

Е. А. КАМЕНЕВ

**ГЕОЛОГИЯ И СТРУКТУРА
КОАШВИНСКОГО
АПАТИТОВОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ
ТЕМАТИЧЕСКАЯ КОМПЛЕКСНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

*Материалы по геологии и полезным ископаемым
Северо-Запада РСФСР*

Е. А. КАМЕНЕВ

ГЕОЛОГИЯ И СТРУКТУРА КОАШВИНСКОГО АПАТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Научный редактор
кандидат геолого-минералогических наук
С. И. Зак



ЛЕНИНГРАД
«НЕДРА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1975

Каменев Е. А. Геология и структура Коашвинского апатитового месторождения. Л., «Недра», 1975. 128 с. (М-во геологии СССР. Сев.-Зап. террит. геол. упр. Тематич. комплексн. экспедиция. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР).

В книге обобщены результаты многолетних детальных исследований геологии, структуры, петрохимии и генезиса Коашвинской рудной зоны, рассмотрены вопросы о природе и петрохимической эволюции ультращелочной фосфатной магмы. Приводится разработанная схема структурной взаимосвязи апатитовых залежей в Хибинах и намечены перспективы поисков скрытого оруденения.

Коашвинское месторождение, по количеству разведочных запасов и качеству руд не уступающее всемирно известным апатитовым залежам Хибин, отличается от них многоярусным строением, крайней изменчивостью формы рудных тел, иным планом их зональности, широким распространением брекчиевых руд и развитием метасоматической апатитизации.

Книга рассчитана на геологов научно-исследовательских и производственных организаций, специализирующихся в области магматизма, структуры и металлогении щелочных пород.

Табл. 16, ил. 41, список лит. 51 назв.

Евгений Арсениевич Каменев
ГЕОЛОГИЯ И СТРУКТУРА
КОАШВИНСКОГО АПАТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Редактор издательства **М. Г. Дешалыт**

Техн. редактор **А. Б. Ящуржинская**

Корректор **Р. С. Янбекова**

Сдано в набор 17/IX 1974 г.	Подписано в печать 10/II 1975 г.	М-31372.
Формат 60×90 ¹ / ₁₆ .	Бумага тип. № 2.	Печ. л. 8+1 вкл.
Уч.-изд. л. 9,58.	Тираж 500 экз.	Заказ № 780/972.
		Усл. л. 8 ¹ / ₂ .
		Цена 96 коп.

Издательство «Недра», Ленинградское отделение.
193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

К 20802—323
043 (01)—75

© Северо-Западное территориальное
геологическое управление (СЗТГУ),
1975

ПРЕДИСЛОВИЕ

Геологические исследования, начатые в 1920 г. по инициативе и под руководством академика А. Е. Ферсмана, привели к открытию в Хибинах уникальных залежей апатита — качественно нового сырья для производства фосфорных удобрений. На базе разведанных за этот период месторождений Кукивумчорр, Юкспор, Апатитовый Цирк и Расвумчорр создан мощный горнообогатительный комбинат «Апатит», продукция которого обеспечивает около 65% выпускаемых в Советском Союзе суперфосфатов. Колоссальные промышленные запасы комплексных апатито-нефелиновых руд, высокая концентрация в них фосфора, огромные масштабы производства, отличные флотационные свойства апатита, низкая себестоимость выпускаемой продукции определяют исключительное значение хибинских месторождений для ускоренного развития отечественной химической промышленности.

Основное внимание исследователей Хибин направлено на выяснение условий образования и структуры апатитовых месторождений, вещественного состава слагающих их апатито-нефелиновых руд. Использование обширного фактического материала, накопленного в процессе многолетних геологоразведочных и эксплуатационных работ, позволило отказаться от дальнейшего обсуждения ранее спорных вопросов о связи апатитового оруденения с пйолитуртитам, способствовало разработке научно-обоснованных поисковых критериев.

В результате целенаправленных и планомерных исследований, проведенных в 1957—1973 гг. большим коллективом геологов Северо-западного территориального геологического управления (А. С. Михеичев, С. И. Зак, Ф. В. Минаков, И. И. Перекрест, Е. А. Камзев и др.), были открыты месторождения Партумчорр-Лявойок (1958 г.), Коашвинское (1960 г.), Эвеслогчорр (1969 г.), расширены масштабы известных участков, выявлен ряд рудопроявлений апатита как вблизи действующих рудников, так

и далеко за их пределами. Общая протяженность апатитовых залежей увеличилась с 11 до 40 км (от горы Партомчорр до возвышенности Коашкар). Суммарные разведанные запасы апатито-нефелиновых руд за последние 10 лет удвоились и превысили 3 млрд. т, а с учетом прогнозных достигли 5 млрд. т.

