

## ОЧЕРКИ ПО ФУНДАМЕНТАЛЬНОЙ И ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ: 6. ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДЕТАЛЬНЫХ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМ ПЕТРОГЕНЕЗА И РУДОГЕНЕЗА НА ПРИМЕРЕ ХИБИНСКОГО МАССИВА

Б.Е. Боруцкий

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), Москва, borutzky@igem.ru*

Статья посвящена использованию данных детальных минералогических исследований в качестве петрогенетических и рудогенетических индикаторов для решения кардинальных вопросов петрологии и геологии Хибинского щелочного массива и его уникальных апатит-нефелиновых месторождений. Автор обращает внимание на существенные различия в выводах, полученных, с одной стороны, традиционными геолого-петрологическими методами, а с другой стороны — в результате минералогических исследований. В статье 11 рисунков, список литературы из 130 названий.

Ключевые слова: фундаментальная минералогия, генетическая минералогия, кристаллическая структура, свойства минералов, минералогические индикаторы рудогенеза и петрогенеза, Хибинский щелочной массив, фенитизация, постмагматические преобразования в минералах, геологическая история.

В предыдущих статьях нашего очерка (Боруцкий, 2005; 2006), критикуя современную практику выделения минеральных видов, мы взяли на себя смелость напомнить, что минералогия является наукой *геологической*, то есть *естественно-исторической*. Это означает, что видообразующие критерии её объектов должны основываться не только на химических и структурных признаках, но в первую очередь на *генетических*, и выделяемые виды должны максимально соответствовать реальным природным минералам, а не формальным упрощенным их образам. И (в этой статье для нас главное) мы должны понимать, что образованием минералов «управляют» многие факторы минералообразования: внешние — физико-химические (температура, давление, концентрации и активности компонентов, кислотность-основность, окислительно-восстановительный потенциал и т.п.) и кинетические (определяющие равновесность или метастабильность образования), а также внутренние факторы, показывающие возможность данной кристаллической структуры при данных параметрах связать те или иные компоненты. И должны также понимать, что закристаллизовавшийся минерал не остается постоянным, а меняет свой химический состав и свойства после кристаллизации при изменении параметров окружающей минералосохраняющей среды. Именно эти уникальные свойства природных химических соединений — минералов как *свидетелей геолого-геохимических процессов* на Земле и позволяют использовать данные детального исследования особенностей их химического состава и структуры в качестве генетических индикаторов.

К сожалению, иногда приводимые петрологами и геохимиками минералогические данные (если они, вообще, приводятся) оставляют желать лучшего, а нередко и просто ошибочны. Попытаемся здесь продемонстрировать, как применение детальных минералогических исследований (естественно, вместе с качественными геологическими и петрологическими данными) способствовало устранению ряда многолетних официально принятых, тиражируемых из статьи в статью, заблуждений и созданию принципиально новой концепции о природе, условиях формирования и последовательности образования пород Хибинского щелочного массива и его уникальных апатит-нефелиновых месторождений, то есть реконструкции геологической истории Хибин. Надеемся, что это привлечет внимание исследователей к данной проблеме.

### Что мы знали о Хибинском массиве

Первое исследование Хибин связано с именем иностранного члена-корреспондента Российской академии наук, финско-российского ученого Вильгельма Рамзая, впервые вместе с магистрами В. Гакманом и А. Петреliusом обследовавшего в июне 1891 г. предгорья Хибин над озером Имандра и совершившего несколько маршрутов вглубь массива (Шпаченко, 2005). Они описали несколько неизвестных минералов, к сожалению, оставшихся недоизученными из-за отсутствия в то время методов анализа на ряд позднее открытых химических элементов (Ramsay, Hackman, 1894).

В 20–30-х годах прошлого столетия Хибин и соседнее Ловозеро<sup>1</sup> систематически изучались большим коллективом минералогов (Костылева, Бонштедт, 1921; Хибинский массив, 1923; Ферсман, 1924; Хибинские ..., 1925; 1928; Лабунцов, 1930; Минералы Хибинских..., 1937), петрологов (Куплетский, Полканов, 1922; Куплетский, 1924<sub>1</sub>; 1924<sub>2</sub>; 1925; 1926; 1930<sub>1</sub>; 1930<sub>2</sub>; 1932<sub>1</sub>; 1932<sub>2</sub>; 1936<sub>1</sub>), химиков, а затем геологов, горняков и обогащителей, под общим руководством академика А.Е. Ферсмана. По сути дела, это было первое детальное знакомство с Хибинами, переросшее затем в систематические фундаментальные исследования уникальной минерализации — минералогического «затерянного мира», сформировавшегося в условиях экстремально-высокой щелочности, чем объясняется уникальное сочетание щелочных, кислотных и амфотерных компонентов в составе минералов, удивительно широкий их видовой состав и необычный, «обратный общеизвестному», агпаитовый порядок кристаллизации. Исследователи воочию увидели аналоги редких щелочных минералов Норвегии, Швеции и Гренландии, состав которых был столь необычен, что потребовалась специальная разработка методов химического анализа: отделения Zr и Nb от Ti, Ta от Nb, Sr от Ca, разделения редких земель, определения U, Th, Ra и т.п. Эта работа была выполнена группой химиков под руководством ученицы В.И. Вернадского И.Д. Борнеман-Старынкевич. В результате были исправлены ошибки в зарубежной литературе, в частности, показано завышение содержания ZrO<sub>2</sub> за счет TiO<sub>2</sub> в мозандрите, ринките, ионструшине и лоренцените. Однако хибинские исследователи не могли и подумать о возможности ошибок в работах некоторых немецких, шведов и норвежцев, посчитав высокое содержание Ti особенностью хибинского материала, и описали ряд «новых» минералов — ринколит (т.е. подобный ринкиту) и ловчоррит (Борнеман-Старынкевич, 1935), рамзаит, названный в честь первого исследователя Хибин В. Рамзая (Костылева, 1925), и другие.

Нам трудно уже представить, что тогда не было еще электронного зонда, и анализы делались из навесок 1–2 грамма, и не могло идти речи об изучении какой-либо зональности в зернах минералов, акцессорных ми-

нералов пород и многого другого, также как не было еще рентгеновского анализа и тем более электронной микроскопии, и нельзя было изучать кристаллическую структуру. Поэтому изучались главным образом пегматиты, и генетические выводы свелись к выделению в обоих массивах, кроме «шлировидных выделений» в породе, двух их морфологических разновидностей — *шлировых* и *жилных*, среди которых в Хибинах выделены три группы месторождений: 1) *эгирино-микроклиновые*, распространенные в грубозернистых и трахитоидных хибинитах и пироксеновых среднезернистых нефелиновых сиенитах (9 типов: эгирино-микроклиновый, эвдиалито-энигматитовый, эвдиалито-лампрофиллитовый, эвдиалито-ринколитовый, эвдиалито-лопаритовый, эгирино-рамзаитовый, нептунитовый, альбитово-рудный и кварцево-полевошпатовый), 2) *роговообманково-микроклиновые* — в перекристаллизованных роговообманковых нефелиновых сиенитах и фойяитах (5 типов: роговообманково-микроклиновый, эвколито-астрофиллитовый, эвколито-альбитовый, эвколито-апатит-сфеновый и эгирино-астрофиллитовый) и 3) *эгирино-(роговообманково)-анортотлазовые*<sup>2</sup> — в рисчорритах и луявритах (5 типов: нефелино-полевошпатовый, эгирино-астрофиллитовый, ловчоррито-ринколитовый, пектолит-юкспоритовый и цирконо-ильменитовый), а в Ловозере выделены две группы месторождений: 1) *эгирино-микроклиновые* — во всех петрографических типах пород массива (6 типов: эгирино-микроклиновый, эвдиалито-рамзаитовый, нептунитовый, лампрофиллит-мурманитовый, альбитовый и содалито-уссинитовый) и 2) *ильменито-ортотлазовые* — в пойкилитовых нефелиновых сиенитах (1 тип: ильменито-ортотлазовый) (Минералы Хибинских..., 1937). За основу была взята классификация щелочных пегматитов Брёггера (Brögger, 1890), разработанная для пегматитов района Христиании (Осло), доработанная А.Е. Ферсманом (1923) применительно к Хибинам и Ловозеру.

Хотя минералогия пегматитов соотносилась с разными «петрографическими» зонами Хибинского массива, процессы пегматитообразования рассматривались в целом,

<sup>1</sup> — Так же, как и В. Рамзай, сотрудники экспедиций А.Е. Ферсмана рассматривали Хибин и Ловозеро, как единый плаутон. Несмотря на последующие успехи в области изучения их геологии и петрологии, эта ошибка принималась за основу в работах некоторых исследователей (Хомяков, 1990) и сохранилась до наших дней.

<sup>2</sup> — «Анортотлазами» (точнее, «калиевыми анортотлазами»), вслед за Д.С. Белянкиным (1937), в хибинской литературе того времени, в противоположность общепринятому, назывались существенно калиевые полевые шпаты, с оптической ориентировкой, промежуточной между санидином (ортотлазом) и микроклином. В пегматитах данной группы Б.М. Куплетским (1931) установлены прямые переходы «анортотлаза» в микроклин.

обобщенно, и предполагалось, что смена минеральных ассоциаций вызвана лишь охлаждением системы: главные породообразующие и акцессорные минералы — нефелин, анортоклаз, микроклин, эгирин I (первой генерации), арфведсонит, лепидомелан, сфен, ильменит, эвдиалит и эвколит, энигматит, ринколит и ловчоррит, лампрофиллит, ферсманит и лопарит образовались в *эпимагматическую фазу А* (1000—900°C), *пегматитовую фазу В* (800—700°) и *пневматолитовую фазу С* (600—500°), эгирин II («эгириновые солнца», вторая генерация) и астрофиллит возникли в последующую фазу *D*, незначительная альбитизация микроклина и выделение сульфидов — молибденита, сфалерита и галенита, а также канкринитизация нефелина, замещение энигматита «коронитами» астрофиллита и эгирина, лампрофиллита — рамзаитом, и эвдиалита — катаплеитом и цирконом происходили в *гидротермальные фазы E и F* (400°), а образование анальцима и натролита — в последующие, еще более низкотемпературные фазы (300—100°). А.Е. Ферсман писал, что «именно в этой агпайтовой последовательности и кроется накопление разнообразных и красивых минералов Zr и Ti в *середине длительного пост-магматического процесса* [выделено Ферсманом], причем после их кристаллизации восстанавливается нормальный ход пневматолитового и гидротермального процессов с типичными фазами *F — G — H — I — K* миаскитовых и гранитных пегматитов» (Минералы Хибинских..., 1937, с. 125).

Тенденция рассматривать Хибинский массив как «*единое образование*», возникшее в результате последовательной кристаллизации эволюционирующего из *общего магматического очага единого восточного расплава* (или, еще хуже, объединение Хибин и Ловозера, существенно различающихся по характеру слагающих их пород, внутреннему строению и структуре, в «*единый Хибино-Ловозерский комплекс*»), существовала и, к сожалению, продолжает до сих пор существовать в литературе. Определялись: *усредненный исходный состав хибинской магмы* (Куплетский 1936,; 1936,; 1937; Галахов, 1975), *среднестатистический состав главных и акцессорных петрокомпонентов (кларки) в исходном очаге* (Кухаренко и др., 1968), *средний возраст массивов* (Комлев и др., 1961; Когарко и др., 1981), создавались всевозможные «*банки данных*», в которых один или несколько химических анализов минерала рассматривались как представители целых массивов («*минерал из Хибин*», «*минерал из Ловозе-*

ра»), без указания конкретных пород, откуда они взяты, выявлялись *усредненные закономерности* типа «*смены натриевого режима щелочности калиевым на поздних стадиях эволюции агпайтовых комплексов*» (Пеков, 2001) или «*волны возрастающей, а затем понижающейся щелочности при охлаждении в породах и пегматитах агпайтовых комплексов*» (Хомяков, 1990), и, наконец, все разнообразие нефелиновых сиенитов Хибин смешивались в «*одну кучу*» под *усредненным* названием «*фойяиты*» (после чего невозможно понять, о каких породах конкретно идет речь) (Yakovenchuk *et al.*, 2005). По нашему мнению, подобные формальные обобщения допустимы лишь при сопоставлениях «в планетарном масштабе», например, Хибин с другими комплексами щелочных или иных пород, но неприемлемы при регионально-генетических исследованиях конкретных геологических объектов.

С другой стороны, детальный анализ минералов в разных «петрографических» зонах дал начало исследованиям их типоморфизма и привел к известным представлениям о «*геохимических дугах Ферсмана*» (1931, см. Избранные труды, 1959). В этой работе фактически дана научная программа изучения Хибин на многие годы и выявлены основные закономерности строения массива и развития его минерализации. Прежде всего, это *кольцевое* строение, которое «мы должны подвергнуть детальному петрографическому, геохимическому и геологическому анализу и попытаться выявить его черты и генезис» (там же, с. 756), выражающееся в смене от периферии к центру умптекитов крупнокристаллическими, а затем лейстовыми хибинитами, затем ийолитами, урритами, апатито-нефелиновыми и апатит-сфен-нефелиновыми породами, затем порфиловыми сиенитами с полосами своеобразных слюдяных, имеющих (по Ферсману) «огромное геохимическое значение» и затем «огромной областью далеко еще не расшифрованной фойяитовой породы» (там же, с. 757). Но, «геохимически массив состоит из значительного количества дуг, протянутых на различное количество километров, гораздо более многочисленных и более сложных по своей морфологии, по своему составу, по роду химических соединений и, наконец, по своему генезису, чем вышеописанные петрографические пояса» (там же, с. 757). В средней части массива между поясами «пустого» в геохимическом отношении крупнокристаллического хибинита и эвдиалит-энигматитового лейстового хибинита, с одной стороны, и эвколит-сфенового фойяита, с другой, с за-

пада на восток сменяются зоны: 1) альбитовая с сульфидами Mo, Zn и Fe и цеолитовая с цирконом, 2) апатито-нефелиновая дуга, 3) цеолитовая с флюоритом и цирконом, 4) цеолит-юкспоритовая, 5) ферсманитовая, 6) ринколит-ловчорритовая, 7) пирротиновая, носящая черты контактового процесса, и 8) зона сульфидов Pb и Zn. Согласно А.Е. Ферсману, смена пород «петрографических поясов», развитых в них типов пегматитов и особенностей акцессорной минерализации соответствует этапам последовательного охлаждения кристаллизующейся магмы от периферии к центру массива. Но «геохимические дуги», скорее всего, связаны с последующими разломами в закристаллизовавшихся породах, в том числе и основной разлом, заполненный поднявшейся с глубины остаточной магмой, «определяющий основной рудный комплекс Хибинских тундр, заполненный внедрившейся снизу апатито-нефелиновой породой» (там же, с. 762).

Изучение уникальных минералогических редкостей в какой-то мере не позволяло обратить вначале должное внимание на апатитовую минерализацию, тем более, что предполагаемая связь её с щелочными породами воспринималась как «нонсенс». Потребовалась интуиция, настойчивость и мужество А.Н. Лабунцова (1930), чтобы «на свой страх и риск» провести предварительные поиски и разведку апатитовых залежей, подсчитать ориентировочные запасы, поставить «заявочные столбы» и убедить коллег, а главное чиновников, в серьезности данного открытия. Но, это особая история, яркая, самоотверженная и драматичная. Когда стало ясно, что в Хибинах таятся уникальные, крупнейшие в мире месторождения апатита, возникла острая необходимость в проведении детальных геологических работ.

Первоначальная «рукописная» (1930 г.) карта Б.М. Куплетского, В.И. Володавца и О.А. Воробьевой была уточнена в результате геологической съемки, проведенной в 1931 – 1936 гг. объединенным коллективом сотрудников Академии наук, треста «Апатит», Ленинградского геологического треста, Научно-исследовательского института удобрений, Севзапсоюзредметразведки, ЦНИГРИ, Института «Арктики» и др. (А.С. Амеландов, Е.Н. Володин, Н.А. Волотовская, О.А. Воробьева, Е.И. Денисов, Е.Н. Егорова, Н.П. Лупанова, П.М. Мурзаев, В.И. Намоюшко, В.Н. Нумеров, И.С. Ожинский, К.К. Судиславлев и др.) в масштабе 1:25000, и затем сведена Н.А. Елисеевым, И.С. Ожинским и Е.Н. Володиным в схемати-

ческую карту масштаба 1:75000 (Елисеев и др., 1939; Елисеев, 1953). Это была первая «кондиционная» геологическая карта Хибин, на которой выделены и отрисованы все кольцевые комплексы. В качестве концептуальной модели образования Хибинского массива Н.А. Елисеевым была применена концепция об «интрузиях центрального типа» английского геолога Е.М. Андерсона, выдвинутая на основании изучения третичных субвулканических комплексов Шотландии (Richey, 1961), а также метод структурного анализа плутонов Г. Клооса – А.А. Полканова (Елисеев, 1953), предусматривающий изучение направлений течения поднимавшегося с глубины расплава по структурам трахитоидности и первичной полосчатости пород и ориентировки систем первичных трещин в плутоне: пластовых (*L*), продольных (радиальных) (*S*) и поперечных (*Q*). Согласно этой динамической модели, Хибинский плутон сформировался в результате внедрения магмы по системе чередующихся кольцевых и конических разломов последовательно от периферии к центральному его ядру (то есть с запада на восток) в виде ряда концентрических субинтрузий, центр которых постепенно смещался на восток. Вслед за узкими (100 – 200 м) полосами щелочных сиенитов, развитых вдоль контакта с гнейсами на севере и мелкозернистыми и среднезернистыми нефелиновыми сиенитами и нефелиновыми сиенит-порфирами вдоль контакта с основными эффузивами и туфогенной толщей на западе, выделяются следующие субинтрузии: 1) *массивных хибинитов* – кольцевая (цилиндрическая, с крутым внешним контактом), 2) *трахитоидных хибинитов* – коническая (с выположиванием трахитоидности от контакта к центру массива), с жильной фацией щелочных сиенит-порфиров и эгирин-авгитовых сиенитов, 3) *пойкилитовых нефелиновых сиенитов* – цилиндрическая, 4) *пластовая интрузия дифференцированных ийолит-уртитов, малинитов и луявритов* – коническая, 5) *средне- и мелкозернистых нефелиновых сиенитов* (сейчас они называются *лявчорритами*) – коническая и 6) *фойяитов* – коническая. При этом авторов не смущал странный ход эволюции расплава в магматическом очаге с обеднением магмы кремнеземом и обогащением её кальцием и магнием к середине процесса, в результате чего образовались мельтейгит-уртиты, после чего она вновь возвращается к нормальному составу нефелин-сиенитового расплава.

