных туффитах — $400 - 500^\circ C$.

В результате поисково-разведочного бурения на севере «Западной дуги» в районе горы Путелличорр (скв. 1009 и 1010) и на северо-западных контактах массива (скв. 1118) в Хибинах, как в приконтактовых массивных грубозернистых хибинитах, так и в зоне контакта грубозернистых со среднезернистыми трахитоидными хибинитами, были установлены ксенолиты щелочно-ультраосновных пород. Они представлены брекчированными, описанными ранее авгитит-порфиритами, а также пироксенитами — мелко/тонкозернистыми, расслоенными или порфировидными, ороговикованными, амфиболитизированными, ослоденелыми, в том числе с мелилитом. Цементом брекчий являются меланократовые среднезернистые сиенитоподобные фениты или обогащенные нефелином «уртитоподобные» грубозернистые хибиниты (рис. 3). Местами пироксениты переходят в мельтейгиты, ийолиты, полевошпатовые ийолиты и пойкилитовые малиньиты. Данная толща прослежена на глубину 550 м в скв. 1009 и 650 м в скв. 1010, то есть имеет довольно ограниченное распространение. Однако, согласно геофизическим данным А.А. Арзамасцева с соавторами (Арзамасцев и др., 1998; Арзамасцев, Глазнев, 2004), на глубине 5 км на севере Хибин под гранитогнейсами установлено крупное тело, которое, судя по плотности (2.76 — 2.84), может быть сложено щелочными ультрабазитами. Оно, соединяясь с аналогичным телом на севере Ловозерского массива, прослеживается до глубины 7 км. Эти данные уже обсуждались нами ранее (Боруцкий, 2012).

Напомним, что впервые ксенолиты щелочных ультрабазитов в Хибинах были найдены А.В. Галаховым (1966) в массивных хибинитах и экзоконтактовых гнейсах на юго-востоке массива (гора Китчеплахк) в связи с выходами ромбен-порфиров в трахитоидных хибинитах (горы Тахтарвумчорр и Юмечорр) и на северо-западных склонах Хибин у впадения в озеро Имандра р. Гольцовки в экзоконтактовых нефелиновых сиенитах⁴. На юго-востоке они прослежены с перерыва-

⁴ — Впервые авгитовые порфириты обнаружил еще В. Рамзай (Ramsay, Hackman, 1894) на горе Путелличорр и рассматривал их как наиболее древние породы в Хибинах, сформировавшиеся ранее нефелиновых сиенитов.

ми на протяжении 5.5 км и представлены перидотитами, гранат-флогопит-монтичеллитовыми-, гранат-флогопитовыми- и гранат-лепидомелановыми пироксенитами и якупирангитами, а на северо-западе гранат-лепидомелановые пироксениты сменяются гранат-флогопитовыми- и гранат-флогопит-монтичеллитовыми пироксенитами. В связи с данными бурения и с рассмотренной выше гипотезой Л.Н. Когарко (1977) об образовании хибинских агпаитовых нефелиновых сиенитов, эти находки переживают «второе рождение». В соответствии с представлениями того времени А.В. Галахов предполагал, что, в отличие от каледонских ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (Каледонский..., 1965), Хибинский и Ловозерский массивы имеют более молодой герцинский возраст, а поскольку А.В. Галахов (1975) не разделял гипотезу о происхождении агпаитовых нефелиновых сиенитов путем фракционирования исходной оливин-нефелиновой магмы, он, естественно, предположил, что Хибинский массив заместил какой-то сформировавшийся ранее в этом же регионе массив щелочно-ультраосновных пород. Столь кардинальная гипотеза А.В. Галахова нами не разделяется, но полученные им фундаментальные данные хорошо согласуются с реконструкцией геологической истории Хибинского субвулкана на ранней стадии его развития.

На геологической карте, составленной А.В. Галаховым (1975), «Западная дуга» прекрасно трассируется с поверхности на западе и юге массива, выходя за область обнажения ромбен-порфириров в виде изолированных тел, относимых им к жильной фации грубозернистых хибинитов. Данная фация хибинитов имеет пегматоидное сложение и существенно обогащена нефелином (47.7% *Fsp*, 45.0% *Neph*, 10% темноцветных минералов – эгирина, арфведсонита, энigmatита и эвдиалита, а также 1.3% сфена). Рассматриваемые жильные тела имеют неправильную форму и неравномерное сложение и вполне могут оказаться более глубоко преобразованными реликтами фенитизированных и сиенитизированных палеовулканитов «Западной дуги».

В предыдущем очерке (Борущкий, 2012) мы подробно обсуждали также результаты проведенного в 1979–1983 гг. коллективом геологов и геофизиков Центральнокольской экспедиции ПГО «Севзапгеология» (О.Л. Сняtkова, Н.И. Пронягин, Т.М. Маркитахина и др.) геологического доизучения массива в масштабе 1:50000 методом десантиро-

вания с вертолета (Сняtkова и др., 1986), с нанесением на карту разрывных нарушений, карбонатитов (Минаков и др., 1981; Дудкин и др., 1984; Сняtkова и др., 1984), даек и трубок взрыва (Козырева, 1986; Арзамасцев и др., 1988), и построением расчетных геолого-геофизических разрезов Хибинского массива на глубину до 5 км. К сожалению, геолого-геофизическая съемка О.Л. Сняtkовой с сотрудниками практически не сопровождалась минералого-петрологическими исследованиями, и без обсуждения были проигнорированы предыдущие геологические данные, что заставляет глубоко сомневаться в предложенной интерпретации. Мы напоминаем об этих работах только в связи с «апатитовой проблемой», поскольку были выделены две новые интрузии с апатито-сфеновой минерализацией, рассматриваемые как апофизы Главной ийолит-уртитовой интрузии с промышленными месторождениями апатит-нефелиновых руд: *Путеличоррская*, секущая трахитоидные хибиниты, сочленяющаяся с Главной на глубине в районе месторождений Партомчорр, Апатитовый цирк и Кукисвумчорр и на севере Хибин, и *Гольцовская*, сочленяющаяся с *Путеличоррской* на поверхности в районе горы Путеличорр и на глубине в районе горы Юдычвумчорр. Очевидно, что выделенные Сняtkовой интрузии полностью соответствуют описанным выше областям «Западной дуги», так как в составе *Путеличоррской* интрузии, прослеженной до горы Айкуайвентчорр, она нашла якупирангиты, мельтейгиты и ийолиты с апатито-сфеновой минерализацией, меланократовые породы с псевдолейцитом типа базанита, шонкиниты, фонолиты, ромбен-порфиры, малиньиты, ювиты, а в составе *Гольцовской* интрузии (протяженностью до 15 км), была установлено брекчия оливинитов, перидотитов, мельтейгитов и ийолитов с апатито-сфеновой минерализацией, шонкинитов и ромбен-порфириров, сцементированных урритами, ювитами и нефелиновыми сиенитами.

Таким образом, сказанное выше позволяет нам рассматривать Хибинский массив как *вулкано-плутонический комплекс*, в строении которого принимают участие как ранние вулканиты (щелочно-ультраосновные породы, мелилититы, авгитит-порфириты, фонолиты и трахиты в виде ромбен-порфириров), сохранившиеся вместе с фрагментами вмещающей архейско-протерозойской рамы в виде реликтов (ксенолитов) внутри длительно развивавшейся кальдеры проседания сложного строения, ограниченной системой последовательных кольцевых и конических разломов,

так и плутонические породы — агапитовые нефелиновые сиениты, описываемые обычно как ряд последовательных «субинтрузий», кристаллизовавшиеся, по-видимому, из самостоятельной, не связанной генетически с щелочными ультрабазитами, фонолитовой магмы. По своим размерам, строению и составу слагающих пород Хибинский палеовулкан напоминает упомянутые выше современные стратовулканы вулканических полей Килиманджаро в Кении и Эребус на острове Росса в Антарктиде. Наличие секущих даек различного состава (лампрофиров), трубок взрыва и штока карбонатитов, являющихся наиболее поздними, оторванными во времени от ксенолитов новообразованиями, дополняют картину сложного строения Хибинского субвулкана.

Согласно геохронологическим данным А.А. Арзамасцева с сотрудниками (Арзамасцев и др., 2007; Арзамасцев, Беляцкий, 1999; Arzamastsev, 2015), длительность формирования Хибинского вулcano-плутонического комплекса оценивается в 26 млн. лет. Наиболее древний возраст, 427 ± 6 млн. лет, зафиксирован в нодулях шпинелевых лерцолитов, выброшенных из магмоподводящего канала трубкой взрыва на горе Намуайв. Заложение кальдеры Хибинского субвулкана во вмещающей архейско-протерозойской раме и внедрение первых порций меланефелинитовой магмы, определенные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по флогопиту из кольцевой дайки в Прихибинье, оценивается в 388 ± 6 млн. лет. Фракционирование щелочно-ультраосновных расплавов, образовавших в северной части Хибинской кальдеры серию оливиновых пироксенитов, мелилитолитов и оливиновых мельтейгитов, имело место 383 ± 7 млн. лет назад, а в последующий период ($372 - 367$ млн. лет назад) сформировались главные плутонические комплексы Хибин и в том числе агапитовые нефелиновые сиениты (Arzamastsev, 2015): 1) интрузия хибинитов вдоль внешних конических разломов, 2) расслоенный комплекс мельтейгитов-ийолитов-уртитов⁵ вдоль системы внутренних кольцевых разломов при дальнейшем проседании кальдеры, 3) апатит-содержащая уртит-ювит-рисчорритовая (с кальсилитом) нефелинсиенитовая интрузия по новообразованному коническому разлому в породах расслоенного мельтейгит-ийолит-уртитового комплекса (370 ± 7 млн. лет), 4) интрузии фойяитов ядра массива при последующем взламывании центральной части кальдеры. В заключение, $367 - 366$ млн. лет

назад, произошло внедрение штока карбонатитов и образование пуласкитов, а 363.4 ± 5 млн. лет назад ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод по флогопиту из оливинового меланефелинита) или 362 ± 11 млн. лет назад (то же, Rb-Sr-изохронный метод) возникла трубка взрыва на горе Намуайв.

Мельтейгит-ийолит-уртиты, вмещающие апатито-нефелиновые месторождения, и другие породы, слагающие «Центральную дугу» Хибинского массива

Породы «Центральной дуги» как *рудовмещающие* самым детальнейшим образом изучены многими исследователями, в том числе и автором (Боруцкий, 1983; 1988; 1997; 2004; 2010), но в отношении интерпретации их природы и генезиса до сих пор существуют непримиримые противоречия — петрологи настаивают на интрузивном их происхождении и не хотят рассматривать факты, заставляющие в этом сомневаться. Данная проблема в деталях рассматривалась нами в предыдущем очерке (Боруцкий, 2012), поэтому напомним только самое необходимое.

Пристальное внимание к мельтейгит-уртитам обусловлено двумя причинами. С одной стороны, они характеризуются наиболее высоким содержанием фосфора. Согласно О.Б. Дудкину (1977), со ссылкой на Р.О. Дели, именно для мельтейгит-ийолит-уртитов характерно максимальное среднее содержание P_2O_5 (мас.%) — 1.26, более высокое, чем в оливиновых перидотитах (0.04), пикритах (0.20) и нефелиновых сиенитах (0.24). По данным Ле Метра (Петрография, 1981), высокие содержания P_2O_5 также установлены в урритах (0.47) и якуширангитах (0.99), хотя более низкие, чем в нефелинитах (1.07) и малиньитах (1.19), в то время как в нефелиновых сиенитах и фонолитах не превышают, соответственно, 0.13 и 0.18 мас.%. Среднее содержание P_2O_5 для Хибин в целом — 0.21 мас.%, для массивных хибинитов — 0.27, трахитоидных хибинитов — 0.25, лавочорритов — 0.32, трахитоидных фойяитов — 0.34, массивных фойяитов ядра — 0.32, рисчорритов — 0.34. Содержание фосфора в хибинских мельтейгит-урритах варьирует в пределах 0.009 — 5.96 мас.% (Дудкин, 1977), причем максимальные значения характерны для массивных грубозернистых уртитов и мельтейгитов (табл. 1). Понятно, что было логично связывать возникновение апатитовой минерализации прежде всего

⁵ — Относительно природы расслоенного комплекса мельтейгит-ийолит-уртитов и апатитсодержащей уртит-ювит-рисчоррит (с кальсилитом) нефелинсиенитовой интрузии см. следующие разделы. По этому вопросу наши выводы существенно расходятся с представлениями А.А. Арзамасцева.

Таблица 1. Эквивалентные петрохимические формулы (O,F = 50) и коэффициенты основности $\Delta Z_{298}^{\text{H}_2\text{O}}$, ккал, рассчитанные по методу А.А. Маракушева (Маракушев, 1979) для апатитовых нефелиновых сиенитов Хибинского вулcano-плутонического комплекса и для его «Центральной дуги»

Породы	Формула	K + Na	K/Na	Fe ²⁺ /Fe ³⁺	ΔZ
<i>Нефелиновые сиениты:</i>					
Хибиниты (40 ан.)*	Na _{5,31} K _{2,44} Ca _{0,55} Sr _{0,02} Mg _{0,28} Fe ²⁺ _{0,78} Fe ³⁺ _{0,51} Mn _{0,06} Ti _{0,24} Al _{7,22} Si _{16,06} P _{0,03} O _{49,87} F _{0,13}	7.75	0.46	1.53	3.60
Фойяиты (17 ан.)	Na _{5,32} K _{2,15} Ca _{0,44} Sr _{0,01} Mg _{0,25} Fe ²⁺ _{0,51} Fe ³⁺ _{0,41} Mn _{0,04} Ti _{0,17} Al _{7,33} Si _{16,30} P _{0,06} O _{49,93} F _{0,07}	7.47	0.40	1.24	3.34
Лявочорриты (32 ан.)	Na _{5,40} K _{2,34} Ca _{0,74} Sr _{0,04} Mg _{0,33} Fe ²⁺ _{0,77} Fe ³⁺ _{0,42} Mn _{0,08} Ti _{0,32} Al _{7,27} Si _{15,79} P _{0,05} O _{49,86} F _{0,14}	7.74	0.43	1.83	3.69
Луявриты (12 ан.)	Na _{4,79} K _{2,96} Ca _{1,15} Mg _{0,73} Fe ²⁺ _{1,13} Fe ³⁺ _{0,74} Mn _{0,06} Ti _{0,55} Al _{6,32} Si _{15,63} P _{0,04} O ₅₀	7.75	0.62	1.53	3.97
<i>Толща ритмично расслоенных мельтейгит-уртитов дифференцированного комплекса:</i>					
В целом (109 ан.)	Na _{6,46} K _{1,71} Ca _{2,36} Mg _{1,29} Fe ²⁺ _{1,02} Fe ³⁺ _{1,22} Mn _{0,07} Ti _{0,74} Al _{6,74} Si _{13,79} P _{0,20} O _{50,00}	8.17	0.26	0.84	4.75
<i>Верхняя зона:</i>					
Среднезернистые ийолиты (21 ан.)	Na _{6,51} K _{1,78} Ca _{2,10} Mg _{1,12} Fe ²⁺ _{0,95} Fe ³⁺ _{1,23} Mn _{0,07} Ti _{0,71} Al _{6,58} Si _{14,00} P _{0,18} O _{50,00}	8.29	0.27	0.77	4.62
Мелкозернистые ийолиты (9 ан.)	Na _{6,54} K _{1,71} Ca _{2,14} Mg _{1,14} Fe ²⁺ _{0,96} Fe ³⁺ _{1,27} Mn _{0,06} Ti _{0,81} Al _{7,07} Si _{13,49} P _{0,20} O _{50,00}	8.25	0.26	0.76	4.68
<i>Средняя зона</i>					
Мелкозернистые ийолиты (21 ан.)	Na _{6,19} K _{1,62} Ca _{2,51} Mg _{1,35} Fe ²⁺ _{1,00} Fe ³⁺ _{1,18} Mn _{0,06} Ti _{0,61} Al _{6,26} Si _{14,15} P _{0,13} O _{50,00}	7.81	0.26	0.85	4.67
Мелкозернистые уртиты (16 ан.)	Na _{7,23} K _{1,85} Ca _{1,86} Mg _{0,84} Fe ²⁺ _{0,86} Fe ³⁺ _{1,04} Mn _{0,05} Ti _{0,59} Al _{8,20} Si _{13,20} P _{0,16} O _{50,00}	9.08	0.26	0.83	5.05**
Мельтейгиты (17 ан.)	Na _{3,55} K _{0,75} Ca _{4,73} Mg _{2,71} Fe ²⁺ _{2,39} Fe ³⁺ _{2,41} Mn _{0,13} Ti _{1,33} Al _{3,04} Si _{12,70} P _{0,67} O _{50,00}	4.30	0.21	0.99	3.91
<i>Нижняя зона:</i>					
Среднезернистые ийолиты (10 ан.)	Na _{6,25} K _{1,62} Ca _{2,64} Mg _{1,43} Fe ²⁺ _{0,91} Fe ³⁺ _{1,19} Mn _{0,08} Ti _{0,81} Al _{6,49} Si _{13,73} P _{0,16} O _{50,00}	7.87	0.26	0.76	4.72
Мелкозернистые ийолиты (15 ан.)	Na _{6,69} K _{1,75} Ca _{2,29} Mg _{1,17} Fe ²⁺ _{1,02} Fe ³⁺ _{1,04} Mn _{0,05} Ti _{0,79} Al _{7,26} Si _{13,32} P _{0,23} O _{50,00}	8.44	0.26	0.98	4.57
<i>Апатитовые метасоматиты:</i>					
Грубозернистые уртиты (91 ан.)	Na _{6,89} K _{1,94} Ca _{1,72} Mg _{0,54} Fe ²⁺ _{0,67} Fe ³⁺ _{0,82} Mn _{0,05} Ti _{0,44} Al _{8,22} Si _{13,48} P _{0,48} O _{50,00}	8.83	0.28	0.82	4.73
Ювиты (107 ан.)	Na _{5,97} K _{3,40} Ca _{1,32} Mg _{0,54} Fe ²⁺ _{0,63} Fe ³⁺ _{0,76} Mn _{0,05} Ti _{0,48} Al _{7,87} Si _{14,26} P _{0,20} O _{50,00}	9.37	0.57	0.83	4.73
Рисчорриты (98 ан.)	Na _{4,24} K _{1,16} Ca _{0,51} Mg _{0,27} Fe ²⁺ _{0,56} Fe ³⁺ _{0,50} Mn _{0,03} Ti _{0,23} Zr _{0,05} Al _{7,84} Si _{15,50} P _{0,05} O _{49,91} F _{0,09}	8.40	0.98	1.12	4.15

Примечание: в скобках приведено общее число анализов. ΔZ — коэффициент основности. Жирным шрифтом выделены повышенные, обращающие на себя внимание, содержания калия, фосфора и коэффициент основности.