В настоящее время имеются достаточные основания для выделения в Хибинском горнопромышленном районе трех рудных полей. Юго-западное рудное поле включает разрабатываемые месторождения Кукисвумчор, Юкспор, Апатитовый Цирк и Расвумчорр; юго-восточное — объединяет намеченное к промышленному освоению Коашвинское месторождение и разведываемые Эвеслогчорр и Ньоркпахк; в северо-западном поле группируются разведываемое месторождение Партомчорр-Лявойок и два рудных участка — Куэльпор (подготовлено к освоению) и Поачвумчорр.

Каждое из выявленных месторождений отличается неповторимым, только ему присущим планом геологического строения, набором природных типов руд, характером взаимоотношений с окружающими породами. Таким образом, неоспоримые успехи, достигнутые геологоразведочной практикой, выдвигают новые задачи, требующие научного обоснования. К их числу относятся расшифровка закономерностей размещения различных по сложности и особенностям строения апатитовых залежей, установление корреляционных связей между их составом и структурой, прогнозирование глубокозалегающих рудных тел, совершенствование методики поисков и разведки апатито-нефелиновых месторождений. Особое место в тематике научных разработок отводится исследованию вещественного состава обогащенных фосфором, алюминием, титаном, стронцием, фтором и рядом редких элементов апатито-нефелиновых руд хибинских месторождений с целью изыскания наиболее рациональных путей их использования.

В настоящей монографии обобщены результаты двенадцатилетних детальных исследований по геологии, структуре и генезису Коашвинского апатитового месторождения — одного из наиболее сложных, но слабо освещенных в литературе. Геологическая структура Коашвинской рудной зоны характеризуется необычной зональностью, многоярусным расположением рудных тел (горизонтов), их морфологической изменчивостью, широким распространением брекчиевых руд, развитием нескольких генетических генераций апатита. Многие аспекты тектоники, рудогенеза и, в первую очередь, вопрос о принципиальной возможности и правомерности

корреляции разреза рудной зоны служат темой оживленной дискуссии (Т. Н. Иванова [18, 20, 21], Г. М. Вировлянский [4], М. М. Калинин [22], И. И. Перекрест [38], Е. А. Каменев [24, 26]). Широкий спектр существующих представлений о структуре Коашвинского месторождения вызывает необходимость особенно глубокого подхода к расшифровке как общих закономерностей, так и частных особенностей внутреннего строения рудной зоны, поскольку от правильной их интерпретации зависит достоверность промышленной оценки месторождения. Последнее обстоятельство определяет общность целей научного исследования и геологической практики.

Активную помощь в полевых исследованиях автору оказали Т. С. Амосова, Н. А. Александрова, Н. В. Сими́на, М. И. Фило́нич, П. Е. Царев, А. Т. Шадрин и многие другие геологи Хибинской ГРП СЗТУ. В процессе обсуждения результатов работы полезные советы были получены от В. М. Борзунова (ГКЗ СССР), Г. М. Вировлянского, А. С. Соколова (ГИГХС), О. Б. Дудкина, С. И. Зака (Кольский филиал АН СССР), Ф. В. Минакова и А. С. Михенчева (СЗТУ). Весьма плодотворными для правильного решения ряда спорных вопросов о структуре и условиях формирования рудной зоны Коашвинского месторождения были дискуссии с Т. Н. Ивановой (Кольский филиал АН СССР), М. М. Калининским и И. И. Перекрестом (СЗТУ).

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ПО ГЕОЛОГИИ ХИБИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

Открытие хибинских месторождений апатита (А. Е. Ферсман, А. Н. Лабунцов и др., 1926—1927 гг.) стимулировало развитие геологопоисковых, разведочных и научных исследований. В 1930 г. в изучение и хозяйственное освоение апатитовых месторождений включился трест «Апатит» (ныне орденов Ленина и Октябрьской революции комбинат «Апатит» им. С. М. Кирова). В послевоенный период геологоразведочными и тематическими работами занимались Северо-Западное территориальное геологическое управление, Кольский филиал АН СССР, комбинат «Апатит», Государственный научно-исследовательский институт горнохимического сырья, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, Институт геохимии и аналитической химии АН СССР, Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, Ленинградский горный институт и ряд других организаций.

