

К ГЕНЕЗИСУ АПАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХИБИНСКОГО МАССИВА

С. А. Руденко

Несмотря на длительное изучение, многие вопросы генезиса апатитовых месторождений Хибинского массива до сих пор остаются неясными или дискуссионными. Отсылая читателя к обстоятельному обзору взглядов различных исследователей, приведенному в работе Т. Н. Ивановой [15], мы кратко остановимся на двух главных направлениях развития этих взглядов.

Большинство исследователей рассматривает апатит-нефелиновые руды как магматические образования [2—4, 8—10, 15—20, 28—30 и др.]. При этом одни считают, что апатит-нефелиновые руды возникли одновременно с вмещающими их породами как результат ликвации или кристаллизационной дифференциации щелочной магмы *in situ*. Другие полагают, что апатит-нефелиновые руды возникли благодаря интрузии самостоятельной (богатой фосфором) магмы. Именно этой точке зрения в последнее время отдается предпочтение.

Сторонники второго направления высказываются в пользу гидротермального, пневматолитового или гидротермально-метасоматического пути образования месторождений [1, 25—27]. По Л. Л. Солодовниковой, апатитовые месторождения представляют собой метасоматически замещенные и значительно усложненные по составу ийолит-уртиты. В усложнении состава этих пород принимают участие два, последовательно сменявшихся во времени, гидротермальных процесса: фельдшпатизация и апатизация.

На метасоматический способ образования апатита указывает также И. П. Тихоненков [27], рассматривающий апатитовую руду как продукт конечной стадии метасоматических процессов, протекавших на границе между хибинитами и фойяитами. Он ставит под сомнение даже магматическую природу ийолит-уртитов, вмещающих апатитовые руды, и рассматривает эти породы в качестве нефелинизированных хибинитов и фойяитов. Позже К. А. Жук-Почкутов [12] дополнил вывод И. П. Тихоненкова предположением, что при образовании ийолит-уртитов нефелинизация подвергаются также и пироксениты.

Считая своевременной постановку вопроса об образовании значительной части пород ийолит-уртитового комплекса на постмагматическом этапе его формирования, необходимо отметить, что трактовка этой проблемы, предложенная И. П. Тихоненковым, нашими данными не подтверждается.

Наши выводы о генезисе апатит-нефелиновых руд относятся, главным образом, к Кукисвумчоррскому, Юкспорскому и Расвумчоррскому месторождениям. Только на основе совместного минералогического и петрологического изучения руд и вмещающих их пород может быть успешно

разрешен остро назревший вопрос о геологической структуре этих месторождений. Поэтому генезису ийолит-уртитов, вмещающих апатит-нефелиновые руды, здесь уделено специальное внимание.

Особенности геологического строения месторождений

Рассматриваемые месторождения залегают среди пород ийолит-уртитового комплекса, образующего, как известно, коническую интрузию [11], расположенную в средней части Хибинского массива и полого наклоненную к его центру.

Месторождения представляют собой отдельные части единого рудного тела, имеющего форму пологопадающей к северо-западу залежи. Мощность рудного тела 80—200 м, длина на отрезке, включающем все три месторождения, около 8 км. Рудное тело пространственно тяготеет к висячему боку интрузии ийолит-уртитов, причем оно залегает в основном на контакте ийолит-уртитов с покрывающими их рихсчорритами, и только отдельные части его залегают целиком среди ийолит-уртитов.

По составу и строению рудное тело неоднородно. В его пределах выделяют зоны бедных и богатых руд; отдельно выделяют брекчиевидные руды. Бедные руды слагают преимущественно нижнюю часть рудного тела, богатые — верхнюю. Однако встречаются участки бедных руд среди богатых и наоборот.

Состав, строение и генезис пород, вмещающих рудное тело

В числе пород, вмещающих рудное тело, главное место принадлежит собственно ийолит-уртитам. Подчиненную роль играют разности, обогащенные калиевым полевым шпатом: полевошпатовые ийолиты, ювиты, малиньиты, луявриты.

Ийолит-уртиты. Минеральный состав породы варьирует в широких пределах: содержание нефелина в ней меняется от 40 до 90%, эгирин-авгита от 5 до 40%, калиевого полевого шпата от 0 до 20%. Столь же изменчиво строение породы. Наряду с мелкозернистыми разностями широко развиты породы крупнозернистые, пегматоидные и типичные пегматиты. Можно ли объяснить эту неоднородность особенностями состава магмы и специфичностью условий ее кристаллизации или же эти причины следует искать среди явлений другого порядка? При решении поставленных вопросов особое внимание необходимо уделить взаимоотношениям между мелкозернистыми ийолитами¹ и более крупнозернистыми ийолит-уртитам. Мелкозернистые ийолиты залегают обычно не в виде больших по объему масс, а представляют собой как бы останцы разного размера среди крупнозернистой породы. Такие останцы нередко имеют удлиненную форму и, будучи зачастую ориентированы своими длинными осями более или менее параллельно, придают породе в целом полосчатый характер. Подобного рода полосчатость рассматривается большинством исследователей как результат кристаллизации движущейся магмы. По мнению Н. А. Елисеева, такая магма была богата летучими компонентами, что снижало температуру ее кристаллизации и обуславливало ее большую подвижность [9]. Предполагается, что внедрившаяся магма заключала в себе кристаллы нефелина и других минералов и таким образом мелкозернистые ийолиты являлись продуктом кристаллизации последних порций магмы. Н. А. Елисеев рассматривает их как шлировые образования.

¹ Мелкозернистыми ийолитами, вслед за Т. Н. Ивановой, мы называем весьма однородную темно-серую меланократовую породу, сложенную нефелином и эгирин-авгитом. Минеральные индивиды, образующие породу, столь малы, что почти неразличимы на глаз. Под микроскопом обнаруживается гипидиоморфнозернистая структура породы.

Однако в этой трактовке прежде всего вызывает удивление мелкозернистость породы, раскристаллизовавшейся из последних порций магмы, так как именно эти порции должны были бы заключать повышенные концентрации летучих компонентов.

Т. Н. Иванова [15] относит мелкозернистые ийолиты к обломкам (ксенолитам) более древней породы, которая была раздроблена, а затем сцементирована сначала уртитам, а позже апатит-нефелиновыми породами. Соглашаясь с Т. Н. Ивановой в том, что мелкозернистые ийолиты являются останцами среди более молодых уртитов, нельзя принять ее трактовку в целом. Характер контактов уррита с останцами мелкозернистого ийолита свидетельствует о том, что здесь присутствуют не остроугольные обломки (ксенолиты), а останцы неправильной формы, поверхность которых в разрезе (рис. 1) подобна ломаной линии. Отдельные отрезки этой ломаной линии отвечают граням идиоморфных кристаллов нефелина, которые вдаются в мелкозернистый ийолит из окружающего уррита. Такие соотношения свидетельствуют о том, что минеральные индивиды, образующие уртит, возникают не в результате кристаллизации расплава, ибо в этом случае индивиды нефелина и эгирин-авгита нарастали бы на поверхность ксенолитов, а не вращались в мелкозернистый ийолит, замещая его. Как показано на примере мариуполитов и миаскитов, подобного рода соотношения возникают в результате явлений бластеза [23, 24]. Еще ранее на этот признак при разработке проблемы генезиса месторождений пегматитов особое внимание обратил В. Д. Никитин [21, 22].

Последовательные стадии образования уррита среди мелкозернистого ийолита можно видеть на рис. 2. Вначале среди мелкозернистого ийолита появляются отдельные бластокристаллы нефелина. Большие скопления бластокристаллов образуют уртитовые прожилки в мелкозернистом ийолите. По мере течения процесса преобразования в уртите остаются лишь обособленные останцы мелкозернистого ийолита, а зачастую не бывает и их.

Таким образом, за счет преобразования мелкозернистого ийолита возникает более крупнозернистая порода, сложенная в основном теми же минералами: нефелином и щелочным пироксеном. В отличие от мелкозернистого ийолита, эта порода по составу более неоднородна. На фоне нефелиновой составляющей ее индивиды щелочного пироксена (эгирина, эгирина) часто располагаются гнездами. Поэтому минеральный состав одних участков породы отвечает ийолиту, а других — урриту. В целом же новообразованная порода за счет снижения в ее составе щелочного пироксена становится более лейкократовой.