Следует отметить, что сопоставление Хибинского плутона с шотландскими субвулка-

ническими комплексами довольно натянуто. Например, в массиве на острове Мал, приуроченном к глубокой (700–900 м) кальдере проседания, выполненной в основном базальтоидными вулканическими породами – лавами платобазальтов, кольцевые интрузии представлены маломощными пластами гранофиоров и некками липаритов, а конические – маломощными дайками основного и кислого состава (Richey, 1961). Они мало похожи на гигантские субинтрузии в Хибинах. Расчеты Е.М. Андерсона показали, что конические разломы возникают в местах наибольшего напряжения при возрастании давления в магматическом резервуаре под породами кровли, а кольцевые (цилиндрические) – наоборот, при уменьшении давления при опускании блока пород в полость, освободившуюся от расплава. Они справедливы для малых интрузий, но для такого огромного плутона, как Хибинский, расчеты никогда не проводились. Далеко не все разделяли концепцию Н.А. Елисеева. В частности, В.И. Влодавец (1930) предлагал обратную последовательность образования пород: фойяит и хибинитоподобный фойяит → роговообманковый нефелиновый сиенит (по-видимому, льявочоррит) → пойкилитовый нефелиновый сиенит → слюдяной нефелиновый сиенит → ийолит-уртитовая серия пород с апанеитом (апатитовой породой) → хибинит. Б.М. Куплетский вначале придерживался последовательности Н.А. Елисеева, но позже изменил свое мнение и настаивал на ранней кристаллизации всех нефелиновых сиенитов – хибинитов с краевыми фациями умптекитов, трахитоидных хибинитов и фойяитов с альбититами, после чего формировалась разнородная группа пород – эгириновые, роговообманковые, слюдяные и тому подобные нефелиновые сиениты (рисчорриты) (сюда же, по-видимому, включены и льявочорриты), а затем уже ийолит-уртиты, льявуриты и апатито-нефелиновые породы (Куплетский, 1936, 1937). Тем не менее, концепция Н.А. Елисеева является «официальной» уже более 70 лет и разделяется большинством петрологов с теми или иными второстепенными уточнениями (Галахов, 1959; 1975; Иванова, 1963; Иванова и др., 1970; Иванова, Арзамасцев, 1985; Арзамасцев, Иванова, 1985; Арзамасцев и др., 1987 и др.).

Представления Н.А. Елисеева разделялись С.И. Заком, Н.М. Абрамовым, В.Н. Большевой, М.М. Калинкиным, Е.А. Каменевым, Ф.В. Минаковым и другими сотрудниками Севзапгеолуправления, проведенными в 1957–1960 гг. новую геологическую съемку массива в масштабе 1:50000 и в 1959–1963 гг.

– съемку продуктивной ийолит-уртитовой интрузии в масштабе 1:10000 с детальными поисками апатита (Ф.В. Минаков, А.И. Александров, Е.А. Каменев, А.И. Коновалова, И.И. Перекрест и др.), в результате которых были выявлены новые крупные Коашвинское и Партомчоррское месторождения (Зак, Каменев, 1964; Зак и др., 1972).

В результате этих работ:

1) В истории щелочного магматизма Хибин были выделены три периода, в каждом из которых установлено по две интрузивные фазы – *ранняя нерасслоенная* и *поздняя четко дифференцированная*, которые представлены породами, близкими по минеральному составу, времени формирования и условиям залегания (то есть те же 6 субфаз Н.А. Елисеева). Однако фактически подразделений больше. Массивные (не расслоенные) хибиниты подразделены на две фации – массивных и грубозернистых трахитоидных хибинитов; пойкилитовые нефелиновые сиениты (не расслоенные) – на три фации: пироксеновых, слюдяных и гнейсовидно-порфировидных рисчорритов; ийолит-уртиты – на три интрузивные субфазы: дорудную (якупирангиты-мельтейгиты-ийолиты-уртиты), рудную (полевошпатовые аналоги мельтейгит-уртитов, с которыми ассоциируют рудные апатит-нефелиновые залежи) и пострудную (ювиты-льявуриты-малиньиты); фойяиты (расслоенные) – на три фации: трахитоидных арфведсонитовых, трахитоидных слюдяных и массивных пироксеновых фойяитов. Среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты (лявочорриты) окончательно исключены из состава фойяитов и выделены в самостоятельную (не расслоенную) интрузивную фазу. Таким образом, деление на кольцевые и конические интрузии потеряло «Елисеевскую» стройность.

2) В отличие от выводов Н.А. Елисеева, щелочные и мелкозернистые нефелиновые сиениты краевой зоны (умптекиты, имандриты, лестивариты, по В. Рамзаю – Ramsay, Nackman, 1894) стали рассматриваться как эндоконтактная фация хибинитов и фойяитов, а не самостоятельная, наиболее ранняя интрузия.

3) Щелочные сиенит-порфиры, рассматривавшиеся Н.А. Елисеевым как жильная фация трахитоидных хибинитов – ромбен-порфиры, аналоги лаурвикитов массива Осло в Норвегии, отнесены к *ловозерской* свите верхнего девона.

4) Выделена мощная зона тектонитов по рисчорритам и фойяитам – *Эвслогчоррская зона смятия*.

5) Постмагматические преобразования нефелиновых сиенитов — альбититы и эгирин-альбитовые жилы отнесены к завершающему периоду формирования массива.

6) Выделен самостоятельный дайковый комплекс, предположительно отнесенный к продуктам регионального платформенного магматизма.

Среди уточнений к данной концепции необходимо отметить данные Т.Н. Ивановой (1963), объяснившей странный ход дифференциации хибинской магмы (нефелиновые сиениты → мельгейтит-уртиты → нефелиновые сиениты), предусмотренный схемой Н.А. Елисеева, образованием второго субвулкана. По её мнению, в составе пород Западного субвулкана образовались: ранние щелочные сиениты и нефелиновые порфиры → гранитоидные и трахитоидные хибиниты → гранитоидные и трахитоидные рисчорриты → часть ийолит-уртитов (трахитоидные ийолиты Лявойока, Рисчорра и Кузьлпора, массивные мелкозернистые ийолиты, массивные среднезернистые ийолит-уртиты) → апатито-нефелиновые породы → луявриты; в составе Восточного субвулкана: гранитоидные и трахитоидные фойяиты и среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты (краевая фация фойяитов) → остальные ийолиты (трахитоидные ийолиты Ньоркпахка и Суолауйва, массивные среднезернистые полевошпатовые уртиты и ювиты Коашвы) → молодые жильные породы. В отличие от С.И. Зака с соавторами (1972), Т.Н. Иванова разделила ийолит-уртиты на 5 субфаз (три дорудных в пределах Западного субвулкана и две пострудные — полевошпатовые уртиты и ювиты — в Восточном субвулкане), а образование апатит-нефелиновых пород связывала с самостоятельной интрузией высокоподвижной «apatитовой» магмы — способной проникать по тонким трещинам, насыщенной летучими компонентами, агрессивной, способной перекристаллизовывать окружающие породы и генетически не связанной с ийолит-уртитам.

Необходимо отметить и геологическую карту А.В. Галахова (1975), которая фактически является минералого-петрологической и выявляет удивительную неоднородность состава породообразующих минералов в нефелиновых сиенитах Хибин, пока еще не нашедшую должного объяснения.

Чрезвычайно важным для дальнейшего изложения нам представляются находки в кровле соседнего с Хибинами Ловозерского массива ксенолитов слабо метаморфизованных палеозойских кварцитов, песчаников и

глинистых сланцев, метаморфизованных до слюдяных или биотит-андалузитовых роговиков (в этих породах с горы Флора А.П. Криштофовичем (1937) были установлены отпечатки, по-видимому, верхнедевонских растений), а также туфогенных сланцев, состоящих из остроугольных обломков пироксена и плагиоклаза (также с отпечатками растений) и эффузивов — пикрит-порфиритов (вкрапленники до 2—3 мм оливина и моноклинного пироксена в плагиоклазовой основной массе со стеклом) и авгитовых порфиритов (вкрапленники моноклинного пироксена и андезина № 47 в основной массе того же состава), а также агломератовых лав, лавовых брекчий и туфов, состоящих из угловатых обломков данных эффузивных пород, часто контактово-метаморфизованных до К,Na-полевошпат-биотитовых, полевошпат-арфведсонитовых, биотит-роговообманковых (бурая роговая обманка) и диопсид-роговообманковых роговиков. Все эти породы уверенно отличаются от протерозойских кристаллосланцев свиты Имандра-Варзуга, регионально-метаморфизованных в фации зеленых сланцев (Елисеев и др., 1937). Позднее к ним были добавлены также ромбен-порфиры и фонолит-порфиры (Елисеев, 1946). Данные находки указывают на возможность захвата нефелиновыми сиенитами крупных ксенолитов вмещающих пород в прикровельной части массива. Принципиально важными также представляются находки у контакта Хибинского массива и внутри него ксенолитов щелочно-ультраосновных пород, обычно ассоциирующих с карбонатитами (Галахов, 1966).

В данном очерке, естественно, невозможно осветить все результаты работ в Хибинском массиве, полученные за 120 лет его исследований. Некоторые их детали обсуждались в обзоре Е.А. Каменева (Поиски, разведка..., 1987) и в нашей последней работе (Борущкий, 2010). Здесь мы отметили, так сказать, «классические» представления, вошедшие во многие учебники и в «кровь и плоть» многих современных исследователей.

## Что о Хибинах известно далеко не всем

В современной хибинской литературе преобладают две тенденции: либо из статьи в статью, по-прежнему, тиражируются «классические» представления далекого прошлого, которые необходимо уже дополнить новыми данными или полностью пересматривать, либо, в угоду широкому глобаль-

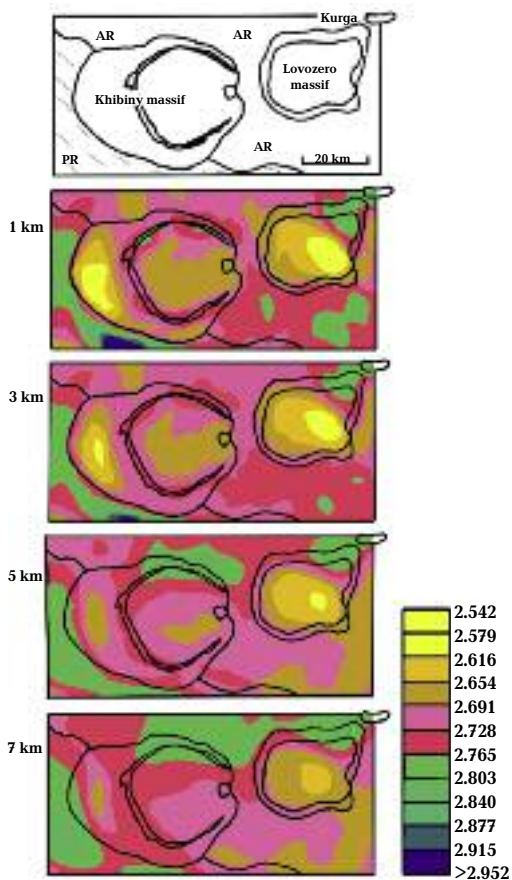


Рис. 1. Распределение плотностей пород ( $\text{кг}/\text{м}^3$ ) для районов Хибинского и Ловозерского массивов на глубинах 1, 3, 5 и 7 км. Контуром показано положение главных серий пород массивов на поверхности. По А.А. Арзамасцеву и В.Н. Глазневу (2004).

ным геологическим представлениям, появляются работы, основанные на «модных» методах исследования (изотопии, анализе коэффициентов сокристаллизации, математической статистике, фрактальном математическом анализе и т.п.) с максимально упрощенной «примитивной» геологической характеристикой, в которых с трудом узнаешь Хибину. Примерами последнего являются статьи (Yakovenchuk *et al.*, 2005; Коноплева и др., 2005; Корчак и др., 2008 и др.), в которых все хибинские нефелиновые сиениты почему-то без разбора обобщаются под названием фойиты (и невозможно определить, о какой «петрографической зоне» идёт речь), все ксенолиты внутри нефелиновых сиенитов, от лейкократовых до меланократовых, от метаморфических до вулканогенных и интрузивных, «скопом» относятся к ловозерской свите палеозоя, вся геологи-

ческая основа на картах и планах месторождения Коашва снимается, в угоду бездоказательной идеи, что нефелин-апатитовые рудные тела, якобы, являются апатитовыми «штокверками», что-то (теперь неизвестно, что) прорывающими с глубины, поскольку это следует из каких-то параметров фрактального математического анализа, все хибинские полевые шпаты, без разбора, без учета минералогических их особенностей — химического состава, морфологии и структурного состояния бездумно обобщаются при обработке статистическими методами и т.д. и т.п. В отзывах на статьи и диссертации с такой методологией мы неоднократно высказывались против правомочности сделанных выводов, что однако, к сожалению, не было принято во внимание. Поэтому мы еще раз высказываемся о необходимости «борьбы» с примитивизмом в науке, в данном случае, в конкретной регионально-генетической геологии.

Что же необходимо знать и учитывать исследователям о Хибинах?

1. Прежде всего отметим, что в настоящее время доказано, что Хибинские и Ловозеро — разные массивы, не соединяющиеся на глубине, по крайней мере, до 12.5 км (Арзамасцев и др., 1998; Арзамасцев, Глазнев, 2004). Трехмерная плотностная модель (рис. 1) показывает, что они разделены архейскими гранитогнейсами беломорской серии с плотностью  $2.69 - 2.76 \text{ кг}/\text{м}^3$  (розовые и красные цвета).

Существенно уточнены и данные Г.Н. Шаблинского (1963; 1965) о внутреннем строении Хибинского массива. Согласно А.А. Арзамасцеву с соавторами, северный контакт массива с гранитогнейсами прослеживается лишь до глубины 3 км, а ниже, судя по плотности (2.76 — 2.84), располагается зона, по-видимому, щелочно-ультраосновных пород. Восточный контакт субвертикален до 4 — 5 км и ниже выполаживается под массив. Западный контакт с протерозойскими породами серии имандра-варзуга наклонен к центру массива под углом  $70 - 80^\circ$  до 3 км, а затем (3 — 7 км) выполаживается под массив под углом  $40 - 50^\circ$ . Южный — круто падает к центру массива до глубины 3.5 км, а ниже также круто падает под вмещающие породы. Как видно на рисунке 1, хибиниты образуют кольцевое тело с максимальной мощностью 8 км на западе массива, тогда как в северном и южном секторах мощность их не превышает 2 — 3 км. Фойиты имеют максимальную мощность 5 — 6 км в юго-восточной части массива. Мельтейгит-уртиты «Центральной ду-

ги» выклиниваются уже на глубине 2–3 км, однако в северном секторе на глубине 5 км появляется кольцевое тело указанных выше высокоплотных (2.76–2.84) пород, по-видимому, щелочных ультрамафитов, уходящее на глубину более 12.5 км (эти породы – ксенолиты щелочных перидотитов, пироксени-тов и мелилититов – были частично вскрыты скважинами 1009, 1010 и 636).

То есть, от себя добавим, что хорошо известное нам кольцевое строение массива исчезает уже на глубине 1–2 км, а далее – «*Teiga incognitā*».

2. В 1979–1983 гг. коллективом геологов и геофизиков Центральнокольской экспедиции ПГО «Севзапгеология» (О.Л. Сняtkова, Н.И. Пронягин, Т.М. Маркитахина и др.) проведено геологическое доизучение массива в масштабе 1:50000, с обобщением полученной к тому времени геолого-геофизической информации (гравиметрической, сейсморазведочной и магнитометрической съемки), дешифрированием аэрофотоснимков и контрольными маршрутами методом десантирования с вертолета. В результате была опубликована новая геологическая карта (Сняtkова и др., 1986), с нанесением на неё новейших данных о строении Хибинского массива, в том числе на глубину: разрывных нарушений, обнаруженных в Хибинах 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 на глубину до 5 км. Эта карта демонстрирует значительно более сложное строение Хибинского массива, чем было известно ранее.