Описанию геологии, петрологии, минералогии, геохимии, тектоники, генезиса и металлогении Хибинского массива и апатитовых месторождений посвящено свыше 300 опубликованных работ. Сводные данные по геологическому строению массива изложены Б. М. Куплетским [35], Н. А. Елисеевым, И. С. Ожинским, Е. Н. Володиным [14], С. И. Заком, Е. А. Каменевым, Ф. В. Минаковым и другими [46]. Результаты геологоразведочных работ обобщены Л. В. Антоновым, А. С. Михеичевым, И. И. Перекрестом, Е. А. Каменевым и Ф. В. Минаковым. Фундаментальному исследованию геологии, петрографии и генезиса апатитовых месторождений и ийолит-уртитов посвящены монографии Т. Н. Ивановой [18], Т. Н. Ивановой, О. Б. Дудкина, Л. В. Козыревой, К. И. Полякова [21], характеристике их минералогии — коллективный труд О. Б. Дудкина, Л. В. Козыревой, Н. Г. Померанцевой [11], изучению тектоники — статьи Г. М. Вировлянского, Ф. М. Онохина, М. М. Калинин, петрологии массива и отдельных комплексов — работы А. В. Галахова, геохимии — публикации А. Е. Ферсмана, В. И. Герасимовского, Л. Н. Когарко, Б. Н. Мелентьева, Л. С. Бородина и др.

Схемы последовательности формирования Хибинского массива разрабатывались Б. М. Куплетским [35], Н. А. Елисеевым и другими [14], Т. Н. Ивановой [18], С. И. Заком, Е. А. Каменевым и Ф. В. Минаковым [46] (табл. 1). Ныне общепризнанно, что Хибинский массив, занимающий площадь 1327 км², является круп-

нейшей в мире многофазной щелочной интрузией центрального типа, приуроченной к тектоническому контакту сильно метаморфизованных образований архея и протерозоя. В ряде пунктов на контактах между интрузивными комплексами сохранились останцы кровли массива, представленные щелочными ромбэн-порфирами ловозерской серии верхнего девона и ороговикованными сланцами протерозоя. Вмещающие породы вблизи контактов подверглись фенитизации и ороговикованию; эндоконтактные изменения выразились в образовании щелочных сиенитов [14, 16, 46].

Внешний контакт массива по данным сейсморазведки до глубины 6—8 км падает под углом 60—90° к центру, а ниже резко выполаживается. Внутреннее строение массива определяется зонально-концентрическим расположением разновозрастных интрузивных комплексов, представленных (в порядке внедрения) массивными и пражитоидными хибинитами, рисчорритами, ийолит-уртитам и тесно связанными с ними апатито-нефелиновыми рудами, лавчорритами и фойяитами. Перечисленные комплексы слагают кольцевые (хибиниты, рисчорриты, лавчорриты) и конические (пражитоидные хибиниты, ийолит-уртиты, фойяиты) интрузивные тела максимальной видимой мощностью 4—7 км, центры которых размещаются на отрезке прямой от верховьев до среднего течения реки Тулюк (12,8 км). Размеры интрузий в поперечнике последовательно уменьшаются от ранних хибинитов (41 км) до поздних фойяитов (26 км). Контакты интрузивных тел наклонены к центру массива под различными углами.

В петрографическом отношении породы массива, кроме щелочных сиенитов, ийолит-уртитов и апатито-нефелиновых руд, принадлежат к группе нефелиновых сиенитов, близки по вещественному составу, отличаясь лишь структурно-текстурными особенностями. Некоторые из них получили местные наименования (хибиниты, рисчорриты, лавчорриты).

Возраст пород массива, определенный телиевым, калий-аргоновым и свинцово-урано-ториевым методами, датируется в 290 ± 10 млн. лет, что соответствует герцинской орогении.

Апатито-нефелиновые залежи Хибинского массива, не имеющие аналогов ни по масштабам запасов, ни по качеству руд, относятся к особому типу магматических месторождений, приуроченных к центральным интрузиям нефелиновых сиенитов. В ходе развития щелочного магматизма в Хибинах сформировалась сложная коническая интрузия ийолит-уртитов, с которой генетически и пространственно связаны апатито-нефелиновые руды. В общем плане зонально-концентрического строения массива интрузия ийолит-уртитов слагает одну из внутренних кольцевых зон площадью 85 км², длиной (по периметру) 75 км и наибольшей шириной 2 км. Падение интрузии к центру массива под углами 20—40°.

Ийолит-уртиты возникли в ходе трех этапов (субфаз) магматической деятельности, которые по отношению ко времени рудообразования подразделяются на дорудную, рудную и пострудную.