с магматической кристаллизацией мельтейгит-ийолит-уртитовой интрузии или вычлененной из нее какой-либо отдельной субинтрузии, хотя, по-видимому, всем исследователям ясно, что содержания фосфора в этих породах хоть и максимальны, но не столь высоки, чтобы обеспечить формирование гигантских хибинских апатитовых залежей с содержанием P₂O₅, достигающем в богатых рудах 23–27 мас.%. С другой стороны, пространственная связь апатитовой минерализации с подстилающими грубозернистыми массивными уртитамы была столь очевидна, что использовалась как поисковый признак для нахождения новых скрытых залежей и как подтверждение генетической связи между этими образованиями.

Н.А. Елисеев (Елисеев, 1937; Елисеев и др., 1939) рассматривал ийолит-уртиты как жильную фацию рисчорритов — полого-падающую к центру массива, коническую, одноактную, отчетливо расслоенную интрузию, полосчатое внутреннее строение которой целиком обусловлено процессами гравитационно-кинетической дифференциации, вызвавшей образование в висячем ее боку апатитовых залежей. При следующей съемке геологи (Минаков и др., 1967; Зак и др., 1972) считали ее уже самостоятельной интрузией и выделили в продуктивную толще три субфазы: I — ийолитовую подрудную, в лежачем боку толщи, II — мельтейгит-ийолитовую надрудную, в висячем ее боку и III — уртитовую, собственно рудную, продуктивную, подстилающую

щую рудные залежи. Петрологи (Иванова, 1963; Иванова и др., 1970) добавили еще две субфазы — мелкозернистых ийолитов, наиболее распространенных в виде линзовидных обособлений в линзовидно-полосчатых и сетчатых апатито-нефелиновых рудах и линзовидных ийолитах, а также (разделив надрудную субфазу геологов на две) — трахитоидных полевощпатовых ийолитов (малиньитов), развитых на востоке массива в районе Ньюоркпахка-Суолуайва, и массивных среднезернистых полевощпатовых уртитов (ювитов) в районе Коашвы. То есть была предпринята попытка рассматривать магматическую кристаллизацию апатита из конкретной уртитовой рудной субфазы.

Но затем произошла «контрреволюция» — вспомнив старые представления Н.А. Елисеева о дифференцированности ийолит-уртитовых пород, многие петрологи, по аналогии с вошедшими в моду представлениями о ритмично расслоенных интрузиях скайергардского типа (Уэйджер, Браун, 1970), начали рассматривать толщу мелко/среднезернистых трахитоидно-гнейсовидных мельтейгит-ийолит-уртитов как интрузию такого же типа, с ритмичной кристаллизационно-гравитационной расслоенностью (Титов и др., 1970; Кравченко и др., 1976; 1979; 1980; 1981; 1985; Ноздря, 1978; Арзамасцев, Кондратович, 1978; Арзамасцев, Иванова, 1985). Принимая механизм ритмичного расслоения Уэйджера и Брауна, С.М. Кравченко с сотрудниками пришли к выводу, что дифференциация расплава на мельтейгиты, ийолиты и уртиты произошла *in situ*, уже после внедрения интрузии в нефелиновые сиениты, от лежащего бока к висячему, что подтверждается выявлением ими скрытой расслоенности в распределении микропримесей Sr и REE в аксессуарном апатите, сфене и пироксене и ванадия в титаномagnetите. Однако, казалось бы, что в ритмично расслоенных интрузивах, аналогичных апаитовым породам Ловозерского и Илимаусакского массивов, логично было бы ожидать приуроченности апатитовой минерализации к слоям определенного состава (например, уртитовым или мельтейгитовым), как это происходит с лопаритом и эвдиалитом, а не концентрации апатита в виде обособленных внутри толщ крупнейших в мире залежей. Исследователей также почему-то не смущало, что слоистость в мельтейгит-уртитовой толще лежит не горизонтально, как это должно быть в гравитационно расслоенных породах, образующихся *in situ*, а падает под углом от 15–30° до 40–50° к центру массива, полагая, что нарушение могло

быть вызвано последующим опусканием восточной части тела вдоль кольцевого разлома. Не смущало и то, что апатитовые залежи находятся в средней части предполагаемой интрузии, и если бы кристаллизационно-гравитационная дифференциация была направлена от подошвы интрузии к висячему ее боку, массовое выпадение тяжелого апатита произошло бы раньше, чем образование уртитовой (подстилающей рудные залежи) толщ. Так или иначе, но приверженцы «магматической» гипотезы генезиса хибинских апатитовых месторождений до сих пор считают «доказанным» их образование путем кристаллизации мельтейгит-уртитовой или уртитовой интрузии.

Так бы оно и было, если бы проводившие поисковое бурение геологи Хибиногорской партии Мурманской экспедиции ПГО Севзапгеология (В.П. Павлов, И.И. Перекрест, В.В. Смирнов и др.) не установили, что рудовмещающая толща ритмично расслоенных мелко/среднезернистых трахитоидно-гнейсовидных мельтейгит-ийолит-уртитов *не является интрузией*, внедренной в нефелиновые сиениты, так как снизу подстилается трахитоидными хибинитами, а с востока повсеместно круто срезается лавочорритами, то есть не имеет корней (Титов и др., 1970; Перекрест, Смирнов, 1985). Скорее всего, она представляет собой гигантский серповидный реликт, аналогичный по геологической позиции ксенолиту палеовулканитов и щелочных ультрамафитов «Западной дуги», зажатому между хибинитами. Напомним, что здесь же, в пределах северного и северо-западного участков апатитоносной толщ ийолит-уртитов, в апатитовых урритах рудной зоны и на контакте урритов с трахитоидными хибинитами и лавочорритами установлены также и более мелкие ксенолиты фенитизированных амфибол-биотит-полевощпатовых роговиков с сульфидами, исходными породами для которых были протерозойские амфиболиты и сланцы серии имандра-варзуга (Новые хибинские..., 1982). Согласно геофизическим данным (Арзамасцев, Глазнев, 2004), выклинивание мельтейгит-уртитовой «интрузии» действительно наблюдается на глубине 2–3 км, а ниже Хибинский субвулкан вообще утрачивает кольцевое строение, характерное для интрузивов «центрального типа».

Ритмично расслоенная толща безусловно формировалась при участии каких-то гравитационных процессов, либо магматической дифференциации (как гипабиссальная интрузия, связанная с ранней стадией вулканизма), либо послыного накопления эффузивов (хо-

тя это и не объясняет происхождения закономерной ее ритмичности). Однако ясно, что слоистая толща сформировалась раньше образования плутологических пород Хибинского субвулкана, и если апатитовая минерализация возникла на ранней стадии путем кристаллизационно-гравитационной дифференциации мельтейгит-уртитовой гипабиссальной интрузии, то вряд ли рудные залежи могли сохраниться от последующих геологических потрясений в первозданном виде. С Древним возрастом мельтейгит-уртитовой толщи согласились и О.Б. Дудкин с сотрудниками (Дудкин и др., 1988), предположив, однако, что щелочно-основные породы образовались, по-видимому, в результате преобразования ранних щелочных ультрамафитов под влиянием нефелинсиенитовой магмы.

Детали строения дифференцированной толщи опубликованы в работах (Ноздря, 1978; Арзамасцев, Кондратович, 1978; Арзамасцев, Иванова, 1985) и обсуждались нами ранее (Боруцкий, 2012). Наибольшую сложность при анализе фактических данных при этом представляет учет наложения более поздних грубозернистых образований, выделенных нами в качестве апаитовых метасоматитов (см. следующий раздел), и в частности отделение мелко/среднезернистых гнейсовидно-грахитоидных уртитов дифференцированной толщи от наложенных грубозернистых/пегматоидных массивных уртитов. Предпринятое нами (Боруцкий, 2004; 2010₁) минералогическое картирование пород дифференцированной толщи мельтейгит-уртитов, по-возможности, в стороне от локализации апатит-нефелиновых залежей и подстилающих массивных грубозернистых уртитов (гора Равумчорр, разрез 7А, скв. 541), с определением на микрозоне состава главных породообразующих минералов, показала, что рассматриваемые породы не избежали влияния наложенных процессов фенитизации и постмагматического изменения — нефелинизации, амфиболитизации и эгиринизации. Для толщи в целом, от подошвы к всящему боку, показано слабое возрастание содержания *Ne* минала (73 — 76%) при уменьшении *Ks* (27 — 24%) и постоянном *Q* (3%) в нефелине, коррелирующееся с возрастанием *As* минала (27 — 42%) при уменьшении *Di* (52 — 43%) и *Hd* (11 — 7%) в пироксене, что указывает на общее возрастание натриевой щелочности снизу вверх. Вместе с тем, в более лейкократовых ийолит-уртитовых наблюдается развитие пойкилобласт нефелина с образованием порфировых разновидностей пород и собирательная перекристаллизация нефелина в ур-

титов вплоть до возникновения грубозернистых их разновидностей. А в меланократовых ийолитах и мельтейгитах развиваются крупные пойкилобласты бурого катофорита, с магнезиальностью $m_g = 0.48 - 0.74$ (напоминающие катофорит в фенизированных ультрабазитах «Западной дуги»), замещаемого в позднюю стадию магнезиоарфведсонитом с $m_g = 0.49 - 0.64$.

Если рассматривать дифференцированные мельтейгит-ийолит-уртиты как останец ранее образованных пород, опущенный в кальдеру, заполненную нефелин-сиенитовым расплавом, то можно объяснить наблюдаемые изменения в химическом и минеральном составе и структуре-текстуре слагающих его пород процессом фенитизации, то есть метамагматизма, обусловленного воздействием на них отщепленных от нефелинсиенитового расплава магматических флюидов. Избирательное поведение пород разного химического состава, структуры и более высокой основности замещаемого субстрата по сравнению с составом нефелиновых сиенитов (табл. 1) соответствует принципу кислотно-основного взаимодействия, сформулированному Д.С. Коржинским (Коржинский, 1946; 1955; 1955; 1960) — новообразованные минералы в породах более высокой основности в большей степени обогащаются наиболее основными и обедняются кислотными компонентами. Как следует из данных, приведенных в таблице, дифференцированные мельтейгит-уртиты существенно отличаются от нефелиновых сиенитов более высокой суммой щелочей $Na + K$ при резком преобладании натрия над калием, преобладанием Fe^{3+} над Fe^{2+} и высокими коэффициентами основности ($\Delta Z_{298}^{H_2O/K}$ 3.91 — 5.05 ккал), причем наивысшее значение ΔZ найдено для уртитов средней зоны, то есть именно той части толщи, в которой локализуются апатито-нефелиновые залежи. Мы полагаем, что это не случайность, тем более что уртиты сосуществуют здесь с мельтейгитами — породами с пониженной основностью, но с наиболее высоким содержанием фосфора в Хибинском массиве. К этой же части «Центральной дуги» приурочен и главный рудоконтролирующий разлом Хибин (Вировлянский, Благодетелева, 1981), что может объяснить интенсивное проявление здесь процессов фенитизации. Равновесные с нефелинсиенитовой магмой, отщепленные от нее флюиды должны быть обогащены калием (табл. 1), а в силу кислотно-основного взаимодействия его активность возрастает, что приводит вначале к обогащению метасоматических новообразований щелоча-

ми с аномальным преобладанием калия, а затем к выравниванию их химического состава с составом окружающих нефелиновых сиенитов.

Агпайтовые метасоматиты в породах «Центральной дуги»

В настоящее время среди пород «Центральной дуги» определенно выделяются две генетические группы: рассмотренные выше, ритмично расслоенные мелко/среднезернистые гнейсовидно-трахитоидные, ранее образованные мельтейгит-уртиты и развивающиеся по ним крупно/гигантозернистые вплоть до пегматоидноподобных массивные уртиты, постепенно переходящие в полевошпатовые уртиты, затем в ювиты и в *уникальные* гигантозернистые рисчорриты, соответствующие по составу и структуре кальсилит-содержащим нефелиновым сиенитам. В качестве подчиненной ветви рассматривается аналогичный ряд: меланократовые и мезократовые ийолиты → малиньиты → рисчорриты. Именно эти породы, а не агпайтовые нефелиновые сиениты, по названию которых обычно выделяется данный тип апатитовых месторождений, вмещают промышленные залежи и, несомненно, имеют с ними наиболее тесную генетическую связь.

Выделению данных образований предшествует длительная история (Курбатов, 1948; Солодовникова, 1959; Тихоненков, 1963; Руденко, 1964; Минералогия..., 1978; Титов и др., 1971; Руденко, Кузнецов, 1984; Титов, Кузнецов, 1985; Вировлянский, Ноздря, 1984; 1985; Перекрест, Смирнов, 1985; Зотов, 1989). Наши данные изложены в работах (Боруцкий, 1988; 1997; 2010₁; и др.). Не нужно объяснять, что это — узловая проблема Хибин и хибинских апатито-нефелиновых месторождений, однако она далеко не всегда решается на должном методологическом уровне. Нередко высокоточные и строгие, но проведенные «в пробирке», физико-химические эксперименты навязываются геологам в качестве рекомендуемых или официально утвержденных моделей, несмотря на то что они не подтверждены или не соответствуют конкретным геологическим данным.

В качестве критериев проверки и подтверждения выдвинутых предположений, нами применялись «*минералого-генетические индикаторы*» (Боруцкий, 2012). Первостепенное значение при этом имели данные о посткристаллизационных твердофазовых

превращениях в минералах, так как именно они могут быть непосредственно использованы как индикаторы явлений мегамагматизма, метаморфизма и метасоматизма ранее образованных пород. В качестве таких индикаторов использовались данные о щелочных полевых шпатах (Боруцкий, 1969; 1988; 1997; 2005; 2010₂; 2012; Боруцкий и др., 1975; 1984; 1986; Минералогия..., 1978; Органова и др., 1992; Трубкин, Боруцкий, 1993) и фельдшпатоидах (Боруцкий, 1973; 1976; 1988; 1997; Агеева, Боруцкий, 2004; Ageeva *et al.*, 2012), а также о многих акцессорных минералах агпайтовой и ультраагпайтовой ассоциаций (Агеева, 2002; Боруцкий и др., 2014).

Образования, рассматриваемые нами как *агпайтовые метасоматиты*, при наложении на ритмично расслоенные породы мельтейгит-уртитовой толщи, имеют с ними нечеткие размытые контакты с постепенными переходами и сохранением реликтов, неравномерное «пятнистое» сложение, варьирующий химический состав и нередко пойкилобластовую структуру. Слагающие их минералы характеризуются коррозионными взаимоотношениями и локальной метасоматической зональностью внутри зерен, указывающей на замещение натриевых и калиево-натриевых минералов калиевыми и последующую перекристаллизацию в виде новообразований. По мере развития (табл. 1) метасоматиты вначале существенно обогащаются щелочами (уртиты и ювиты), содержание которых затем падает (рисчорриты), но отношение K/Na постоянно растет, а коэффициент основности — падает.

Далеко не все исследователи согласны с интерпретацией данных образований как *метасоматитов*. Т.Н. Иванова и А.А. Арзамасцев (Иванова, Арзамасцев, 1985; Арзамасцев и др., 1987), пытаясь объяснить аномальную обогащенность этих пород калием и кремнием, рассматривали их как последовательно внедрившиеся из самостоятельного промежуточного магматического очага *интрузии*, сформировавшиеся в результате последовательного фракционирования щелочно-основной магмы в направлении: уртиты → полевошпатовые уртиты → ювиты → рисчорриты. Это соответствует экспериментальным данным Л.Н. Когарко с соавторами (Когарко и др., 1984), показавшим, что уртитовый расплав в ходе кристаллизации эволюционирует в сторону обогащения остаточной жидкости полевошпатовым⁶ компонентом. Сомнитель-

⁶ — Данные эксперименты проведены в системе «нефелин-диопсид-апатит», то есть без калия, и остаточная жидкость обогащается не калиевым, а натриевым полевым шпатом (альбитом). Сомнительно, что с помощью таких экспериментов можно корректно объяснить аномальное обогащение рассматриваемых пород калием, с образованием таких порообразующих минералов, как адуляровидный существенно калиевый полевой шпат и калиевый аналог нефелина — кальсилит.