Однако в интерпретации О.Л. Сняtkовой и других соавторов (1986) всё многообразие хибинской геологии сведено к трём интрузивным фазам: 1) слабо расслоенных агпайтовых нефелиновых сиенитов – хибинитов, ляхочорритов и фойяитов (как единая интрузия), 2) четко расслоенных рихчоррит-ийолит-мельтейгитов, апатитонефелиновых руд и сопровождающих их гибридных пород, 3) карбонатитов и лампрофиров. Наибольшее внимание, естественно (поскольку целью доизучения было обнаружение новых «скрытых» апатитовых залежей), уделено 2-й интрузивной фазе, в составе которой выделены 5 тел: 1–2) *Главная* интрузия с промышленными апатитовыми месторождениями (два тела), 3) *Путеличоррская* интрузия, секущая трахитоидные хибиниты – апофиза Главной, сочленяющейся с ней на глубине в районе месторождений Партомчорр, Апати-

товый цирк и Кукисвумчорр и на севере Хибин, 4) *Гольцовская* интрузия – также апофиза, сочленяющаяся с Путеличоррской на поверхности в районе горы Путеличорр и на глубине в районе горы Юдичвумчорр, 5) *Имандровская* интрузия – самостоятельная интрузия, сочленяющаяся возможно с Путеличоррской только на юго-востоке (рис. 2).

В составе Путеличоррской интрузии данные авторы нашли ийолиты и мельтейгиты с апатито-сфеновой минерализацией, якупирангиты, шонкиниты, меланократовые породы с псевдолейцитом типа фазинита, фонолиты, ромбен-порфиры, малинкиты, ювиты. По мнению авторов, она возникла в результате дифференциации магмы, а более молодой ее возраст доказывался более крутыми контактами относительно трахитоидности хибинита. Большая её часть не выходит на поверхность, и геофизическими методами наибольшая мощность (1000–1500 м) фиксируется на юге массива под горой Айкуайвентчорр. В составе Гольцовской интрузии, протяженностью 15 км, установлена брекчия перидотитов, оливинитов, ийолиты и мельтейгиты с апатито-сфеновой минерализацией, шонкиниты и ромбен-порфиры, сцементированные урритами, ювитами и нефелиновыми сиенитами. В составе Имандровской интрузии установлены микрогаббронориты, ийолиты, мельтейгиты, оливиновые шонкиниты и среднезернистые нефелиновые сиениты. Авторы предположили, что рихчорриты являются верхней частью расслоенного дифференцированного комплекса, кристаллизовавшегося сверху вниз, что, якобы, доказывается постепенными их переходами к урритам через ювиты.

К сожалению, проведенные методом десантирования геолого-геофизические работы О.Л. Сняtkовой с соавторами, без всякого обсуждения проигнорировавшие предыдущие геологические данные, практически не сопровождались минералого-петрологическими исследованиями, что заставляет глубоко сомневаться в предложенной ими интерпретации. Разбуренные геофизические аномалии далеко не всегда можно отождествить с продуктивными ийолит-мельтейгитами, частично они оказались ксенолитами фенитизированных роговиков основного состава (например, «маловудьяврский блок») или ромбен-порфирами, фонолитами и плотными мелкозернистыми нефелиновыми сиенитами. Объединение пяти интрузий со столь различными породами в одну интрузивную фазу не выдерживает никакой критики. По-



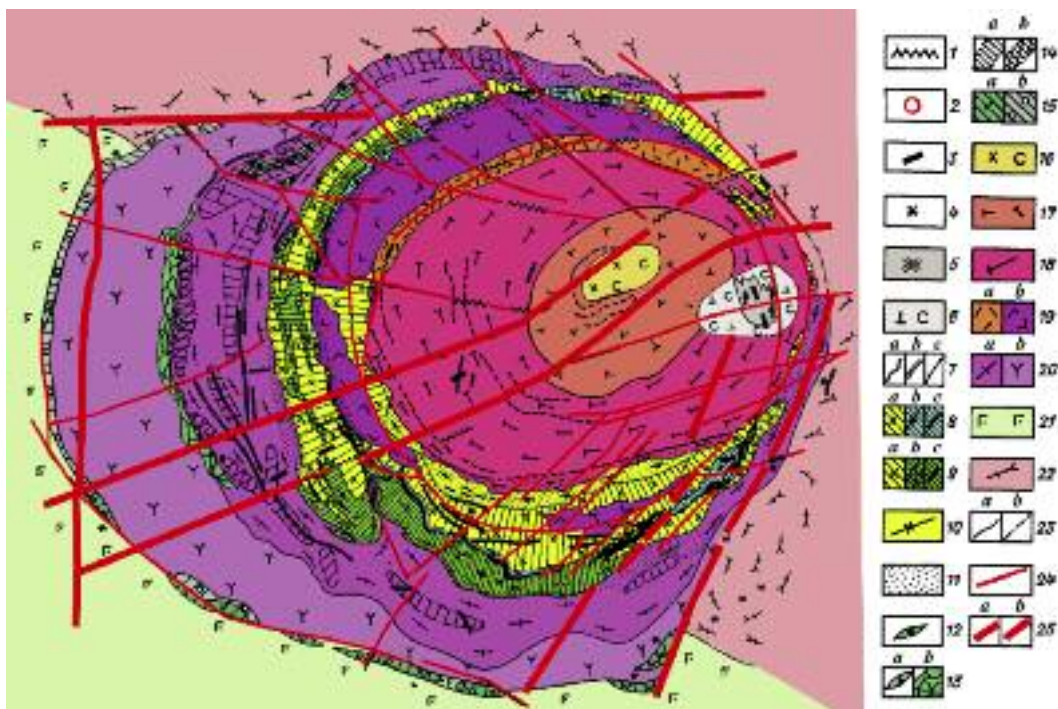


Рис. 2. Геологическая схема Хибинского массива, составленная по материалам геологического доизучения О.Л. Сняtkовой с соавторами (1986).

3-фаза – карбонатитовый комплекс: 1 – катаклазиты и брекчии; 2 – взрывные брекчии с цементом пикритового порфирита (трубка взрыва); 3 – пикритовые порфириты, мончикиты, альнеиты и др. (гайки); 4 – ультраосновные породы (мелкие тела и гайки); 5 – карбонатиты и альбититы; 6 – предполагаемые карбонатные и карбонатно-силикатные породы с содовой минерализацией и содаситсодержащие нефелиновые сиениты.

2-фаза – комплекс нефелиновых сиенитов-уртитов-ийолитов-мельтейгитов: 7 – жилы и гайки (а – апатито-нефелиновые и апатито-сфеновые руды, б – габбро-эссекситы, луявриты, уртиты, ийолиты, мельтейгиты, с – метасоматиты меланократовые, а также сиенит-метасоматиты).

Главная продуктивная интрузия: 8 – вторая субфаза (а – рисчорриты, б – уртит-ийолит-мельтейгиты, с – апатито-нефелиновые руды); 9 – первая субфаза (а – рисчорриты, б – уртит-ийолиты, с – апатито-сфеновые руды); 10 – рисчорриты гнейсовидные; 11 – породы зоны контакта Главной интрузии, кристаллизующиеся из палингенных и гибридных расплавов. Сателлитовые тела и апофизы Главной интрузии: 12 – Путеличоррская интрузия: ийолиты, мельтейгиты с апатито-сфеновой минерализацией и другие породы; 13 – Гольцовская интрузия (а – ийолиты, мельтейгиты с апатито-сфеновой минерализацией, б – крупноглыбовая брекчия, состоящая из обломков мезо-меланократовых пород и ювтового цемента); 14 – локальные положительные гравитметрические аномалии, фиксирующиеся на глубине (а – породы Путеличоррской интрузии, б – породы Гольцовской интрузии); 15 – Имандровская (периферическая) интрузия (а – микрогаббро-нориты, ийолиты, мельтейгиты, оливиновые шонкиниты, б – среднезернистые нефелиновые сиениты).

1-фаза – комплекс слабодиссоциированных нефелиновых сиенитов: 16 – фойлиты пироксеновые, содалит-канкринитовые, «рисчорритоподобные»; 17 – фойлиты массивные с серым полевым шпатом; 18 – фойлиты трахитоидные с белым полевым шпатом; 19 – лавочорриты (а – «фойлитоподобные» альбитизированные; б – «хибинитоподобные» – измененные, претерпевшие частичное повторное плавление); 20 – хибиниты (а – трахитоидные, б – массивные).

Породы обрамления: 21 – осадочно-вулканогенные породы Имандра-Варзугской зоны с интрузиями измененных габброидов; 22 – гнейсы Кольской серии с интрузиями плагиогранитов-диоритов; 23 – границы между разновозрастными образованиями (а – установленные, б – предполагаемые). Разрывные нарушения: 24 – продольные, диагональные и поперечные нарушения, связанные со становлением пород 3-й и 2-й фаз; 25 – глубинные разрывы, проявленные в породах фундамента и массива (а – с наклонным сместителем, б – с вертикальным).

следующие геофизические работы, кстати, не подтвердили выводов О.Л. Сняtkовой (Арзамасцев, Глазнев, 2004). Вместе с тем, опубликованная карта суммирует многие новые полученные к этому времени геологические данные и широко используется рядом исследователей, как наиболее поздняя, «современная». Именно это заставляет нас уделить ей столько внимания.

3. В результате продолжавшихся детальных работ по поиску и разведке новых апатитовых залежей, которые сопровождалась глубинным структурным и поисково-разведочным бурением, проведенным геологами Хибиногорской партии Мурманской экспедиции ПГО Севзапгеология (В.П. Павлов, И.И. Перекрест, В.В. Смирнов и др.), в нефелиновых сиенитах были выявлены многочис-

ленные ксенолиты самых разнообразных пород. На глубине между трахитоидными хибинитами и рисчорритами был установлен гигантский «маловудьяврский блок» ороговикованных пород основного состава, возможно, протерозойской серии имандра-варзуга. В долине р. Лутнеманийок подсечена прикорневая часть ксенолита ромбен-порфира и сосуществующих мелкозернистых нефелиновых сиенитов «Западной дуги» (отнесенных С.И. Заком с сотрудниками к «ловозерской свите»), подтверждено нахождение в этих ксенолитах щелочно-ультраосновных пород, найденных ранее в пределах Хибин А.В. Галаховым (1966; 1975), и эти же породы были установлены бурением на севере «Западной дуги» в районе Путеличорра. Ксенолиты ромбен-порфира найдены нами и в льявочорритах на Восточном перевале Рисчорра (Боруцкий, 1988). Наконец, А.И. Серебрицкий и другими (1990) в центральной части депрессии Хибинского массива, занятой фойяитами, установлено широкое распространение палеовулканитов и осадочных пород, на основании чего ими был сформулирован вывод о палингеном образовании нефелиновых сиенитов и других пород Хибин. Все это указывает на интенсивный захват нефелиновыми сиенитами в виде ксенолитов в прикровлевой части плутона разнообразных более древних пород, часть из которых рассматривалась ранее как интрузии, прорывающие нефелиновые сиениты.

4. Возникли претензии к интерпретации полосчатости и трахитоидности пород, рассматривавшихся Н.А. Елисеевым (1953) как результат внедрения расплава с глубины вдоль кольцевых разломов. Так, Г.М. Вировлянский (1996), наблюдая ориентировку полосчатости и трахитоидности вблизи крутых разломов, показал, что она направлена не снизу вверх, как должно было бы быть при истечении магмы с глубины, а, наоборот, сверху вниз, что указывает на задиранье этих элементов при опускании центрального блока пород вниз, по-видимому, еще в пластичном состоянии. Расчеты Г.М. Вировлянского показали, что породы, слагающие Хибинский плутон, в целом, опущены в кальдере проседания на 1.5–2 км по ряду цилиндрических разломов, наиболее мощные из которых локализованы между вмещающими породами рамы и массивными хибинитами (сейчас их выделяют как грубозернистые трахитоидные хибиниты), а также между массивными и трахитоидными хибинитами, что объясняет захват в виде

огромных ксенолитов разнообразных древних пород кровли.

5. Получены принципиально новые данные о природе, составе и строении пород «Центральной дуги». Еще Н.А. Елисеевым (Елисеев и др., 1939) была установлена их расслоенность, но, к сожалению, этот факт не был достоин внимания. В результате детального бурения геологами Хибингорской партии было установлено, что надрудная и подрудная толщи мельтейгит-уртитов представляют собой *единый* ритмично расслоенный дифференцированный комплекс мелко-среднезернистых трахитоидных (скорее, гнейсовидных – Б<sup>3</sup>.) мельтейгит-ийолит-уртитов (Титов и др., 1970). Этот вывод чудесным образом совпал с переводом книги Л. Уэйджера и Г. Брауна (1970) о расслоенных изверженных породах и не мог не привлечь к себе внимания ряда исследователей, которые поспешили дать этому факту объяснение.

С.М. Кравченко с сотрудниками (1976; 1979<sub>1</sub>; 1979<sub>2</sub>; 1980; 1981; 1985) пришли к выводу, что дифференциация расплава на мельтейгиты, ийолиты и уртиты происходила уже после внедрения щелочно-ультраосновной интрузии в окружающие нефелиновые сиениты «in situ», путем кристаллизационной или гравитационно-кристаллизационной дифференциации. По распределению Sr и REE в акцессорном и рудном апатите, сфене и пироксене и V в титаномагнетите была выявлена скрытая расслоенность пород, выражающаяся в последовательном обогащении минералов микроэлементами от лежащего к висящему боку толщи, что должно указывать, по мнению этих авторов (естественно, если система закрытая), на последовательную кристаллизацию мельтейгит-уртитовой интрузии снизу вверх (а не сверху вниз, как обычно – Б.). Исследователей не смущало, что слоистость в этих породах лежит не горизонтально, как это обычно имеет место в расслоенных породах, а падает к центру массива под углом от 15–30° до 40–50°, полагая, что это нарушение вызвано последующим опусканием вдоль кольцевого разлома. В заключительной работе (Кравченко и др., 1985) авторы привели дополнительные данные о последовательном обогащении снизу вверх сфена Nb и Zr, нефелина Ga, титаномагнетита Fe, при обеднении его Ti и V (в отличие от предыдущих данных), а также об обеднении ванадием пироксена, что позволило авторам «уверенно» объединить все породы от I субфазы к III в «единую петрогенетическую систему» и (используя модель направленной кристалли-

3 – Примечание автора настоящей статьи.

зации), рассчитать «комбинированные коэффициенты распределения» для данных элементов с учетом (как пишут авторы) «трендов эволюции апатитовых расплавов» и изменения их активности в соответствии с принципом Д.С. Коржинского (1960) о кислотно-основном взаимодействии компонентов в расплавах. Однако при этом было установлено странное выпадание из данной последовательности массивных уртитов II субфазы. Авторы объяснили это резким изменением физико-химических условий во время кристаллизации фосфатно-силикатного расплава, сформировавшего апатит-нефелиновые рудные тела, из-за относительного обогащения его стронцием и редкоземельными элементами, что привело к временному обеднению этими элементами минералов, образующихся в ходе последующей кристаллизации уртитового расплава.

К сожалению, данные исследователи соотнесли полученные ими данные с «условным» обобщенным разрезом мельтейгит-уртитовой толщи, объединяющим как дифференцированные мелко-среднезернистые «трахитоидные» мельтейгит-уртиты, так и формирующиеся в них массивные грубозернистые уртиты, и не учитывали выпадения в тех или иных конкретных разрезах через толщу ряда разновидностей этих пород, что в какой-то мере обесценивает найденные закономерности.

Работавший в северо-западном секторе ийолит-уртитовой дуги В.И. Ноздря (1978) установил, что суммарная мощность расслоенных пород ~1000 м. Он выделил в *верхней зоне* пять горизонтов, из них 2-й и 4-й (снизу вверх) — менее мощные (~35 и 35–45 м соответственно), но более дифференцированные, с тремя ритмами, в каждом из которых (снизу вверх) лейкократовые трахитоидные уртиты сменяются ийолитами, а затем меланократовыми мельтейгитами (что странно для образований, возникших при гравитационном разделении — Б). Показано, что кроме пироксеновых пластов широко распространены амфиболовые и лепидомелановые, а кроме сфеновых слоев — титаномagnetитовые. В *нижней зоне* (~600 м) он выделил 3 горизонта: мелкозернистые трахитоидные ийолиты сменяются трахитоидно-порфирированными, а те — вновь трахитоидными ийолит-уртитам. *Средняя зона* сложена в этом районе в основном грубозернистыми уртитам и апатит-нефелиновыми породами, но среди массивных грубозернистых уртитов наблюдались пропласты мелкозернистых мельтейгит-уртитов, как лейкократовых, так и мела-

нократовых (в нижней части зоны, ~50–200 м), а под сетчатыми и линзовидно-полосчатыми апатитовыми рудами установлены не грубозернистые уртиты (как принято считать), а линзовидно-полосчатые ийолит-уртиты (с линзочками мелкозернистого ийолита в среднезернистом уртите), обогащенные апатитом, что может служить доказательством преобразования мелкозернистых «трахитоидных» ийолит-уртитов в грубозернистые массивные уртиты.

Детальное повторное минералого-петрологическое изучение мельтейгит-уртитов «Центральной дуги», выполненное Т.Н. Ивановой и А.А. Арзамасцевым с соавторами (Арзамасцев, Кондратович, 1978; Арзамасцев, Иванова, 1985; Арзамасцев и др., 1987), показало, что породы мельтейгит-уртитовой толщи на основании химического состава порообразующих минералов и структурно-текстурных особенностей могут быть уверенно разделены на два комплекса: ранних, дифференцированных мелко-среднезернистых трахитоидных мельтейгит-уртитов и поздних грубозернистых массивных уртитов, причем последние могут быть объединены в один комплекс с близкими по химизму, структуре и типоморфным особенностям минералов полевошпатовыми урритами, ювитами и рисчорритами. Если первые из них близки к обычным щелочно-ультраосновным породам, хотя и в наибольшей степени обогащены натрием и железом (с высокими коэффициентами апатитности), то вторые — специфические полевошпатсодержащие гигантозернистые породы, со своеобразной пойкилитовой структурой, существенно обогащенные калием и кремнием. Данные авторы рассматривают их как последовательно внедрившиеся интрузивные породы, сформировавшиеся в самостоятельном магматическом очаге путем направленной кристаллизационной дифференциации: грубозернистые уртиты → полевошпатовые уртиты → ювиты → рисчорриты, в соответствии с экспериментальными данными Л.Н. Когарко с соавторами (1984), по которым мельтейгит-уртитовый расплав в ходе кристаллизации эволюционирует в сторону обогащения остаточной жидкости полевошпатовым (альбитовым, так как данная система натриевая — Б.) компонентом. Сомнительно, однако, что это могло привести к образованию столь огромного объема расплава, из которого сформировались рисчорриты, состоящие в основном из полевого шпата, к тому же, не альбита, и не калиево-натриевого, а практически чисто калиевого.