В связи с различной степенью интенсивности преобразования мелкозернистых ийолитов возникают породы различного строения. В начальный период преобразования возникает порода типа линзовидно-полосчатого ийолит-уррита, в которой сравнительно маломощные прожилки мелко- или среднезернистого уррита располагаются в массе мелкозернистого ийолита более или менее параллельно (рис. 3), хотя и образуют единую ветвящуюся систему. Позже линзовидно-полосчатых ийолит-уртитов возникают блоковые ийолит-уртиты [10]. Зоны пород (или руд¹) такой текстуры залегают среди линзовидно-полосчатых пород (или руд) чаще согласно, но иногда занимают и кососекущее положение. Как известно, блоковые ийолит-уртиты отличаются от линзовидно-полосчатых тем, что в составе породы помимо линзообразных останцев мелкозернистого ийолита, окруженных уртитовой массой, принимают участие крупные монокристаллы (блоки) нефелина или гнездообразные их сгустки. По нашим данным, крупные монокристаллы нефелина представляют собой не фенокристаллы, как это предполагал Н. А. Елисеев [9], а порфиробласты. Об этом

¹ Описание различных текстур руд см. ниже.

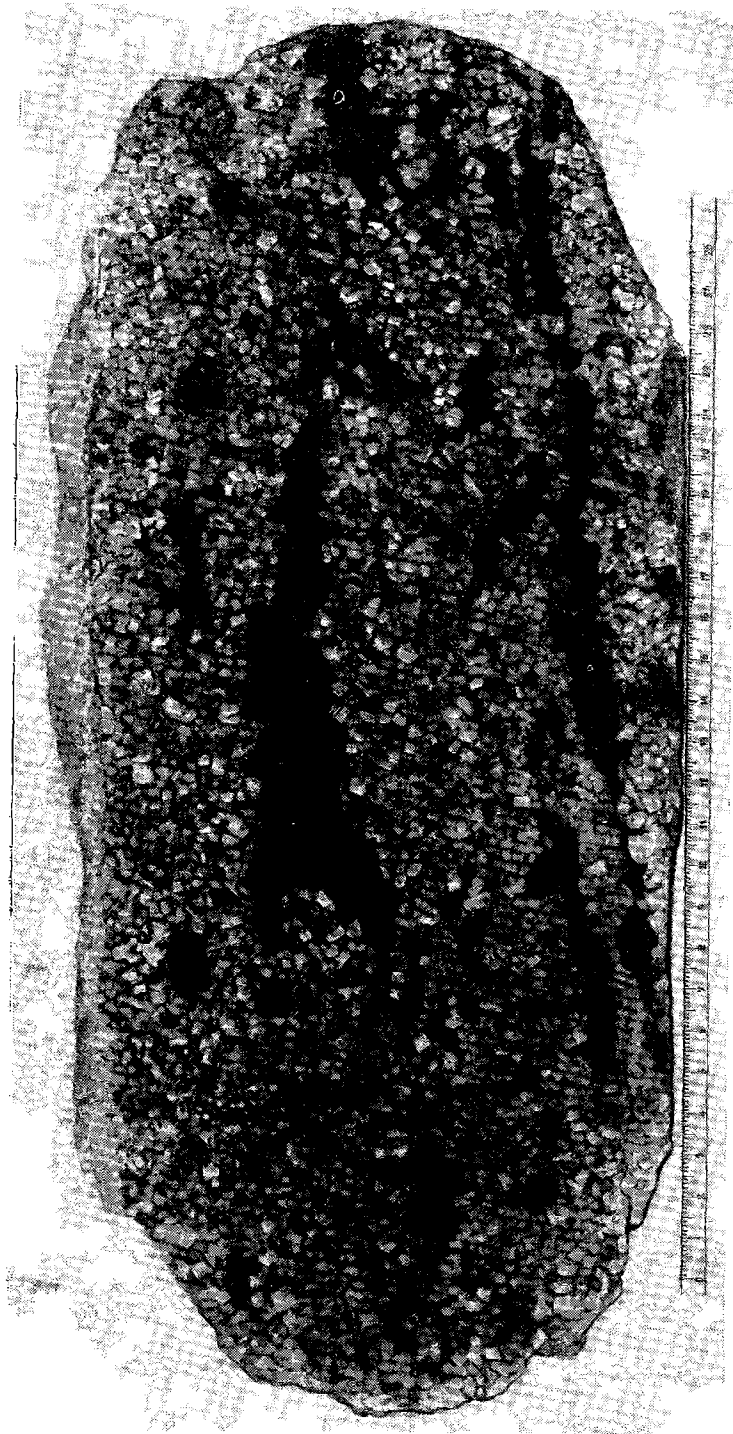


Рис. 1. Реликты мелкозернистого ийолита (черные) в уртите. Бластокристаллы нефелина вдаются в ийолит.

свидетельствует наличие внутри отдельных монокристаллов реликтов мелкозернистого ийолита, а внутри гнездообразных сгустков — ксеноморфных относительно окружающих монокристаллов останцев мелкозернистого ийолита. Иногда крупные блоки (монокристаллы) нефелина врастают в мелкозернистый ийолит.

Количество уртитовой составной части в составе рассмотренных пород может меняться. Так, следуя по горным выработкам по простиранию или падению полосчатости линзовидно-полосчатых или блоковых пород (или руд), мы зачастую видим постепенное, а иногда и довольно быстрое снижение количества реликтов мелкозернистого ийолита в составе

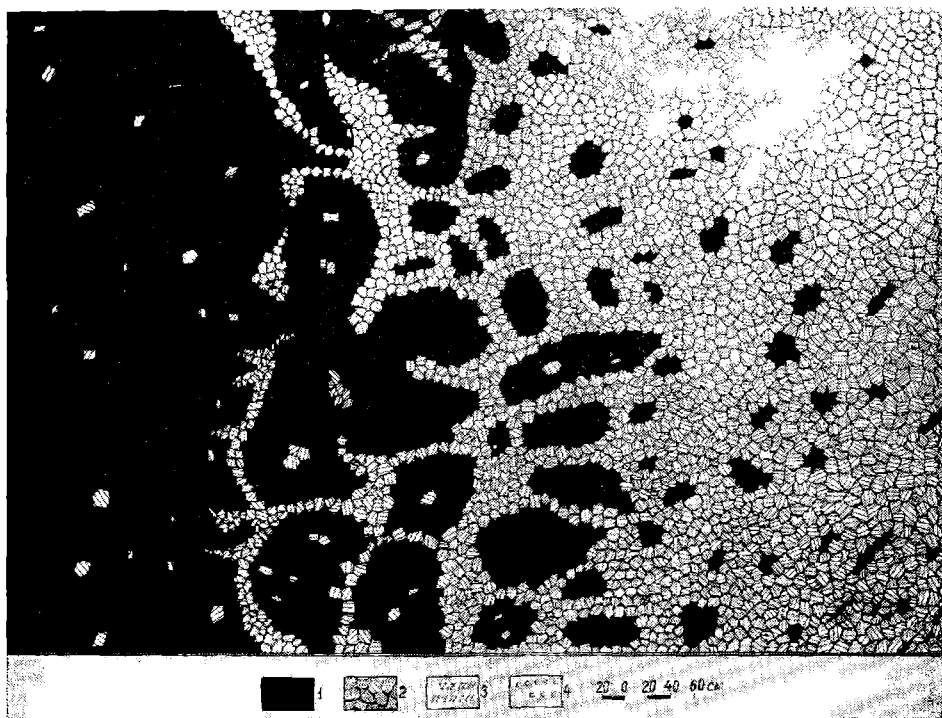


Рис. 2. Образование уррита за счет преобразования мелкозернистого ийолита:

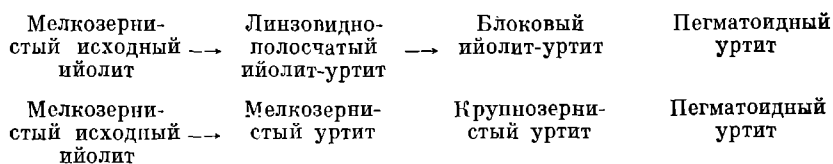
1 — мелкозернистый ийолит; 2 — нефелин; 3 — эгирин-авгит; 4 — сфен. Рудник Расвумчорр. Горизонт +600, южный откаточный штрек, северная стенка.

породы. Полосчатая порода сменяется постепенно породой массивной текстуры — крупнозернистым или пегматоидным уртитом. Среди таких уртитов встречаются лишь иногда единичные реликты мелкозернистого ийолита. Очевидно, крупнозернистые и пегматоидные уртиты являются продуктами преобразования линзовидно-полосчатых и блоковых ийолит-уртитов. Таким образом, по мере течения процесса преобразования мелкозернистых ийолитов последовательно возникали ийолит-уртиты все более лейкократового типа и более крупнозернистые. Общая последовательность образования пород ийолит-уртитового комплекса может быть представлена схемой

Мелкозерни-					
стый исходный —					
ийолит	Ийол		Уртит		Пегматоидный уртит

предусматривающей все главные типы пород, которые возникают на первой (до пегматитовой) стадии преобразования мелкозернистых ийолитов.

Однако в конкретных условиях того или иного участка преобразование одних пород в другие может происходить более резко с выпадением ряда промежуточных типов. Поэтому для отдельных участков можно составить частные схемы:



Однако отдельные частные схемы всегда укладываются в общую.