но однако, чтобы аномально обогащенный калием и кремнием расплав, образовавшийся «по остаточному принципу» из исходной щелочно-основной магмы, был способен закристаллизоваться в виде столь огромных по объему масс рихсчорритов, на порядок превышающих выходы сосуществующих с ними уртитов. Что-то подобное мы уже обсуждали выше в связи с генезисом апатитовых нефелиновых сиенитов, не касаясь возможности аномального обогащения их калием.

Изучение типоморфных особенностей минералов апатитовых метасоматитов на современном научно-методическом уровне подтвердило вывод об их *уникальности*. Ничего подобного в мире, по-видимому, пока не известно. Изучение щелочных полевых шпатов показало, что, в отличие от калиево-натриевых полевых шпатов (пертитов) нефелиновых сиенитов и фонолитов, для всех разновидностей метасоматитов типоморфными являются только адуляриовидные существенно калиевые полевые шпаты, с высокой степенью Si/Al-неупорядоченности (низкий санидин — высокий ортоклаз), с небольшой микропримесью Ba, Sr, Rb и Fe, образующие скелетные метакристаллы в интерстициях зерен нефелина в урритах и полевошпатовых урритах, объединяющиеся в крупные (до 5–20 см) пойкилобласти в ювитах, малиньитах и рихсчорритах. Аналогичный скелетный K-полевой шпат накладывается местами и на сосуществующие ритмично расслоенные мельтейгит-уртиты. Образование санидина с таким структурным состоянием можно было бы интерпретировать, как признак высокотемпературной магматической кристаллизации из специфических существенно калиевых расплавов, если бы не тесные взаимоотношения его с максимально упорядоченным микроклином, поле устойчивости которого не поднимается выше 550°C (Боруцкий, 1969; 1988; 1997; 2005; 2012; Минералогия..., 1978). Сосуществование K-полевых шпатов в структурно-антагонистических модификациях однозначно указывает на метастабильную кристаллизацию адуляря-санидина в поле устойчивости микроклина, что возможно только при температуре ниже 500–550°C (Боруцкий, 2010). Формирование нефелин-полевошпатовых пойкилокристаллов сопровождается коррозией нефелина полевым шпатом, что подтверждает их интерпретацию как пойкилобластов, но в рихсчорритах наблюдается уже последующая их перекристаллизация с образованием морфологически равновесных агрегатов. Таким образом, с помощью «*минералого-генетические индикато-*

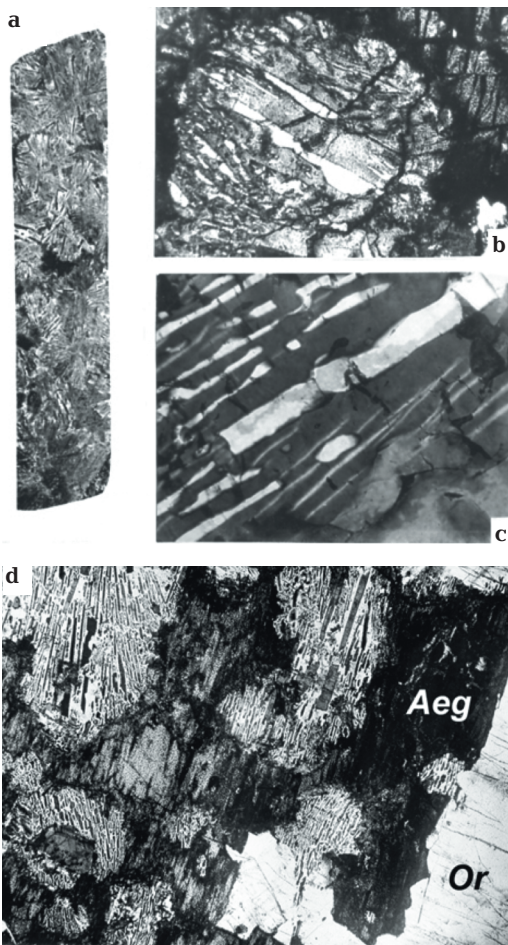


Рис. 4. Округлые включения симплектитовых кальсит-полевошпатовых агрегатов, диагностированных как эпидейцититы, внутри зерен эгирин-диопсида в ювитах горы Расвумчорр: а — керн, диаметр 4.5 см; б–д — шлифы, николи скрещены: б — округлое (шестиугольное) включение эпидейцита с сохранением внешних границ, $\times 30$; с — травление и собирательная перекристаллизация пластинок распада кальсита в полево шпате, $\times 60$; д — разнообразие форм кальситит-полевошпатовых симплектитов, включенных в эгирин и ортоклаз. (Данные автора).

ров» (Боруцкий, 2012) были полностью подтверждены представления С.М. Курбатова (1948) и Л.Л. Солодовниковой (1959), что рихсчорриты являются метасоматитами, возникшими путем замещения массивных грубозернистых уртитов с той лишь разницей, что рассматриваем их формирование не из чисто гидротермальных, а, скорее всего, из флюидных растворов, отщепленных от нефелинсиенитовой магмы в процессе магматической фенитизации.

Принципиальное значение имеет находка в ювитах и рихсчорритах калиевого аналога

нефелина — кальсилита, образование которого трудно было ожидать в массиве существенно натриевых агапитовых нефелиновых сиенитов (Боруцкий, 1973; 1976). Он широко варьирует по морфологии, образуя разнообразные кальсилит-полевошпатовые сростки — симплектиты, микрографические агрегаты и более грубые пластинчатые сростания. Округлая форма (рис. 4) и суммарный химический состав овалов, соответствующий лейцититу, послужили основанием для интерпретации их как продуктов фазового распада лейцита (эпилейцитов), испытавших в метасоматитах дальнейшую собирательную перекристаллизацию (Боруцкий, 1988). Эта идея поддержана петрологами (Плечов, Серебряков, 2004), предположившими, что участки с эпилейцитом в рисчорритах являются реликтами фергуситов — калиевых ультраосновных пород лейцит-пироксенового состава. Это могло бы быть дополнительным аргументом в пользу палеовулканической природы мельтейгит-уртитовой толщи «Центральной дуги». Однако пород, которые можно было бы однозначно интерпретировать, как реликты фергуситов, пока не найдено, если такие породы и были, то они начело преобразованы в ходе формирования рисчорритов. Нераспавшийся лейцит в Хибинах нами был обнаружен, но в совершенно другой обстановке. Он представляет собой вторичное образование в виде мелких (20–40 мкм) зерен, выделившихся вдоль секущих трещинок в нефелине. Микродифракционная картина и энергодисперсионный спектр, снятые с помощью электронного микроскопа JEM-100С с приставкой Kevex-5100 (аналитик А.В. Сивцов, ИГЕМ) подтвердили чисто калиевый его состав и принадлежность к низкотемпературной тетрагональной α -модификации I_4/a с параметрами $a = 13.06$, $c = 13.8\text{\AA}$, в которой

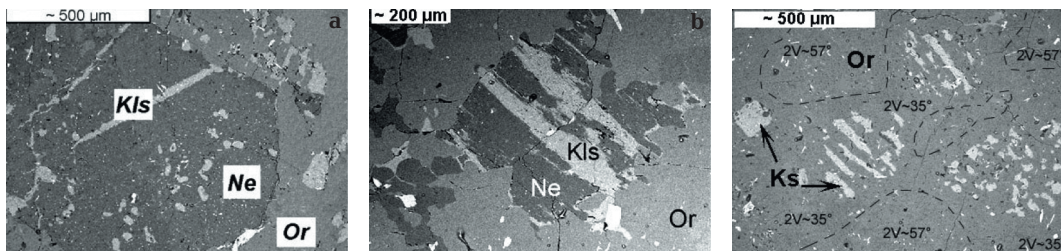
лейцит образуется ниже 625°C (Боруцкий, 1988).

Чрезвычайно важно, что кальсилит был обнаружен и вне сростков с К-полевым шпатом. Он замещает зерна нефелина во всех метасоматитах (в массивных урритах, ювитах и рисчорритах), сначала вдоль тонких прожилков, а затем с образованием псевдоморфоз, в которых натрий полностью вытесняется калием (рис. 5а, б). Замещение нефелина кальсилитом начинается раньше процесса калишпатизации, так как в адуляр-санидине часто наблюдаются группы пятен кальсилита, объединенные общими контурами, очевидно, бывших зерен нефелина, ставшего неравновесным по отношению к полевоому шпату в ходе К, Si-метасоматоза и полностью растворенного, тогда как кальсилит, по-видимому, равновесный в данном процессе, сохранился (рис. 6) (Агеева, Боруцкий, 2004; Боруцкий, 2012). Выполненные О.А. Агеевой (Агеева, Боруцкий, 2010; Агеева *et al.*, 2010) измерения под оптическим микроскопом на 4-осном столике Федорова с использованием программ трехмерного моделирования «AutoCad» и «Diamond» и последующие исследования, проведенные ею с помощью метода «EBSD» (Electron back scatter diffraction) в Венском Университете, Австрия, подтвердили, что ориентировка ламелей в кальсилит-полевошпатовых сростаниях и выделений кальсилита в нефелине и нефелина в полевоом шпате в корродированных и перекристаллизованных блоках кристаллах строго закономерна и соответствует главным кристаллографическим направлениям (осям, плоскостям), вдоль которых, по-видимому, и проходили ионообменные замещения компонентов в системах «кристалл-среда-кристалл» (Агеева *et al.*, 2012).

Таким образом, формирование агапитовых метасоматитов «Центральной дуги» име-

Рис. 5. Замещение кальсилитом вкрапленника нефелина в адулярвидном ортоклазе в рисчорритах горы Расвумчорр. Электронный микроскоп JSM-5300, Link ISIS. Аналитик Н.В. Трубкин: а — замещение зерна нефелина кальсилитом вдоль тонких трещинок; б — более интенсивное замещение зерна нефелина кальсилитом по прожилкам и в виде каемочек по периферии. (По О.А. Агеевой и Б.Е. Боруцкому, 2004).

Рис. 6. Реликты кальсилита в адулярвидном санидине, сохранившиеся в стадии калишпатизации ювита от полностью замещенного вкрапленника нефелина, испытавшего в предшествующую стадию частичную кальсилитизацию. Распределение пятен кальсилита позволяет реконструировать контуры бывших зерен нефелина. Расвумчорр. Электронный микроскоп JSM-5300, Link ISIS. Аналитик Н.В. Трубкин. (По О.А. Агеевой и Б.Е. Боруцкому, 2004).



ло длительную геологическую историю, в течение которой происходили и метасоматические ионообменные процессы и замещения с образованием новых минеральных фаз, и фазовый распад с последующей собирательной перекристаллизацией, завершившуюся образованием на конечных стадиях гигантских нефелин-полевошпатовых пойкилокристаллов, придавших рихсчорритам их неповторимый пегматоидный облик. О.А. Агеевой (Агеева, 2002) были детально изучены также акцессорные минералы в метасоматитах «Центральной дуги», и продемонстрировано четкое разделение их на две группы: неравновесных корродированных минералов-реликтов замещающей матрицы и достигших равновесия идиоморфных перекристаллизованных минералов-новообразований, со стабилизированными химическим составом и кристаллической структурой. Выявление типоморфизма данных минералов позволило оценить границы их полей стабильности, а некоторые из них даже реабилитировать как самостоятельные минеральные виды, как это произошло, например, с беталомоносовитом (Боруцкий и др., 2014).

Как уже рассматривалось выше, образование апатитовых метасоматитов объясняется нами, как результат процессов фенитизации (метамагматизма) реликтовых ритмично расслоенных мельтейгит-уртитов при воздействии на них отщепленных от нефелин-сиенитовой магмы флюидов (Коржинский, 1987; Зотов, 1989). Мы не знаем точного состава этих равновесных с фанолитовым расплавом флюидов, но очевидно, что длительное их воздействие должно было привести к образованию пород, близких по составу к апатитовым нефелиновым сиенитам, что согласуется с нашими наблюдениями. Понятно, что флюиды эти должны быть высокощелочными, скорее всего калиево-натриевыми, и их воздействие было длительным, особенно в наиболее разогретой средней части Хибинской кальдеры⁷. Замещаемый мельтейгит-ий-олит-уртитовый субстрат в целом имел высокую щелочность-основность, хотя отдельные пачки существенно различались по химическим свойствам (табл. 1). В соответствии с принципом кислотно-основного взаимодействия Д.С. Коржинского (Коржинский, 1960) формальные концентрации компонентов, определяющие характер минералообразования в данных системах, должны быть скорректированы на возрастание активности более основных в последовательности: $Rb > K > Na > Ba > Sr > Ca > La > Mg > Ce > Nd > Mn > Yb > Tb >$

$Fe^{2+} > Al^{3+} > Th^{4+} > Si^{4+} > Fe^{3+} > B^{3+} > Ta^{5+} > Nb^{5+} > Hf^{4+} > Zr^{4+} > P^{5+} > Ti^{4+}$ (Маракушев, 1979). Это объясняет появление ультраапатитовых и апатитовых ассоциаций минералов, с преобладанием калия над натрием и изоморфными замещениями, соответствующими приведенной выше последовательности химических элементов.

О грубозернистых массивных урритах

Многие исследователи, посещающие Хибин, к сожалению, не понимают, что уррит *уртиту* – рознь. В первую очередь это относится к принципиальным различиям между мелко/среднезернистыми урритами дифференцированной толщи, которые возникли благодаря процессам кристаллизационно-гравитационного фракционирования щелочно-основного расплава (по-видимому, в раннюю стадию становления Хибинского субвулкана), и грубозернистыми массивными урритами, как правило, подстилающими апатитовые залежи и, несомненно, имеющими иную генетическую природу.

Этой проблеме посвящены работы (Руденко, 1964; Титов и др., 1971; Руденко, Кузнецов, 1984; Титов, Кузнецов, 1985). Согласно выводам С.А. Руденко, грубозернистые урриты образовались путем собирательной перекристаллизации мелкозернистых уртитов дифференцированной толщи. Об этом свидетельствуют сохранившиеся реликты расслоенных пород (рис. 7), заметная обогащенность нефелина калием, развитие пойкилобластовых обособлений эгирин-диопсида и титаномagnetита с вкрапленниками нефелина и некоторых акцессорных минералов. Согласно Н.Ю. Бардиной и В.С. Попову (1991), нефелинизация ультрабазитов на ранней стадии фенитизации является нормальным обычным явлением. В нашем случае в меланократовых щелочно-основных породах также наблюдается образование порфиروبластовых вкрапленников нефелина, но, по-видимому, мелкозернистые урриты находились в равновесии с флюидами ранней стадии фенитизации, и происходила, в основном, только их перекристаллизация в крупно/гигантозернистые, а затем и пегматоидные разновидности уртитов и, местами, в нефелин-пироксеновые «пегматиты» со сфеном и титаномagnetитом. Характерно, что новообразованный нефелин при этом обогащается калием.

Выше сказанное позволяет выделить три стадии или три фации (относительно перемещающегося фронта фенитизации) последо-

⁷ – Напомним, что формирование Хибинского вулканоплутонического комплекса длилось 26 миллионов лет (Арзамасцев и др., 2007; Арзамасцев, Беляцкий, 1999; Arzamastsev, 2015).

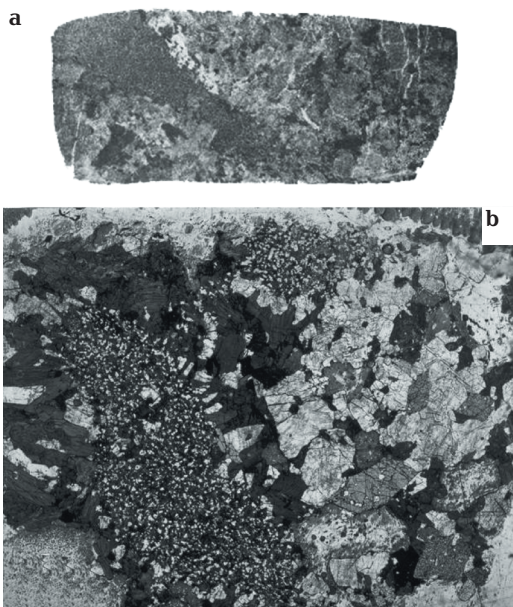


Рис. 7. Реликты мелкозернистого уррита дифференцированной мельтейгит-уртитовой толщи в массивном грубозернистом уртите, гора Расвумчорр, скв. 541: а — ядро, диаметр 7 см; б — шлиф, $\times 10$, скрещенные николи. (Данные автора).

вательного преобразования грубозернистых уртитов, различающиеся химическими особенностями метасоматизма и типоморфизмом новообразующихся минералов:

1) На ранней, наиболее высокотемпературной, *натривой* стадии процесса имела место нефелинизация дифференцированных мельтейгит-ийолит-уртитов, выразившаяся в образовании порфириобластовых вкрапленников нефелина в мельтейгитах и мезократовых ийолитах и в интенсивной перекристаллизации мелкозернистых уртитов средней части ритмично расслоенной толщи в *грубозернистые массивные уртиты*, подстилающие апатито-нефелиновые залежи. При этом СаМg пироксен замещался NaFe эгирином, а существенно кальциевые (Са₂Na) амфиболы — гастингсит и эденит — или кальциево-натриевые (СаNa₂) амфиболы — катфорит и керсутит — замещались существенно натриевым (Na₃) арфведсонитом, в котором был установлен избыток натрия, входящий (кроме полностью занятой структурной позиции А) вместо магния в позицию М. Местами (особенно по прожилкам) в расслоенных породах кристаллизовались акцессорные натриевые аптаитовые минералы: эвдиалит, энigmatит, лампрофиллит и тому подобное, а в новообразованных урритах — натриевые и калиево-натриевые минералы ультрааптаитовой

(суперщелочной) ассоциации: ломоносовит, магнезиоастрофиллит, тинаксит, канасит, фенаксит, дельхайелит, гакманит, пектолит, виллиомит, а также калиевые сульфиды — джерфшерит и расвумит.