Согласно А.А. Арзамасцеву с соавторами (1987), в обобщенном разрезе расслоенных мельтейгит-уртитов выделяются три зоны. *Верхняя зона* — среднезернистые трахитоидно-порфиroidные (с вкрапленниками нефелина) мезократовые (полевошпатсодержащие) ийолиты (пачка IA) (~150 м) и мелкозернистые трахитоидные мезократовые сфеновые ийолиты (пачка IB) (~40–80 м). *Средняя зона* (~150–180 м) — четыре пачки (II A–Г), две из которых (IIA и IIG) наиболее дифференцированы с ритмами (снизу вверх) линзовидно-полосчатого (с линзочками ийолита) и такситового (проращение нефелина и пироксена) мельтейгита, сменяющегося равномернозернистым мельтейгитом, постепенно переходящим в мезократовый ийолит и затем в трахитоидно-порфиroidный уртит, а две пачки (IIB и IIV) — менее дифференцированы и состоят из среднезернистых трахитоидно-порфиroidных и мелкозернистых трахитоидных мезократовых ийолитов. *Нижняя зона* (~200–250 м) — среднезернистые (пачка IIIA) и мелкозернистые мезократовые (полевошпатсодержащие) ийолиты (пачка IIIB).

Минералогическое картирование, специально проведенное нами через мельтейгит-уртитовую толщу в одном из разрезов («7а») вдали от апатит-нефелиновых залежей, показало однако, что тенденции в изменении содержания Са, Mg и Na в породообразующих пироксене и K и Na в нефелине в *средней зоне* (наиболее обогащенной уртитам) отличаются от таковых в *верхней* и *нижней*, что не нашло еще должного объяснения (Боруцкий, 1997; 2004)<sup>4</sup>.

Идеи кристаллизационной дифференциации, объясняющие повсеместно наблюдаемую неомогенность хибинских пород, в это время захватили многих исследователей. А.В. Галахов (1985), наблюдая пологую слоистость (трахитоидность) пород относительно крутых контактов субинтрузий в массиве, пришел к выводу об их образовании в результате многостадийной магматической и кристаллизационной дифференциации. На основе этой идеи некоторые авторы пытались объяснить и слабую фенитизацию окружающих пород в экзоконтактах массива (а не «сухостью» магмы — Б.), и резкость контактов между некоторыми их разновидностями, например, между рисчорритами, ийолит-уртитам и апатито-нефелиновыми породами, которые ранее рассматривались как «интрузивные» между разновозрастными интрузиями.

На возможную сингенетичность расслоенных пород в свое время указывал М.М. Калинин (1969). Предполагалось также, что на глубоких горизонтах расслоенной мельтейгит-уртитовой интрузии могут быть обнаружены слепые апатитовые рудные залежи, ассоциирующие с соответствующими дифференциатами этих пород.

6. Принципиально важно, что по данным бурения, проведенного геологами Хибинской партии, было установлено, что расслоенные породы мельтейгит-уртитовой толщи «Центральной дуги» выклиниваются с глубиной, так как повсеместно подстилается трахитоидными хибинитами, а с востока срезаются крутым контактом с лавчорритами. То есть данная толща, скорее всего, не является *интрузией*, а захвачена нефелиновыми сиенитами в виде гигантского дугообразного ксенолита (или реликта), аналогичного по своей геологической позиции ксенолиту палеовулканиитов и щелочных ультрамафитов «Западной дуги», лежащему на грубозернистых хибинитах и срезаемому среднезернистыми трахитоидными хибинитами. Выклинивание толщи мельтейгит-уртитов с глубиной подтверждено также геофизическими данными А.А. Арзамасцева и В.Н. Глазнева (2004). Эти данные снимают державшееся долгие годы противоречие, что в Хибинах, в отличие от всех остальных щелочных массивов мира, мельтейгит-уртиты формировались, якобы, позже нефелиновых сиенитов.

7. Что касается грубозернистых образований «Центральной дуги» — грубозернистых и пегматоидных массивных уртитов, полевошпатовых уртитов, ювитов и рисчорритов, существенно обогащенных калием, то, отдавая дань детальности их изучения рядом петрологов (Галахов, 1959; Иванова, Арзамасцев, 1985; Арзамасцев и др., 1987; Коробейников, 1990; Козырева и др., 1990), невозможно согласиться с их интерпретацией этих пород как интрузивных образований. Еще в 40-годы С.М. Курбатов (1948), изучая Кукисвумчоррское апатитовое месторождение, установил, что апатит образуется метасоматическим путем в результате избирательного замещения пироксена ийолитов (как богатой кальцием фазы — Б.). С этим фактически согласилась Т.Н. Иванова (1968), хотя «заменила» «метасоматизирующий» раствор на особую, весьма подвижную, легко проникающую сквозь твердую породу, жидкую «апатито-

<sup>4</sup> — Полученные данные отражены в тексте докторской диссертации автора (Боруцкий, 1997) и фрагментарно в ряде статей, так как наша монография, специально посвященная минералогическому картированию мельтейгит-уртитов в Хибинском массиве, из-за финансовых трудностей в ИГЕМе в годы «перестройки» не была издана, хотя прошла редакционную правку и была уже набрана в издательстве «Наука».

вую» магму. Исследования Л.Л. Солодовниковой (1959) на том же месторождении показали, что пойкилитовые «нефелиновые сиениты» (рисчорриты) также сформировались метасоматическим путем в результате последовательной калишпатизации массивных уртитов с образованием цепочки метасоматитов: полевошпатовые уртиты → ювиты → рисчорриты. С этим согласились и «участковые» геологи, работавшие на этом месторождении (Руденко, Кузнецов, 1984; Титов, Кузнецов, 1985). Выяснилось также, что замещаемые массивные уртиты тоже, по-видимому, имеют постмагматическое происхождение, поскольку формируются в результате перекристаллизации мелко-среднезернистых «трахитоидных» уртитов дифференцированной мельтейгит-уртитовой толщи (Руденко, 1964; 1965; Титов и др., 1971; Руденко, Кузнецов, 1984).

И.П. Тихоненков (1963) также выступил с метасоматическими представлениями, но более глобального масштаба (противоречащими однако вышеприведенной гипотезе), в соответствии с которыми по обе стороны от глубинного кольцевого разлома в районе «Центральной дуги» хибиниты и фойяиты в результате наложенной ортоклазизации были преобразованы в хибинитоподобные и фойяитоподобные лямчорриты, а затем в рисчорриты, а вынесенный натрий «перееотложился» в виде зон альбитизации и натролитизации. При последующем прогрессивном развитии данного процесса в осевой части разлома возникли ийолит-уртиты и апатит-нефелиновые залежи. Рисчорритизация нефелиновых сиенитов действительно имеет место, наблюдалась и нами, но проявлена в ограниченном масштабе (Боруцкий и др., 1975; Костылева-Лабунцова и др., 1978; Боруцкий, 1988).

Учитывая проявление в экзоконтактах массива и в захваченных внутри него ксенолитах гранито-гнейсов и ороговикованных метаморфических сланцев процессов фенинизации (Горстка, 1963; 1969; 1971; Тихоненкова, 1967), на основании данных бурения в «Центральной дуге» массива (Перекрест, Смирнов, 1985) И.А. Зотовым (1989) была предложена гипотеза о фенинизации ксенолита дифференцированных мельтейгит-уртитов под влиянием высокотемпературных флюидов, отщепленных от нефелин-сиенитовой магмы (метасоматиты магматической стадии). Как известно, направленность преобразований пород щелочно-основного состава в сторону нефелинового сиенита в этом процессе полностью соответствует тому, что

сейчас обозначается как *фенинизация* (Бардина, Попов, 1991).

На рис. 3 показан разрез через ксенолит расслоенных мельтейгит-уртитов с наложенными на них грубозернистыми метасоматитами, составленный на основе материалов бурения Хибиногорской партии (разрез «7а»). Можно видеть, что мельтейгит-уртиты расслоенной толщи не только подстилаются трахитоидными хибинитами, но и пересекаются их апофизой, а с востока толща круто сечется лямчорритами. Мельтейгит-уртиты отделяются от нефелиновых сиенитов и рисчорритов полосой лувярит-малиннитов, которые прослеживаются и внутри толщи вдоль слоев меланократовых ийолитов и мельтейгитов. В скважине 541 установлены проникающие в толщу апофизы меланократового лямчоррита и жилы эгирин-полевошпатовых пегматитов с эвдиалитом. Интересно также, что в опущенном вниз отторженце рисчорриты сменяются ювитами, затем своеобразными «уррито-хибинитами» с  $K,Na$ -полевым шпатом, отделенными от нефелинового сиенита фенинизированным хибинитом (а не лувяритом — Б.), и в обоих телах присутствуют линзочки тонкозернистых кальсилит-ортоклазовых симплектитов. Подобное строение характерно и для других разрезов через продуктивную толщу.

Эти наблюдения указывают на сложный характер взаимоотношений более древних пород мельтейгит-уртитовой толщи с окружающими нефелиновыми сиенитами в зависимости от химического их состава, структурно-текстурных особенностей, удаленности от контакта, тектонической обстановки, что определяет интенсивность и стадийность процесса фенинизации и тип образующихся фенитов.

8. Высказана и гипотеза, альтернативная идеи фенинизации. Обнаружение в районе Тулийлукта карбонатитов (Минаков и др., 1981; Дудкин и др., 1984; Сняtkова и др., 1984) вкуче с выявленными ранее А.В. Галаховым (1966) ксенолитами щелочно-ультраосновных пород в нефелиновых сиенитах на южных эндоконтактах массива, в пределах «Западной дуги», сложенной ромбен-порфирами, а также на её продолжении к северу при бурении в районе Путеличорра, показывает, что в Хибинском плутоне присутствуют породы, относящиеся к щелочно-ультраосновной формации, сопровождающиеся карбонатитами, трубками взрыва, дайками лампрофиров, тингуаитов и щелочных трахит-порфиров. На этом основании О.Б. Дудкин с соавторами (1986) предложили ори-

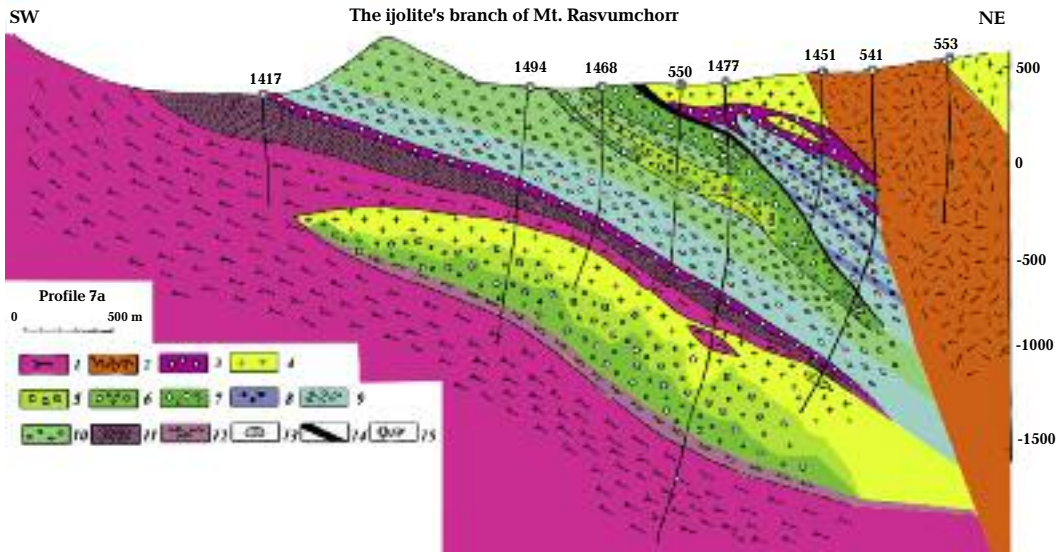


Рис. 3. Профиль («7а») через толщу мельтейгит-ийолитов-уртитов-ювитов-рисчорритов в районе Ййолитового отрога Расвумчорра (на фланге апатитового месторождения), составленный на основе данных Хибинской ГРП Мурманской ГРЭ ПГО «Севзапгеология» и позволяющий утверждать, что породы «Центральной дуги» подстилаются и срезаются нефелиновыми сиенитами, то есть не являются интрузией внедрения, а аналогичны по геологическому положению ксенолиту палеовулканитов «Западной дуги» массива. По Б.Е. Боруцкому (1997; 2010).

1 – подстилающие трахитоидные хибиниты; 2 – лавчорриты, срезающие мельтейгит-уртитовую толщу; 3 – малиниты и лувяриты, развитые на контактах мельтейгит-уртитовой толщи; 4 – рисчорриты; 5 – ювиты; 6 – полевшпатовые «уррито-хибиниты»; 7 – грубозернистые массивные уртиты, подстилающие рудную толщу; 8-10 – мелко-среднезернистые гнейсовидно-трахитоидные мельтейгит-ийолит-уртиты дифференцированной толщи: 8 – «трахитоидные» мельтейгиты, 9 – «трахитоидные» ийолиты, 10 – «трахитоидные» мелкозернистые и порфиоровидные уртиты; 11 – приконтактные мелкозернистые фенитизированные нефелиновые сиениты; 12 – фенитизированные хибиниты; 13 – линзовидные обособления ортоклаз-кальсилитовых симплектитов; 14 – апатито-нефелиновое рудное тело; 15 – буровые скважины, пройденные через данную толщу.

гинальную гипотезу образования хибинских апатитовых месторождений в процессе ассимиляции, частичного плавления, перекристаллизации и замещения ийолит-уртитов ранее существовавшего в пределах Хибин гипотетического щелочно-ультраосновного массива под воздействием на эти породы нефелин-сиенитовой магмы. Фосфор при этом мог переноситься в тектонически подготовленные для этого участки пород. Данные авторы указывают, что наиболее ранними апатитовыми рудами являются линзовидно-полосчатые их разновидности, по отношению к которым и массивные уртиты, и ювиты, и рисчорриты являются более поздними образованиями, так как брекчируют их и содержат в виде угловатых ксенолитов.

Однако позднее О.Б. Дудкин с соавторами (1988) пришли к выводу о более древнем возрасте хибинских мельтейгит-уртитов относительно нефелиновых сиенитов и возможном их генезисе в результате преобразования реликтов щелочно-ультраосновных пород под влиянием нефелин-сиенитовой магмы. Была показана также идентичность геологической

позиции пород «Центральной» и «Западной» дуги. Авторы сделали вывод об эволюции магматизма в Хибинах от ультраосновного к фидолитовому, затем к нефелин-сиенитовому, а затем, на заключительных стадиях – вновь к щелочно-ультраосновному (образование карбонатов, даек, трубок взрыва). В качестве аргументов возможного преобразования щелочно-ультраосновных пород в мельтейгит-уртиты хибинского типа авторы приводят сходство химических составов нефелинов, пироксенов и апатитов между ийолит-уртитами и апатит-нефелиновыми породами Хибин, с одной стороны, и щелочно-ультраосновными породами, с другой, а также наличие в хибинских апатито-нефелиновых рудах акцессорного перовскита, типичного для скарнированных и перекристаллизованных пород ультраосновных массивов. Расчеты показывают (Дудкин, 1977), что при исходном среднем содержании в породах гипотетического щелочно-ультраосновного массива элементарного фосфора 0.57 мас.% путем его перераспределения в современном объеме хибинских ийолитов-уртитов-ювитов

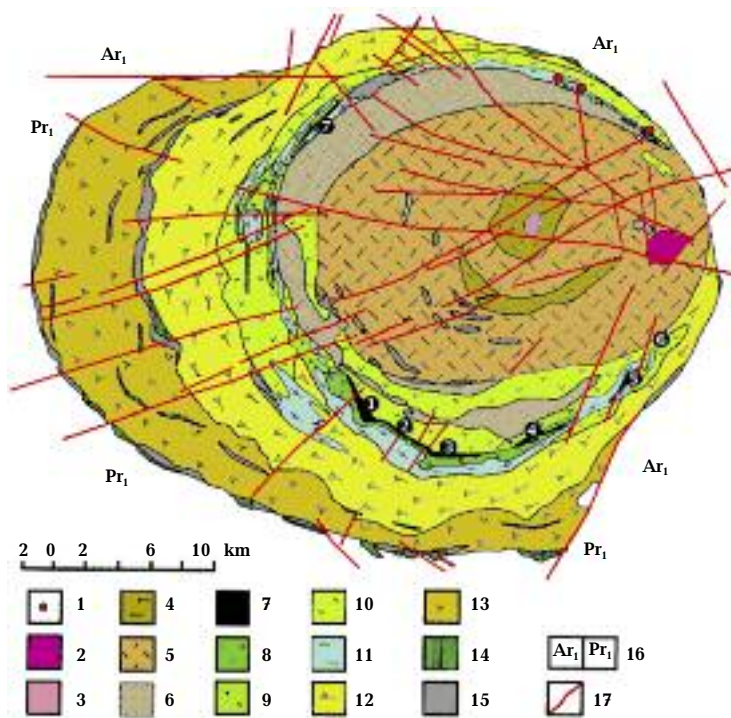


Рис. 4. Схема геологического строения Хибинского массива, составленная на основе карты МГРЭ ПГО «Севзапгеология». По А.А. Арзамасцеву и В.Н. Глазневу (2004).