Сопоставление схем формирования

Б. М. Куплетский [35]	Н. А. Елисеев, Е. Н. Володин, И. С. Ожинский [14]
IV период. Серия жильных щелочных пород	7 фаза. Серия жильных щелочных пород
III период. Ийолит-уртиты, луавриты и апатито-нефелиновые породы	6 фаза. Массивные и трахитоидные фойяиты, мелко- и среднезернистые слюдяно-эгирино-роговообманковые нефелиновые сиениты 5 фаза. Ийолит-уртиты, малинниты, луавриты и апатито-нефелиновые породы

Хибинского щелочного массива

Т. Н. Иванова [18]	С. И. Зак, Е. А. Каменев, Ф. В. Минаков [16, 46]
9. Комплекс молодых жильных пород 8. Комплекс ийолитов а) массивные среднезернистые полевошпатовые уртиты (ювиты) Коашвы (пятая субфаза); б) трахитоидные полевошпатовые ийолиты Ньоркпахк-Суолуайва (четвертая субфаза) 7. Комплекс фойяитов: а) среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты; б) трахитоидные фойяиты; в) гранитоидные фойяиты 6. Жилы луавритов 5. Комплекс апатито-нефелиновых пород: а) сфено-apatитовые породы; б) апатито-нефелиновые породы 4. Комплекс ийолит-уртитов: а) массивные среднезернистые ийолит-уртиты Лявойока, Куэльпора, Кукисвумчорра, Юкспора, Расвумчорра и Ньоркпахк-Суолуайва (третья субфаза); б) массивные мелкозернистые ийолиты, встречающиеся: — на контакте рисчорритов со среднезернистыми урритами и ийолитами, — в виде линз-ксенолитов в ийолитах и урритах, подстилающих рудные тела, — в виде линз-ксенолитов в линзовидно-полосчатых и сетчатых апатитовых рудах (вторая субфаза); в) трахитоидные ийолиты Лявойока, Рисчорра, Куэльпора (первая субфаза)	Постдевонские дайки лампрофиров, связанные с региональным платформенным магматизмом IV период Формирование эгирин-альбитовых жил Альбитизация фойяитов, лавочорритов и хибинитов III период 6 фаза. Фойяиты 5 фаза. Лавочорриты II период 4 фаза. Трахитоидные уртиты, ийолиты, мельтейгиты, малинниты, луавриты и массивные ювиты (пострудная субфаза) Сфен-apatитовые и апатито-нефелиновые руды, брекчия апатито-нефелиновых руд, апатитовые уртиты, массивные средне-, неравномернозернистые уртиты (рудная субфаза) Трахитоидные уртиты, ийолиты, ювиты и подчиненные мельтейгиты, эндоконтактные малинниты (до-рудная субфаза)

Б. М. Куплетский [35]	Н. А. Елисеев, Е. Н. Володин, И. С. Ожинский [14]
I. Период. Эгириновые, роговообманковые, слюдяные и другие мелкозернистые нефелиновые сиениты (рисчорриты) I период. Фойяиты центральной части Хибин; трахитоидные хибиниты внутренней дуги; хибиниты с краевыми фациями щелочных сиенитов	4 фаза. Рисчорриты 3 фаза. Трахитоидные хибиниты 2 фаза. Массивные хибиниты 1 фаза. Щелочные сиениты, мелко-среднезернистые нефелиновые сиениты

Дорудные трахитоидные уртиты, ийолиты и малиньиты залегают в основании интрузии (лежачий бок) и прослежены почти на всем ее протяжении при мощности до 500—700 м.

Апатито-нефелиновые, сфено-апатитовые 'руды' и массивные уртиты рудной субфазы занимают среднюю часть разреза интрузии и развиты преимущественно в южном и северо-западном секторах продуктивной концентрической зоны. Истинная мощность руд и уртитов непостоянна и достигает максимума (200—700 м) в районе месторождений Кукисвумчорр, Юкспор, Расвумчорр и Коашва. Пластообразные рудные тела залегают либо висячем боку уртовой толщи (юго-западное рудное поле), либо внутри ее (северо-западное и юго-восточное рудные поля). Обязательная пространственная приуроченность апатито-нефелиновых руд к массивным уртитам — следствие их генетической связи.

Расслоенная интрузия пострудных ювитов, трахитоидных уртитов, ийолитов, мельтейгитов, малиньитов и люавритов располагается в верхней части разреза (висячий бок). Эти породы распространены в южном и западном секторах сложного интрузивного тела, но отсутствуют в северной части. Мощность пострудных ийолит-уртитов меняется по простиранию и падению, увеличиваясь от нескольких метров (десятков метров) на поверхности до 400—700 м на глубине.

Образование интрузивных комплексов Хибинского массива подразделяется на три периода, в каждый из которых включены породы, близкие по составу и генетическому родству, но отличающиеся по текстурным признакам, а также принадлежностью к кольцевым или коническим магматическим телам. В I период сформировались хибиниты (1-я фаза) и трахитоидные хибиниты (2-я фаза); во II период были образованы рисчорриты (3-я фаза) и ийолит-уртиты (4-я фаза); в III период возникли ливчорриты (5-я фаза) и фойяиты (6-я фаза). В каждом периоде попарно сочетаются ранняя кольцевая нерасслоенная и поздняя коническая расслоенная интрузии. Подразделение процесса формирования интрузивных комплексов на периоды дает возможность не только

Т. Н. Иванова [18]

С. И. Зак Е. А. Каменев,
Ф. В. Минаков [16, 46]

3. Комплекс рисчорритов: а) трахитоидные рисчорриты; б) гранитоидные рисчорриты	3 фаза. Рисчорриты
2. Комплекс хибинитов: а) трахитоидные хибиниты; б) гранитоидные хибиниты	I период
1. Комплекс щелочных сиенитов, мелко-зернистых нефелиновых сиенитов, нефелиновых порфиров	2 фаза. Трахитоидные хибиниты 1 фаза. Хибиниты и эндоконтактовые нефелиновые сиениты.