2) В следующую, *раннюю калиевую* стадию процесса нефелин грубозернистых уртитов по прожилкам вдоль трещинок и с периферии замещался кальсилитом. Натриевые акцессорные аптаитовые минералы метасоматически замещались калиево-натриевыми и калиевыми: эвдиалит — K,Na эвдиалитом и вадеитом, Sr,Na лампрофиллит — K,Ba,Na лампрофиллитом, и вместе с ранее образованными дельхайелитом, фенакситом, канаситом, тинакситом, джерфшеритом и расвумитом кристаллизовались щербаковит и илимаусит. Причем, кроме псевдоморфоз с частично сохранившимися корродированными реликтовыми минералами, в результате перекристаллизации возникли равновесные новообразования ряда минералов.

3) На *поздней калиевой* стадии преобразования грубозернистых уртитов наблюдается интенсивная полевошпатизация с образованием адуляровидного ортоклаз-санидина (существующего с максимально-упорядоченным микроклином) в виде скелетных метакристаллов, разрастающихся до образования гигантских нефелин-полевошпатовых пойкилобластов с корродированными включениями нефелина и сохранившимися реликтами кальсилита. Коррозии подвергаются и ранее образованные натриевые и кальциевые акцессорные минералы. Образующиеся рихорриты приближаются по химическому составу к нефелиновым сиенитам, продуцировавшим флюиды, воздействующие на щелочно-базитовые реликтовые породы. На этом заканчивается собственно фенитизация, но процесс не останавливается, а постепенно переходит в менее щелочно-основную гидротермальную цеолитовую стадию, в которую гидроксил- и оксонийсодержащие акцессорные минералы (например, K,(H₃O) эвдиалит) сменяются водосодержащими, и ведущая роль наиболее основных компонентов в минералообразовании снижается.

То есть, фенитизация — процесс конкретный, зависящий и от вариаций состава флюидов, и от скорости и длительности их инфильтрации, и от эволюции флюидов во времени, и от физико-химических параметров системы, и от состава замещаемого субстрата. Критически настроенные исследователи иногда обращают внимание на отсутствие, по их мнению, в рассматриваемых аптаитовых метасоматитах *метасоматической зональности*

(метасоматической колонки), характерной, например, для скарнов, что, по их мнению, не позволяет признать рассматриваемые образования метасоматитами. Это заблуждение. Зональность наблюдается и в нашем случае, но как *микрizonaльность* — в отдельных участках породы и даже в отдельных зернах, что выражается в сосуществовании неравновесных реликтовых состояний и равновесных новообразований. Это происходит из-за превышения скорости инфильтрации флюидов в замещаемый субстрат, по сравнению со скоростями химических реакций минералообразования (Граменицкий и др., 2000).

Однако далеко не все исследователи разделяют наши представления. Так, в частности, Г.М. Вировлянский и В.И. Ноздря (1984; 1986) настаивали на том, что уртиты рудной фазы представляют собой самостоятельную апатитсодержащую интрузию, секущую ритмично расслоенные мельтейгит-уртиты, и следовательно, на глубине могут быть обнаружены новые «слепые» апатитовые залежи.

Учитывая все, сказанное выше, мы считаем, что проблему генезиса хибинских апатито-нефелиновых месторождений возможно решить только при исчерпывающем знании геологии Хибин, тщательном анализе достоверности и возможности приложения выдвинутых гипотез, при квалифицированном сопоставлении экспериментально полученных физико-химических данных с фактическими геологическими взаимоотношениями. При этом обязательно должны быть учтены рассмотренные выше представления о природе грубозернистых уртитов и прояснена пространственная и эмпирически найденная генетическая их связь с вышележащими апатитовыми залежами. На основании сказанного, можно предполагать, что залежи промышленных апатито-нефелиновых руд сформировались в *раннюю натриевую* стадию фенинизации, или на передовом ее фронте, но не связаны непосредственно с магматической кристаллизацией уртитов, так как первичные, так называемые *бедные руды* находятся не в урритах, а в вышележащих линзовидно-полосчатых мелкозернистых ийолит-урритах, а природное *обогащение руды* связано с длительной геологической историей продуктивной толщи.

Апатитовая минерализация

Месторождения апатитовых и комплексных апатитсодержащих руд мира приурочены к магматическим, метаморфогенным и гипергенным формациям, но в нашей стране

90% запасов P_2O_5 приходится на долю магматических: формация апатитовых нефелиновых сиенитов с апатито-нефелиновыми месторождениями (Хибинны), щелочно-базитовая формация с апатито-магнетитовыми месторождениями (Гаюм, Маймакан, Ессей, Браас, Маган) и щелочно-ультрабазитовая формация с карбонатитами с апатито-редкометалльно-магнетитовыми месторождениями (Ковдор, Красномайское, Жидойское) (Геология..., 1980). Геохимически фосфор тесно связан с Ti и Fe (apatит обычно ассоциирует с магнетитом, титаномагнетитом, ильменитом, сфеном, рутилом, пироксеном, биотитом). Ассоциация апатита с нефелином в Хибинах выпадает из этой закономерности, то есть является *уникальной*. Однако, обсуждая проблематичный генезис хибинских апатито-нефелиновых месторождений, целесообразно сравнивать их с апатитовой минерализацией в щелочных ультрабазитах и базитах, ксенолиты которых, как было показано выше, присутствуют в нефелиновых сиенитах Хибинского массива (Каледонский комплекс..., 1965).

Обсуждаемые в статье фактические данные получены в результате работ профессионалов разных специальностей — геологов съемщиков, тектонистов, петрологов, минералогов, аналитиков, связанных с апатитовой тематикой многие годы: А.Н. Лабунцовым (1930), В.И. Влодавцем (1929; 1930₁; 1930₂), М.П. Фивегом (1932), Н.А. Елисеевым (1937), С.М. Курбатовым (1948), Т.Н. Ивановой (1963; 1968), Г.М. Вировлянским, Ю.Н. Благодетелевой, М.П. Казаковой, В.И. Ноздрей (Вировлянский и др., 1965; Вировлянский, 1968; Вировлянский, Благодетелева, 1964; 1971; 1972; Казакова, 1965; Вировлянский, Ноздря, 1984; 1986; Ноздря, 1985), О.Б. Дудкиным, Л.В. Арзамасцевой, Е.Г. Балаганской (Дудкин, 1977; Дудкин и др., 1986; 1988; Дудкин, Скиба, 1991; Арзамасцева и др., 1991), Ф.М. Онохиным (1963; 1965; 1975), Е.А. Камневым (1973; 1975), Ф.В. Минаковым (Минаков и др., 1967), И.И. Перекрестом и В.В. Смирновым (1985) и другими исследователями. Несмотря на то, что представления специалистов нередко противоречили друг другу, полученные ими фактические данные являются надежной фундаментальной основой для всех выводов о геологии, петрологии и минералогии Хибинского массива. Отличительной особенностью Хибин была редкая возможность проверки соответствия предположений и научных выводов исследователей реальным геологическим взаимоотношениям, благодаря проведению геологической съемки, широко-

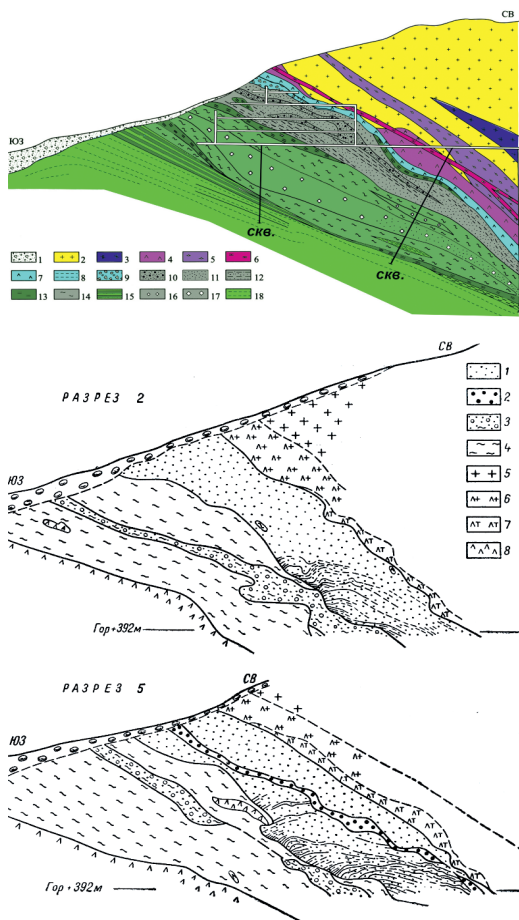


Рис. 8. Геологический разрез через апатитовую залежь месторождения Кукисвумчорр: 1 – моренные отложения; 2 – рясчоррит; 3 – мельтейгит; 4 – малиньит; 5 – полевошпатовый ийолит; 6 – луяврит; 7 – сфеновый ийолит; 8 – ийолит с апатитом; 9 – ийолитовая брекчия; 10 – апатитовая брекчия; 11–17 – апатито-нефелиновые породы: 11 – пятнистые; 12 пятнисто-полосчатые; 13 – сетчатые; 14 – линзовидно-полосчатые; 15 – полосчатые; 16 – мелкоблоковые; 17 – крупноблоковые; 18 – подстилающий мельтейгит-уртит.

Внизу – разрезы через залежь с указанием положения главного конического разлома и признаков сбросовых явлений, выражающихся в искривлении полосчатости в рудах:

1 – богатая пятнистая руда; 2 – апатитовая брекчия; 3 – крупноблоковая руда; 4 – линзовидно-полосчатая руда; 5 – рясчоррит; 6 – полевошпатовый ийолит; 7 – сфенизированный ийолит; 8 – ийолит-уртит. (По Ф.М. Онохину, 1965; 1975).

масштабного поискового и структурного бурения на глубину 1.5–2.0 км и интенсивных горных работ на эксплуатируемых месторождениях.

Согласно данным геологической съемки и последующего поисково-разведочного бурения (Каменев, 1973), хибинские апатито-не-

фелиновые месторождения представляют собой ряд линзовидных залежей *единого тела*, вписывающегося в мельтейгит-уртитовую дугу, пространственно связанного с грубо/среднезернистыми уртитам и мелкозернистыми и порфириовидными лейкократовыми ийолитами, разобценного по простиранию и по падению пережимками. Отдельные залежи выделены как месторождения, условно объединяемые в три рудных поля: Партомчорр и Куэльпор (Северо-Западное поле), Кукисвумчорр, Юкспор, Апатитовый цирк и плато Расвумчорр (Юго-Западное) и Восточный Расвумчорр, Эвеслогчорр, Коашва, р. Вуоннемийок, Ньоркплахк-Суолуайв и Олений ручей (Юго-Восточное рудное поле). Апатитовые залежи локализованы как внутри уртитовой толщи (Коашва) или в висячем ее боку (Кукисвумчорр, Юкспор, Расвумчорр, Партомчорр) (рис. 8), так и в трахитоидных ийолитах (Ньоркплахк) (рис. 9). Вместе с мельтейгит-уртитовой толщей рудные залежи полого падают к центру массива, подстилаются трахитоидными хибинитами, а на востоке срезаются льявочорритами.

Различают главные структурно-текстурные типы хибинских апатито-нефелиновых руд. Первоначально они были выделены технологами из-за необходимости проводить ручную рудоразборку, так как обогатительная фабрика не была сдана в срок (Черный, 1932). В настоящее время это деление упрощено, но имеет важное для нас генетическое значение: выделяются *убогие руды* – с очень тонкой сеткой апатитовых зерен (до 17–21% апатита) с содержанием (мас.%) P_2O_5 5–6 и Al_2O_3 18–20, постепенно переходящие в безрудные ийолиты, *бедные руды* – *сетчатые* (до 25% апатита) (рис. 10а–е) и *линзовидно-полосчатые* (25–75% апатита) (рис. 10f, g), с содержанием P_2O_5 15–16 и Al_2O_3 16–17 и *богатые руды* (рис. 10d, e, g, h) – *пятнисто-полосчатые* (50–90% апатита) и *пятнистые* (60–95% апатита), с содержанием P_2O_5 23–27 и Al_2O_3 9–10, а также *блоковые руды* – пегматоидного облика (25–75% апатита) (рис. 10i) (Геология..., 1980). Апатит образует мелкозернистую массу или прожилки белого или зеленого цвета, плотная нефосфатная масса сложена нефелином, эгирином, сфеном и титаномagnetитом. Установлены также брекчии с содержанием нефосфатных минералов 40–70% и более, с корродированными зернами нефелина, с общим содержанием P_2O_5 27–15 мас.% и меньше (рис. 10j, k).

Как уже обсуждалось выше, в истории формирования месторождений отмечалось проявление *раннемагматической, позднемаг-*

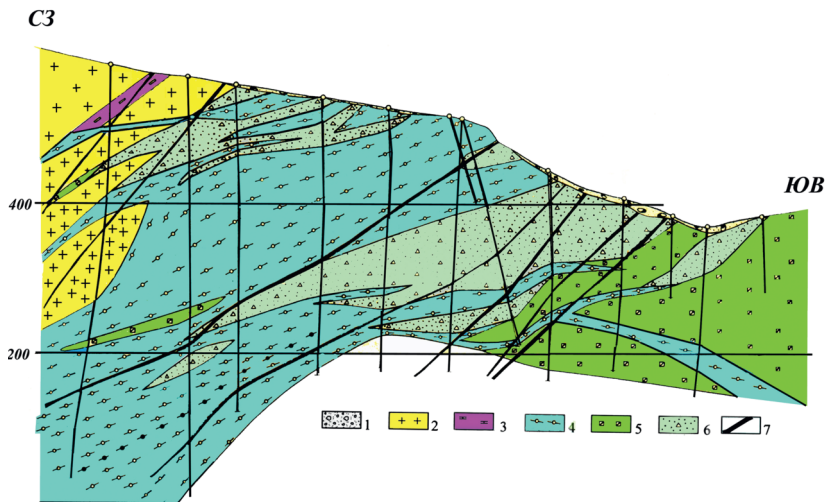


Рис. 9. Геологический разрез через рудное поле месторождения Ньоркпахк: 1 – четвертичные отложения, 2 – дайки лампрофиров, 3 – ийолиты трахитоидные, 4 – лувявриты трахитоидные, 5 – брекчия апатито-нефелиновой руды с ийолитовым цементом, 6 – ювиты массивные, 7 – рихсчорриты массивные.
По Е.А. Каменеву (Геология..., 1980).

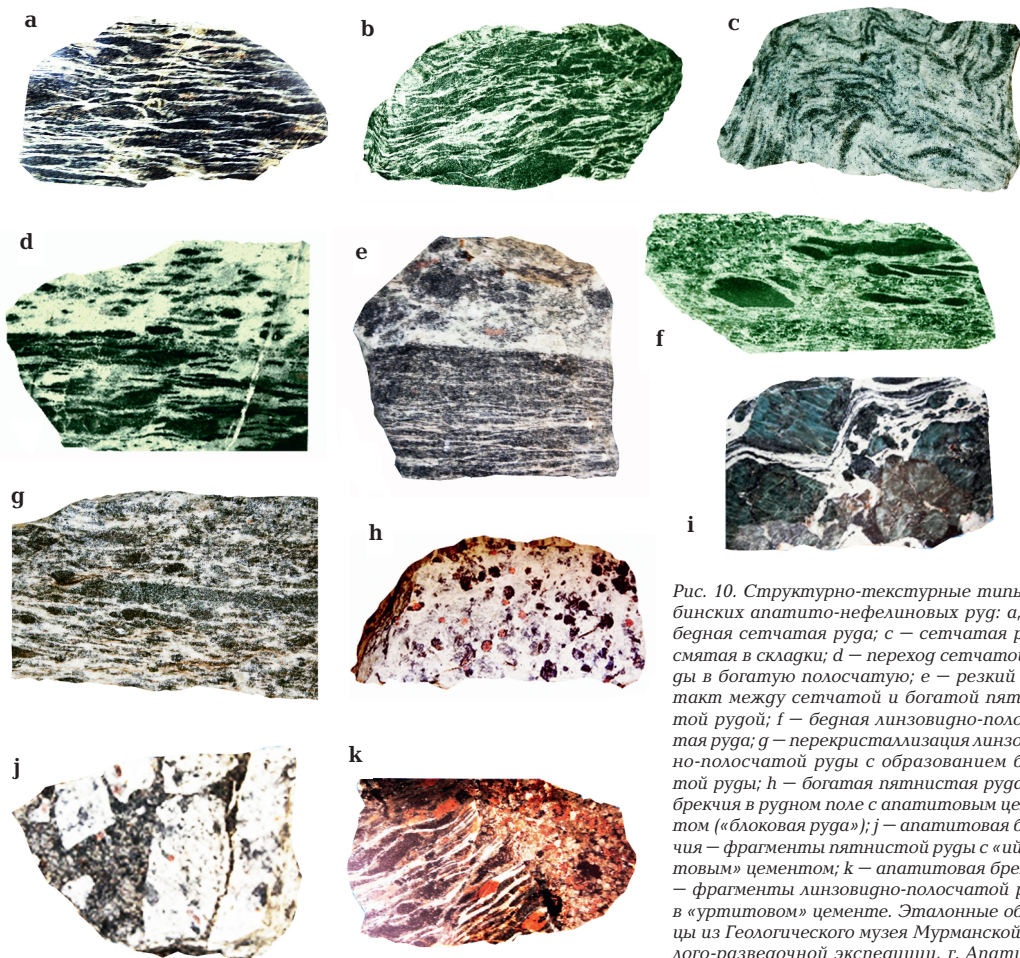


Рис. 10. Структурно-текстурные типы хибинских апатито-нефелиновых руд: а, б – бедная сетчатая руда; с – сетчатая руда, смятая в складки; d – переход сетчатой руды в богатую полосчатую; e – резкий контакт между сетчатой и богатой пятнистой рудой; f – бедная линзовидно-полосчатая руда; g – перекристаллизация линзовидно-полосчатой руды с образованием богатой руды; h – богатая пятнистая руда; i – брекчия в рудном поле с апатитовым цементом («блоковая руда»); j – апатитовая брекчия – фрагменты пятнистой руды с «ийолитовым» цементом; k – апатитовая брекчия – фрагменты линзовидно-полосчатой руды в «уртитовом» цементе. Эталонные образцы из Геологического музея Мурманской геолого-разведочной экспедиции, г. Апатиты. (Фото автора).