1 — трубы взрыва; 2 — карбонаты; 3 — пуласскиты; 4 — фойяиты массивные; 5 — фойяиты трахитоидные; 6 — нефелиновые сиениты неравномернозернистые (лявоchorиты); 7 — апатито-нефелиновые руды; 8 — уртиты массивные; 9 — ювиты массивные; 10 — К-нефелиновые сиениты (рисчорриты); 11 — мельтейгиты, ийолиты; 12 — нефелиновые сиениты (хибиниты) трахитоидные; 13 — нефелиновые сиениты (хибиниты) массивные; 14 — перидотиты, пироксениты, мелилитолиты; 15 — фениты зоны контакта; 16 — докембрийские породы фундамента; 17 — разрывные нарушения.

Цифрами обозначены главные апатитовые месторождения:

1 — Кукисвумчорр (рудник им. С.М. Кирова); 2 — Юкспор; 3 — Расвумчорр (в том числе плато Расвумчорра); 4 — Коашва; 5 — Ньорпах; 6 — Олений ручей; 7 — Партомчорр.

можно сформировать апатитовые месторождения с содержанием его около 8 мас. % (14%  $P_2O_5$ ). Напомним, что с аналогичной гипотезой генезиса мелкозернистых меланократовых мельтейгит-уртитов за счет преобразования древних щелочных ультрамафитов под влиянием нефелин-сиенитовой магмы — их перекристаллизацией или фенитизацией (ийолитизацией, нефелинизацией), ранее выступал Л.С. Бородин (1971).

Таким образом, к настоящему времени о Хибинском массиве накоплены факты и сделаны выводы, которые нельзя больше игнорировать.

Заканчивая этот раздел, мы должны констатировать, что не можем согласиться с недавно изложенной интерпретацией вышеизложенных фактов, данной А.А. Арзамасцевым и В.Н. Глазневым (2004), и их концепцией формирования Хибинского массива. На рис. 4 представлена предложенная ими «современная» схема геологического строения Хибинского массива<sup>5</sup>, а на рис. 5 — гипотетическая модель его формирования. Если проявление щелочной вулканической активности на контакте архейского щита с палеорифтогенными образованиями пояса иманд-

ра-варзуга не вызывает возражений, хотя не понятно, почему это сразу приводит к формированию кальдеры проседания (рис. 5а), то внедрение щелочно-ультраосновных расплавов по её периферии (5b), срезаемое затем апатитовыми расплавами хибинитов (5с), никак не обосновано. Резкое же проседание кальдеры (не понятно, под чем — Б.) и заполнение всего объема ийолитами и мельтейгитами (5d) представляется фантастическим и не соответствует представленным авторами геофизическим данным (рис. 1). Последующее внедрение по коническим разломам в толще мельтейгит-уртитов, кальсилит-нефелиновых сиенитов, ювитов и апатитовых пород (5e) противоречит всем изложенным выше петролого-геологическим и минералогическим данным, а последующее взламывание центральной зоны с образованием новых конических разломов, не находящихся отражение на карте (рис. 4), замещение ранее образовавшихся пород внедренным фойяитовым расплавом (5f) и последующее внедрение карбонатитов и пуласскитов (5g) также следует как-то доказывать, особенно пуласскитов, природа которых представляется далеко еще не ясной.

<sup>5</sup> — В оригинале, возможно по редакционной оплошности, перепутаны обозначения для массивных и трахитоидных фойяитов: знак 5 должен соответствовать трахитоидным, а не массивным их разновидностям, а знак 4 — наоборот, массивным (в нашей статье это исправлено).

Мы продолжаем, по-прежнему, придерживаться изложенных ранее (Боруцкий, 1988; 1997) представлений о Хибинском массиве как о *вулcano-плутоническом комплексе*, с опущенными в кальдере проседания в прикровлевой его части многочисленными ксенолитами самых разнообразных пород, как вмещающей рамы, так и первоначальных стадий вулканизма, подвергшихся фенитизации под влиянием флюидов, отщепленных от нефелинсиенитовой магмы и эволюционирующих во времени при охлаждении. Именно это конкретное сочетание факторов и огромные размеры массива обусловили образование уникальной хибинской апатито-нефелиновой минерализации, не известной более нигде в мире. Правомочность этой концепции во многом доказывается с помощью рассматриваемых ниже минералогенетических индикаторов.

### Опыт использования морфологии, химического состава, особенностей кристаллической структуры и свойств породообразующих минералов как минералогенетических индикаторов условий образования и дальнейших преобразований пород Хибинского массива

Просим прощения за проведенный в минералогической работе подробный анализ имеющихся геолого-петрологических данных, но, как можно было видеть выше, представления о природе пород, слагающих Хибинский массив, и его геологической истории неоднозначны и противоречивы, и данный анализ представляется нам совершенно необходимым для понимания того, что, собственно, позволяют минералогенетические индикаторы уточнить, понять или переосмыслить. И, по нашему мнению, это можно сделать только при комплексном подходе, совместном анализе результатов геологических, петрологических и минералогических исследований.

Покажем лишь наиболее яркие примеры использования минералогических индикаторов для решения генетических вопросов, позволяющих реконструировать действительную геологическую историю Хибин. Универсальным минералогическим индикатором является щелочной полевой шпат, позволяющий воссоздать как условия кристаллизации пород, так и дальнейшую посткристаллизационную историю их существования. Чувствительными индикаторами оказались также фельдшпатоиды и акцес-

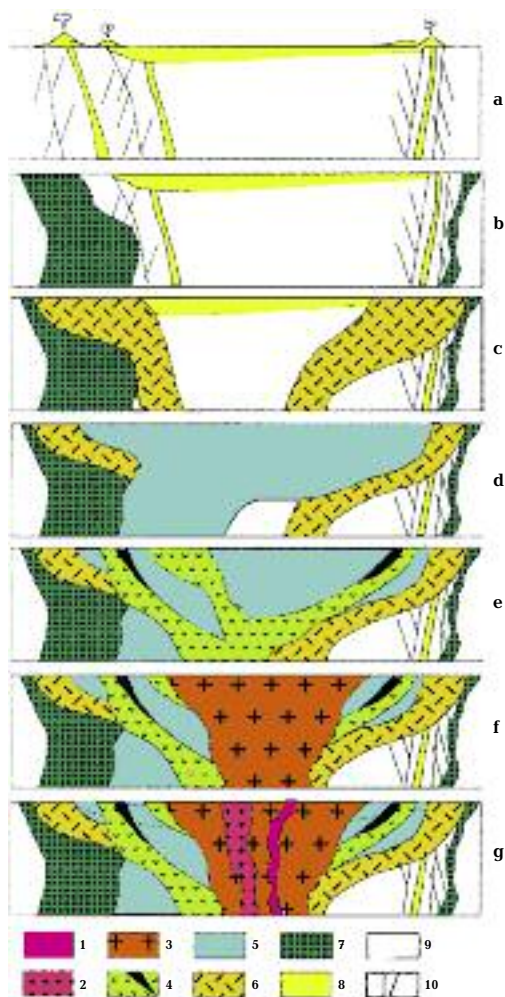


Рис. 5. Гипотетическая модель формирования Хибинского массива по А.А. Арзамасцеву и В.Н. Глазневу (2004).

1 – карбонаты; 2 – пироксены; 3 – нефелиновые сиениты центральной части массива (фойяиты); 4 – кальцит-нефелиновые сиениты, ювиты, апатитовые породы; 5 – ийолиты, мелтейгиты; 6 – нефелиновые сиениты периферической части массива (хибиниты); 7 – оливковые пироксены, мелилитолиты; 8 – щелочные вулканы; 9 – докембрийский фундамент; 10 – разломы (последовательность реконструкций, обозначенных буквами а–г обсуждается в тексте).

сорные минералы сложного химического состава.

**1. Полевые шпаты как индикаторы палеовулканизма в Хибинском массиве.** Как известно, ромбен-порфиры «Западной дуги» первоначально рассматривались как поздняя интрузия, секущая хибиниты, и сопоставлялись с авгитовыми монцонитами района Осло – ларвикитами (Елисеев и др., 1939). Однако в ларвикитах высоконатриевый щелочной полевой шпат обрастает ядра плагноклаза



(Ofstedahl, 1948), а в хибинских породах плагиоклаза нет. Их нельзя отождествить с нордалкитами, в которых прямоугольные вкрапленники высоконатриевого крипто- или микропертита ассоциируют с высоконатриевым амфиболом и эгирином, отсутствующими в данной предполагаемой «интрузии». Да, это вовсе не интрузия, так как в пределах обнажений на горах Юмъечорр, Юдичвумчорр и Часначорр, объединенных в так называемую «Западную дугу» Хибинского массива, ромбен-порфиры наблюдаются в виде ксенолитов, сцементированных мелкозернистыми нефелиновыми сиенитами, висячем боку толщи и совместно с ксенолитами туфов и туфобрекчий фоновитового состава и авгитит-порфиринов в лежащем ее боку (Боруцкий, 1988). Вкрапленники полевого шпата в ромбен-порфирах, выделенных в ловозерскую свиту в Ловозере (Елисеев и др., 1937; Елисеев, 1946), также являются плагиоклазами. То есть хибинские «ромбен-порфиры», скорее всего, представляют собой лавовый поток или гипабиссальную интрузию в толще древних эффузивов, слагавших кровлю Хибинского субвулкана и сохранившихся в виде гигантского останца, погруженного в нефелиновые сиениты.

Минералогические данные подтверждают эту гипотезу (Боруцкий, 1988; 1997). Полевой шпат вкрапленников ромбен-порфира является наиболее натриевым в породах Хибинского массива:  $Ab_{58-62}Or_{40-36}An_2$  (ядро) и  $Ab_{56,6}Or_{42,5-43,5}An_1$  (периферия), с заметным содержанием железа (0.38–0.44 и 0.41–0.66 мас. %  $Fe_2O_3$  соответственно) и ассоциирует с высокотитанистым (Ti 0.34–0.41 а.ф.) флогопитом  $2M_1$  с магнезиальностью  $mg = 0.74–0.80$ . По структурному состоянию они являются санидин- или ортоклаз-криптопертитами ( $2t_1$  K-фазы = 0.48; 0.65; 0.68–0.71 с содержанием Na-компонента 11–12%, редко

до 23.5%;  $t_10$  Na-фазы = 0.951 – чистый низкий альбит).

K,Na-полевой шпат основной массы –  $Ab_{63}Or_{36}An_1$  (0.59 мас. %  $Fe_2O_3$ ) – ассоциирует с пироксеном  $Di_{65}Hd_{30}Ac_5$  ( $mg = 0.68$ ). Электронно-микроскопическое его изучение на JEM-100С (Трубкин, Боруцкий, 1993) показало, что он также является криптопертитом (рис. 6). При ориентации [010] кристалла вдоль пучка (на плоскость  $a^*c^*$  обратной решетки) наблюдались ламеллы ортоклаза и альбита толщиной 300–1000Å, срастающиеся по  $(\bar{6}01)$  или  $(\bar{8}01)$ , что указывает на их полную когерентность и образование или по спинодальному механизму, или путем гомогенного зарождения, и, следовательно, на отсутствие заметной собирательной перекристаллизации продуктов фазового распада. В данном разрезе можно наблюдать только полисинтетические периклиновые двойники в Na-фазе (размеры двойников альбита 100–500Å, в 2–3 раза меньше толщины ламелл). При ориентации [001] кристалла вдоль пучка (на плоскость  $a^*b^*$  обратной решетки) наблюдались полисинтетические двойники Na-фазы и по альбитовому закону. В некоторых случаях в этом разрезе видны еще более мелкие ламеллы ортоклаза и Na-фазы (~260Å), несущественно превышающие период двойникового (~200Å) с расщеплением рефлексов Na-фазы на картинах микродифракции до  $2.6^\circ$ , что соответствует углу  $\gamma' = 88.7^\circ$  и свидетельствует о сохранении в данных криптопертитах высокотемпературной неупорядоченной модификации альбита – анальбита (высокого альбита). Это почти невероятно, так как возраст данных палеовулканитов ~350–400 млн. лет. Однако, присутствие высокого альбита ( $t_10 = 0.355$ ,  $t_1m = t_20 = t_2m = 0.215$ ) в нашем образце хибинского ромбен-порфира подтверждено также рентге-

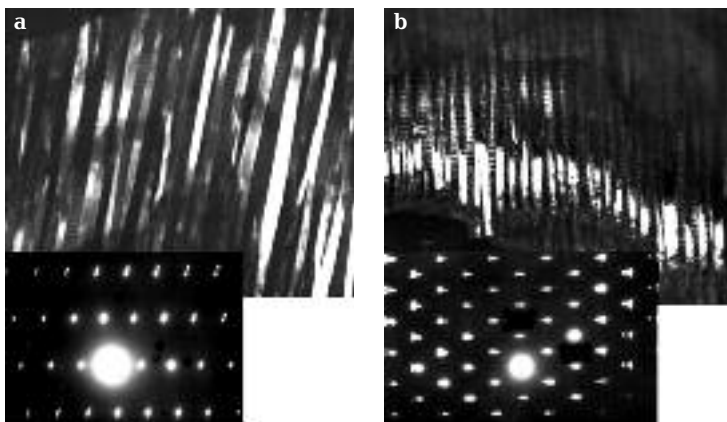


Рис. 6. Ортоклаз-криптопертиты из основной массы ромбен-порфира «Западной дуги» Хибинского массива, гора Юдичвумчорр. Темнопольное изображение при ориентации пучка  $g = 200$ . Электронный микроскоп JEM-100С. Аналитик Н.В. Трубкин. По Н.В. Трубкину и Б.Е. Боруцкому (1993):

а – ламеллы K-фазы (светлое) и сдвойникованная по периклиновому закону Na-фаза (серое), сопряженные по  $(\bar{6}01)$ ; ориентация кристалла [010] вдоль пучка;  
 б – ламеллы K-фазы (светлое) и сдвойникованная по альбитовому закону Na-фаза (серое); ориентация кристалла [001] вдоль пучка.

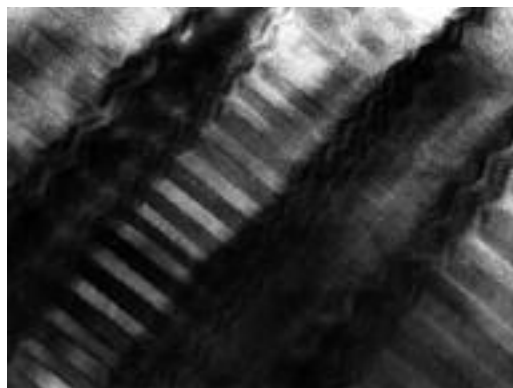
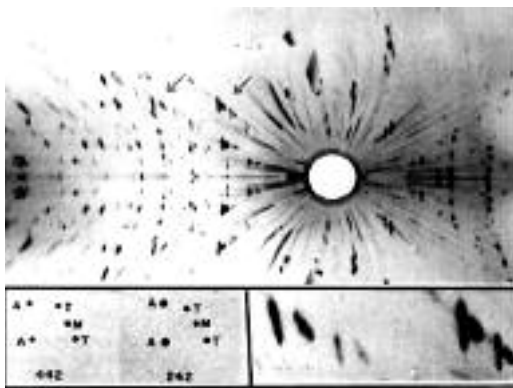


Рис. 7. Анортоклаз из пегматоидного обособления в ороговикованных палеовулканитах горы Юдживмчорр («Западная гора»). Рентгенограмма качания вокруг оси  $b^*$  (Си-излучение). Во врезках эталонная и полученная рентгенограммы с расщеплением рефлексов 442 и 242 Na-фазы, сдвинутой по альбитовому закону (два пятна А – А, слева) и К-фазы (три пятна Т – М – Т, справа), которые указывают на имевшее место при охлаждении незакаливающееся сдвиговое превращение из моноклинной симметрии в триклинную  $P2_1 \rightarrow C1$ . Размытость пятен на правой врезке для исследованного образца указывает на постепенность и длительность данного фазового превращения. По Б.Е. Боруцкому (1971; 1971; 1988).

Рис. 8. Анортоклаз из включения щелочного трахита в средней части дифференцированной мельтейгит-уртшовой толщи «Центральной дуги». Скважина 541, с глубины 1104 м. Электронный микроскоп JEOL + Hitachi. Разрез перпендикулярно (001). Увеличение  $\times 120000$ . Аналитик Н.Д. Захаров (ИКАН). По Н.И. Органовой с соавторами (1992).

новским путем проф. Р.Ф. Мартином (Университет МакГилл, Канада).

Изучение данных полевых шпатов, таким образом, однозначно указывает на быструю закалку неупорядоченного структурного состояния, что характерно именно для вулканогенных образований. Ближайшими аналогами хибинских ромбен-порфиоров являются исследованные нами для сравнения аналогичные образования в фонолитах вулканов Килиманджаро в Кении и Эребус в Антарктиде (Органова и др., 1992).