подчеркнуть их внутренние связи, возрастную близость и особенности пространственного размещения, но и отразить основные закономерности становления массива, заключающиеся в ритмичной смене кольцевых и конических интрузий.

Наряду с автометаморфическими явлениями, сопровождающими развитие каждого интрузивного комплекса, интенсивная постмагматическая деятельность проявилась на заключительных стадиях формирования массива. Комплекс метасоматических изменений IV периода, отличающихся от автометаморфических процессов как по масштабам развития, так и по характеру минеральных ассоциаций, привел к альбитизации трахитоидных хибинитов, лавочорритов, фойяитов и тектонитов из зон смятия, а также к образованию эгирин-альбитовых жил. Разнообразные по составу породы дайкового комплекса (пикрит-порфириты, мончикиты, щелочные габброиды и тингуаиты), ранее относимые к конечным дифференциатам магмы, питавшей Хибинский плутон [14], рассматриваются ныне как продукты глубинного платформенного магматизма, проявившегося на Кольском полуострове [46].

В породах Хибинского массива развиты трещины двух генетических типов: контракционные (пластовые, поперечные, продольные и диагональные), взаимосвязанные с первичной расслоенностью и отражающие форму интрузивных комплексов, а также тектонические (концентрические и радиальные), возникшие в результате деформаций, сопровождающих становление кольцевых и конических интрузий. Породы дайкового комплекса приурочены к тектоническим трещинам: эгирин-альбитовые жилы — к трещинам концентрических направлений, а проявления альбитизации, ожелезнения и шпреуштейнизации — к радиальным ослабленным зонам. Жильные дифференциаты и пегматиты заполняют контракционные трещины.

Вычисленные по результатам термокаротажа глубоких (до 2 км) скважин значения геотермического градиента и ступени составили соответственно 2,68° и 37,4 м [27].

ИСТОРИЯ ОТКРЫТИЯ КОАШВИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ; ОБЗОР ГИПОТЕЗ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

Первые упоминания о находках апатито-нефелиновых руд среди делювиальной осыпи горы Коашва приведены В. И. Влодавцем [5]. Коренные рудные выходы прослежены им от ущелья «Дразнящее Эхо» на несколько сотен метров на восток, где они за 500 м до перевала Восточный Расвумчорр — Коашва оказались скрытыми под наносами. По мнению В. И. Влодавца, «... весьма вероятно продолжение нефелино-apatитовой породы и на Коашве, так как на этой горе находятся обнажения уртита, к которому она приурочена в южной части Хибинских тундр».

В 1932 г. академик А. Е. Ферсман [44] писал: «...Начиная с крутых обрывов Расвумчоррского цирка пояс апатитовых пород уже определенно загибается на восток и впервые обнажается в обрывах южных склонов Хибин, открытых к низовьям Кольского полуострова, и здесь он прослеживается на протяжении свыше 3 км на Западном и Восточном Расвумчорре, с тем, чтобы на крайнем востоке немного затннуться к северу и на склонах Коашвы сузиться до нескольких метров и совершенно закончиться».

К такому же выводу о выклинивании апатитовой залежи на северных склонах Коашвы пришла Ю. А. Воробьева [6], проводившая здесь поисково-съемочные работы. Вместе с тем она допускала вероятность пережима рудного тела и продолжение его в долине р. Вуоннемиок.

М. И. Шевченко [47] считал, что апатитовые рудопроявления, обнаруженные на горе Коашва в виде небольших линз и шлиров, «... имеют исключительно геологическое значение ввиду небольшого их количества». Далее указывается, что «... на конечной части 1-го с.-в. отрога Коашвы в порфировидных пироксено-нефелиновых сиенитах выявлено месторождение апатитов, которое является новым типом выделения апатитов, отщепленных от ийолит-уртитовой магмы». Более точного указания местонахождения этого оруденения, геологической ситуации и масштабов его проявления не приводится.*

Основываясь на данных исследований 1930—1933 гг., Л. Б. Антонов [1] в сводке по хибинским апатито-нефелиновым месторождениям писал: «Несколько особняком находятся месторождения:

* По-видимому, М. С. Шевченко были обнаружены ксенолиты апатито-нефелиновых руд среди пострудных ювитов. Детальными работами последних лет установлено, что эти ксенолиты не имеют пространственной связи с рудной зоной Коашвинского месторождения.