матической и постмагматической тектоники, в результате чего возникли раздробленность и блокировка пород и руд, глыбовые расколы, брекчии, взбросы-надвиги и крупный главный конический разлом, прослеженный по всей разрабатываемой части залежей, между зоной богатых и бедных руд, более чем на 12 км (от Куэльпора до плато Расвумчорр). Развитие этих представлений позволило выделить также долгоживущую тектоническую коническую зону, названную Главным рудо-контролирующим разломом Хибин (Вировлянский, Благодетелева, 1971; Геология..., 1980), контролирующую, по мнению данных исследователей, положение дорудных массивных уртитов, апатитовых залежей и порудных пород верхней контактной зоны по их падению (Вировлянский, Благодетелева, 1964).

В результате геологами выделены шесть структурных ярусов месторождений, различающихся по характеру слагающих их руд: 1 — глубокие горизонты (ниже нулевой отметки) Кукисвумчорра, Юкспора и Расвумчорра на участке Гакман-Юкспорийок — с маломощной (менее 50 м) крутопадающей (40–60°) залежью бедных сетчатых, линзовидно-полосчатых и вкрапленных (в уртите) руд; 2 — центральные части Кукисвумчорра, Юкспора и Расвумчорра — с мощной (50–200 м) пластовой пологопадающей (10–30°) залежью с зональным размещением богатых и бедных руд; 3 — рудные участки Куэльпора и Восточного Расвумчорра — с маломощной (до 20 м) залежью брекчированных руд, наклоненной под углом 30–40° к центру массива; 4 — Коашва, Партомчорр — с мощными (до 100 м — Партомчорр и 470 м — Коашва) рудными зонами, разделенными на несколько горизонтов, падающих под углом 20–35°; 5 — р. Вуоннемийок — с маломощной (20–50 м) залежью сфен-apatитовых пород, падающей под углом 30–40° к центру массива; 6 — Ньоркпахк — с мощной (100–200 м) зоной брекчированных руд, разделенной ийолит-уртитов на серию пологих залежей (Геология..., 1980).

Строение рудной зоны Кукисвумчоррско-го месторождения (рудник имени С.М. Кирова), первого введенного в эксплуатацию и наиболее изученного, выбрано в качестве эталонного (рис. 8). Согласно первоначальному описанию (Вировлянский и др., 1965), мощность рудной залежи от 40 до 200 м, простира-

ние 1800 м, падение 28–38° на СВ. В качестве маркирующих горизонтов выделены: 1) ийолит-уртиты, подстилающие рудное тело⁸; 2) линзовидно-полосчатые руды нижнего горизонта; 3) крупноблоковые руды; 4) линзовидно-полосчатые руды верхнего горизонта; 5) пятнистые руды и 6) породы верхнего контакта. Зона бедных руд (мощность 100–150 м, 18% P₂O₅) представлена сетчатости (7%), линзовидно-полосчатости (75%), полосчатости, мелкоблоковыми и крупноблоковыми (10%) породами. Зона богатых руд (мощность 20–80 м, 28% P₂O₅) — пятнистыми, пятнисто-полосчатыми, брекчиевыми породами. По падению обе зоны выклиниваются.

Детали строения толщи показаны на рисунке 8. Они не позволяют безоговорочно принять упрощенные гипотезы формирования апатитовых залежей как в результате ликвации ийолит-уртитовой магмы (Мелентьев, Ольшанский, 1952; Делицына, Мелентьев, 1969; Мелентьев и др., 1972; Делицын и др., 1974), так и кристаллизационно-гравитационной дифференциации в варианте, предложенном Л.Н. Когарко (Когарко, 1977; Когарко и др., 1984). Природные взаимоотношения значительно более сложные и указывают на длительность геологической истории формирования залежей, осложненной неоднократным вмешательством тектоники. Идею об образовании апатитовых тел вследствие первично-магматического расслоения ийолит-уртитовой магмы в процессе гравитационно-кинетической дифференциации высказывал еще Н.А. Елисеев (1937). В отличие от него, Т.Н. Иванова (1963) настаивала на существовании самостоятельной апатит-нефелиновой интрузии, внедрившейся вслед за ийолит-уртитом. Однако нижний контакт *линзовидно-полосчатых бедных руд* отбивается от подстилающих ийолит-уртитов только по содержанию P₂O₅ через выдержанные зоны (мощностью 200–250 м по падению и 300–500 м по простиранию) сетчатых, полосчатых и мелкоблоковых руд с ксенолитами ийолит-уртитов. При этом линзочки мелкозернистого ийолита «обтекаются» прослоями мелкозернистого апатита и уррита (точнее, цепочками более крупных зерен нефелина). *Крупноблоковые руды*, находящиеся по середине зоны (мощностью 10–25 м), прерываются по простиранию несколько раз до 50 м и содержат участки (ксенолиты?)

⁸ — Теперь они описываются как массивные средне/грубозернистые уртиты с подчиненным развитием участков ийолитов. По более поздним данным (Минеральные..., 1981), с включением в эксплуатацию других разведанных участков апатитовая залежь продлена по простиранию до 2,5 км, а по падению прослежена на расстояние 1,0–2,5 км с падением 25–35° на СВ. Мощность залежи варьирует от 50–60 м на северо-западном фланге до 200 м на юго-восточном (в среднем около 150 м).

Таблица 2. Химические анализы апатита из апатито-нефелиновых и сфен-apatитовых руд Хибинского массива и щелочно-ультраосновных пород Ковдорского месторождения, мас.%

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	0.12	0.30	0.17	0.39	0.26	0.33	0.19	0.10	0.12	0.12
TiO ₂	—	0.00	—	0.00	0.00	0.09	0.00	0.01	0.01	0.00
P ₂ O ₅	40.94	40.69	40.76	40.57	39.63	39.35	41.29	41.56	41.40	41.10
Al ₂ O ₃	0.16	0.15	0.22	0.17	0.35	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01
TR ₂ O ₃	1.07	0.90	0.98	0.95	2.44	1.55	0.17	0.15	0.20	0.49
Fe ₂ O ₃	0.05	0.13	0.14	0.13	0.14	0.05	0.07	0.03	0.03	0.03
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0.02	0.06	0.04	0.05	0.10	0.03	0.14	0.12	0.10	0.05
MnO	0.06	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
CaO	51.87	52.53	52.30	51.69	49.23	48.13	55.48	55.63	55.57	55.28
SrO	3.23	2.64	2.82	3.80	5.32	7.83	0.29	0.31	0.31	0.35
Na ₂ O	0.15	0.37	0.23	0.11	0.32	0.28	0.19	0.16	0.18	0.17
K ₂ O	0.02	0.06	0.04	0.01	0.08	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00
H ₂ O	0.33	0.27	0.29	0.53	0.46	—	0.27	0.25	0.26	0.33
CO ₂	—	—	0.01	—	—	0.01	0.53	0.45	0.42	0.44
Cl	—	—	—	0.01	—	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
F	3.15	3.32	3.35	2.97	3.21	3.40	1.20	1.24	1.40	1.68
-O=F ₂	1.32	1.40	1.41	1.24	1.35	1.43	0.51	0.52	0.59	0.71
Сумма	100.15	100.04	100.13	100.15	101.56	99.71	99.36	99.53	99.45	99.36

Примечания: 1 — линзовидно-полосчатые бедные руды (среднее из 2-х ан.); 2 — линзовидно-полосчатые бедные руды (20 ан.); 3 — пятнистые богатые руды (3 ан.); 4 — пятнисто-полосчатые богатые руды (8 ан.); 5 — апатитовая залежь в ризочорритах горы Поачвумчорр (4 ан.); 6 — сфен-apatитовые линзы в трахитоидных ийолитах участка Северный Ляво-чорр-Валепахк (4 ан.); 7 — апатит-форстеритовые руды (10 ан.); 8 — апатит-форстерит-магнетитовые руды (11 ан.); 9 — апатит-кальцит-магнетитовые руды (8 ан.); 10 — кальцитовые карбонаты с апатитом (5 ан.). Ан. 1–6 — Хибинский массив, 7–10 — Ковдорское месторождение. Ан. 1 и 3 — Дудкин, 1977, 2, 4, 5 — Иванова, 1968, 6 — Арзамасцева и др., 1991, 7–10 — Балаганская и др., 1991.

линзовидно-полосчатых руд. Многие геологи интерпретируют линзовидную и полосчатую структуру руд как эффект направленного течения расплава с захватом менее плотных ийолитовых «рыбок», а контакт крупноблоковых руд с линзовидно-полосчатыми — как интрузивный, то есть крупноблоковые руды молеж линзовидно-полосчатых, но старше пятнистых (мощность 10 — 45 м), с которыми они контактируют висячем боку рудной толщи. Наконец, среди богатых пятнистых руд присутствуют брекчированные руды, в которых обломки апатитовых пород цементируются ийолит-уртитовым материалом, насыщенным апатитом. Мощность брекчии от 2 — 15 м до 20 — 50 м в раздувах, а размеры апатитовых обломков — от нескольких сантиметров до 5 — 15 м и более. Такие брекчии рассматриваются как результат дробления уже сформировавшегося рудного тела вдоль поздних тектонических нарушений.

Но данные взаимоотношения можно проинтерпретировать и по-другому. Если мы принимаем вывод о ритмичной расслоенности дифференцированной мельтейгит-уртитовой толщи на ранней стадии формирования

Хибинского субвулкана, то слоистая структура сетчатых и линзовидно-полосчатых апатитовых руд хорошо объясняется заимствованием исходной структуры замещаемого субстрата, то есть бедные руды могут рассматриваться как наиболее ранние образования апатитовых залежей. Огрубление крупноблоковых, пятнисто-полосчатых и пятнистых разновидностей богатых руд может быть объяснено дальнейшим развитием процесса, последующей перекристаллизацией обособлений апатита в подходящих тектонических структурах. С этим согласуется сохранение многочисленных реликтов сосуществующих минералов (нефелина, пироксена, титаномагнетита, сфена, даже эвдиалита) в богатых пятнистых рудах. Химический состав апатита (табл. 2) при этом принципиально не меняется, но, как отмечалось выше, хибинский апатит существенно обогащен REE и Sr, заметно отличаясь, например, от апатита щелочно-ультрабазитовых пород и карбонатов. Сопоставление хибинского апатита с апатитом щелочных ультрабазитов не подтверждает высказанного рядом авторов (Дудкин и др. 1986; 1988) предположения о генети-

ческой связи его с выходами щелочно-ультрабазитов на северо-западе Хибин.

Одним из аргументов такой связи является присутствие в линзовидно-полосчатой руде перовскита. Однако геохронологические данные, полученные А.А. Арзамасцевым с сотрудниками (Арзамасцев и др., 2007; Arzamastsev, Fu-Yuan Wu, 2014; Arzamastsev, 2015), показывают, что возраст, определенный $^{238}\text{U}/^{236}\text{Pb}$ методом по перовскиту (370 ± 3 млн. лет), оказался значительно моложе возраста перовскита из ксенолита пироксенита щелочно-ультраосновных пород (383 ± 7 млн. лет) и близок к возрасту становления апатитовых нефелиновых сиенитов массива (367 \pm 5 млн. лет), найденному У. Краммом и Л.Н. Когарко (Kramm, Kogarko, 1994). Это является прямым свидетельством генетической связи апатитовой минерализации не с щелочными ультрабазитами, а с апатитовыми породами — рисчорритами и массивными уртитам (Арзамасцев и др., 1987). К сожалению, пока нет данных о возрасте ни дифференцированных мельтейгит-уртитов, ни массивных уртитов и рисчорритов. Ранее было отмечено, что не подтверждается и генетическая связь апатито-нефелиновых пород с хибинскими карбонатитами, так как апатит в них практически отсутствует, а возраст является существенно более молодым (367 — 366 млн. лет).

Эволюция гипотез генезиса хибинских апатит-нефелиновых месторождений

Проблема генезиса хибинских месторождений никогда не была праздной. Она сразу же приобрела решающее значение не только для ученых, но и для руководства страны, перед которым встала фантастическая перспектива освоения фосфатного сырья в далеком Заполярье при скудных финансовых возможностях. Финансировать или нет? Об этом мы знаем из статьи М.П. Фивега (Фивег, 1932). «Геометрическая» связь апатитовых залежей с мельтейгит-уртитам была очевидной в силу их залегания, но намечались две возможности: либо фосфор находился в ийолитовой магме и после внедрения ее в нефелиновые сиениты обособился путем кристаллизационной дифференциации в виде апатитовых руд висячем ее боку, либо фосфаты отделились от ийолит-уртитовой магмы где-то на глубине и внедрились в виде самостоятельной «apatитовой» (или апатито-нефелиновой) интрузии.

В первом случае, можно было ожидать только обычного выделения отдельных шли-

ров или небольших линз в ийолитах («эвмагматических, сегрегационных»), не представляющих особой ценности для промышленности и не позволяющих планировать существенного расширения работ. Таких взглядов на основании изучения западной части плато Расвумчорр придерживался Б.М. Куплетский (1928), а затем Н.А. Елисеев (1937). Но подобная генетическая концепция никак не устраивала ни авторитетных ученых Геолкома, ни ответственных представителей советской и партийной власти.

Во втором случае, фосфатная магма, после отделения ее от ийолитовой (или какой-либо другой) где-то на глубине, внедрялась в ранее образованные, уже консолидированные ийолиты, и масштабы руды не лимитировались объемом щелочно-базитовой интрузии («эпимагматические, инъекционные» залежи). Раскристаллизацией такого «остаточного расплава», богатого фосфором и железом, объясняла происхождение найденных ею апатитовых прожилков Н.Н. Гуткова (1924). Той же идеи придерживался, но уже для промышленных апатитовых залежей и А.Н. Лабунцов (1929), а В.И. Влодавец (1930,) предполагал, что *apatитовая магма* отделилась от материнской ийолитовой в момент ее внедрения в результате резкого падения давления и кристаллизовалась в виде апатитовых обособлений, кристаллизовавшихся на контакте ийолитов с вышележащими нефелиновыми сиенитами⁹. Как мы хорошо знаем, тогда победила вторая концепция.

Данная дилемма была руководящей во всей истории освоения хибинских руд — и при расширении масштабов добычи, и при подсчете запасов, и при поиске новых «слепых» апатитовых залежей. До сих пор разрабатываются гигантские месторождения прервосходного апатита, но мы точно не знаем, как они возникли. А.Е. Ферсман, Н.А. Елисеев, Е.А. Каменев, Ф.В. Минаков, О.Б. Дудкин, Б.Н. Мелентьев, Я.И. Ольшанский, Л.Н. Когарко разделяли представления Б.М. Куплетского и Н.А. Елисеева. Н.Н. Гуткова, Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, М.П. Фивег, В.И. Влодавец, Л.Б. Антонов, Т.Н. Иванова и другие склонялись к гипотезе А.Н. Лабунцова (Геология месторождений..., 1980). Исследователи расходились только в деталях: Н.Н. Гуткова полагала, что «apatитовая магма» — это остаточный *легматитовый* расплав, А.С. Амеланцов настаивал на *пневматолитово-гидротермальном* генезисе апатита, а С.М. Курбатов, С.С. Курбатов и Л.Л. Солодовникова доказывали образование его из *гидротермальных растворов*.

⁹ — Судя по наличию пойкилитового полевого шпата в описании этих пород (Фивег, 1932), они были позднее диагностированы как рисчорриты.

Используя успехи в технологии отделения апатита от нефелина, А.Е. Ферсман еще в 1931 г. писал: «*Флотация повторяет геохимический процесс, который шел в самой природе. Она поднимает кверху концентрат, т.е. апатит и отчасти сфен, опускает на дно нефелин, а дальнейшая флотация нефелиновых хвостов приводит, в результате, к очищенному нефелиновому концентрату, который окончательно падает на дно в виде осадка, абсолютно отвечающего по своему составу лучшим и наиболее чистым сортам уртитовой породы*» (Ферсман, 1931 — см. Избранные труды, 1959, с. 758). Позже он рассмотрел данную проблему во всей ее широте в своей знаменитой «Геохимии»: «*Для накопления фосфора нужно одновременное и притом весьма редкое сочетание природных факторов — меланократовости магматического расплава и летучести, что достигается только в двух случаях: 1) основные породы обогащаются летучими компонентами и в пневматолитах своих накапливают фосфор (норвежский тип габброидных месторождений); 2) или, благодаря апатитовому процессу, фосфор, естественно, накапливается в остаточных продуктах вместе с летучими компонентами (хибинский тип). Наконец, третьим фактором, ведущим к осаждению фосфора, является воздействие избыточного иона Са, что особенно характерно при контактовых процессах с известняками*» (Ферсман, Избранные труды, 1959, т. 4, с. 106).