Нормативный суммарный состав ассоциирующих с ромбен-порфирами брекчий фонолита: 55 – 65% Fsp, 25 – 30% Neph, 2.5 – 3.0% Px, 1.5 – 3.0 Ol, что соответствует нефелиновому мелафонолиту. В меланократовом цементе: 60% Fsp, 20% Neph, 6.5% Px, 5% Ol. Лейкократовые фрагменты состоят из  $K, Na$ -полевого шпата  $Ab_{56-58}Or_{35-39}An_{0-5}Cn_1Sr-Fsp_{2-4}$ , нефелина  $Ne_{71-76}Ks_{15-18}Q_{7-9}An_{4-5}$ , эгирин-диопсида  $Di_{60}Hd_{10}Ac_{30}$  и редко гортонолита  $Fo_{26-33}Fa_{67-60}Mn-Ol_{16-7}$ . В меланократовом цементе:  $Ab_{46-56}Or_{38-51}An_5Cn_1Sr-Fsp_{2-3}$ ,  $Ne_{73-75}Ks_{16-17}Q_7An_2$ ,  $Di_{62}Hd_{14-12}Ac_{24-26}$ , соответственно; кроме того: гастингсит с  $mg = 0.51 - 0.57$  и биотит ( $mg = 0.61$ ) или флогопит ( $mg = 0.77 - 0.78$ ). Обращает на себя внимание  $Ca, Mg$ -состав темноцветных минералов, причем не исключено, что гастингсит образуется в результате ещё термального метаморфизма палеовулканитов, так как он образует в породе крупные скелетные метакристаллы. Однако в противоположность утверждению Р.П. Тихоненковой (1967), палеовулканиты

практически не фенитизированы, за исключением наиболее тонкозернистых туффилов, содержащих существенно более калиевый полевой шпат  $Ab_{25}Or_{72}Cn_3An_0$ , эгирин  $Di_{11-13}Hd_{12-14}Ac_{75}$ , ультращелочной арфведсонит ( $Na + K + Ca = 3.5$  а.ф.,  $mg = 0.40$ ) и типичные агапитовые минералы – лампрофиллит и ринкит. Это позволяет нам согласиться с выводом Л.Н. Когарко (1977), что нефелин-сиенитовый расплав, поглотивший ксенолиты палеовулканитов, был относительно «сухим», закалился у контакта с инородным телом и существенно не прогрел захваченную породу. Образование же агапитовой минерализации, вызвавшей частичную фенитизацию туффилов, связано с более поздним, по-видимому, автометасоматическим процессом.

В частично фенитизированных ороговикованных палеовулканитах иногда встречаются пегматитоподобные обособления с высококалийным анортоклазом, по рентгенограммам которого устанавливается при охлаждении незакаливающийся переход из моноклинной симметрии в триклинную (рис. 7). Анортоклаз ассоциирует с высококалийным нефелином и ультращелочным эднитом (с содержанием  $Ca + Na + K$  более 3 а.ф. – Б.). Все это указывает на существенно высококалийный характер хибинских палеовулканитов.

Интересно, что в скважине 541 внутри расслоенной толщи мельтейгит-уртитов «Центральной дуги» также был обнаружен анортоклаз. Он был установлен во включе-

нии щелочного биотит-анортоклазового (22.7% — 76.7% соответственно) трахита с необычной политипией слюды 3Tc (Боруцкий и др., 1987; Боруцкий, 1988), установленной ранее только в титановом оксибиотите из риодацитового лавового потока Руис Пик в Мексике (Takeda, Ross, 1975). Исследованный анортоклаз (рис. 8) оптически гомогенный, имеет существенно натриевый состав  $Ab_{74.5-56.2}Or_{17-35}An_{9-8}$  (в среднем  $Ab_{65}Or_{26}An_9$ ) с заметным содержанием Sr-минала (0.5 — 0.6 а.ф.), но практически без бария и железа. Состав Na-фазы  $Ab_{72}Or_{14}An_{15}$  (60% образца),  $\alpha^* = 86.14(18)^\circ$ ,  $\gamma^* = 90.22(21)^\circ$  соответствует низкому альбиту; состав K-фазы  $Ab_{55}Or_{45}$  (40%),  $t_1 = 0.50$  — санидину. Ширина ламелей 1500 — 2000 Å, со срастанием по  $(\bar{2}01)$  и  $(\bar{3}01)$ , ширина пластинок альбитовых двойников в Na-фазе 160 — 200 Å (Органова и др., 1992).

До сих пор в мельтейгит-уртитях «Центральной дуги» был установлен только наложный существенно калиевый полевой шпат, иногда с повышенным содержанием бария и железа. Необычно высокое содержание натрия, кальция и стронция, неупорядоченное структурное состояние калиевой фазы, зачаточные структуры фазового распада, а также ассоциация с необычной модификацией биотита указывают на реликтовый характер данного анортоклаза, и могут быть аргументом в пользу представлений о древнем возрасте дифференцированных мельтейгит-уртитов, вулканогенного или сопутствующего с палеовулканитами образования.

**2. K,Na-полевые шпаты как индикаторы условий формирования агпаитовой минерализации.** Более 94% Хибинского массива сложено нефелиновыми сиенитами. Согласно Л.Н. Когарко (1977), агпаитовый нефелин-сиенитовый расплав образуется как остаточный в результате кристаллизационной дифференциации мантийной щелочно-основной или щелочно-ультраосновной магмы; он «сухой» и имеет восстановительный характер, а характерная для Хибин агпаитовая минерализация возникла путем прямой кристаллизации из такого расплава, так как летучие компоненты растворены в нем и не отделяются в пневматолитовую фазу.

Изучение хибинских K,Na-полевых шпатов (Куплетский, 1931; Боруцкий, 1969; 1971<sub>1</sub>; 1971<sub>2</sub>; 1988; 1997; Костылева-Лабунцова и др., 1978) однако показало, что в нефелиновых сиенитах присутствуют два их типа: ортоклаз-криптопертиты и микроклин-микропертиты, вплоть до микроклин-макропертитов.

Структурно K-фаза ортоклаз-криптопертитов представлена в основном низким сани-

дином — высоким ортоклазом с  $t_10 (= t_1m) = 0.35 - 0.44$  в хибинитах,  $0.37 - 0.47$  в лавчорритах,  $0.40 - 0.45$  в фойяитах,  $0.31 - 0.42$  в луявритах (то есть с  $2t_1 = 0.62 - 0.94$ ). Углы оптических осей 2V дают 2 максимума:  $55 - 65^\circ$  ( $60^\circ$  в среднем), соответствующий «высокому ортоклазу» (~56% всех измерений), и  $68 - 73^\circ$ , соответствующий «промежуточному ортоклазу» (~19% измерений) (Боруцкий, 1997). Содержание Na-компонента в K-фазе, рассчитанное разными методами, в среднем:  $6.5-8.5 - 8.9-11.8 - 9.5-11.1 - 10.3-13.2\%$ , соответственно. Na-фаза представлена чистым альбитом. Суммарное содержание альбитовой фазы в пертитах варьирует в пределах 20 — 55 мас.% (Боруцкий и др., 1975). Такие полевые шпаты несомненно кристаллизовались непосредственно из щелочного расплава, на что указывает высокое содержание Na-фазы, морфология выделений (лейсты, определяющие трахитоидность породы) и относительно слабое преобразование последующими процессами (криптопертитовое строение, сохранение моноклинной фазы неупорядоченного «санидин-ортоклаза», заметная примесь в нем Na-компонента). Исследования по методике Дж.В. Смита и В.С. МакКензи (Smith, MacKenzie, 1955) показывают, что в рентгенограммах таких ортоклаз-криптопертитов отражения моноклинной фазы (единое пятно) сосуществуют с отражениями альбита, расщепленными на 4 рефлекса в положении альбит-периклиновых двойников, имитирующих первоначальную моноклинную симметрию, что указывает на кристаллизацию K,Na-полевого шпата в моноклинной форме (рис. 9a).

Микроклин-микро(макро)пертит наиболее широко распространен в грубозернистых и среднезернистых трахитоидных хибинитах, лавчорритах и трахитоидных амфиболовых фойяитах, но практически отсутствует в массивных пироксеновых фойяитах и луявритах. Структурно K-фаза соответствует максимально упорядоченному микроклину ( $t_10 = 0.87 - 1.00$ ),  $2V = 78 - 83^\circ$ , а содержание Na-компонента в ней 2.9 — 8.0%. На рентгенограммах качания (рис. 9b) отражения K- и Na-фаз всегда расщеплены по альбитовому закону. Аналогичные микроклин-пертиты еще более характерны для пегматитов нефелиновых сиенитов ( $t_10 = 0.93 - 1.00$ , 1.9 — 6.0% Na-фазы). Микроклин-пертиты имеют не только более «чистую» K-фазу, но и содержат меньше микропримесей, чем в ортоклаз-криптопертитах, в среднем:  $-0.17$  и  $0.22\%$  Ba,  $0.06$  и  $0.12\%$  Sr,  $0.07$  и  $0.13\%$  Ca соответственно при одинаковом содержании Fe —  $0.23$

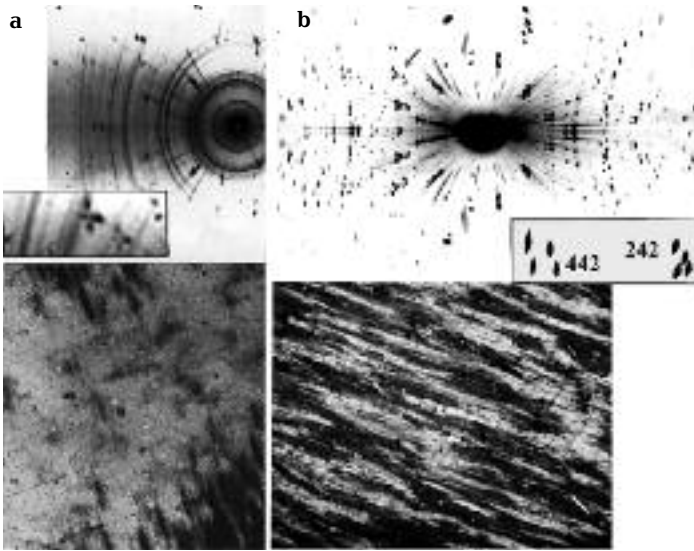
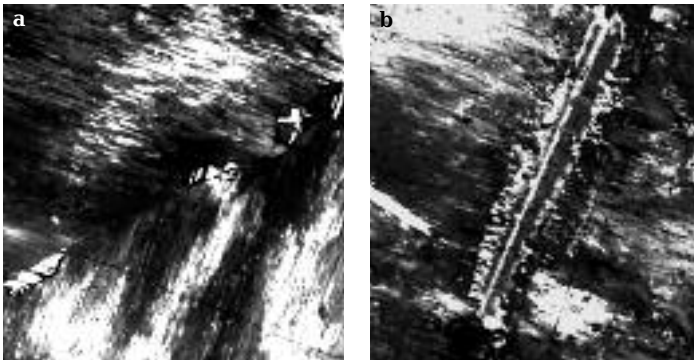


Рис. 9. Ортоклаз-криптопертиты и микроклин-микропертиты в нефелиновых сиенитах Хибинского массива. Микроструктуры и рентгенограммы качания вокруг оси  $b^*$  (неотфильтрованное  $Cu$ -излучение). По Б.Е. Боруцкому (1971; 1971; 1988): а — ортоклаз-криптопертит из ксенолита в дайке шонкинита на горе Юмьечорр (обр. 1064); увеличение  $\times 30$ ; на рентгенограмме: Na-фаза — низкий альбит, сдвойникованный по альбит-периклиновому закону (крестообразное расщепление на 4 пятна, слева), K-фаза ортоклаза (одно пятно, частично накладывающееся на ветвь креста, справа); б — микроклин-микропертит в трахитоидных хибинитах горы Юмьечорр (обр. 1066); увеличение  $\times 30$ ; на рентгенограмме и Na- и K-фазы сдвойникованы по альбитовому закону.

Рис. 10. Доказательства подвижности натрия в ходе собирательной перекристаллизации в микроклин-микропертитах. По Б.Е. Боруцкому (1986; 1988): а — эпитактическое нарастание новообразований полисинтетически сдвойникового альбита (как на подложку) на Na-фазу микропертита в той же закономерной ориентировке, что и продукты фазового распада в полевом шпате, с замещением (врастанием) обособлений K-фазы в противоположном индивиде бавенского двойника роста («ельчатая структура»); обр. 560 с горы Тахтарвумчорр; увеличение  $\times 30$ ; б — частичное дорастание новообразований альбита как на подложку и коррозия лейсты раннего альбит-олигоклаза, включенной в блок-кристалл полевого шпата, в ходе собирательной перекристаллизации продуктов его фазового распада; там же; увеличение  $\times 46$ .



мас.% (Костылева-Лабунцова и др., 1978). Как известно, поле стабильности микроклина находится ниже  $450 - 500^{\circ}C$ , то есть он не может кристаллизоваться непосредственно из высокотемпературного нефелинсиенитового расплава, и либо микроклин-пертиты кристаллизовались ниже этой температуры, либо данное структурное состояние «инверсировало» вследствие Si/Al-упорядочения в сандине в посткристаллизационных (постмагматических) условиях.

Гомогенный низкотемпературный микроклин в нефелиновых сиенитах — редкость и встречается, как правило, только в пегматитах, образуя решетчатые или «шахматные» двойники, что согласуется с более низкотемпературным их образованием.

Микроклин-пертиты — обычны в породах, причем моноклинная и триклинная K-фазы часто фиксируются в пределах одного и того же монокристалла K,Na-полевого шпата рентгенографическими и оптиче-

скими (по различиям в погасании и вариациям угла  $2V$ ) методами. Известно также, что Si/Al-упорядочение и собирательная перекристаллизация продуктов фазового распада идут при активном участии воды, являющейся как катализатором, так и средой, в которой возможен перенос щелочей, перекристаллизация и ионообменные замещения.

Na-фаза в микроклин-пертитах обособлена в трещинках, секущих блок-кристаллы (она полисинтетически сдвойникова по альбитовому закону), или частично вынесена в интерстиции зерен. Наблюдается травление лейст раннего альбита, включенных в блок-кристалл, врастание обособлений Na-фазы в соседний индивид через плоскость двойников роста (рис. 10), что указывает на интенсивное перемещение Na, существенно более значительное, чем это возможно в «сухой» системе. Дальнейшее развитие этого процесса приводит к выносу натрия в окружающие породы, что

петрологи нередко интерпретируют как наложенную альбитизацию (хотя это не привнос, а вынос натрия — Б.).

Парагенетический анализ показывает, что если в ранних арфведсонит-полевошпатовых пегматитах со сфеном, ильменитом и апатитом ортоклаз-криптопертиты и микроклин-микропертиты развиты примерно одинаково (50 против 44%), то в поздних эгирин-полевошпатовых телах с типичными для нефелиновых сиенитов агпаитовыми минералами — эвдиалитом, энigmatитом, лампрофиллитом и ринкитом явно преобладают микроклин-микропертиты (38 против 56%). То же наблюдается и в самих породах: ортоклаз-криптопертиты нередко ассоциируют с Са, Mg-минералами (эгирин-салитом, катофоритом, рихтеритом), тогда как микроклин-микропертиты — с натриево-железистыми (эгирин, арфведсонит), причем Na, Fe-минералы корродируют и замещают кальциево-магнезиальные. Это позволяет сделать вывод об образовании микроклина и типичной для Хибин агпаитовой минерализации в позднюю, более низкотемпературную, скорее всего, *автометасоматическую* стадию формирования нефелиновых сиенитов, когда «сухой» режим сменяется повышением роли воды, то есть формирование породы не заканчивается раскристаллизацией расплава, а продолжается в посткристаллизационных условиях.

**3. Породообразующие минералы как индикаторы условий образования метасоматитов в «Центральной дуге» Хибинского массива.** К метасоматитам нами относятся развитые в «Центральной дуге» Хибинского массива грубозернистые породы, в той или иной степени обогащенные K-полевыми шпатами: малиньиты, массивные уртиты, в том числе полевошпатовые, ювиты и рисчорриты. Выяснение природы этих пород имеет наибольшее «ключевое» значение, поскольку предполагается, что массивные грубозернистые уртиты генетически связаны с апатито-нефелиновыми рудными телами, представляя собой кристаллизационно-гравитационные дифференциаты единой мельтейгит-уртитовой интрузии (Когарко, 1977). Предвосхищая выводы Л.Н. Когарко, об этой проблеме писал еще А.Е. Ферсман в 1931 г. (Избранные труды, 1959): «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, ко-

торый окончательно падает на дно в виде осадка, абсолютно отвечающего по своему составу лучшим и наиболее чистым сортам уртитовой породы» (с. 758). Именно поэтому массивные уртиты имеют важное генетическое и поисковое значение. Но ведь, они связаны постепенными переходами с полевошпатовыми уртитам, ювитами и рисчорритами, обогащены калием и характеризуются общими с ними минералогическими особенностями, что и заставило ряд исследователей выделить все эти породы в единый магматический комплекс, якобы внедренный из общего промежуточного магматического очага (Калинкин, 1969; Иванова, Арзамасцев, 1985; Галахов, 1985; Арзамасцев и др., 1987; Арзамасцев, Глазнев, 2004), хотя гораздо логичнее объяснить их образование «in situ», а не в отдельном очаге с последовательным внедрением нечетко различающихся фракций расплава. Да и объем, занимаемый рисчорритами, во много раз превышает объем массивных уртитов, то есть остаточного расплава оказывается больше, чем исходного.