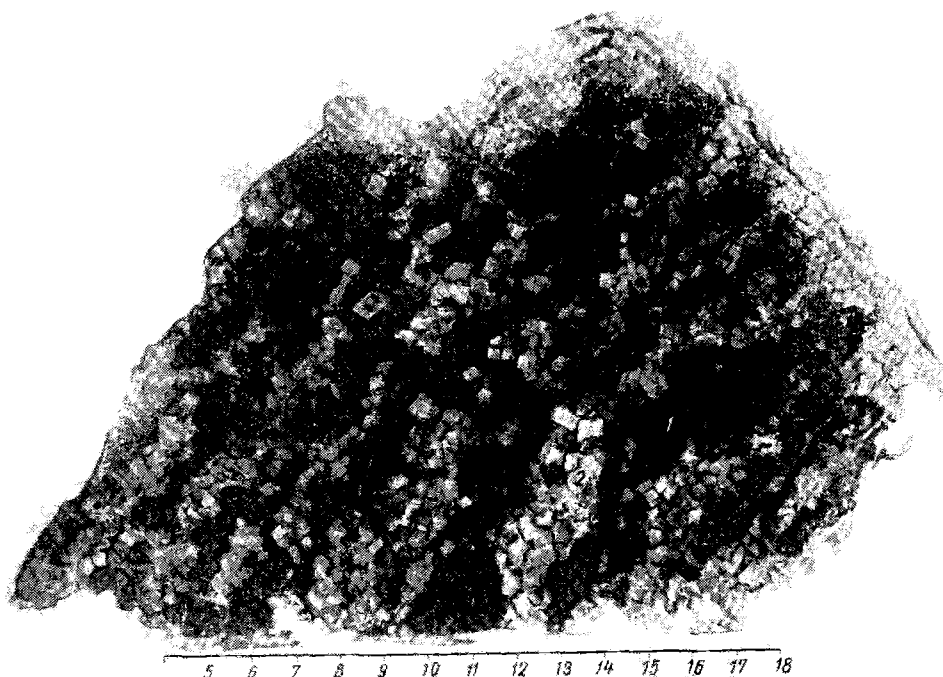


Рис. 3. Развитие зон уртитового состава в мелкозернистом ийолите. Бластокристаллы нефелина резко вдаются в ийолит:

1 — мелкозернистый ийолит; 2 — уртит.

Образованием пород типа пегматоидных ийолит-уртитов процесс преобразования пород ийолит-уртитового комплекса не заканчивается. Типичным представителем пород, возникающих на следующей стадии преобразования, являются пегматиты.

Пегматиты. По форме залегания пегматиты ийолит-уртитового комплекса можно разделить на гнездообразные и жильные. Однако резко противопоставлять их нецелесообразно, так как существуют переходы от одного типа к другому. Иногда пегматитовые гнезда располагаются вблизи жильных тел в направлении мысленного продолжения этих тел, что указывает на приуроченность тех и других к единой системе бывших трещин. Да и сами жильные тела нередко представляют собой как бы цепочку сближенных гнезд или даже отдельных бластокристаллов.

Характер контактов жил также изменчив. Широко распространены пегматитовые тела с контактами ступенчатой формы (рис. 4). Они опре-

деляются контурами крупных кристаллов, вдающихся в окружающую породу. В ряде случаев контакты жил прямолинейные, резкие. Иногда в разных частях одного пегматитового тела наблюдаются контакты и того и другого типа (рис. 5).

Размер пегматитовых тел колеблется от мелких гнезд (30×30 см) до очень крупных тел.

Варьирует также минеральный состав пегматитов. По содержанию темноцветных минералов (эгирин-авгита, эгирина) выделяются лейкокра-

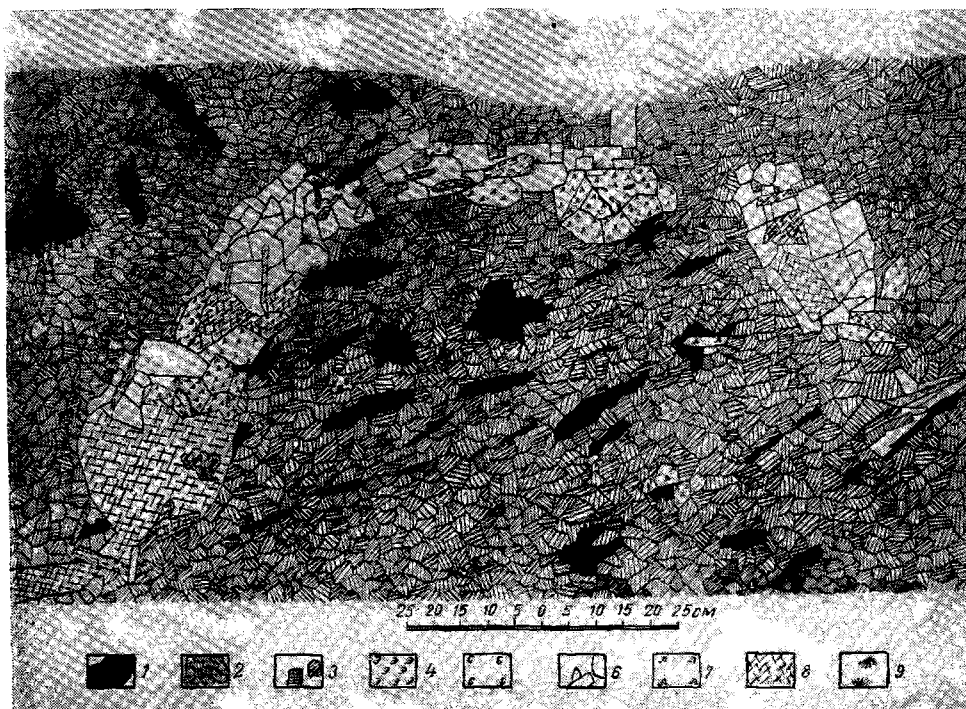


Рис. 4. Богатый калиевым полевым шпатом пегматит, залегающий в уртите. Уртит заключает реликты мелкозернистого ийолита:

— мелкозернистый ийолит; 2 — уртит; 3 — нефелин; 4 — эпидиалит; 5 — шпинель; 6 — калиевый полевой шпат; 7 — лампрофиллит; 8 — эгирин-авгит; 9 — зеленый радиально-лучистый эгирин.

Рудник Расвумчорр. Горизонт + 600, южный откаточный штрек, северная стенка.

товые и меланократовые разности. Сильно меняется содержание калиевого полевого шпата. Встречаются практически безполевошпатовые (нефелиновые) пегматиты, однако более распространены разности, содержание калиевого полевого шпата в которых достигает 20—30%. При этом часто наблюдается повышенное содержание калиевого полевого шпата среди ийолит-уртитов, вмещающих жилы. Кристаллы полевых шпатов ийолит-уртитов зачастую содержат реликты нефелина [26, 27].

Существенной особенностью состава пегматитов является в общем более высокое содержание в них темноцветных минералов, чем в урритах.

Отмеченная изменчивость состава пегматитов не случайна. Она обусловлена главным образом решающей ролью в формировании пегматитов процессов перекристаллизации и метасоматоза, а не кристаллизации остаточной магмы. Главными признаками, свидетельствующими о таком способе образования пегматитов в ийолит-урритах, являются: 1) отсутствие аплитовых оторочек в зальбандах жил; 2) довольно резко выраженные

колебания минерального состава пегматита даже в пределах одного тела; 3) наличие реликтов вмещающих пород (и даже реликтов исходного мелкозернистого ийолита) в жилах; 4) часто наблюдаемое отсутствие четких границ между пегматитом и вмещающей породой. Кристаллы минералов, образующих пегматит, зачастую глубоко вдаются во вмещающие породы и, в частности, внутрь реликтов вмещающих пород в пегматите.