Куэзльпор, Коашва, Вуоннемиок и Поачвумчорр, которые в силу незначительных запасов руды и при наличии более мощных Хибинских месторождений пока не имеют промышленного значения». В обзорных работах А. Е. Ферсмана [44], Н. А. Елисеєва, И. С. Ожинского и Е. Н. Володина [14] Коашвинское месторождение среди известных не упоминается.

В 1953 г. А. И. Александров обследовал обнаруженные М. И. Шевченко выходы апатита в верхней части северо-восточного отрога горы Коашва. Дополнительно к ранее известным он выявил ряд изолированных рудопроявлений апатито-нефелиновых пород на плато и южных склонах горы, которые А. И. Александров считал «... самыми верхними частями месторождения», скрытого на большой глубине.

В 1957—1960 гг. на площади Хибинского массива проводилась среднемасштабная геологическая съемка с целью поисков месторождений апатита (С. И. Зак, Н. М. Абрамов, А. И. Александров, Г. П. Колесников, Ф. В. Минаков, А. И. Коновалова, Е. А. Каменев, М. М. Калинин, В. Н. Болышева, В. М. Рудаков, А. Д. Арманд). В результате исследований были намечены перспективные участки для постановки детальных поисков и предложено принципиально новое направление их, базирующееся на том, что приуроченность апатитового оруденения, генетически связанного с массивными уртитам, к контакту ийолит-уртитов и рисчорритов уже не может считаться единственным надежным поисковым критерием, так как апатитовые залежи могут располагаться внутри ийолит-уртитовой интрузии.

В 1959 г. Ф. В. Минаков оконтурил элювиальную россыпь полуокатанных валунов пятнистых апатито-нефелиновых руд на северо-восточном склоне отрога Коашвы в зоне развития массивных уртитов. Весной 1960 г. в шурфе, пройденном на этом участке, на глубине 6 м была встречена полосчатая апатито-нефелиновая руда, состоящая на 70—80% из апатита. Последующие шурфы, заданные по системе профилей, расположенных в 100—150 м друг от друга, неизменно вскрывали коренные выходы руд. В том же году была забурена первая на Коашве скважина, пересекающая на интервале 131—286 м рудную зону, состоящую из трех интервалов брекчированных апатито-нефелиновых руд мощностью от 10 до 50 м с содержанием P_2O_5 16,5—17,5%.

Таким образом, открытие Коашвинского апатито-нефелинового месторождения, сделанное коллективом Хибингорской ГРП (А. С. Михеичев, Ф. В. Минаков, А. И. Александров, И. И. Перекрест, В. В. Малыгин), явилось закономерным результатом проведения научно обоснованных целенаправленных поисковых работ с применением горных выработок и картировочного бурения.

В 1961 г. началось планомерное комплексное изучение месторождения, включающее стадии предварительной (1961—1964 гг.), детальной (1965—1967 гг.) и дополнительной (1968—1972 гг.) разведки (Е. А. Каменев, А. С. Михеичев, Я. Х. Еселев, В. И. Буланый).

Коашвинская рудная зона изучена достаточно детально. За период разведки на площади месторождения пробурено 200 скважин (около 100 км), что значительно превышает суммарный объем бурения, выполненный за 40-летний период на всех хибинских месторождениях (Кукисвумчорр, Юкспор, Апатитовый Цирк, Расвумчорр, Куэльпор, Партомчорр-Лявойок и Ньоркпахк-Суолуайв).

Кроме разведочных скважин на месторождении пройдены открытые и подземные горные выработки (шурфы, магистральные траншеи, штольня), проанализировано на основной и сопутствующий компоненты свыше 12 тыс. проб, проведены комплексные каротажные исследования (КС, ПС, КМВ, ГК, ГК-п, АК и др.), позволившие отделить рудные интервалы от пустых пород не только по керну, но и в околоскважинном пространстве.

По договору с рядом научно-исследовательских и производственных организаций выполнены специализированные исследования по изучению физико-механических свойств горных пород и руд, выяснению газового режима и разработке методики количественной оценки разведанности Коашвинского месторождения.

Несмотря на такой колоссальный объем выполненных геолого-разведочных, научно-исследовательских и тематических работ, направленных на расшифровку внутренней структуры рудной зоны, расхождения во взглядах различных исследователей по этому вопросу, обозначившиеся уже на ранних этапах его изучения, к настоящему времени сохранились. Это относится прежде всего к проблеме сплошности рудных тел (горизонтов), закономерности геометризации рудных пересечений по сближенным геологоразведочным выработкам в непрерывные залежи (по Е. А. Каменеву) или необоснованности таких построений (по Т. Н. Ивановой) (рис. 1). Вокруг этой проблемы ведется дискуссия, высказываются различные гипотезы. Ниже приводится краткий обзор предложенных схем формирования Коашвинской рудной зоны.