Предлагались, конечно, и другие «странные» генетическим гипотезы, например, об образовании апатито-нефелиновых залежей путем перекристаллизации кладбища древних рыб (Тугут, 1954), или «*обособлении апатито-уртитового горизонта в нефелин-сиенитовом расслоенном Хибинском массиве вследствие жидкостной несмесимости, и образовании апатитовых залежей в верхних частях уртитового горизонта при всплывании апатитового расплава по мере его отделения от силикатного расплава*» (Маракушев, Сук, 1993), но мы не будем их рассматривать, так как, очевидно, имеем дело с полным незнанием материала и обсуждаемой проблемы.

Были предприняты попытки проверить гипотезы о ликвации и кристаллизационной дифференциации ийолит-уртитовой магмы экспериментальным путем.

Идея, что «*apatитовая магма*» отслоилась от ийолит-уртитовой родоначальной магмы путем ликвации где-то в промежуточном оча-

ге или *in situ*, очень популярна (Мелентьев, Ольшанский, 1952; Делицына, Мелентьев, 1969; Мелентьев и др., 1972; Делицын и др., 1974). Опыты в системе апатит-нефелин-вилломит (Делицына, Мелентьев, 1969) показали, что введение 20–80% соли NaF понижает температуру плавления (°C) апатита от 1650 до 770 (на 900°), а нефелина от 1526 до 1070 (на 450°), и в изотермическом разрезе 1200° расплав расслаивается на две несмешивающиеся алюмосиликатную и фторидно-фосфатную жидкости в широкой области с границами: 0–85% апатита, 0–72% нефелина и 15–100% NaF. Расслоение возникает мгновенно, и алюмосиликатная жидкость оседает на дно тигля, а фторидно-фосфатная — всплывает кверху, то есть имеет меньшую плотность. Таким образом, ликвация нефелинсодержащего расплава (щелочно-базитового или фонолитового) возможна, но при высокой температуре (порядка 1500°C), неправдоподобно высоким содержании фосфора в расплаве (20–30 мас.% P₂O₅) и соли NaF (не менее 20%). То есть, данные эксперименты трудно приложимы к обоснованию идеи об «*apatитовой магме*».

Опыты Л.Н. Когарко в системе нефелин — диопсид — апатит (Когарко 1977; Когарко и др., 1984; Когарко, 2015) показали, что предел растворимости P₂O₅ в природных щелочных магмах, даже при 1200–1300°C не превышает 10–11 мас.% (7–11% в мелилитовом нефелините и вдвое меньше в мельтейгит-уртитах), что соответствует 25% апатита. Однако в реальных хибинских ийолит-уртитах в среднем содержится около 1 мас.% P₂O₅, а в массивных уртитах, рассматриваемых как возможная рудопродуктивная интрузия — 2.3 мас.% P₂O₅ (5.5% апатита). При более высоком содержании апатит будет сбрасываться из расплава еще до внедрения апатитсодержащей интрузии. То есть образование «*apatитовой магмы*» (apatитового расплава) таким путем невозможно. Л.Н. Когарко предлагает следующий двухэтапный механизм образования хибинских апатитовых месторождений: 1 — исходная щелочно-ультраосновная магма, из которой кристаллизуются оливиновые или мелилитовые нефелиниты, фракционируется в промежуточном очаге до состава мельтейгит-уртитов, освобождаясь от избытка фосфора путем кристаллизации апатита на ликвидусе, после чего внедряется в нефелиновые сиениты в виде ритмично расслоенной дифференцированной интрузии¹⁰; 2 — в результате продолжающегося фракци-

¹⁰ — Напомним, что, в отличие от Л.Н. Когарко, мы рассматриваем дифференцированную толщу ритмично расслоенных мельтейгит-уртитов как ксенолит более древних пород, ассоциирующих с хибинскими палеовулканитами, а «*рудные уртиты*» как метасоматиты.

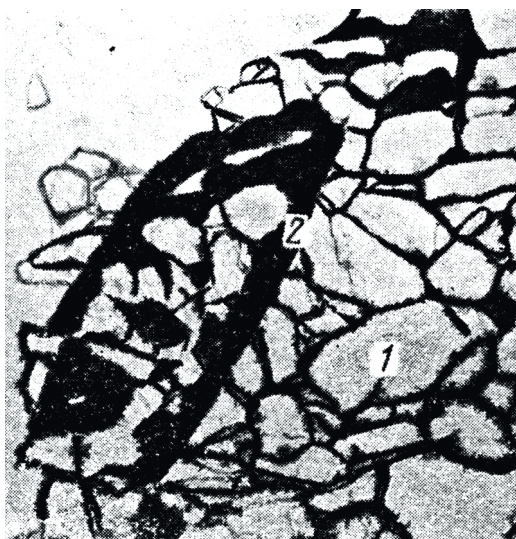


Рис. 11. Футляровидный кристалл пироксена, замещенный зернами апатита в линзовидно-полосчатой руде: 1 – апатит, 2 – эгирин-гроссит. Шлиф. $\times 48$. Никели параллельны. (По М.П. Казаковой, 1965).

онирования образуются так называемые «рудные уртиты» (средне/грубозернистые, массивные), внедряющиеся в еще не застывшую трахитоидную толщу со взвешенным в расплаве мелкозернистым апатитом, который в результате кристаллизационно-гравитационной дифференциации, в соответствии «с подправленным на размер зерен» законом Стокса, всплывает кверху и обособляется в висячем боку этой «новообразованной» интрузии в виде апатитовых залежей (Когарко и др., 1984). Решающим в данном случае является мелкий размер всплывающих зерен апатита, так как более крупные зерна сосуществующего нефелина опускаются на дно камеры, образуя толщу подстилающих грубозернистых массивных уртитов.

По нашему мнению, данные эксперименты скорее указывают на невозможность образования апатито-нефелиновых залежей путем магматической кристаллизации (с ликвацией или без нее), чем разрешают проблемы их генезиса. Во всяком случае, они плохо согласуются с наблюдаемыми геологическими соотношениями, так как наиболее распространенные бедные сетчатые и линзовидно-полосчатые руды представляют собой тонкую сетку прожилков мелкозернистого апатита в мелкозернистом ийолите (с соизмеримым размером зерен), а пропласты более крупнозернистого нефелина, ориентированные по падению толщи, перемежающиеся с пропластами мелкозернистого апатита, ха-

рактерны только для более богатых полосчатых и пятнисто-полосчатых руд.

Характеристика специфической «апатитовой магмы» прекрасно изложена в наблюдениях Т.Н. Ивановой: «Магма эта была не совсем обычная и характеризуется повышенным количеством летучих и редких элементов. Представления о характере фосфорного расплава А.Е. Фермана и Шнейдерхёна свидетельствуют о том, что он должен обладать сравнительно низкой температурой кристаллизации и большой подвижностью. Шнейдерхён, например, определяет кальций-фосфатный расплав как своеобразный магматически-пневматолитический расплав. ...Большая подвижность обусловила способность апатит-нефелиновой магмы к тонкому пропитыванию вмещающих пород по тончайшим трещинкам: об этом можно судить по тонкополосчатым текстурам сетчатых и линзовидно-полосчатых пород; апатитовая магма перекристаллизовывала некоторые минералы вмещающих пород (например, нефелин), компонентами которого она была насыщена, а другие (например, эгирин-авгит) растворяла; это отчетливо видно на линзочках мелкозернистого ийолита, включенных в апатит-нефелиновые породы, краевые части которых лишены эгирин-авгита и превращены в мономинеральные породы – уртиты; при этом нефелиновые зерна становятся крупнее и очищаются от микролитов эгирина» (Иванова, 1968, с. 73 – 74).

Замещение эгирин-авгита мелкозернистым агрегатом серого апатита с образованием футляровидных кристаллов в линзовидно-полосчатой породе наблюдались и другими исследователями, например, М.П. Казаковой (1965) (рис. 11). Необходимо вспомнить и о гидротермально-метасоматической гипотезе генезиса апатитовых месторождений С.М. Курбатова (1948), выдвинутой в результате детальнейших минералогических исследований, проведенных ленинградскими учеными (Л.Л. Солодовникова, С.А. Руденко, С.С. Курбатов) после войны на Кукисвумчорре. Тогда впервые были установлены признаки замещения пироксена ийолитов апатитом, то есть был найден источник кальция, объясняющий возможность интенсивной апатитизации в апатитовых существенно натриевых породах, а также реликты пегматитовых жил уртитового типа в апатито-нефелиновых рудах, свидетельствующие о более молодом возрасте руд относительно сосуществующих грубозернистых массивных уртитов, и впервые была высказана гипотеза о метасоматическом генезисе ювитов и рисчорритов в хо-

де преобразования уртитов при воздействии на них гидротермальных калиево-кремниевых растворов.

В связи с этим, представляет интерес обнаружение примеси ванадия в апатите бедных апатито-нефелиновых руд, отсутствующего в апатите из пегматита в рисчорритах, саамита из Ловозера и франколита из Ковдора, что может быть связано с замещением этой микропримеси из замещаемого пироксена (Пучкова, Боруцкий, 2015).

Исследования в Хибинах коллектива минералогов ИГЕМ РАН в течение 1958 – 2008 гг., широко применявшего «*минералого-генетические*» индикаторы петрогенезиса и рудогенезиса, внесли в развитие гипотезы С.М. Курбатова свою лепту. В результате этих исследований критерии метасоматического генезиса рассматриваемых геологических образований были дополнены данными о структурном состоянии полевых шпатов (Si/Al-упорядоченности, фазовом распаде), находками кальсилита и лейцита, детальным изучением пироксенов, амфиболов и слюд, а также акцессорных минералов ультращелочных (ультраагпаитовых) ассоциаций, обладающих цеолитоподобными свойствами и способными к ионному обмену с минералообразующей и минералосохраняющей средой.

На основании полученных данных мы считаем обоснованным возвращение к гипотезе С.М. Курбатова с сотрудниками о метасоматическом образовании грубозернистых уртитов, ювитов, рисчорритов и апатито-нефелиновых пород с тем лишь уточнением, что этот процесс нужно рассматривать как фенинизацию (метасоматизм магматической стадии или метамагматизм) захваченной в виде реликта в кальдере Хибинского субвулкана ранее образованной толщи мельтейгит-уртитов, под воздействием отщепленных от нефелинсиенитовой магмы флюидов. Место и время образования *apatit-нефелиновых* месторождений, по-видимому, соответствует Na-стадии фенинизации, чем объясняется пространственная (и генетическая) связь апатитовых залежей с грубозернистыми массивными уртитами, но изначально залежи возникли не в урритах, а в вышележащих линзовидно-полосчатых мелкозернистых ийолитах, в которых Ca-составляющая пироксена при воздействии флюидов, содержащих фосфор в виде предполагаемых комплексов типа $K_{3-x}(PO_{4-x}F_x)$ или $Na_{3-x}(PO_{4-x}F_x)$, замещалась агрегатом мелких зерен апатита. Современное состояние руд определяется последующей геологической историей залежей, в ходе которой происходила их перекристаллиза-

ция с образованием богатых руд, дробление с возникновением апатитовых брекчий, а в тыловой зоне фенинизации, где сформировались полевошпатсодержащие породы (ювиты, рисчорриты и пегматитоподобные их обособления), образованием вторичного апатита, в большей степени обогащенного Sr и REE, что характерно для продуцирующих эти флюиды нефелиновых сиенитов.

Выводы геологов, подтвердивших, что ритмично расслоенная дифференцированная толща мельтейгит-уртитов не является интрузией, секущей нефелиновые сиениты массива, заставили исследователей искать новые возможности объяснения генезиса хибинских апатито-нефелиновых месторождений. Учитывая некоторую схожесть химического состава апатита и породообразующих минералов мельтейгит-уртитов и апатито-нефелиновых месторождений Хибин и щелочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова, была предпринята попытка (Дудкин и др., 1986; 1988) связать генезис хибинского апатита с предполагаемым процессом нефелинизации (уртитизации) щелочных ультрабазитов под влиянием нефелин-сиенитовой магмы, так как это понимал Л.С. Бородин (1971). Однако, как упоминалось выше, геохронологические данные А.А. Арамасцева не подтверждают генетической связи между апатитовыми рудами и хибинскими щелочными ультрабазитами.

Соблазнительно было связывать апатитовую минерализацию и с обнаруженными в Хибинах карбонатитами, учитывая наличие в апатите включений с CO_2 и находки эндогенной соды, но карбонатиты оказались более молодыми образованиями и ожидаемая генетическая связь опять не подтвердилась (Дудкин, Скиба, 1991). Вместе с тем, опыты О.Б. Дудкина и В.И. Скибы (1991) показывают, что проникающий по порам щелочной фосфато-карбонатный расплав – флюид мог выносить из породы силикатную составляющую и щелочи, выводить в паровую фазу CO_2 и обеспечить кристаллизацию апатита из остатков флюида, что делает вероятным участие щелочно-карбонатных флюидных систем при образовании апатитовых залежей.

С другой стороны, после исследований И.А. Зотова (1989), суммировавшего все полученные данные о метасоматизме в породах массива и рассмотревшего их как процесс фенинизации (метамагматизма), многие геологи вернулись к метасоматической гипотезе формирования апатито-нефелиновых месторождений (Перекрест, Смирнов, 1985), высказанной еще С.М. Курбатовым с сотруд-

никами. Мы полагаем, что на основе развития этой гипотезы, дополненной современными знаниями и результатами тщательных наблюдений в поле (Борущкий, Зотов, 2010; Borutzky, 2015) и лабораторных исследований, можно устранить имеющиеся противоречия и предложить наиболее достоверную гипотезу генезиса хибинских апатито-нефелиновых месторождений

Заключение

Закончим тем, с чего начали — анализом уникальности Хибин. Логично ожидать, что уникальные по размерам залежи уникальных апатито-нефелиновых руд с уникальным по химическому составу апатитом сформировались в уникальных условиях, при уникальном благоприятном стечении обстоятельств.

Действительно, Хибин — это самый крупный в мире массив апатитовых нефелиновых сиенитов, площадью 1327 км² с объемом пород порядка 5300 км³ и, согласно А.Е. Ферсману (1959), для таких геологических объектов-гигантов мы, в первую очередь, вправе ожидать наличие «отклонений или исключений, характерных для конкретного именно данного месторождения, которые, в свою очередь, вызывают отклонения от чистой линии теории». Как теперь выяснилось, Хибин — это гигантский вулcano-плутонический комплекс, формировавшийся в течение 26 млн. лет в тектонически активной зоне с неоднократно подновлявшимися кольцевыми, коническими и радиальными разломами, способствующими захвату гигантских погруженными в кальдере ксенолитов и реликтов пород вмещающей архейско-протерозойской рамы и ранее образованных палеовулканитов, щелочных ультрабазитов и щелочных базитов, а также проникновению с глубины новых порций нефелин-сиенитовой магмы, магматических флюидов и гидротермальных растворов, внедрению даек, трубок взрыва и карбонатитов. Хибин — это также пример интенсивного проявления процессов метаматематизма, метаморфизма и метасоматизма, с образованием гигантских по размеру, уникальных по химическому и минеральному составу и структуре апатитовых фенитов-метасоматитов, с уникальной минералогией, представленной апатитовыми и ультраапатитовыми ассоциациями минералов и сотнями минеральных видов.

Хибинские апатито-нефелиновые месторождения — это уникальный и пока еще непонятый случай концентрации в изолированной зоне массива гигантских по размерам за-

лежей апатита, характеризующегося промежуточным химическим составом между апатитами щелочных ультрабазитов, щелочных базитов и карбонатитов, с одной стороны, и апатитом нефелиновых сиенитов — с другой. Это указывает на какое-то взаимодействие между указанными источниками вещества — магматическими расплавами, образовавшими данные породы, или отщепленными от них флюидами или растворами при кристаллизации апатита. Геологические данные однозначно указывают на то, что промышленная апатит-нефелиновая минерализация в Хибинах не только пространственно, но и, по-видимому, генетически связана с толщей мельтейгит-ийолит-уртитов «Центральной дуги», в которых апатитовые тела находятся. Первоначально предполагалось, что мельтейгит-уртитовая интрузия несет нефелиновые сиениты и является «рудогенерирующей» — апатит образуется в процессе магматической кристаллизации, но его залежи почему-то обособляются в средней части интрузии. Тогда предположили, что наиболее тесно апатитовые тела генетически связаны с подстилающими их грубозернистыми массивными уртитам, что использовалось практически в качестве прекрасного поискового признака при обнаружении в Хибинах новых, в том числе и «слепых» апатитовых залежей. Однако среднее содержание P₂O₅ в дифференцированных мельтейгит-уртитах всего около 1 мас.%, а в массивных грубозернистых урритах — не более 2.3 мас.% (то есть 5.5% апатита), и эксперименты показывают, что предел растворимости P₂O₅ в природных щелочных магмах, даже при 1200–1300°C не превышает 10–11 мас.% (7–11% в нефелинитах и вдвое меньше в мельтейгит-уртитах). При более высоком содержании P₂O₅ в расплаве фосфор будет сбрасываться в виде апатита еще до внедрения апатитсодержащей интрузии, то есть ясно, что фосфора, связанного с мельтейгит-уртитам, не хватит для образования гигантских хибинских апатито-нефелиновых залежей. В довершение сомнений геологи установили, что расслоенная толща мельтейгит-уртитов не является интрузией, секущей нефелиновые сиениты, а скорее всего представляет собой ксенолит более древних пород.