На основе приведенных выше соотношений пород ийолит-уртитового комплекса вмещающих рудное тело, мы приходим к выводу, что процессе преобразования мелкозернистых ийолитов происходил под действием постмагматических растворов, причем таких, которые не были полностью на-

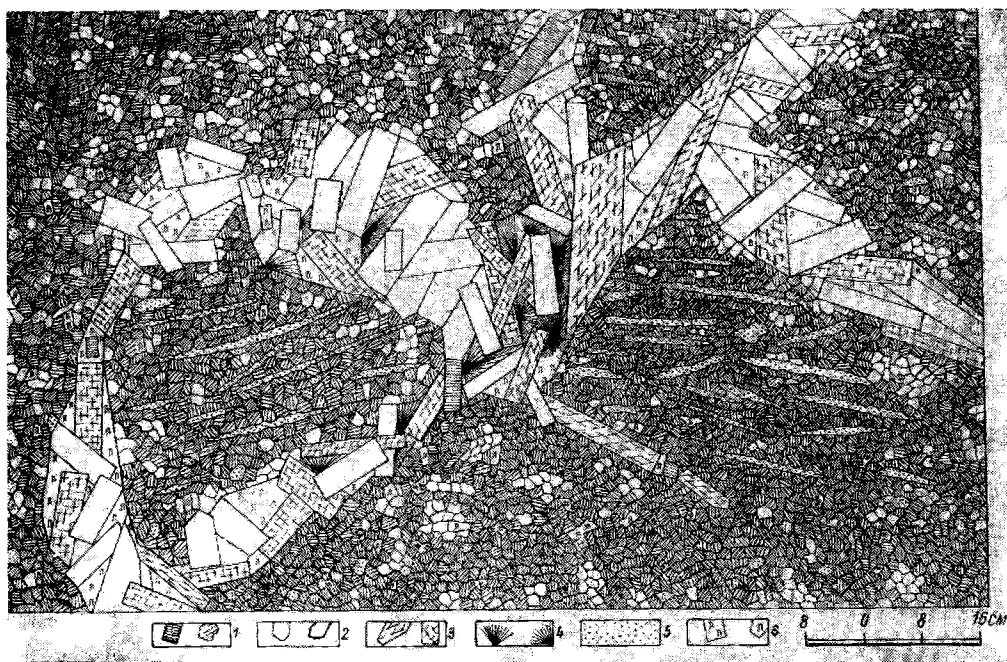


Рис. 5. Петлеобразный характер расположения пегматита в уртите. Справа сверху резкий контакт пегматита с уртитом:

1 — нефелин; 2 — калиевый полевой шпат; 3 — эгирин-авгит; 4 — зеленый лучистый эгирин-апатит; 5 — лампрофиллит.

Рудник Юкспор. Горизонт + 740, орт 13, северо-восточная стенка.

сыщены компонентами ийолита. В связи с этим имели место не только собирательная перекристаллизация мелкозернистого ийолита, но и частичное изменение его состава. Наряду с укрупнением зерен нефелина и эгирин-авгита процесс преобразования сопровождался выносом ионов Fe и соответственным привнесом кремнезема. В результате возникал уртит — порода более лейкократовая, чем ийолит. Как следует из этих же соотношений, процесс преобразования мелкозернистых ийолитов был многостадийным и длительным. Он протекал в условиях постепенного уменьшения пластичности исходной породы по мере ее остывания и многократного возобновления трещинообразования. Можно выделить две главные стадии преобразования: пегматоидную и пегматитовую.

В начальный период пегматоидной стадии преобразования в качестве подводящих каналов, по которым просачивались постмагматические растворы, реализовалась, по-видимому, та тонкая трещиноватость, которая возникала в твердых, но еще полностью не остывших (полупластичных)

мелкозернистых ийолитах. Такие трещины были ориентированы в основном параллельно контактам ийолитовой интрузии, с чем связана параллельная ориентировка удлиненных останцев мелкозернистого ийолита в уртите. Однако известны примеры, когда системы трещин, вдоль которых шло преобразование ийолитов, имели и различную ориентировку, с чем в свою очередь, связана ориентировка реликтов мелкозернистого ийолита в уртите (рис. 6). Кроме того известны примеры, когда линзообразные реликты ийолита длиной до двух десятков сантиметров ориентированы своим удлинением перпендикулярно направлению ориентировки большей части реликтов.

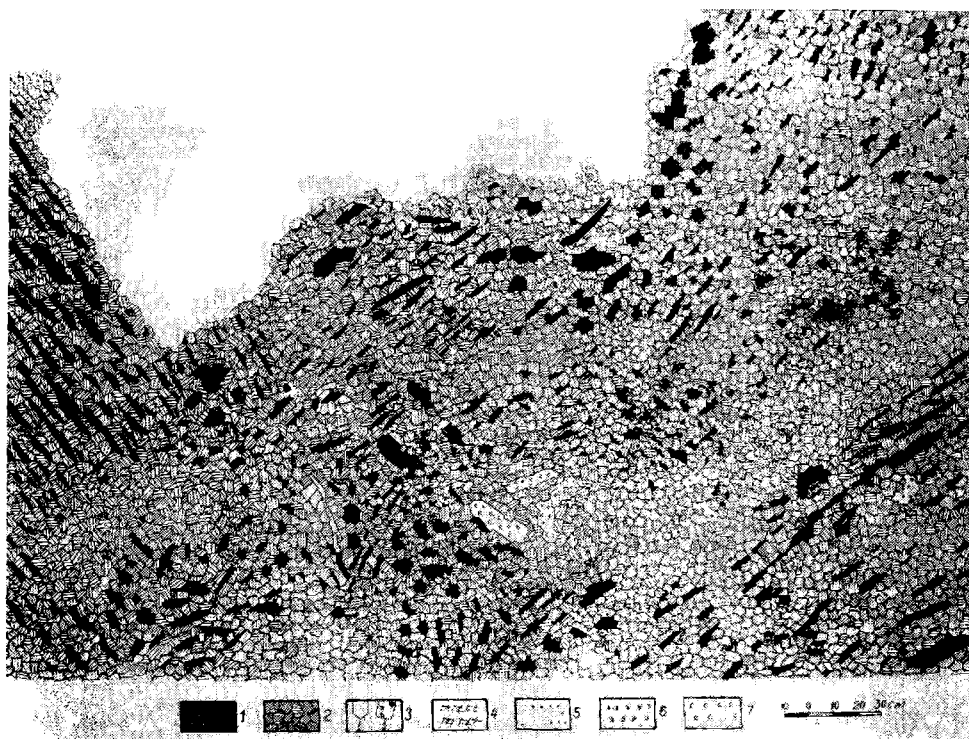


Рис. 6. Различная ориентировка реликтов мелкозернистого ийолита в уртите, связанная с различной ориентировкой систем трещин, возникших в исходном мелкозернистом ийолите к моменту его преобразования:

1 — мелкозернистый ийолит; 2 — нефелин; 3 — калиевый полевой шпат; 4 — эгирин — авгит; апатит; 6 — эвдиалит; 7 — сфен.

Рудник Расвумчорр. Горизонт + 600, орт. 11, восточная стенка, в 40 м от южного откаточного штрека.

В начальный период пегматоидной стадии преобразования постмагматические растворы просачивались, по-видимому, по системе тонких трещин почти по всей массе породы¹, поэтому размер реликтов мелкозернистого ийолита невелик.

Пегматоидная стадия, как указывалось, завершается образованием крупнозернистых и пегматоидных уртитов. Зоны таких пород иногда представляют собой как бы слои среди линзовидно-полосчатых ийолит-уртитов, но нередко такие зоны оказываются ориентированными косо или

¹ Объем пород, в массе которых возникали системы трещин, зависел, конечно, и от степени интенсивности тектонических подвижек.

нормально относительно полосчатости. Это свидетельствует о том, что в разные периоды пегматоидной стадии преобразования постмагматические растворы продвигались по системам трещин разной ориентировки.

Основываясь на изложенном, мы приходим к выводу, что полосчатость в ийолит-уртитах, вмещающих рудные тела, возникла не вследствие явлений кристаллизации движущегося расплава, а в результате специфики течения процессов постмагматического преобразования ийолитов. С таким выводом согласуются особенности строения ийолит-уртитов — мелкозернистые ийолиты и цементирующие их уртиты, взятые в отдельности, имеют массивную текстуру. Только с параллельной ориентировкой реликтов мелкозернистого ийолита связана полосчатость породы.

Совсем другие условия создаются на пегматитовой стадии процесса. Сформированные к этому времени породы вследствие постепенного снижения их температуры становятся значительно менее пластичными. В связи с этим, в результате тектонических подвижек, в них возникают системы значительно более локально развитых трещиноватых зон, которые и контролируют размещение пегматитовых тел.

В заключение коснемся влияния вмещающих пород на ход процесса преобразования. Как известно, породами, вмещающими интрузию ийолит-уртитов, являются нефелиновые сиениты (хибиниты, рисчорриты). В отличие от ийолит-уртитов они содержат больше кремнезема и меньше щелочей и глинозема, поэтому следует ожидать взаимодействия между ними и ийолит-уртитами. С таким взаимодействием связано, по-видимому, образование в приконтактных частях интрузии ийолит-уртитов полевошпатовых пород (полевошпатовых ийолит-уртитов, малиньитов и им подобных). Полевошпатовые породы возникают вследствие биметасоматических явлений, сопровождавших процесс преобразования. В результате этих явлений затупевываются первично интрузивные контакты между породами ийолит-уртитового комплекса и вмещающими породами, и сейчас нередко наблюдаются постепенные переходы одних пород в другие¹.