Какие же минералогические особенности объединяют эти породы? Прежде всего, это развитие существенно калиевого адуляровидного ортоклаза, что отмечали еще С.М. Курбатов (1948), Л.Л. Солодовникова (1959) и И.П. Тихоненков (1963). Затруднительно объяснить, почему из мельтейгит-уртитового расплава кристаллизовался существенно калиевый, а не K, Na-полевой шпат (причем в таких огромных количествах — Б.) ведь эта магма еще более натриевая, чем нефелин-сиенитовая, из которой в магматическую стадию кристаллизовались только K, Na-полевые шпаты. Альтернативная гипотеза образования гигантзернистых пород «Центральной дуги», разделяемая и нами, основана на доказательствах метасоматической природы породообразующего K-полевого шпата, замещающего нефелин внутри ксенолита мельтейгит-уртитов при воздействии щелочных флюидных растворов, отщепленных от нефелин-сиенитовой магмы (Костылева-Лабунцова и др., 1978; Зотов, 1989; Боруцкий, 1988; 1997; 2010). В общих чертах этот процесс рассмотрен И.А. Зотовым (1989) в связи с концепцией Д.С. Коржинского о сквозьмагматических растворах.

Щелочной полевой шпат данных пород изучен нами в деталях (Боруцкий и др., 1975; Костылева-Лабунцова и др., 1978; Боруцкий, 1988; 1997). Для трех его структурных модификаций адуляра, максимального микроклина (Боруцкий и др., 1984; Borutskiy *et al.*, 1985; Боруцкий, 1988) и адуляровидного ортоклаза

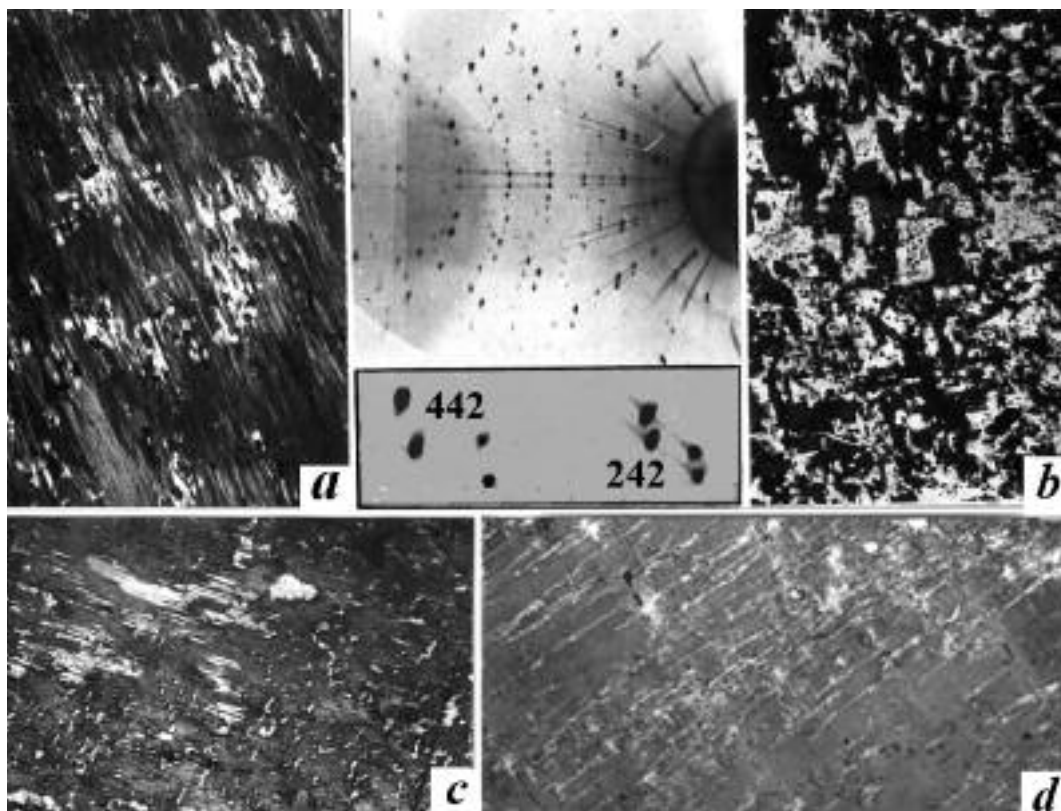
(Боруцкий и др., 1986; Боруцкий, 1988) — было выполнено даже полное уточнение кристаллических структур. Характерной особенностью данного К-полевого шпата является практически чисто калиевый его состав с незначительным содержанием микропримесей, полное отсутствие пертитов, скелетный рост индивидов, начиная с интерстиций между зернами нефелина в малиньятах, уртитах и ювитах и кончая образованием полевошпат-нефелиновых пойкилобласт (до 10–20 см длиной) в рисчорритах. Такой полевой шпат развивается во всех мельтейгит-уртитах, иногда даже в расслоенных мелкозернистых ийолитах и уртитах, но только внутри «Центральной дуги» массива; за её пределами он не известен.

Наиболее детально изучен К-полевой шпат рисчорритов. По структурному состоянию выделяются несколько его групп:

1) «низкие санидины» (~23% измерений) с содержанием Al в  $T_1$  0.72–0.75 ( $t_{1,0} = t_{1,m} = 0.36–0.38$ ) и  $2V = 33–44^\circ$ , слагающие водянoproзрачные участки пойкилобласт, а также выполняющие прожилки и пустотки выщелачивания в породе. Аналогичный зеленоватый или желтоватый адуляр характерен и для пегматитов в массивных уртитах (например, структурно-изученный обр. 1481/Д, Боруцкий и др., 1984); 2) «высокие ортоклазы» с  $t_{1,0} = t_{1,m} = 0.39–0.41$  и  $2V = 45–50^\circ$ , соответствующие структурно-изученному обр. 848/М (Боруцкий и др., 1986), постепенно переходящие в «промежуточные ортоклазы» с  $t_{1,0} = t_{1,m} = 0.42–0.43$  и  $2V = 54–65^\circ$  — «породообразующие» К-полевые шпаты рисчорритов (~53% измерений) и 3) «максимально-упорядоченные микроклины» (рис. 11) (~13.5%) с  $t_{1,0} = 0.78–0.98$  и  $2V = 75–83^\circ$  (например, обр. 1667, Боруцкий и др., 1984), рас-

Рис. 11. Микроклин и адуляр в породах Хибинского массива. По Б.Е. Боруцкому (1988):

а — гомогенный микроклин, свойникованный по альбитовому закону, в трахитоидных хибинитах горы Тахтарвумчорр (обр. 1190) и рентгенограмма качания вокруг оси  $b^*$  с характерным расщеплением рефлексов К-полевого шпата по альбитовому закону (неотфильтрованное Си-излучение); б — «шахматный» гомогенный микроклин в массивных уртитах апатит-нефелинового месторождения Расвумчорр (альбит-периклиновые двойники); в — реликты микроклин-пертита в адуляровидном санидин-ортоклазе в рисчоррите, развивающемся по трахитоидным хибинитам в приконтактной зоне на горе Тахтарвумчорр, обр. 909; увеличение  $\times 30$ ; д — адуляровидный санидин-ортоклаз с остаточным ленточным альбитом в рисчорритах приконтактной зоны с трахитоидными хибинитами на горе Петрелиуса, обр. 592; увеличение  $\times 30$ .



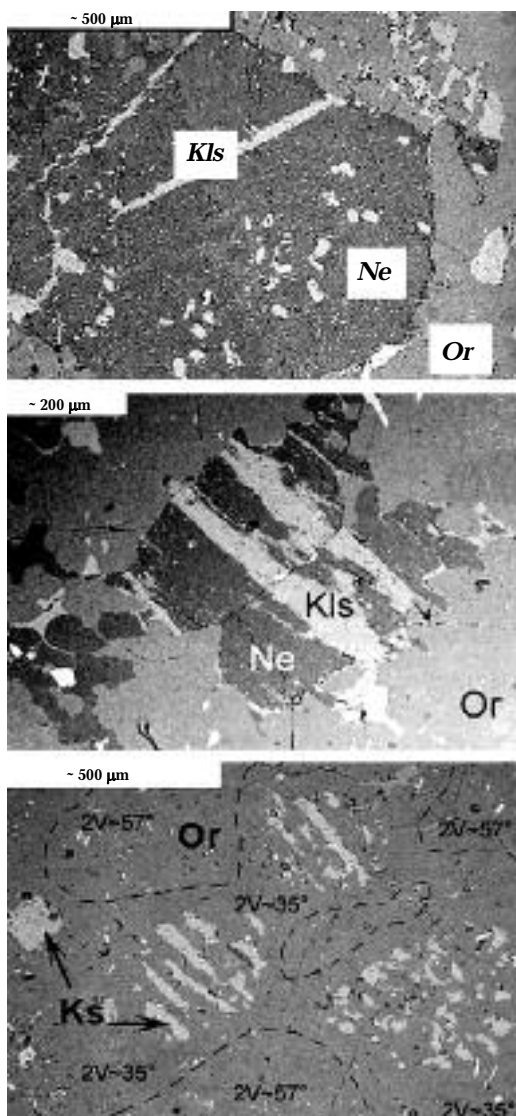


Рис. 12. Замещение вкрапленника нефелина (Ne) кальсилитом (Kls) в адуляровидном ортоклазе (Or) в рихчорритах горы Расвумчорр. Электронный микроскоп JSM-5300, Link ISIS. Аналитик Н.В. Трубкин. По О.А. Агеевой и Б.Е. Боруцкому (2004): а – замещение зерна нефелина кальсилитом вдоль трещинок; б – более интенсивное замещение зерна нефелина кальсилитом по прожилкам и в виде каемочек по периферии; с – «скелетные» реликты кальсилита в адуляровидном санидине, возникшие в результате полного замещения сохранившегося при кальсилитизации нефелина полевым шпатом с сохранением формы зерен бывшего нефелина.

пространенные главным образом в пегматитах, часто сосуществующие с адуляровидными ортоклазом и санидином в одних и тех же пойкилобластиках.

Метасоматическая природа данного полевого шпата подтверждается коррозионными

взаимоотношениями с замещаемым нефелином, однако не исключается последующая перекристаллизация породы с образованием нефелин-полевошпатовых пойкилокристаллов. Адуляровидность (низкотемпературное образование – Б.) подчеркивается их воднопрозрачностью, практически чисто калиевым составом с малым содержанием микропримесей. Сосуществование адуляровидного санидин-ортоклаза с максимальным упорядоченным гомогенным микроклином в породе и даже в пределах одних и тех же монокристаллов указывает на температуру образования не выше 500–550°C (верхняя граница поля стабильности микроклина – Б.). Очевидно, что в данном случае структурно-неупорядоченный санидин-ортоклаз, сосуществующий с микроклином, образуется вне поля своей стабильности, то есть кристаллизуется метастабильно.

Метасоматический генезис рихчорритов подтверждается также наблюдениями на их контактах с трахитоидными хибинитами, где прекрасно видно как ортоклаз-криптопертит и микроклин-микропертит нефелинового сиенита замещается адуляровидным ортоклазом рихчорритов (Боруцкий и др., 1975; Боруцкий, 1988). Новообразованный ортоклаз отлагается, как правило, в полостях от растворенной и вынесенной альбитовой фазы, собственный ортоклаз криптопертита незначительно разупорядочивается, а микроклин сохраняется без изменения. Затем происходит полная перекристаллизация блок-кристаллов с переотложением или полным выносом альбита, но в них иногда сохраняются уверенно диагностируемые реликты неизмененного микроклин-микропертита (рис. 11с, d).

Таким образом, специфические структурно-химические особенности калиевых полевых шпатов, типоморфных для массивных грубозернистых новообразований в породах «Центральной дуги», могут быть использованы как индикаторы, указывающие на проявление (с разной степенью интенсивности) наложенного процесса калишпатизации – завершающей стадии формирования данных метасоматитов.

Чрезвычайно важным (по нашему мнению) было открытие в Хибинах калиевого аналога нефелина – кальсилита (Боруцкий и др., 1973; 1976), аномального для натриевых пород массива. Во-первых, оно объяснило ненормально высокое содержание калиофилитовой (кальсилитовой) молекулы, включаемой ранее в состав нефелина ряда грубозернистых пород «Центральной дуги», а, во-вторых, еще раз привлекло внимание к

«проблеме» аномально высокого содержания в них калия. Если образование кальсилита в рисчорритах можно как-то объяснить с магматических позиций, дифференциацией магмы в каком-то отдельном аномально обогащенном калием промежуточном очаге, то обнаружение его в ювитах, полевошпатовых уртитях и даже в апатито-нефелиновых рудах — существенно натриевых породах, не поддается объяснению. Первоначально возникло естественное предположение о присутствии среди пород «Центральной дуги» вулканитов калиевого ряда эпилейцита (Боруцкий, 1988). Веским основанием в поддержке этого были округлая форма кальсилит-кальцишпатовых симплектитовых сростаний и анализы суммарного их состава, нередко приводящие к идеальной химической формуле лейцита. Однако последующие исследования с привлечением электронной микроскопии (Агеева, 2002; Агеева, Боруцкий, 2004) практически во всех разновидностях ювитов, рисчорритов и даже в апатито-нефелиновых породах, выявили замещение кальсилитом нефелина в исходных породах и сохранение кальсилитизированных вкрапленников нефелина в развивающемся позже адуляр-ортклазе (рис. 12). В результате был сделан вывод о существовании ранней стадии фенитизации, когда калиевый метасоматоз не сопровождался еще привнесом кремния, что согласуется с представлениями об эволюции кислотно-основного взаимодействия в ходе формирования метасоматитов или об образовании кальсилита непосредственно «на фронте рисчорритизации». В метасоматитах было выявлено несколько групп пород, различающихся интенсивностью кальсилитизации нефелина и характеризующихся различиями в парагенетических ассоциациях акцессорных минералов (Агеева, Боруцкий, 2004).

Вместе с тем, конечно, не исключено, что в каких-то аномально богатых калием породах кальсилит может образоваться в результате фазового распада первичного лейцита (эпилейцит), и в замещаемой дифференцированной мельтейгит-уртитовой толще действительно присутствуют линзы (например, в скв. 541 — см. рис. 3) с очень высокой концентрацией кальсилитовых симплектитов (Боруцкий, 1988). Однако мы не думаем, что такими породами являются наблюдаемые в рисчорритах более меланократовые участки, о которых писали П.Ю. Плечов и Н.С. Серебряков (2004), и считаем, что данная ими генетическая интерпретация в данном случае не доказана. Таким образом, кальсилит оказался

вторым минералом-индикатором, позволившим подтвердить и уточнить метасоматическую природу формирования рисчорритов и других грубозернистых пород «Центральной дуги», обогащенных калием.

Образование только чисто калиевого полевого шпата под влиянием флюидов, отщепленных от нефелин-сиенитовой магмы — скорее всего, калиевого-натриевых, а не «стерильно» калиевых, необъяснимо без привлечения концепции Д.С. Коржинского (1955) о кислотно-основном взаимодействии компонентов. Данные метасоматиты развивались в основном по ранним расслоенным ийолит-уртитам, то есть породам наиболее высокой щелочности-основности, что привело к возрастанию активности калия и других сильных оснований, преобладанию её над активностью натрия, и объясняет существенно калиевый состав полевого шпата, кальсилита и ряда других акцессорных новообразований. В тех случаях, когда фенитизация накладывалась на приконтактные нефелиновые сиениты, процесс шел аналогично — K,Na-щелочной полевой шпат замещался K-полевым шпатом, а Na-фаза «выбрасывалась» в микротрещины, интерстиции зерен или обособлялась в породе в виде альбитовых жил со специфической Ca,Na-минерализацией.

В качестве минералов-индикаторов могут служить такие акцессорные минералы, как эвдиалит, лампрофиллит и другие, состав которых последовательно меняется от натриевых к натриево-калиевым и калиевым. Детальное их изучение под микрозондом и с помощью электронной микроскопии (Агеева, 2002) показало, что ионообменные замещения, фиксируемые при коррозионных взаимоотношениях между минералами, затем сменяются перекристаллизацией в новообразования. Наблюдаемое в данных метасоматитах сочетание макрозональности (на уровне разновидностей пород) и микрозональности (внутри отдельных зерен замещаемых минералов и образующихся новообразований) хорошо объясняется различиями в скорости химических реакций и скорости протекания метасоматизирующих флюидных растворов (Граменицкий и др., 2000, с. 65–82) и свидетельствует о метастабильности формирующихся образований.

## Выводы

Таким образом, показано, что без минералогического изучения невозможно сделать убедительные петрогенетические и рудоге-



нетические выводы по той причине, что и породы, и руды сложены агрегатами минералов, химический состав которых и структурные особенности целиком определяются конкретными минералообразующими процессами. А их в свою очередь невозможно понять и объяснить без соответствующих минералогических знаний. Чем детальнее мы изучаем минералы — тем более обоснованными будут наши генетические выводы и представления.