Таким образом, традиционные представления об интрузивной природе мельтейгит-уртитов и образовании связанной с ними апатитовой минерализации *in situ* не согласуются ни с современными геологическими данными, ни с проведенными экспериментами как по ликвации расплава с отделением фосфатной жидкости от алюмосиликатной,

так и отделению апатита от нефелина путем кристаллизационно-гравитационной седиментации в ийолит-уртитовом расплаве. Таким образом, в основе решения проблемы генезиса апатита остается лежать главный нерешенный вопрос: каким образом и в какой форме фосфор, концентрация которого не превышает в расплаве 2–4 мас.% P_2O_5 , мигрирует в массиве и концентрируется в обособленных тектонически благоприятных структурах с образованием апатито-нефелиновых залежей. Очевидно, что при этом должны быть учтены и представления автора о метасоматическом замещении и перекристаллизации вмещающих апатитовое оруденение реликтовых мельтейгит-уртитов с образованием гигантских новообразований апатитовых метасоматитов путем магматической фенитизации, и выводы С.М. Курбатова (1948) с сотрудниками об образовании апатита в результате реакционного замещения пироксена в мельтейгит-уртитах, и представления Т.Н. Ивановой (1963; 1968) о самостоятельной «apatитовой магме». Проведенный в статье анализ естественно не ставит окончательную точку на гипотезе фенитизации, хотя она, по нашему мнению, весьма вероятна. И крайне желателен хороший эксперимент, способный проверить предложенные идеи, адекватно учитывающий конкретные геологические условия в Хибинском вулcano-плутоническом комплексе, природу вмещающих апатитовое оруденение пород, наличие многих типов апатито-нефелиновых руд и признаки последующей их перекристаллизации.

Литература

- Агеева О.А. Типоморфизм аксессуарных минералов и эволюция минералообразования в породах комплекса рисчорритов (Хибинский массив). Дисс. на соиск. учен. степ. к.г.-м.н. М.: ИГЕМ. **2002**. 180 с.
- Агеева О.А., Боруцкий Б.Е. Кальсилит в породах Хибинского массива: морфология, парагенезис, условия образования // Новые данные о минералах. **2004**. Вып. 39. С. 40–50.
- Агеева О.А., Боруцкий Б.Е. Строение полевошпат-фельдшпатоидных сростаний в породах Хибинского массива по результатам оптического изучения с использованием универсального столика Федорова // Уникальные объекты Кольского полуострова: Хибины. Тр. Всерос. (с между. участием) науч.-практ. конф., посвященной 80-летию Кольского НЦ РАН.. Апатиты: ГИ КНЦ РАН. **2010**. С. 4–7.
- Апатито-нефелиновые месторождения Хибинских тундр. Кукисвумчорр-Юкспор. Сб. 1 / Ред. А.В. Казаков, М.П. Фивег / Тр. Научного института по удобрениям им. Я.В. Самойлова. М., Л., Новосибирск: НКТП. Гос. науч.-техн. горное изд-во. **1932**. Вып. 89. 190 с.
- Арзамасцев А.А., Беляцкий Б.В. Эволюция мантийного источника Хибинского массива по данным Rb-Sr и Sm-Nd-изучения глубинных ксенолитов // Докл. РАН. **1999**. Т. 366. № 3. С. 387–391.
- Арзамасцев А.А., Глазнев В.Н. Глубинное строение и модель формирования Хибинского и Ловозерского рудоносных комплексов по геолого-геофизическим данным // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М.: ИГЕМ РАН. **2004**. С. 345–359.
- Арзамасцев А.А., Иванова Т.Н. Геология, условия формирования и рудоносность дифференцированного комплекса уртитов-мельтейгитов в Хибинах // Петрология и минералогия щелочных и щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: Кол.ФАН СССР. **1985**. С. 21–31.
- Арзамасцев А.А., Кондратович И.И. Расслоенность дорудных трахитоидных ийолитов Хибинского массива // Щелочные породы Кольского полуострова и их апатитовосность. Апатиты: Кол.ФАН СССР. **1978**. С. 32–44.
- Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б. Глубинное строение и состав нижних горизонтов Хибинского и Ловозерского комплексов, Кольский полуостров: петролого-геофизическая модель // Петрология. **1998**. Т. 6. № 5. С. 478–496.
- Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Травин А.В., Беляцкий Б.В., Шаматрина А.М., Антонов А.В., Ларионов А.Н., Родионов Н.В., Сергеев С.А. Длительность формирования палеозойской магматической системы в центральной части Кольского полуострова: U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar-данные // Докл. РАН. **2007**. Т. 413. № 5. С. 666–670.
- Арзамасцев А.А., Иванова Т.Н., Коробейников А.Н. Петрология ийолит-уртитов Хибин и закономерности размещения в них залежей апатита. Л.: Наука. **1987**. 110 с.
- Арзамасцев А.А., Каверина В.А., Полежаева Л.И. Дайковые породы Хибинского массива и его обрамления. Апатиты: КНЦ РАН. **1988**. 86 с.
- Арзамасцева Л.В., Балаганская Е.Г., Павлов В.П., Припачкин В.А., Шпаченко А.К.

- Новые материалы по апатитовым месторождениям Хибин // Апатитоносность щелочных массивов Кольского региона. Апатиты: КНЦ АН СССР. **1991**. С. 47–67.
- Балаганская Е.Г., Дугкин О.Б., Курнарский Ю.М., Курбатова Г.С., Поляков К.И.* Апатитовые месторождения и рудопоявления щелочно-ультраосновных массивов // Апатитоносность щелочных массивов Кольского региона. Апатиты: КНЦ АН СССР. **1991**. С. 20–47.
- Бардина Н.Ю., Попов В.С.* Систематика метасоматических горных пород и фаций метасоматизма малых глубин // Сов. геол. **1991**. № 6. С. 48–56.
- Бородин А.С.* Магматические ийолиты и ийолитизация в комплексных массивах ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов // Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М.: Наука. **1971**. С. 16–33.
- Боруцкий Б.Е.* К типоморфизму щелочных полевых шпатов Хибинского массива // Типоморфизм минералов. М.: Наука. **1969**. С. 220–243.
- Боруцкий Б.Е.* Идеи академика А.Е. Ферсмана и современные проблемы Хибин // Развитие минералогии и геохимии и их связь с учением о полезных ископаемых. М.: Наука. **1983**. С. 40–66.
- Боруцкий Б.Е.* Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука. **1988**. 215 с.
- Боруцкий Б.Е.* Типоморфизм минералов высокощелочных магматических комплексов. Диссертация на соиск. учен. степ. доктора геол.-мин. наук в виде научного доклада. М.: ИГЕМ. **1997**. 119 с.
- Боруцкий Б.Е.* Минералогическое картирование мельтейгит-уртитов в Хибинском плутоно-вулканическом комплексе // Минералогия во всем пространстве сего слова. Тр. I Ферсмановской научн. сессии Кольского отд. Рос. Минерал. общ-ва, посвященной 120-летию со дня рождения А.Е. Ферсмана и А.Н. Лабунцова. Апатиты: ГИ КНЦ РАН. **2004**. С. 17–23.
- Боруцкий Б.Е.* Щелочные полевые шпаты как минералогические индикаторы в решении проблем генетической минералогии, петрологии и рудогенеза (на примере Хибинского вулкано-плутонического комплекса, Кольский п-ов // Прикладная геохимия. Т. 7. Кн. 1: Минералогия, геохимия. М.: ИМГРЭ. **2005**. С. 15–32.
- Боруцкий Б.Е.* Современные представления о природе и геологической истории формирования пород Хибинского массива (Критическое сопоставление предлагавшихся гипотез и комментарии к ним) // Уникальные объекты Кольского полуострова: Хибинь. Тр. Всерос. (с между. участием) научн.-практ. конф., посвященной 80-летию Кольского НЦ РАН. Апатиты: ГИ КНЦ РАН. **2010**₁. С. 7–30.
- Боруцкий Б.Е.* Очерки по фундаментальной и генетической минералогии. 5. Минеральные виды и метастабильное минералообразование // Новые данные о минералах. **2010**₂. Вып. 45. С. 153–166.
- Боруцкий Б.Е.* Очерки по фундаментальной и генетической минералогии. 6. Опыт использования детальных минералогических исследований для решения проблем петрогенеза и рудогенеза на примере Хибинского массива // Новые данные о минералах. **2012**. Вып. 47. С. 128–157.
- Боруцкий Б.Е., Зотов И.А.* Принципиально новая геолого-петрологическая модель Хибинских апатитовых месторождений и её значение для поисков апатитовых концентраций. // Уникальные объекты Кольского полуострова: Хибинь. Тр. Всерос. (с между. участием) научн.-практ. конф., посвященной 80-летию Кольского НЦ РАН. Апатиты: ГИ КНЦ РАН. **2010**. С. 31–34.
- Боруцкий Б.Е., Агеева О.А., Каршмова О.В., Карташов П.М., Якубович О.В.* Новые данные о беталомоносовите // Новые данные о минералах. **2014**. Вып. 49. С. 23–41.
- 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.
- Боруцкий Б.Е., Органова Н.И., Марсий И.М., Симонов М.А., Железин Е.П.* Кристаллические структуры и Si/Al-упорядоченность адуляра и микроклина из Хибин // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1984**. № 12. С. 96–103.
- Боруцкий Б.Е., Органова Н.И., Марсий И.М.* Кристаллическая структура и Si/Al-упорядоченность адуляровидного ортоклаза из пойкилитовых нефелиновых сиенитов Хибинского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1986**. № 6. С. 69–74.
- Боруцкий Б.Е., Цепин А.И., Власова Е.В.* Новые данные о хибинском кальсилите // Новые данные о минералах СССР. М.: Наука. **1976**. Вып. 25. С. 130–133.
- Боруцкий Б.Е., Цепин А.И., Кузнецов Ж.М.* Кальсилит из Хибинского массива нефелиновых сиенитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1973**. № 5. С. 132–138.
- Буссен И.В., Сахаров А.С.* Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука. **1972**. 296 с.

- Вировлянский Г.М.* Особенности размещения апатитовых руд в Хибинских месторождениях и их значение для поисков в других массивах // Апатиты. М.: Наука. **1968**. С. 91 – 102.
- Вировлянский Г.М.* Гакманский радиальный разлом, его значение в структуре юго-западного рудного поля Хибин и в прогнозе апатитоносности глубоких горизонтов // Геология и разведка месторождений фосфатных руд. Тр. ГИГХС. **1985**. Вып. 64. С. 9 – 16.
- 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 «НИИТЭ-ХИМ». **1996**. Вып. 4. С. 1 – 108.
- Вировлянский Г.М., Благотетелева Ю.Н.* Новые данные по структуре Хибинских апатитовых месторождений // Докл. АН СССР. **1964**. Т. 154. № 1. С. 94 – 97.
- Вировлянский Г.М., Благотетелева Ю.Н.* Главный рудоконтролирующий разлом Хибин // Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Л.: Наука. 1971. С. 45 – 53.
- Вировлянский Г.М., Благотетелева Ю.Н.* Основные черты разрывной тектоники ийолит-уртитового и лявочорритового этапов формирования Хибинского массива // Геол. рудн. месторожд. **1972**. Т. 14. № 6. С. 46 – 58.
- Вировлянский Г.М., Ноздря В.И.* Изменение морфологии и строения массивных уртитов и апатитовых залежей Хибин с глубиной // Докл. АН СССР. **1984**. Т. 279. № 5. С. 1168 – 1172.
- Вировлянский Г.М., Ноздря В.И.* Строение интрузии массивных уртитов Хибин и прогноз апатитовых залежей на глубину // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1986**. № 2. С. 94 – 106.
- Вировлянский Г.М., Благотетелева Ю.Н., Онохин Ф.М., Карташов Н.Г.* Главнейшие черты структуры хибинских апатитовых месторождений и их поисковое значение // Хибинские апатитовые месторождения. Вопросы структуры, гидрогеологии и методики разведки. (Тр. ГИГХС. Вып. 10). М.: Недра. **1965**. С. 5 – 125.
- Влодавев В.И.* Результаты исследования апатитовых месторождений в Хибинских тундрах в 1928 г. // Докл. Академии Наук. Сер. А. **1929**. С. 109 – 114.
- Влодавев В.И.* Нефелино-apatитовые месторождения в Хибинских тундрах // Тр. Института по изучению Севера. **1930**₁. Вып. 46. С. 14 – 60.
- Влодавев В.И.* Общая характеристика апатитовой дуги // Хибинские апатиты. **1930**₂. Т. 1. С. 38 – 47.
- Галахов А.В.* О проявлении щелочно-ультраосновного магматизма в Хибинских тундрах // Докл. АН СССР. **1966**. Т. 170. № 3. С. 657 – 660.
- Галахов А.В.* Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука. **1975**. 256 с.
- Геология месторождений апатита, методика их прогнозирования и поисков / Ред. А.С. Зверев и Р.М. Файзуллин. М.: Недра. **1980**. 267 с.
- Горстка В.Н.* О природе щелочных сиенитов (умптекитов) Хибинского массива // Магматизм и геология Кольского полуострова. М.: Госхимтехиздат. **1963**. С. 56 – 60.
- Горстка В.Н.* Особенности процессов фенинизации гнейсов в контактовом ореоле Хибинского щелочного массива // Матер. по минерал. Кольск. п-ова. Л.: Наука. **1969**. Вып. 7. С. 131 – 140.
- Горстка В.Н.* Контактная зона Хибинского щелочного массива. Л.: Наука. **1971**. 98 с.
- Граменицкий Е.Н., Котельников А.Р., Батанова А.М., Щекина Т.И., Плечов П.Ю.* Экспериментальная и техническая петрология. М.: Научный мир. **2000**. 416 с.
- Гуткова Н.Н.* Апатиты Хибинских тундр // Изв. Академии Наук. **1925**. С. 123 – 132.
- Делицын Л.М., Мелентьев Б.Н., Делицына Л.В.* Система акмит-нефелин-виллиомит и дифференциация щелочной магмы // Докл. АН СССР. **1974**. Т. 214. № 1. С. 186 – 189.
- Делицына Л.В., Мелентьев Б.Н.* Сосуществование жидких фаз при высоких температурах. Система апатит – нефелин – виллиомит // Докл. АН СССР. **1969**. Т. 188. № 2. С. 431 – 433.
- Дудкин О.Б.* Геохимия и закономерности концентрации фосфора в щелочных массивах Кольского полуострова. Л.: Наука. **1977**. 204 с.
- Дудкин О.Б., Скиба В.И.* Источники вещества щелочных плутонов и возможные процессы образования богатых апатитом пород // Апатитоносность щелочных массивов Кольского региона. Апатиты: КНЦ АН СССР. **1991**. С. 67 – 74.
- Дудкин О.Б., Арзамасцева Л.В., Атаманов А.В., Балаганская Е.Г., Курнарский Ю.М., Курбатова Г.С., Осокин А.С., Поляков К.И., Припачкин В.А., Скиба В.И.* Особенности локализации комплексных апатитовых руд в щелочных массивах Кольского полу-