Образование приконтактных полевошпатовых пород наиболее интенсивно происходило, по-видимому, на пегматитовой стадии преобразования. Кроме того, в силу образования протяженных трещиноватых зон, на этой стадии создавалась обстановка, благоприятная для проникновения растворов в срединные части ийолит-уртитовой интрузии и обмена компонентами преобразуемых пород с вмещающими породами через систему трещиноватости. Именно поэтому ийолитовые пегматиты часто обогащены калиевым полевым шпатом, а вмещающие жилы ийолит-уртиты — пойкилитовыми метакристаллами полевого шпата.

На пегматитовой стадии преобразования в связи с понижением температуры падает подвижность Fe. Выступая в качестве инертного компонента, Fe входит в состав преобразуемой породы, с чем связано более высокое содержание эгирин-авгита и эгирина в пегматитах в сравнении с уртитами.

Итак, при формировании пород ийолит-уртитового комплекса существенное значение имели процессы перекристаллизации исходных ийолитов, что согласуется с известной гипотезой образования пегматоидных пород и пегматитов [13, 14, 21, 22]. Это наглядно подтверждается соотношением различных по составу и строению пород.

Естественно, в ряде работ последних лет об ийолит-уртитах и апатитовых месторождениях встречаются указания на такого рода явления. Так, О. Б. Дудкин при описании строения гигантского пегматитового тела в ийолит-уртитах горы Юкспор пришел к выводу, что «... отдельные участки и зоны пегматитового тела целиком возникли за счет перекристаллизации уррита или ийолита» [6, стр. 19].

¹ Резкие контакты между разновозрастными интрузивными породами сохраняются на участках, не подвергшихся процессам преобразования.

Явления перекристаллизации ийолит-уртитов верхней контактной зоны апатитовых месторождений описывают Л. Н. Шухман [31, 32] и В. Н. Горстка [5]. Однако они ошибочно, по нашему мнению, связывают такие явления либо с воздействием на ийолит-уртиты молодой интрузии среднезернистых эгириновых нефелиновых спенитов [5], либо с процессом образования метасоматических сфеновых зон [32].

Строение апатит-нефелиновых руд и условия их образования

Краткое описание руд¹

Бедные руды по текстурным особенностям разделяются на следующие разновидности: сетчатые, линзовидно-полосчатые, блоковые, полосчатые.

Руда сетчатой текстуры, представляет собой мелкозернистый ийолит, в котором агрегат зерен апатита расположен в виде сети тонких ветвящихся прожилков. Таким образом, участки, сложенные мелкозернистым ийолитом, имеют форму линзочек (мощность линзочек от 2—3 мм до 2—3 см).

Руда линзовидно-полосчатой текстуры сложена лизнами мелкозернистого ийолита, окруженными прожилками уррита мощностью до 2 см. Апатитовый агрегат присутствует здесь в виде тонких прожилков, рассекающих мелкозернистый ийолит или уррит. Нередко наблюдается как бы переслаивание ийолитовых линзочек, урритовых и существенно апатитовых прожилков. Последние включают зерна нефелина и эгирин-авгита.

Так как тонкие урритовые прожилки встречаются подчас и в сетчатых рудах, отмечается большое сходство в строении сетчатых и линзовидно-полосчатых руд. Между ними можно найти все переходы.

Руда блоковой текстуры отличается от линзовидно-полосчатой наличием крупных одиночных кристаллов нефелина («блоков») или групповых скоплений таких кристаллов. Вокруг «блоков» расположен среднезернистый уррит и линзочки ийолита часто изогнутой формы. Апатит приурочен главным образом к участкам развития уррита и иногда почти целиком замещает его.

Полосчатые руды представлены несколькими разновидностями. При чередовании тонких выклинивающихся полос урритового и апатитового составов — руда тонкополосчатая. При чередовании более мощных существенно апатитовых полос и полос, образованных урритом (нередко среднезернистым и крупнозернистым), — руда грубополосчатая.

Богатые руды представлены, главным образом, двумя текстурными разновидностями: пятнистой и пятнисто-полосчатой. В обоих случаях руда сложена в основном апатитом, в массе которого в виде пятен расположены зерна (или агрегаты зерен) щелочного пироксена, нефелина, калиевого полевого шпата, сфена и других минералов. Иногда часть пятен сложена мелкозернистым ийолитом. Зачастую пятна сливаются, образуя полосы, и тогда руду принято называть пятнисто-полосчатой. Когда большинство «пятен» представлено монокристаллами нефелина, руду называют блоковой (мелко- или крупноблоковой — в зависимости от размера монокристаллов).

Брекчиевидные руды представляют образования, внешне напоминающие брекчию. Поэтому в составе таких руд выделяют «обломки» и «цемент». «Обломки» обычно представлены различными типами бедных и богатых руд. «Цемент» также является рудой — это богатый апатитом (часто полевошпатовый) уррит, ювит или ийолит.

Апатит в рудах представлен несколькими разновидностями: мелкозернистым сахаровидным апатитом, крупнозернистым апатитом, игольчатыми кристаллами апатита среди сахаровидного.

¹ Описание главных типов руд дано по номенклатуре руд, принятой геологами, изучавшими месторождения [2, 15, 16 и др.].

Характерно отсутствие зависимости морфологических особенностей апатита от типа руд. Ранней генерацией апатита во всех типах руд является сахаровидный апатит [7]. Игольчатый и крупнозернистый апатит образуются в результате преобразования сахаровидного апатита путем собирательной перекристаллизации.

Условия образования руд

Гипотеза магматического образования руд наиболее обстоятельно аргументирована Т. Н. Ивановой. Рудное тело, согласно этой гипотезе, сформировалось в результате трехкратного внедрения богатой фосфором магмы. Первыми возникли бедные руды, затем богатые и, наконец — брекчиевидные. Данные, на которых основываются доказательства магматической природы руд сводятся, по Т. Н. Ивановой, к следующему [15, стр. 47, 92]: 1) апатит-нефелиновые породы имеют структуру, свойственную магматическим породам; 2) в апатит-нефелиновых породах отсутствуют явления перекристаллизации, а явления метасоматического замещения одних минералов другими развиты слабо; 3) в апатит-нефелиновом теле встречаются пегматиты, являющиеся производными апатит-нефелиновой магмы, что рассматривается в качестве очень важного фактора для доказательства магматического происхождения апатитовых руд; 4) ориентированное (линейное) расположение кристаллов апатита не могло возникнуть при кристаллизации из флюидного или гидротермального раствора; 5) апатит-нефелиновые породы содержат ксенолиты вмещающих пород (рисчорритов, ийолитов и уртитов) и кроме того имеются примеры нахождения ксенолитов апатит-нефелиновых пород ранних фаз в более поздних.

Большинство исследователей рассматривает брекчиевидные руды как образования, представляющие собой типичную эруптивную брекчию.

Особенности строения ийолит-уртитов и апатит-нефелиновых руд и взаимоотношений между ними позволяют поставить под сомнение надежность перечисленных положений для суждения о магматической природе руд. Рассмотрим эти особенности.

Строение руд. Как указано ранее, линзовидно-полосчатые, блоковые и другие разновидности пород ийолит-уртитового комплекса образовались в результате постмагматического преобразования мелкозернистых ийолитов. Именно эти процессы и обусловили особенности их строения. Поэтому есть основания полагать, что и апатит-нефелиновые руды, сходные по строению с ийолит-уртитам (линзовидно-полосчатые руды весьма сходны с линзовидно-полосчатыми ийолит-уртитам, блоковые руды — с блоковыми ийолит-уртитам и т. д.), возникли в результате постмагматических процессов, а их структуры не являются структурами магматических пород.

В качестве доказательства магматической природы руд широко привлекаются свойственные им полосчатость и линейность. Обе эти особенности рассматриваются как результат кристаллизации движущейся магмы. Однако возникновение полосчатости и линейности можно объяснить, исходя и из метасоматического способа образования апатита. С одной стороны, при апатитизации полосчатых ийолит-уртитов может быть унаследована их полосчатая текстура, а с другой — полосчатость может возникнуть при развитии апатита вдоль систем параллельных трещин в массивных урритах.

Вместе с тем обнаруживаются факты, явно не согласующиеся с магматической гипотезой образования руд. К ним относятся примеры «сосуществования одновременно двух направлений полосчатости в рудах (рис. 7). Такое явление можно объяснить, исходя из того, что при апатитизации одно направление полосчатости наследуется от полосчатых ийолит-уртитов, а другое связано с образованием в период апатитизации зон трещиноватости, косо пересекающих полосчатые ийолит-уртиты. Возможны, впро-

чем, и другие объяснения этого явления. Важно лишь подчеркнуть, что этот факт, противоречащий гипотезе магматического образования руд, как-то выпал из поля зрения геологов. Аналогично можно трактовать линейное расположение в рудах кристаллов апатита и нефелина. Линейная ориентировка может возникнуть и при метасоматическом образовании апатита, если рост метакристаллов происходит по таким структурно-ослабленным местам, которые возникли в результате деформации породы в момент кристаллизации метакристаллов или до их кристаллизации. То же следует иметь в виду и относительно ориентировки нефелина. По нашим данным, нефелин возникает в ийолит-уртитах в результате бластеза.