Т. Н. Иванова [18] пришла к выводу, что апатито-нефелиновые руды в районе Коашвы, представленные теми же текстурными разновидностями, что и на других месторождениях Хибин, брекчированы массивными полевошпатовыми уртитам (ювитами) и не сохранились в ненарушенном залегании. Кроме рудных ксенолитов в уртитовом цементе брекчии известны обломки трахитоидных ийолитов ньоркпахкского типа. Следовательно, по мнению Т. Н. Ивановой, «... рудное тело, первоначально залегавшее, вероятно, так же, как и в районе Кукисвумчорр—Юкспор—Расвумчорра, под углом 30—40° к центру массива, подверглось разломам дважды: сначала интрузией трахитоидных полевошпатовых ийолитов, широко развитых в районе Ньоркпахк—Суолуайва, а позднее — интрузией среднезернистых массивных полевошпатовых уртитов (ювитов)».

Изложенная точка зрения, отрицающая возможность выявления на Коашве рудных тел, могущих представлять промышленный интерес, была развита в последующих работах Т. Н. Ивановой

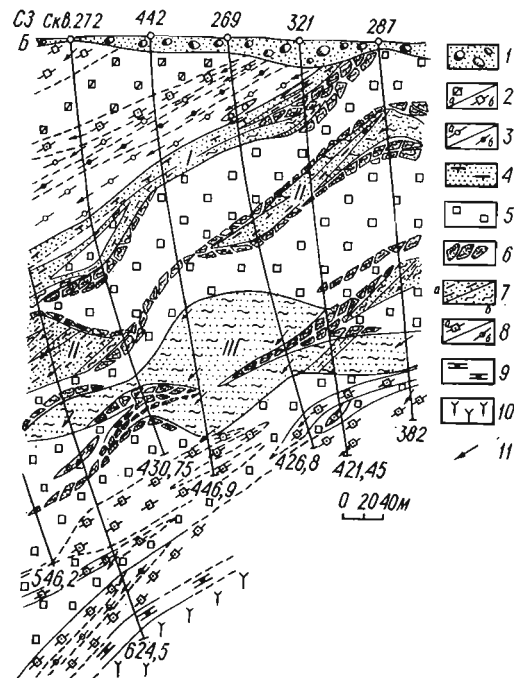
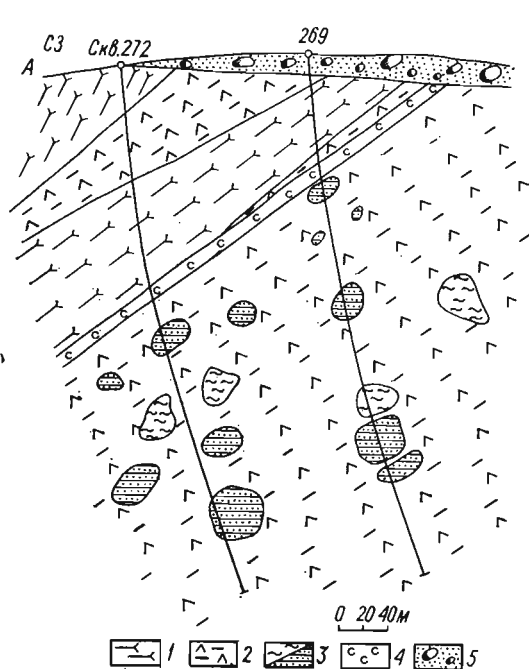


Рис. 1. Сопоставление разрезов через рудную зону Коашвинского месторождения.

А — по Т. Н. Ивановой [18, 20]. 1 — трахитоидные полевошпатовые ийолиты (малиньиты); 2 — среднезернистые массивные полевошпатовые уртиты (ювиты); 3 — ксенолиты апатито-нефелиновых пород; 4 — породы, обогащенные сфеном; 5 — морена.
 Б — по Е. А. Каменеву [24]. 1 — моренные отложения; *пострудная субфаза*: 2 — ювиты массивные (а), уртиты трахитоидные (б), 3 — ийолиты (а) и мельтейгиты (б) трахитоидные; *рудная субфаза*: 4 — сфено-apatитовые руды, 5 — уртиты массивные, 6 — брекчия апатито-нефелиновых руд с уртитовым цементом, 7 — апатито-нефелиновые руды (а — пятнистые и пятнисто-полосчатые, б — полосчатые и линзовидно-полосчатые); *дорудная субфаза*: 8 — уртиты (а) и ийолиты (б) трахитоидные, 9 — малиньиты трахитоидные; 10 — хибиниты; 11 — наклон структурных элементов в керне скважин; I—III — номера рудных горизонтов.