## Литература

- Агеева О.А. Типоморфизм аксессуарных минералов и эволюция минералообразования в породах комплекса ристорритов (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.
- 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., 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-мельтейтитов в Хибидах // Петрология и минералогия щелочных и щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: Кол. ФАН СССР. **1985**. С. 21–31.
- 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.
- Арзамасцев А.А., Кондратович И.И. Расслоенность дорудных трахитоидных ийолитов Хибинского массива // Щелочные породы Кольского полуострова и их апатитоносность. Апатиты: Кол.ФАН СССР. **1978**. С. 32–44.
- Баргина Н.Ю., Попов В.С. Систематика метасоматических горных пород и фаций метасоматизма малых глубин // Сов. геол. **1991**. № 6. С. 48–56.
- Белянкин Д.С. К определению понятия и к практике анортклазов // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1937**. № 2. С. 225–233.
- Борнеман-Старынкевич И.Д. Ловчоррит и его аналоги. Материалы к геохимии Хибинских тундр // Тр. Кольск. базы Акад. Наук. **1935**. № 1. С. 43–66.
- Бородин Л.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. Рентгеновское исследование структур распада в щелочных полевых шпатах их нефелиновых сиенитов Хибинского массива // Докл. АН СССР. **1971**. Т. 200. № 2. С. 431–434.
- Боруцкий Б.Е. Химический состав и структурное состояние щелочных полевых шпатов в нефелиновых сиенитах Хибинского массива // Вопросы однородности и неоднородности минералов. М.: Наука. **1971**. С. 141–173.
- Боруцкий Б.Е. Посткристаллизационные превращения в щелочных полевых шпатах и сопутствующих минералах (на примере нефелиновых сиенитов Хибинского массива, Кольский п-ов) // Morphology and Phase Equilibria of minerals. Докл. ИМА, Варна, Болгария, 1982 г. София: **1986**. С. 227–232.
- Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М: Наука. **1988**. 212 с.
- Боруцкий Б.Е. Типоморфизм минералов высокощелочных магматических комплексов. Дисс. на соиск. учен. степ. д. г.-м. н. в виде научного доклада. М.: ИГЕМ. **1997**. 119 с.
- Боруцкий Б.Е. Минералогическое картирование мельтейгит-уртитов в Хибинском плутоно-вулканическом комплексе // Минералогия во всем пространстве сего слова. Тр. I Ферсман. научн. сессии Кольск. отд. Рос. минерал. общ., посвященной 120-летию со дня рождения А.Е. Ферсмана и

- А.Н. Лабунцова. Апатиты. 22–23 апреля 2004 г. Апатиты: ГИ КНЦ РАН. **2004**. С. 17–23.
- Боруцкий Б.Е.* Очерки по фундаментальной и генетической минералогии. 1. Что же такое «минерал» и «минеральный вид»? // Новые данные о минералах. **2005**. Вып. 40. С. 159–166.
- Боруцкий Б.Е.* Очерки по фундаментальной и генетической минералогии: 2. Опыт разработки «естественно-генетической» классификации минералов (на примере систематики полевых шпатов) // Новые данные о минералах. **2006**. Вып. 41. С. 162–171.
- Боруцкий Б.Е.* Современные представления о природе и геологической истории формирования пород Хибинского щелочного массива. (Критическое сопоставление предлагавшихся гипотез и комментарии к ним) // Уникальные геологические объекты Кольского полуострова: Хибинь. Матер. Всерос. научно-практич. конф., посвященной 80-летию Кольск. НЦ РАН, 20–23 июня 2010 г. Апатиты: **2010**. С. 7–30.
- 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. и др.* 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., Соболева С.В., Голованова Т.И.* Трехслойный биотит ЗТс из Хибинского массива // Докл. АН СССР. **1987**. Т. 294. № 6. С. 1442–1445.
- 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.
- 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.
- Влодавев В.И.* Нефелино-apatитовые месторождения в Хибинских тундрах // Тр. Института по изучению Севера. **1930**. Вып. 46. С. 14–60.
- Галахов А.В.* Рисчорриты Хибинского щелочного массива. М., Л.: АН СССР. **1959**. 169 с.
- 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.
- Галахов А.В.* Строение Хибинского массива и перспективы апатитоносности его глубоких горизонтов // Петрология и минералогия щелочных, щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: Кол. ФАН СССР. **1985**. С. 31–38.
- 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 фенилизации 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. и др.* Экспериментальная и техническая петрология. М.: Научный мир. **2000**. 416 с.
- Дудкин О.Б.* Геохимия и закономерности концентрации фосфора в щелочных массивах Кольского полуострова. Л.: Наука. **1977**. 204 с.
- Дудкин О.Б., Минаков Ф.В., Кравченко М.П. и др.* Карбонатиты Хибин. Апатиты: Кол. ФАН СССР. **1984**. 98 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., Арзамасцева Л.В., Атаманов А.В. и др.* Особенности локализации комплексных апатитовых руд в щелочных массивах Кольского полуострова. Препринт. Апатиты: Кол. ФАН СССР. **1988**. 43 с.
- Елисеев Н.А.* Девонские эффузивы Ловозерских тундр // ЗВМО. **1946**. Ч. 75. № 2. С. 113–134.

- Елисеев Н.А. Структурная петрология. Л.: ЛГУ. 1953. 309 с.
- Елисеев Н.А., Ванциговская 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., Володин Е.Н. Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр. Геологическая карта Хибинских тундр // Тр. Ленинградск. Геол. управл. 1939. Вып. 19. С. 1–68.
- Зак С.И., Каменев Е.А. Новые данные по геологии Хибинского щелочного массива // Сов. геол. 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.
- 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 и 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. 179 с.
- Калинкин М.М. Закономерности формирования и размещения апатито-нефелиновых руд в юго-западном рудном поле Хибин. Дис. на соиск учен. степ. к.г.-м.н. Л. 1969.
- Когарко Л.Н. Проблемы генезиса апатитовых магм. М.: Наука. 1977. 294 с.
- Когарко Л.Н., Крамм У., Блаксланг А. и др. Возраст и происхождение Хибинского массива (изотопия рубидия и стронция) // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. № 4. С. 1001–1004.
- 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.
- Козырева Л.В., Коробейников А.Н., Меньшиков Ю.П. Новая разновидность ультракалевых пород в Хибинском массиве // Минералогия магматических и метаморфических пород карело-кольского региона. Петрозаводск: Карельский НЦ АН СССР. 1990. С. 116–129.
- Комлев Л.В., Михалевская А.А., Данилович С.И. О возрасте щелочных интрузий Хибинских и Ловозерских тундр (Кольский полуостров) // Докл. АН СССР. 1961. Т. 136. № 1. С. 171–174.
- Коноплева Н.Г., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А. и др. Минеральная зональность фойяитов Хибинского массива по профилю от ст. Хибины до г. Рыпнецк // Минералогия во всем пространстве сего слова. Тр. 2 Ферсман. научн. сессии. Апатиты: КНЦ РАН. 2005. С. 116–119.
- 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.
- Коробейников А.Н. Состав породообразующих минералов Хибинского массива как петрогенетический критерий // Минералогия магматических и метаморфических пород карело-кольского региона. Петрозаводск: Карельский НЦ АН СССР. 1990. С. 141–147.
- Корчак Ю.А., Иванюк Г.Ю., Меньшиков Ю.П. и др. Породы трапповой формации в Ловозерском и Хибинском щелочных массивах (Кольский полуостров). // Петрология и минералогия Кольского региона. Тр. 5 Всерос. Ферсман. научн. сессии. Апатиты: КНЦ РАН. 2008. С. 266–269.
- Костылева Е.Е. Рамзаит из Хибинских и Ловозерских тундр // Изв. Рос. Акад. Наук. Сер. 6. 1925. Т. 19. С. 368–382.
- Костылева Е.Е., Бонштегт Э.М. Предварительный отчет минералогической экспедиции на Хибинский массив Кольского полуострова (август-сентябрь 1920 г.) // Тр. Северной Научно-Промысловой Экспедиции НТО ВСНХ. 1921. Вып. 10. С. 3–23.
- Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н. и др. Минералогия Хибинского массива. Том I: Магматизм и постмагматические преобразования. М.: Наука.

- 1978.** 228 с. Том II: Минералы. М.: Наука.  
**1978.** 586 с.
- 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.* 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., 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., Каменев Е.А., Минаков Ф.В.* Геохимические особенности ийолит-уртитового комплекса Хибин как следствия 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.
- Криштофович А.П.* Верхнедевонские растения из северо-восточной части Ловозерских тундр Кольского полуострова // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1937.** № 4. С. 693–699.
- Куллетский Б.М.* К петрографии Хибинских тундр. 1. Породы юго-западного Умптека // Тр. Геол. и Минерал. музея Акад. Наук. **1924.** Т. 4. № 3. С. 79–118.
- Куллетский Б.М.* К петрографии Хибинских тундр. 2. Северо-восточная контактная зона // Тр. Геол. и Минерал. музея Акад. Наук. **1924.** Т. 4. № 4. С. 119–138.
- Куллетский Б.М.* К петрографии Хибинских тундр. 3. Контактная зона Хибинского массива у Северного Лявочорра и в окрестностях ст. Имандра // Тр. Геол. и Минерал. музея Акад. Наук. **1925.** Т. 5. № 3. С. 33–72.
- Куллетский Б.М.* К петрографии Хибинских тундр. 4. Породы Восточного Умптека // Тр. Геол. и Минерал. музея Акад. Наук. **1926.** Т. 1. С. 83–166.
- Куллетский Б.М.* Петрография центральной части Хибинских тундр // Хибинские апатиты. Л.: НКТП. **1930.** С. 22–28.
- Куллетский Б.М.* К минералогии Хибинских тундр // Докл. Акад. Наук. Сер. А. **1930.** С. 331–336.
- Куллетский Б.М.* Материалы к изучению хибинских полевых шпатов // Зап. Минер. общ. Сер. 2. **1931.** Т. 60. Вып. 1. С. 51–64.
- Куллетский Б.М.* Кукисвумчорр и прилегающие к нему массивы центральной части Хибинских тундр по съемкам 1929 и 1930 гг. // Матер. по петрогр. и геохимии Кольск. п-ова. Ч. 1. Тр. СОПС. Сер. Кольская. **1932.** № 2. С. 5–72.
- Куллетский Б.М.* Геологическое строение Кукисвумчорра по данным работ 1930 г. // Хибинские апатиты. Л.: ОНТИ. Ленхимсектор. **1932.** № 2. С. 392–395.
- Куллетский Б.М.* Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр // Сб. в честь 50-летия научн. деят. акад. В.И. Вернадского. М.: Акад. Наук. **1936.** Т. 2. С. 1013–1040.
- Куллетский Б.М.* К вопросу о генезисе щелочных пород // Изв. Акад. Наук, отд. мат.-ест. наук. Сер. геол. **1936.** Вып. 2/3. С. 329–339.
- Куллетский Б.М.* Формация нефелиновых сиенитов СССР / Петрография СССР. Серия 2. Вып. 3. М., Л.: АН СССР. **1937.** 307 с.
- Куллетский Б.М., Полканов А.А.* Геологический очерк Хибинского массива // Первый Всерос. геол. съезд 1922. Путеводитель геол. экскурсий. Петроград. **1922.** С. 107–126.
- Курбатов С.М.* К вопросу о генезисе апатитового месторождения на горе Кукисвумчорр в Хибинских тундрах // Доклад на научной сессии Кольской базы АН СССР в Кировске. Август **1948.** (текст доклада).
- Кухаренко А.А., Ильинский Г.А., Иванова Т.Н. и др.* Кларки Хибинского щелочного массива // ЗВМО. **1968.** Ч. 97. Вып. 2. С. 133–149.
- Лабунцов А.Н.* Поискно-разведочные работы по апатиту в Хибинских тундрах (краткая история исследований, кончая 1929 г.) // Хибинские апатиты. Л.: НКТП. **1930.** С. 29–38.
- Минаков Ф.В., Дугкин О.Б., Каменев Е.А.* О карбонатитовом комплексе Хибин // Докл. АН СССР. **1981.** Т. 259. № 3. С. 672–675.
- Минералы Хибинских и Ловозерских тундр / Ред. акад. А.Е. Ферсман, Н.А. Смольянинов, Э.М. Бонштедт. М., Л.: АН СССР. **1937.** 563 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.
- Органова Н.И., Марсий И.М., Захаров Н.Д. и др.* Фазовые превращения и особенности микроструктур распада анортклазов с разной геологической историей // Изв. РАН. Сер. геол. **1992**. № 12. С. 47–58.
- Пеков И.В.* О смене натриевого режима щелочности калиевым на поздних стадиях эволюции апатитовых комплексов // Щелочной магматизм Земли. Тр. научн. школы. М.: ГЕОХИ РАН. **2001**. С. 55–56.
- 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.
- Плечов П.Ю., Серебряков Н.С.* Реликты апольцитовых 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.
- Руденко С.А.* К генезису апатитовых месторождений Хибинского массива // Зап. ЛГИ. **1964**. Т. 47. Вып. 2. С. 49–70.
- Руденко С.А.* Основные закономерности процесса формирования пегматоидных пород и пегматитов в щелочных массивах // Минералогия и генезис пегматитов. М.: Недра. **1965**. С. 271–288.
- 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., Серебрицкая 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. естествоиспыт. **1990**. Т. 1. Вып. 2. С. 66–89.
- Сняткова О.Л., Пронягин Н.И., Маркитахина Т.М., Евстафьев А.С.* Новые данные о структурном положении уртит-ийолит-мельтейгитов в нефелиновых сиенитах Хибинского массива // Месторождения неметаллического сырья Кольского полуострова. Апатиты: Кол. ФАН СССР. **1986**. С. 11–17.
- Сняткова О.Л., Пронягин Н.И., Маркитахина Т.М., Хомяков А.П.* Карбонатитовый комплекс Хибинского массива и перспективы обнаружения в массиве промышленных скопелений природной соды // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1984**. № 11. С. 124–128.
- Солодовникова Л.А.* Полевые шпаты Кукис-вумчоррского 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-уртитовых Хибинского массива // Научн. Тр. ГИГХС. **1985**. Вып. 64. С. 68–74.
- Титов В.Н., Перекрест И.И., Козловский А.Д. и др.* 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 уртитов 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 // Редкометаллы метасоматиты щелочных массивов. М.: Наука. **1967**. С. 5–94.
- Трубкин Н.Д., Боруцкий Б.Е.* Дифракционная электронная микроскопия в изучении ортоклаз-криптопертитов из ромбен-порфиров Хибинского массива // Изв. РАН. Сер. физическая. **1993**. № 2. С. 57–67.
- Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир. **1970**. 552 с.
- Ферсман А.Е.* Минеральные ассоциации Хибинских и Ловозерских тундр // Изв. Рос. Акад. Наук. Сер. б. **1923**. Т. 17. С. 65–80.
- 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. А. 1931. № 14. С. 367–376. По: Избранные труды. Т. 5. М.: Изд-во АН СССР. **1959**. С. 755–763.
- Хибинский массив. (Очерк научных результатов экспедиций в Хибинские и Ловозерские тундры 1920–21 и 22 гг.) / Ред. акад. А.Е. Ферсман // Тр. Северной Науч-

- но-Промысл. экспед. Вып. 16. М., Л.: НТО ВСНХ. № 8. **1923**. 86 с.
- Хибинские и Ловозерские тундры. Т. 1. Маршруты / Ред. акад. А.Е. Ферсман // Тр. Научно-Исслед. Инст. по изучению Севера (бывш. Северная Научно-Промысл. экспед.). Вып. 29. М.: НТО ВСНХ. № 106. **1925**. 197 с.
- Хибинские и Ловозерские тундры. Т. 2. Физико-географический очерк — петрография — месторождения / Ред. акад. А.Е. Ферсман // Тр. Научно-Исслед. Инст. по изучению Севера. Вып. 39. М.: НТО ВСНХ. **1928**. 398 с.
- Хомяков А.П. Минералогия ультрааппаитовых щелочных пород. М.: Наука. **1990**. 196 с.
- Шаблинский Г.Н. К вопросу о глубинном строении Хибинского и Ловозерского плутонов // Тр. Ленингр. общ. естествоиспыт. природы. **1963**. Т. 74. Вып. 1. С. 41 — 43.
- Шаблинский Г.Н. Новые данные о тектонике Хибинского плутона // Химия в естественных науках. Л.: ЛГУ. **1965**. С. 190 — 193.
- Шпаченко А.К. Маршруты экспедиций В. Рамзая в Хибинский массив 1891 и 1892 гг. // Минералогия во всем пространстве сего слова. Тр. 2-й Ферсман. научн. сессии Кольск. отд. Рос. минерал. общ., посвященной 140-летию со дня рождения В. Рамзая (Апатиты 18 — 19 апреля 2005 г.). Апатиты: К & М. **2005**. С. 21 — 24.
- Borutskiy B.Ye., Organova N.I., Marsiy I.M. et al.* The crystal structures and Si/Al-ordering in adularia and microcline from Khibiny massif // *International Geology Review*. **1985**. Vol. 27. № 6. P. 746 — 753.
- Brögger W.C.* Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite // *Zs. Krystallogr., Miner.* **1890**. Bd. 16. S. 1 — 663 (на нем. яз.).
- 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; перевод: Офтедаль Х. Полевые шпаты изверженного комплекса района Осло // *Полевые шпаты. М.: Изд-во иностр. лит.* **1952**. С. 313 — 387.
- Ramsay W., Hackman V.* Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola // *Fennia*. **1894**. Bd. 11. № 2. S. 1 — 225 (на нем. яз.).
- Richey J.E.* Scotland; the tertiary volcanic districts / *British regional geology*. 3 ed. **1961**. 120 p.
- Smith J.V., MacKenzie W.S.* The alkali feldspars. 2. A simple X-ray technique for study of alkali feldspars // *Amer. Miner.* **1955**. Vol. 40. № 7/8. P. 733 — 747.
- Takeda H., Ross M.* Mice polytypism: dissimilarities in the crystal structures of coexisting 1M and 2M<sub>1</sub> biotite // *Amer. Miner.* **1975**. Vol. 60. № 11/12. P. 1030 — 1040.
- Yakovenchuk V., Ivanyuk G., Pakhomovsky Y., Men'shikov Y.* Khibiny / Ed. F. Wall. Apatity: Laplandia Minerals Ltd. **2005**. 468 p.