Рис. Два основных направления ориентировки пятен и полос силикатного состава в апатитовой массе богатой апатитовой руды.
Рудник Кукисвумчорр. Горизонт + 392, орт 38, западная стенка, в 80 м от восточного откаточного штрека.

Как известно, явления бластеза нельзя отрывать от предшествующих и сопутствующих им явлений деформации пород. Естественно, что при росте бластокристаллов используются структурные элементы, возникающие в связи с деформацией.

Как следствие течения магмы рассматривается также наличие в рудном теле складок и пloyчатости. Складчатые структуры особенно свойственны отдельным участкам богатых руд, в которых изгибающиеся полосы силикатного состава располагаются в существенно апатитовой массе. Возникновение таких складок следует относить к явлениям пострудной деформации. При подобных деформациях существенно апатитовые части руд обладают значительно большей пластичностью, чем прожилки и гнезда силикатного состава. Силикатные (ийолит-уртитовые) прожилки в богатых рудах нередко оказываются разорванными на отдельные части и будинированными (рис. 8). На весьма выразительный пример будинаж структур (рис. 9) наше внимание обратил М. М. Калинин. Складчатые структуры (особенно в богатых рудах) генетически, вероятно, сходны с подобными структурами мраморов и месторождений солей.

О пегматитах в рудном теле. Пегматиты, залегающие в рудном теле, рассматриваются Т. Н. Ивановой как производные апатит-нефели-

новый магмы, так как в некоторых жилах встречаются зоны, образованные весьма крупными кристаллами апатита. Однако, несмотря на то, что в рудном теле и вмещающих его ийолит-уртитовых жилах встречено много пегматитовых жил, такие зоны имеются только в двух-трех жилах. Да и само по себе наличие крупных кристаллов апатита в жилах еще не свидетельствует об образовании жил из магмы, богатой фосфором. Крупный размер кристаллов (в частности метакристаллов) разных минералов в пегматитах — явление обычное. Как в ийолит-уртитовых жилах, так и в рудном теле залегают, таким образом, жилы ийолитового или уртитового состава. В настоящее время уже много фактов свидетельствует о возникновении пегматитовых жил, залегающих среди пород различных комплексов Хибин (и в частности среди ийолит-уртитов), в результате преобразования вмещающих пород.



Рис. 8. Пржилки, мелкие пятна и линзы силикатного состава (темное) в массе богатой апатитовой руды (светлое).

Рудник Кукисвумчорр. Горизонт + 392, орт 42, южная стенка, в 10 м от восточного откаточного штреха.

Высказывается мнение, что пегматиты образованы позже апатит-нефелиновых руд. Оно основано на примерах секущего залегания ряда жил в полосчатых рудах. Однако при внимательном просмотре внутри ряда секущих жил обнаруживаются прожилки сахаровидного апатита, вытянутые в том же направлении, что и апатитовые полосы в рудах. Вдоль контактов жил бывают развиты узкие полосы сахаровидного апатита, лишенного уртитовой или ийолитовой составной части (apatитовые «рубашки» Л. Л. Солодовниковой). Эти факты свидетельствуют о том, что пегматитовые жилы замещаются апатитом, но подчас в значительно меньшей степени, чем вмещающие их ийолит-уртиты.

Таким образом, предположение о том, что пегматиты приурочены к разломам, рассекающим рудные тела, и что вдоль таких разломов рудное тело смещается с большой амплитудой перемещения блоков, является ошибочным. Пегматитовые жилы образуются до апатитизации ийолит-уртитов.

О «ксенолитах» в рудном теле. Во многих случаях крупные останцы ийолит-уртитов в рудах по минеральному составу и структуре не отличаются от пятен и пропластков силикатного состава самих руд. Поэтому мы рассматриваем их как реликты полностью незамещенных ийолит-уртитов. Однако в силу неоднородности самих ийолит-уртитов встречаются, конечно, и такие случаи, когда останцы отличаются по составу и структуре от силикатной составной части руд. Среди богатых руд встречаются изоли-

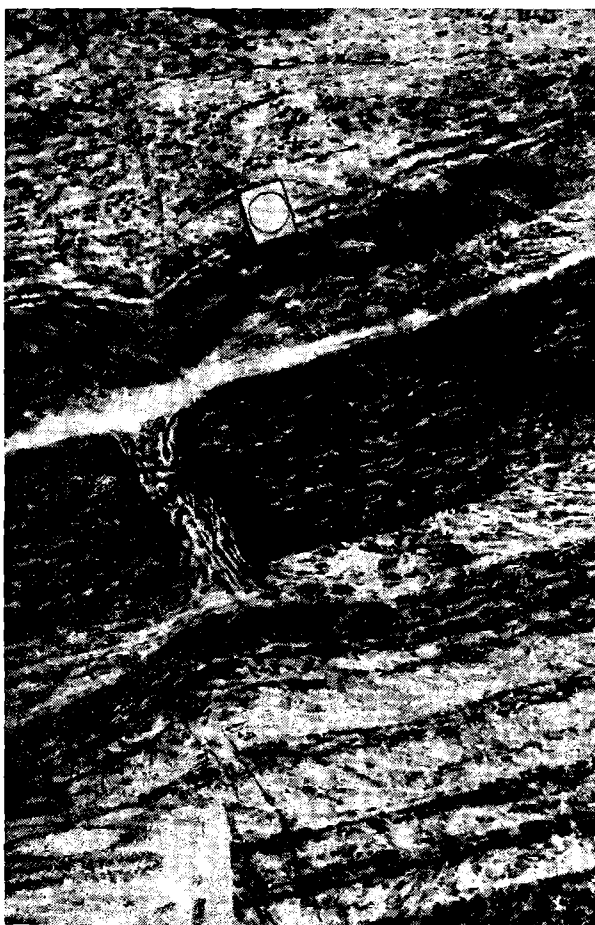


Рис. 9. Прослой бедной апатитовой руды (темное), залегающие среди богатой руды (светлое), интенсивно будишированы.
Рудник Кукисвумчорр. Горизонт + 392, орт 45.

рованные участки бедных руд. Однако если такие участки рассматривать как ксенолиты, то как же тогда объяснить наличие изолированных участков богатых руд в бедных? Возникающее противоречие трудно разрешить с позиций магматического пути образования руд.

Брекчиевидные руды. Наличие в рудном теле брекчиевидных руд приводится как один из главных аргументов магматической природы руд. Вместе с тем детали строения брекчиевидных руд не согласуются с приписываемым этим рудам способом образования.

Часто встречаются брекчиевидные руды, в которых ийолит-уртит «цементирует» блоки породы богатой апатитом. Однако внутри таких

блоков обнаруживаются разъединенные апатитом монокристаллы или пятна, сложенные несколькими монокристаллами, которые по размеру зерна, окраске и составу часто идентичны породе «цемента». Если такого рода блоки представлены полосчатой рудой, то отдельные полосы, сходные по составу и строению с породой «цемента», соединяются с этим цементом, образуя с ним единое целое. В месте примыкания таких прослоев к «цементу» зачастую никаких признаков одновременного образования силикатных прослоев руды и породы «цемента» не обнаруживается. К другим подлежащим учету фактам относится наличие апатитовых прожилков, которые протягиваются из «обломков» руды в «цемент» и рассекают последний. Накопец, часто наблюдаются такие соотношения, когда одна половина



Рис. 10. Кристалл нефелина (указан стрелкой) расположен в пределах «обломка» существенно апатитового состава (1) и «цемента» — апатитизированного уррита (2).

крупного идиоморфного монокристалла нефелина (по размеру, форме и окраске сходного с монокристаллами нефелина в «цементе» и в пятнах «обломков») расположена в «обломке», а другая половина — в «цементе» (рис. 10). Как же могли возникнуть такие кристаллы нефелина, если допустить, что обломки апатит-нефелиновых руд цементировались силикатным расплавом? Очевидно, такое допущение не согласуется с известным механизмом возникновения эруптивных брекчий.

Накопец, следует отметить еще одну особенность брекчиевидных руд, которая определяется составом породы, «цементирующей» бедные и богатые руды. Как известно, порода, «цементирующая» обломки, содержит в своем составе апатит. Весьма характерно, что содержание апатита в «цементе» меняется в широких пределах от (5 до 60%). Особенно удивительно, что порода, «цементирующая» богатые руды, резко обогащена апатитом, а эта же порода, «цементирующая» бедные руды, содержит значительно меньше апатита. Что же это за своеобразный расплав, состав

которого при затвердевании оказывается близким к составу породы, которую он цементирует? По-видимому, такого расплава не существует.