- острова. Препринт. Апатиты: Кол. ФАН СССР. **1988**. 43 с.
- Дудкин О.Б., Балаганская Е.Г., Арзамасцева Л.В.* К проблеме формирования Хибинских месторождений апатита // Месторождения неметаллического сырья Кольского полуострова. Апатиты: Кол. ФАН СССР. **1986**. С. 4–10.
- Дудкин О.Б., Минаков Ф.В., Кравченко М.П. и др.* Карбонатиты Хибин. Апатиты: Кол. ФАН СССР. **1984**. 98 с.
- Елисеев Н.А.* Хибинские апатитовые месторождения // Зап. ВМО. **1937**. Ч. 66. №. 3. С. 91–514.
- Елисеев Н.А.* Девонские эффузивы Ловозерских тундр // Зап. ВМО. **1946**. Ч. 75. № 2. С. 113–134.
- Елисеев Н.А.* Структурная петрология. Л.: ЛГУ. **1953**. 309 с.
- Елисеев Н.А., Федоров Э.Е.* Ловозерский pluton и его месторождения. М.: АН СССР. **1953**. 307 с.
- Елисеев Н.А., Ванцовская А.В., Покровский С.Д. и др.* О палеозое в центральной части Кольского полуострова // Проблемы советской геологии. М., Л.: ОНТИ. **1937**. Т. 7. № 4. С. 283–294.
- Елисеев Н.А., Ожинский И.С., Вологин Е.Н.* Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр. Геологическая карта Хибин. // Тр. Ленингр. геол. управ. **1939**. Вып. 19. С. 1–68.
- Зак С.И., Каменев Е.А.* Новые данные по геологии Хибинского щелочного массива // Сов. геология. **1964**. № 7. С. 42–51.
- Зак С.И., Каменев Е.А., Минаков Ф.В. и др.* Хибинский щелочной массив. Л.: Недра. **1972**. 170 с.
- Зотов И.А.* Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании. М.: Наука. **1989**. 214 с.
- Зырянов В.Н.* Фазовое соответствие в системах щелочных полевых шпатов и фельдшпатоидов. М.: Наука. **1981**. 219 с.
- Иванова Т.Н.* Апатитовые месторождения Хибинских тундр. М.: Госгеолтехиздат. **1963**. 282 с.
- Иванова Т.Н.* Апатитоносность Кольского полуострова // Апатиты. М.: Наука. **1968**. С. 59–85.
- Иванова Т.Н., Арзамасцев А.А.* Пойкилитовые нефелиновые сиениты Хибин: геологическая позиция, вещественный состав, перспективы рудоносности // Петрология и минералогия щелочных, щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: Кол. ФАН СССР. **1985**. С. 13–21.
- Иванова Т.Н., Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Поляков К.И.* Ййолит-уртиты Хибинского массива. Л.: Наука. **1970**. 178 с.
- Казаков А.В.* Итоги работ горно-геологического отдела НИУ по хибинским апатитам (1929–1930 гг.) // Апатито-нефелиновые месторождения Хибинских тундр. Кукис-вумчорр-Юкспор. Сб. 1 / Ред. А.В. Казаков, М.П. Фивег / Тр. Научного института по удобрениям им. Я.В. Самойлова. М., Л., Новосибирск: НКТП. **1932**. Вып. 89. С. 5–23.
- Казакова М.П.* Вещественный состав минеральных выделений позднемагматических разломов в апатитовых месторождениях // Хибинские апатитовые месторождения. Вопросы структуры, гидрогеологии и методики разведки. (Тр. ГИГХС. Вып. 10). М.: Недра. **1965**. С. 142–172.
- Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии.* (Геология, петрология, минералогия, геохимия) / Ред. А.А. Кухаренко. М.: Недра. **1965**. 772 с.
- Калинкин М.М.* К прототектонике апатито-нефелиновых тел в Хибианах // Зап. Ленингр. горн. ин-та. **1967**. № 2. С. 46–52.
- Калинкин М.М.* О механизме образования концентрических нарушений в Хибинском массиве // Докл. АН СССР. **1973**. Т. 210. № 3. С. 659–662.
- Каменев Е.А.* Структурная зональность Хибинских апатитовых месторождений и прогнозирование скрытого оруденения // Состояние и перспективы расширения минерально-сырьевой базы Северо-Запада РСФСР. Л.: Недра. **1973**. С. 197–201.
- Каменев Е.А.* Геология и структура Коашвинского апатитового месторождения. Л.: Недра. **1975**. 128 с.
- Когарко Л.Н.* Проблемы генезиса агапитовых магм. М.: Наука. **1977**. 294 с.
- Когарко Л.Н., Кригман Л.Д., Белякова Е.Н.* Система нефелин-диопсид-apatит и эволюция расплавов при кристаллизации апатитоносной ййолит-уртитовой магмы // Геохимия. **1984**. № 4. С. 472–493.
- Козырева Л.В.* К минералогии эруптивных брекчий Хибинского массива // Новые данные по минералогии магматических и метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты: Кол. ФАН СССР. **1986**. С. 10–15.
- Коржинский Д.С.* Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях // Академику Д.С. Белянкину к 70-летию со дня рождения. М., Л.: АН СССР. **1946**. С. 242–261.

- Коржинский Д.С.* Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозь-магматическими растворами и гранитизацией // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: АН СССР. **1955**.
- Коржинский Д.С.* Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: АН СССР. **1955**, С. 335—456.
- Коржинский Д.С.* Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и постмагматических процессов // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: АН СССР. **1960**. С. 21—30.
- Коржинский Д.С., Зотов И.А., Перцев Н.Н.* Трансмагматические флюиды, метамагматизм и рудообразование // Закономерности метамагматизма, метасоматизма и метаморфизма. М.: Наука. **1987**. С. 5—28.
- Кравченко С.М., Беляков А.Ю., Маева М.М.* Скрытая расслоенность ийолит-уртитового комплекса Хибинского массива // Докл. АН СССР. **1985**. Т. 280. № 3. С. 759—762.
- Кравченко С.М., Беляков А.Ю., Минеев Д.А.* Новые данные по минералогии Северо-Западного сектора расслоенной ийолит-уртитовой интрузии Хибинского массива // Новые данные по минералогии месторождений щелочных формаций. М.: ИМГРЭ. **1979**. С. 29—65.
- Кравченко С.М., Беляков А.Ю., Минеев Д.А.* Коэффициенты распределения редких земель и стронция и модели формирования ийолит-уртитового комплекса Хибинского массива // Докл. АН СССР. **1981**. Т. 259. № 4. С. 968—972.
- Кравченко С.М., Каменев Е.А., Минаков Ф.В.* Геохимические особенности ийолит-уртитового комплекса Хибин как следствие скрытой ритмической расслоенности // Докл. АН СССР. **1976**. Т. 231. № 4. С. 957—960.
- Кравченко С.М., Минеев Д.А., Беляков А.Ю.* Типоморфизм минералов расслоенных интрузий // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М.: Наука. **1980**. С. 132—136.
- Кравченко С.М., Минеев Д.А., Каменев Е.А., Минаков Ф.В., Зайцев Е.И.* Редкие земли и стронций в породах и минералах ийолит-уртитового комплекса Хибинского массива // Геохимия. **1979**. № 7. С. 1035—1045.
- Куллетский Б.М.* О количественном минералогическом составе апатитово-нефелиновых пород Хибинских тундр // Докл. Академии Наук. Сер. А. **1928**. С. 69—72.
- Куллетский Б.М.* Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр // Сборник. В честь 50-летия научной деятельности акад. В.И. Вернадского. М.: Акад. Наук. **1936**. Т. 2. С. 1013—1040.
- 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**.
- 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.
- Магматические горные породы. / Т. 2. Щелочные породы. М.: Наука. **1984**. 415 с.
- Маракушев А.А.* Петрогенезис и рудообразование (геохимические аспекты). М.: Наука. **1979**. 264 с.
- Маракушев А.А., Сук Н.И.* Экспериментальное моделирование расслоенности Хибинского нефелин-сиенитового массива в связи с формированием апатитовых месторождений // Докл. АН. **1993**. Т. 330. № 2. С. 241—244.
- Мелентьев Б.Н., Ольшанский Я.И.* Равновесие несмешивающихся жидкостей в системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ // Докл. АН СССР. **1952**. Т. 86. № 6. С. 1110—1113.
- 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.
- Минаков Ф.В., Дудкин О.Б., Каменев Е.А.* О карбонатитовом комплексе Хибин // Докл. АН СССР. **1981**. Т. 259. № 3. С. 672—675.
- Минаков Ф.В., Каменев Е.А., Калинин М.М.* Об исходном составе и эволюции ийолит-уртитовой магмы Хибинского щелочного массива // Геохимия. **1967**. № 8. С. 901—915.
- Минералогия Хибинского массива / Ред. акад. Ф.В. Чухров. Т. 1: Магматизм и постмагматические преобразования. М.: Наука. **1978**. 228 с. Т. 2: Минералы. М.: Наука. **1978**. 586 с.
- Минеральные месторождения Кольского полуострова / Ред. Г.И. Горбунов. Л.: Наука. **1981**. 272 с.
- Минералы Хибинских и Ловозерских тундр / Ред. акад. А.Е. Ферсман, Н.А. Смольянинов, Э.М. Бонштедт. М., Л.: АН СССР. **1937**. 563 с.
- Новые хибинские апатитовые месторождения / Ред. Е.А. Каменев, Д.А. Минеев. М.: Недра. **1982**. 182 с.

- Ноздря В.И.* Геологоструктурные особенности северо-западного сектора ийолит-уртитовой дуги Хибинского массива // Новые данные по геологии апатитовых месторождений. М.: Тр. ГИГХС. **1978**. Вып. 44. С. 56–66.
- Ноздря В.И.* О первичной вертикальной зональности апатитовых месторождений Хибин // Геология и разведка месторождений фосфатных руд. Тр. ГИГХС. **1985**. Вып. 64. С. 17–24.
- Онохин Ф.М.* Складчатые структуры Хибинских месторождений // Сов. геология. **1963**. № 9. С. 118–125.
- Онохин Ф.М.* Первичные текстуры течения на Кукисвумчорском месторождении апатитовых руд // Хибинские апатитовые месторождения. Вопросы структуры, гидрогеологии и методики разведки. (Тр. ГИГХС. Вып. 10). М.: Недра. **1965**. С. 125–142.
- Онохин Ф.М.* Особенности структуры Хибинского массива и апатито-нефелиновых месторождений. Л.: Наука. **1975**. 106 с.
- Органова Н.И., Марсий И.М., Захаров Н.Д., Боруцкий Б.Е., Сальнь А.А., Иванов В.П.* Фазовые превращения и особенности микроструктур распада анортноклазов с разной геологической историей // Изв. РАН. Сер. геол. **1992**. № 12. С. 47–58.
- Перекрест И.И., Смирнов В.В.* Геологическая и структурная позиция апатитового месторождения Снежный цирк // Структурный контроль оруденения магматических и метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты: Кол. ФАН СССР. **1985**. С. 13–22.
- Перчук Л.А., Рябчиков И.Д.* Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра. **1976**. 288 с.
- Петрография / Ред. акад. А.А. Маракушев.* Ч. 1. М.: МГУ. **1976**. 385 с.
- Петрография / Ред. акад. А.А. Маракушев.* Ч. 2. М.: МГУ. **1981**. 328 с.
- Плечов П.Ю., Серебряков Н.С.* Реликты аполейцитовых пород в рисчорритовом комплексе Хибинского массива и их генетическое значение // Докл. РАН. **2004**. Т. 394. № 5. С. 673–676.
- Поиски, разведка и геолого-промышленная оценка апатитовых месторождений хибинского типа (методические основы).* Л.: Недра. **1987**. 188 с.
- Пронягин Н.И., Сняткова О.А., Ронин А.А. и др.* Строение глубоких горизонтов месторождений апатито-нефелиновых руд юго-восточной части Хибинского массива // Разведка и охрана недр. **1986**. № 7. С. 15–19.
- Пучкова М.В., Боруцкий Б.Е.* К типоморфизму хибинского апатита // Тр. XII Всерос. Ферсмановской научн. сессии, посвященной 80-летию со дня рождения акад. РАН Ф.П. Митрофанова. Апатиты: ГИ КНЦ РАН. **2015**. С. 293–296.
- Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии земли. М.: Недра. **1981**. 584 с.
- Руденко С.А.* К генезису апатитовых месторождений Хибинского массива // Зап. ЛГИ **1964**. Т. 47. Вып. 2. С. 49–70.
- Руденко С.А., Кузнецов Ж.М.* Метасоматиты ийолит-уртитового и ювит-рисчорритового комплексов Хибинского массива // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука. **1984**. С. 76–84.
- Серебрицкий А.И., Павлов В.П., Серебряков Н.И.* О проблеме генезиса Хибинского щелочного массива в свете учения В.И. Вернадского // Современные геологические проблемы учения В.И. Вернадского о биосфере. Тр. Ленингр. общ-ва естествоисп. **1990**. Т. 1. Вып. 2. С. 66–89.
- Сняткова О.А., Пронягин Н.И., Маркитахина Т.М., Евстафьев А.С.* Новые данные о структурном положении уртит-ийолит-мельтейгитов в нефелиновых сиенитах Хибинского массива // Месторождения неметаллического сырья Кольского полуострова. Апатиты: Кол. ФАН СССР. **1986**. С. 11–17.
- Сняткова О.А., Пронягин Н.И., Маркитахина Т.М., Хомяков А.П.* Карбонатитовый комплекс Хибинского массива и перспектива обнаружения в массиве промышленных скоплений природной соды // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1984**. № 11. С. 124–128.
- Современные идеи теоретической геологии.* Л.: Недра. **1984**. 280 с.
- Солодовникова Л.А.* Полевые шпаты Кукисвумчорского месторождения // К минералогии постмагматических процессов. Л.: ЛГУ. **1959**. С. 7–72.
- Титов В.Н., Кузнецов Ж.М.* К генезису пойкилитовых калиевых полевых шпатов в ийолит-уртитах Хибинского массива // Тр. ГИГХС. **1985**. Вып. 64. С. 68–74.
- Титов В.В., Козловский А.Д., Красильщиков Я.С., Кузнецов Ж.М.* Основные черты структуры апатитовых месторождений Хибинского массива // Изв. вузов. Геол. и развед. **1970**. № 5.
- Титов В.Н., Перекрест И.И., Козловский А.Д., Кузнецов Ж.М.* Новые данные по геологии трахитоидных пород ийолит-уртитовой дуги Хибинского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1970**. № 9. С. 46–51.
- Титов В.Н., Руденко С.А., Козловский А.Д., Кузнецов Ж.М.* О происхождении урти-

- тов Хибинского щелочного массива // Зап. ЛГИ. **1971**. Т. 60. Вып. 2. С. 19–25.
- Тихоненков И.П.* Нефелиновые сиениты и пегматиты северо-восточной части Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. М.: АН СССР. **1963**. 246 с.
- Тихоненкова Р.П.* Фениты Хибинского массива // Редкомметальные метасоматиты щелочных массивов. М.: Наука. **1967**. С. 5–94.
- Тихоненкова Р.П.* Новые данные о составе и возрасте Ловозерской свиты Кольского региона // Докл. АН СССР. **1973**. Т. 202. № 4. С. 903–906.
- Трубкин Н.Д., Боруцкий Б.Е.* Дифракционная электронная микроскопия в изучении ортоклаз-криптопертитов из ромбен-порфиоров Хибинского массива // Изв. РАН. Сер. физич. **1993**. № 2. С. 57–67.
- Тугут С.А.* Апатито-нефелиновые интрузии Хибинских тундр и их происхождение // Бюл. Польской акад. наук. Отд. 3. **1954**. Т. 11. Вып. 1. С. 34–38.
- Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир. **1970**. 552 с.
- Ферсман А.Е.* Три года за полярным кругом. (Очерки научных экспедиций в Центральную Лапландию 1920–1922 годов.) Петербург: Время. **1924**. 80 с.
- Ферсман А.Е.* Геохимические дуги Хибинских тундр // Докл. АН СССР. Сер. А. **1931**. 3 14. С. 367–376.
- Ферсман А.Е.* Геохимия. Т. 4 // Избранные труды. Т. 5. М.: АН СССР. **1959**. 858 с.
- Фивег М.П.* Очерк Кукисвумчорр-Юкспорского апатитового месторождения // Апатито-нефелиновые месторождения Хибинских тундр. Кукисвумчорр-Юкспор. Сб. 1 / Ред. А.В. Казаков, М.П. Фивег // Тр. Научного института по удобрениям им. Я.В. Самойлова. М., Л., Новосибирск: НКТП. **1932**. Вып. 89. С. 24–76.
- Черный Л.М.* Забойное опробование и рудо-разборка апатито-нефелиновой руды Кукисвумчоррского рудника // Апатито-нефелиновые месторождения Хибинских тундр. Кукисвумчорр-Юкспор. Сб. 1 / Ред. А.В. Казаков, М.П. Фивег // Тр. Научного института по удобрениям им. Я.В. Самойлова. М., Л., Новосибирск: НКТП. **1932**. Вып. 89. С. 134–150.
- Шлюкова З.В.* Минералогия контактовых образований Хибинского массива. М.: Наука. **1986**. 96 с.
- Ageeva O.A., Abart R., Habler G., Borutzky B.Ye., Trubkin N.V.* Oriented feldspar-feldspathoid intergrowths in rocks of the Khibiny massif: genetic implications // Mineralogy & Petrology. **2012**. № 106. P. 1–17.
- Ageeva, O.A., Borutzky, B.Ye., Karimova, O.V.* The structure of the feldspar-feldspathoid intergrowths in the rocks of Khibiny massif // Acta Mineralogica-Petrographica. Abstract series. **2010**. Vol. 6. P. 837.
- Arzamastsev A.A.* Paleozoic magmatism of the Fennoscandian Shield: from tholeites to carbonatites and apgaitic syenites // Alkaline Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits. Proc. XXXII Int. Conf. Apatity 7–14 August 2015 / Ed. L.N. Kogarko. M.: GEOKHI RAS. **2015**. P. 12–17.
- Arzamastsev A.A., Fu-Yuan Wu* U-Pb geochronology and Sr-Nd isotopic systematics of minerals from the ultrabasic-alkaline massifs of the Kola Province // Petrology. **2014**. Vol. 22. № 5. P. 462–479.
- Borutzky B.Ye.* About metasomatic nature Khibiny apatite-nepheline deposits // Alkaline Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits. Proc. XXXII Int. Conf. Apatity 7–14 August 2015 / Ed. L.N. Kogarko. M.: GEOKHI RAS. **2015**. P. 21–23.
- Kogarko L.N.* Geochemical models of superlarge deposits of strategical metals in alkaline rocks (Eastern Fennoscandia) // Alkaline Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits. Proc. XXXII Int. Conf. Apatity 7–14 August 2015 / Ed. L.N. Kogarko. M.: GEOKHI RAS. **2015**. P. 58–60.
- Kramm U., Kogarko L.N.* Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero apgaitic centres, Kola alkaline province, Russia // Lithos. **1994**. Vol. 32. P. 225–242.
- Oftedal Ch.* Studies on the igneous rocks complex of the Oslo region. 9. The Feldspars // Norks. Vidensk. Ak., Oslo. I. Mat-Nat. Kl., **1948**. 3; см. также: Офтедаль Х. Полевые шпаты изверженного комплекса района Осло // Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит. **1952**. С. 313–387.
- Richey J.E.* Scotland; the tertiary volcanic districts / British regional geology. 3 ed. **1961**. 120 p.
- Shyh-Lung Hwang, Pouyan Shen, Hao-Tsu Chu, Tzen-Fu Yoi, Juhn G. Liou, Sobolev N.V.* Kumdykolite, an orthorhombic polymorph of albite, from the Kokchetav ultrahigh-pressure massif, Kazakhstan // Eur. J. Mineral. **2009**. Vol. 21. № 6. P. 1325–1334.