По нашим данным, часть брекчиевидных руд возникает в том случае, когда в сравнительно однородных породах ийолит-уртитового комплекса апатит развивается в виде прерывающихся метасоматических жил или гнезд. Другая часть этих руд возникает при апатитизации сложных по строению участков пород, в пределах которых ийолит-уртиты рассечены жилами полевошпатовых уртитов и ийолитов. Таким образом, жилы полевошпатовых уртитов и ийолитов образуются до апатитизации, так как сами замещаются апатитом. Время образования их относится ко второй стадии постмагматического этапа. Это — или переработанные вдоль локально развитых трещиноватых зон ийолит-уртиты, или же жильные магматические тела, подвергшиеся постмагматической переработке¹. Для однозначного решения способа их образования фактических данных еще недостаточно.

Г е н е з и с а п а т и т а и а п а т и т - н е ф е л и н о в ы х р у д в ц е л о м

Из сходства в строении ийолит-уртитов и апатитовых руд логически следует вывод о метасоматической природе апатитового оруденения. Метасоматический способ образования апатита особенно нагляден на примере сетчатых руд. Здесь мелкозернистый исходный ийолит рассекается цепочками кристаллов апатита или апатитовыми прожилками. На контактах прожилков располагаются мелкие идиоморфные кристаллы апатита, вдающиеся в мелкозернистый ийолит. Между мелкозернистыми ийолитами вмещающих пород и сетчатыми рудами отсутствуют какие-либо признаки интрузивных контактов. Переход от одних к другим заключается лишь в появлении апатита, а затем в постепенном увеличении количества апатитовых прожилков. Процесс апатитизации захватывает все породы ийолит-уртитового комплекса. Апатитовые прожилки и гнезда развиваются в линзовидно-полосчатых и блоковых ийолит-уртитах. Системы параллельных (рис. 14), а иногда и ветвящихся апатитовых прожилков рассекают среднезернистые, крупнозернистые или пегматоидные уртиты. Иногда останцы уррита оказываются как бы сцементированными апатитом. Изредка апатитовые прожилки рассекают ийолитовые пегматиты. Нередко апатитовый агрегат развивается в пегматитах в виде гнезд.

Гнезда и прожилки апатита встречаются также среди пород ийолит-уртитового комплекса, вмещающих рудное тело. В пределах этих апатитовых гнезд наблюдаются реликты породы, которая окружает гнезда. Такие реликты представляют собой отдельные разъединенные апатитом кристаллы или группы кристаллов нефелина и других минералов, а также более крупные останцы породы. Наличие изолированных пятен и гнезд апатит-нефелинового состава в породах, покрывающих и подстилающих рудное тело, противоречит распространенному ныне представлению об образовании апатит-нефелиновых руд из фосфатного расплава, внедрившегося в ийолит-уртиты.

Рассмотрим условия образования богатых руд. Прежде всего отметим, что часто имеет место постепенный переход от бедных руд к богатым. В пределах таких переходных зон, а также в местах перехода от богатых руд к «цементу» брекчиевидных, мономинеральные участки и прожилки, образованные мелкозернистым апатитом, не изменяют своего строения. Таким образом, зависимости строения апатитовых агрегатов от типа руд не наблюдается. Процесс же перекристаллизации сахаровидного апатита

¹ Среди жил полевошпатовых уртитов и ийолитов развиты гнезда ийолитовых пегматитов.

с образованием крупнозернистого агрегата проявляется независимо от типа руд, так как происходит после их формирования. Как известно, в богатых рудах апатитовый агрегат включает пятна и полосы силикатного состава. Взаимоотношения между апатитовой массой и силикатной составной частью руд характеризуются рядом особенностей. Во-первых, кристаллы апатита вдаются внутрь зерен нефелина и эгирин-авгита, слагающих пятна и полосы. Во-вторых, топкие метасоматические жилки, сложенные кристаллами апатита, протягиваются от периферии зерен нефелина к их середине. Перечисленные взаимоотношения, а также особенности минерального состава пятен и полос указывают на то, что силикатные составные части богатых руд представляют собой реликты пород, вмещающих рудное тело. Богатые руды, таким образом, в отличие от бед-

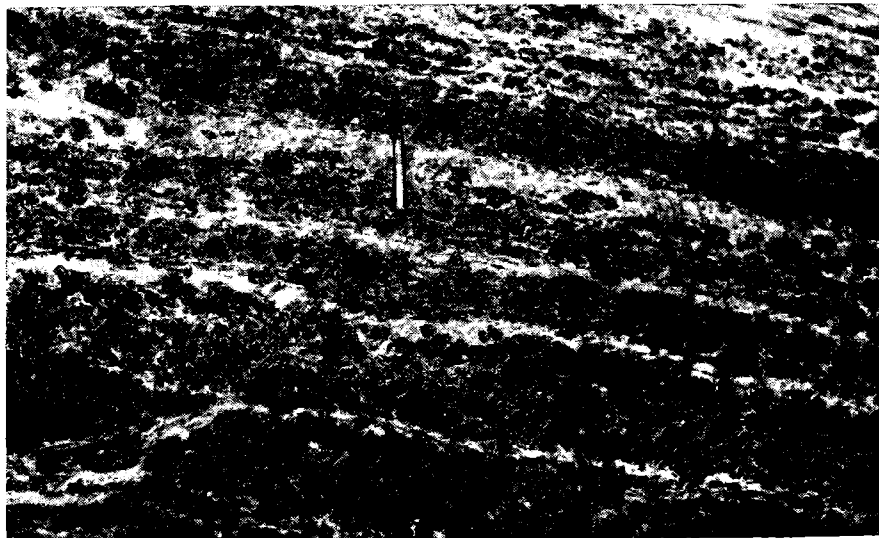


Рис. 11. Неравномерпозернистый массивный уртит (темное), интенсивно апатитизированный вдоль системы параллельных трещин. Апатитовая масса (светлое). Рудник Кукисвумчорр. Горизонт +392, восточный откаточный штрек, западная стенка, между ортами 13 и 14.

ных руд, возникают в результате более интенсивного замещения апатитом тех же пород ийолит-уртитового комплекса. Интенсивность же апатитизации ийолит-уртитов определяется степенью их тектонической подготовленности.

Итак, строение апатит-нефелиновых руд определяется структурно-тектоническим фактором, поскольку при формировании руд реализуются определенные системы тектонических нарушений в ийолит-уртитах и вместе с тем частично наследуется строение замещаемых пород (табл. 1).

Образование апатит-нефелиновых руд происходит на третьей стадии постмагматического этапа — стадии апатитизации (табл. 2).

Вывод о метасоматическом способе образования апатита в рудах базируется на следующих данных.

1. Породы, вмещающие рудное тело, в основном не являются первично-магматическими, так как возникают за счет постмагматического преобразования мелкозернистых ийолитов. Одно это обстоятельство дает веское основание считать апатит-нефелиновые месторождения постмагматическими.

2. Отсутствуют интрузивные контакты между рудным телом и вмещающими его породами. Это в свое время дало повод утверждать, что руды

Т а б л и ц а 1

Типы исходных горных пород и метасоматических руд апатит-нефелиновых месторождений Хибин

Порода	Бедные руды (слабо замещенные породы)	Богатые руды (интенсивно замещенные породы)
Мелкозернистые исход- ные ийолиты	Сетчатые руды	Пятнистые руды (в пят- нах — мелкозернистый ийо- лит). Встречаются редко
Линзовидно-полосчатые ийолит-уртиты	Линзовидно-полосчатые руды	Пятнисто-полосчатые и пятнистые руды (в пят- нах — мелкозернистый ийо- лит и мелкозернистый уртит)
Блоковые ийолит-уртиты	Блоковые руды	Пятнисто-полосчатые и пятнистые руды (в пят- нах — мелкозернистый ийо- лит, мелкозернистый уртит, крупные кристаллы — бло- ки — нефелина, эгирин)
Среднезернистые, крупно- зернистые и пегматOIDные уртиты	Уртиты слабо апатитизи- рованные Уртиты с гнездами и прожилками апатита Полосчатые руды	Пятнисто-полосчатые и пятнистые руды (в пят- нах — среднезернистые или крупнозернистые уртиты, разрозненные кристаллы — блоки — нефелина, зерна полевого шпата и эгирина разного размера или срост- ки этих минералов). Иногда в рудах крупные останцы (реликты) уррита
Мелкозернистые ийолиты, линзовидно-полосчатые и блоковые ийолит-уртиты, уртиты, рассеченные жила- ми пегматOIDных полево- шпатовых ийолитов и ийо- литовых пегматитов	Бедные брекчиевидные руды	Богатые брекчиевидные руды

П р и м е ч а н и я. 1. При обозначении типов горных пород и руд здесь сохра-
нены термины, выработанные на протяжении многолетних исследований месторо-
ждений.

2. В таблице приведены только главные типы пород и руд. Для некоторых
типов может быть выделено несколько разновидностей. Между главными ти-
пами пород и руд существуют промежуточные (переходные) разновидности.

и ийолит-уртиты образовались из единой магмы в результате явлений лик-
вации или кристаллизационной дифференциации *in situ*.

3. Отсутствуют явления приконтактового изменения пород, вмещающих
рудное тело. Как известно, такие явления вовсе отсутствуют в породах,
подстилающих рудное тело. По сути дела их нет и в породах, покрывающих
рудное тело. Выделенная в свое время геологами «верхняя контактная
зона», как показала Л. Н. Шухман [32], не является зоной приконтакто-
вых изменений, а представляет собой зону развития метасоматического
сфена среди ранее сформированных пород и апатитовых руд. Вместе с тем,
если допустить справедливость представления об образовании апатит-
нефелиновых руд из особой магмы, богатой летучими компонентами, то
следовало бы ожидать появления отчетливо выраженных зон прикон-
тактовых изменений вмещающих пород.

Схема процесса формирования работ ийолит-уртитового комплекса и апатитовых руд

Минерал	Магматический этап	Постмагматический этап			Метасоматоз
		Массовая перекристаллизация, сопровождаемая привнесом компонентов	Существенно перекристаллизация	Перекристаллизация влокально развитых зон, сопровождаемая привнесом и выносом компонентов	
Эгирин-авгит и эгирин Нефелин Калиевый полевой шпат					Стадия рудного и редкометалльного метасоматоза
Апатит Рудные и редкометалльные минералы					Мелкозернистый сахаровидный Крупнозернистый Эвдиалит, сфен и др.
Горные породы и руды					Различные типы апатитовых руд Луэриитовые жилы. Зоны сфенизации. Породы и руды обогащенные рудными и редкометалльными минералами
Тектонические условия формирования пород и руд					Пластические деформации богатых руд, содробрение и размятие пород в зоне, тяготеющей к висичему боку тяженных зон разлома

Период образования минералов путем кристаллизации расплава.

Период образования минералов путем собирательной перекристаллизации.

Период образования минералов метасоматическим путем.

Дизъюнктивные тектонические нарушения

Пликативные тектонические нарушения

4. Имеет место удивительное сходство строения ийолит-уртитов и бедных апатитовых руд. В богатых апатитовых рудах присутствуют останцы (реликты) пород ийолит-уртитового комплекса.

5. В мелкозернистых ийолитах апатит развивается в виде цепочек идиоморфных метакристаллов или тонких прожилков.

6. В ийолит-уртитах апатит развивается в виде параллельных, а иногда и ветвящихся прожилков и метасоматических жил.

7. Взаимоотношения апатита с другими (главными) минералами руд (нефелином, эгирин-авгитом) свидетельствуют о замещении апатитом этих минералов.

Итак, апатитовая минерализация наложена на ийолит-уртиты. Поэтому следует ожидать проявления процесса апатитизации и в других щелочных породах Хибин и в частности в среднезернистых нефелиновых сиенитах и фойяитах. Следует ожидать также находок рудных тел среди ийолит-уртитов на более глубоких горизонтах.

Выводы

1. Ийолитовая интрузия образовалась в результате кристаллизации магмы, бедной летучими компонентами. Продуктом кристаллизации такой магмы являются мелкозернистые исходные ийолиты.

2. Процессы, приводящие к образованию различных по составу и строению пород ийолит-уртитового комплекса, вмещающих рудное тело, осуществлялись на постмагматическом этапе в условиях системы открытого типа. Суть этих процессов состоит в длительном преобразовании мелкозернистых ийолитов путем собирательной перекристаллизации, сопровождающейся метасоматическими явлениями.

3. Накопление апатита в породах ийолит-уртитового комплекса осуществлялось метасоматическим путем. Апатитовая минерализация накладывалась как на магматические породы (мелкозернистые ийолиты), так и на все другие породы ийолит-уртитового комплекса, возникшие на ранних стадиях постмагматического этапа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амеландов А. С. Месторождения апатита на Поаявумчорре и Куэльпоре. Сб. «Хибинские апатиты». т. VII. Госхимтехиздат, 1934.
2. Антонов Л. Б. Результаты разведки титанита (сфена) Юкспора. Сб. «Хибинские апатиты». Т. VI. Госхимтехиздат, 1933.
3. Антонов Л. Б. Апатитовые месторождения Хибинской тундры. Сб. «Хибинские апатиты». Т. VII. Госхимтехиздат, 1934.
4. Годовиков В. Н. К изучению геологии Кукисвумчоррского апатит-нефелинового месторождения и сортамента руд. Сб. «Хибинские апатиты». Т. VI. Госхимтехиздат, 1933.
5. Горстка В. Н. О контактных взаимоотношениях Куэльпорского апатит-нефелинового тела. Сб. «Вопросы геологии минералогии и петрографии Хибинских тундр». Изд-во АН СССР, 1961.
6. Дудкин О. Б. Особенности строения гигантского пегматитового тела в ийолит-уртитах г. Юкспор (Хибины) Мат. по минералогии Кольского полуострова. Кольск. филиал АН СССР, 1959.
7. Дудкин О. Б. К минералогии Юкспорского месторождения апатита. Сб. «Вопросы геологии, минералогии и петрографии Хибинских тундр». Изд-во АН СССР, 1961.
8. Елисеев Н. А. О геологических структурах Хибинских и Ловозерских интрузивных массивов. Проблемы советской геологии, 1936, № 8.
9. Елисеев Н. А. Хибинские апатитовые месторождения. Зап. Всес. Мин. об-ва, 1937, вып. 3.
10. Елисеев Н. А., Ожинский И. С., Володин Е. Н. Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр. Междунар. геол. конгр. XVII сессия. Северная экспедиция. ОНТИ, 1937.
11. Елисеев Н. А., Ожинский И. С., Володин Е. Н. Геологическая карта Хибинских тундр. Тр. Ленингр. геол. упр., 1939, вып. 19.

12. Жук - Почекутов К. А. К проблеме генезиса ийолит-уртитов Хибинского массива. Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 5.
13. Заварицкий А. Н. Геологический и петрографический очерк Ильменского минералогического заповедника и его копей. Изд-во главн. упр. по заповедникам, 1939.
14. Заварицкий А. Н. О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. Зап. Всес. Мин. об-ва, 1947, № 1.
15. Иванова Т. Н. Кукисвумчорр-Юкспорское апатит-нефелиновое тело. Сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова». Изд-во АН СССР, 1958, вып. 1.
16. Куплетский Б. М. Петрографический очерк Хибинских тундр. Тр. Ин-та по изучению Севера, 1928, том. II, вып. 39.
17. Куплетский Б. М. Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр. Сб. «Академику В. И. Вернадскому». Изд-во АН СССР, 1936.
18. Лабунцов А. Н. Отчет о командировке в Хибинские тундры летом 1926 г. ДАН СССР, 1927.
19. Лабунцов А. Н. Апатит и главные его мировые месторождения. Сб. «Хибинские апатиты». Т. VII. Госхимтехиздат, 1934.
20. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Очередные проблемы Хибинского массива. Сб. «За полярным кругом». Изд-во АН СССР, 1932.
21. Никитин В. Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах. Зап. ЛГИ, 1952, т. XXVII, вып. 2.
22. Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов. Зап. ЛГИ, 1955, т. XXX, вып. 2.
23. Руденко С. А. О природе циркона щелочных пегматитов Приазовья. Зап. ЛГИ, 1958, т. XXXIII, вып. 2.
24. Руденко С. А. Генезис и структурные особенности мариуполитов. Зап. ЛГИ, 1962, т. XLIII, вып. 2.
25. Солодовникова Л. Л. Полевые шпаты Хибинских тундр. Тр. Ленингр. об-ва естествоисп., 1937, т. 66, вып. 1.
26. Солодовникова Л. Л. Полевые шпаты Кукисвумчоррского апатитового месторождения. Сб. «К минералогии постмагматических процессов». Изд-во Ленингр. ун-та, 1959.
27. Тихоненков И. П. О графических структурах замещения в щелочных породах. Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, вып. 2.
28. Ферсман А. Е. Апатит, его месторождения, геохимия, запасы и экономика. Сб. «Хибинские апатиты». Т. III. ГОНТИ, 1931.
29. Ферсман А. Е. Полезные ископаемые Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, 1941.
30. Фивег М. П. Очерк Кукисвумчорр-Юкспорского апатитового месторождения. Сб. «Апатит-нефелиновые месторождения Хибинских тундр.» Тр. НИУ, 1932, т. I, вып. 89.
31. Шухман Л. Н. Сфеновая минерализация в породах верхней контактной зоны апатит-нефелиновых пород Хибин. Изв. Карельск. и Кольск. филиалов АН СССР, 1958, № 2.
32. Шухман Л. Н. Верхняя контактная зона апатит-нефелиновых месторождений Хибин. Сб. «Вопросы геологии, минералогии и петрографии Хибинских тундр». Изд-во АН СССР, 1961.
-