[19, 20, 21]. Поиски ненарушенных апатито-нефелиновых руд она рекомендует вести за пределами распространения пострудных ийолит-уртитов на отрогах горы Эвеслогчорр.

По мнению И. И. Перекреста [38], основной причиной формирования на Коашве нескольких рудных тел-горизонтов является то, что проникновение уртит-фосфатного расплава происходило по серии «сближенных» расколов, переемычки между которыми в процессе расширения полости были взломаны. Этим же явлением он объясняет факт большого количества ксенолитов трахитоидных ийолит-уртитов в рудной зоне. Вследствие большой пластичности рудные и сингенетичные им уртитовые слои реагировали на эти ксенолиты образованием пликативных форм, которые на более поздних этапах консолидации перерастали в дизъюнктивные, сопровождаемые разрывом сплошности рудных тел, брекчированием руд и выполнением полостей разломов остаточным уртитовым расплавом. Позднемагматические нарушения фиксируются зонами рудных брекчий, имеющих вид сложных жилообразных тел, секущих как рудные горизонты, так и прослои уртитов. Смещения вдоль разломов, как и на месторождениях юго-западного рудного поля, сравнительно невелики, а современное пространственное положение рудных тел (горизонтов), по его мнению, в целом близко к их первоначальному залеганию.

М. М. Калинин [22] также признает существование рудных горизонтов, однако считает, что в юго-западной части месторождения они сложены блоками апатито-нефелиновых пород, пространство между которыми выполнено массивным полевошпатовым уртитом. По простиранию в северо-восточном направлении блокированные апатитовые горизонты постепенно сменяются ненарушенными рудными телами. Этот вывод сделан М. М. Калинкиным по аналогии со структурами блокирования, впервые обнаруженными и детально изученными им при подземном картировании выработок юго-западного рудного поля.

Г. М. Вировлянский [4] пришел к заключению, что многоярусность апатитового оруденения Коашвы является следствием внутриапатитовой тектоники, а последующая раздробленность этих руд и «послойная» брекчированность их с цементацией уртитовым материалом связаны с проявлением послеапатитовой (позднемагматической) тектоники. В свете возможной многоярусности апатитового оруденения значительно возрастают перспективы всех месторождений Хибин.

Заканчивая обзор гипотез формирования Коашвинской рудной зоны, необходимо подчеркнуть, что принципиальные расхождения во взглядах исследователей заключаются в признании (Е. А. Каменев, Г. М. Вировлянский, И. И. Перекрест, М. М. Калинин) или отрицании (Т. Н. Иванова) наличия в структуре рудной зоны нескольких горизонтов апатито-нефелиновых руд.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД И РУД КОАШВИНСКОГО АПАТИТО-НЕФЕЛИНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Геологическое строение Коашвинского месторождения, несмотря на ряд определенных отличий, в общих чертах аналогично близрасположенным детально изученным и разрабатываемым месторождениям юго-западного рудного поля. Эта общность, обусловленная генетической связью апатито-нефелиновых руд с ийолит-уртитам, выражается в принадлежности пород ийолит-уртитового комплекса, развитых в районе Кукисвумчорр—Юкспор—Расвумчорр—Коашва, к производным трех субфаз интрузии, а также в пространственной и генетической приуроченности рудных залежей к массивным уртитам.

На Коашвинском месторождении развиты щелочные породы комплексов трахитоидных хибинитов, ийолит-уртитов (в том числе сфено-apatитовые и апатито-нефелиновые руды), лавочорритов, дайковые образования и четвертичные отложения (рис. 2—4, см. вкладку).

В приводимом ниже геолого-петрографическом обзоре вначале кратко характеризуются вмещающие породы, затем более подробно продуктивные ийолит-уртиты и апатито-нефелиновые руды. Обоснование относительного возраста интрузивных пород, вытекающее из анализа контактовых взаимоотношений, во избежание повторения дается при описании более молодых образований.

ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ

На участке Коашва трахитоидные *хибиниты* обнажаются на северных предгорьях Китчапка, где они подстилают интрузию ийолит-уртитов. По замерам в коренных выходах, расположенных на абсолютных отметках +350 м, контакт их с ийолит-уртитам поружается круто (60—65°) к центру массива. Описываемые породы встречены также по буровым скважинам на отметках от +225 до —400—900 м. Контакт хибинитов с ийолит-уртитам прослежен от поверхности по падению на 2 км; при этом установлено заметное выполаживание его на глубине до 25—30°.

Трахитоидные хибиниты представляют собой лейкократовую средне- и крупнозернистую разновидность нефелиновых сиенитов, обладающих план-параллельной ориентировкой таблитчатых кристаллов полевого шпата. Трахитоидность выражена не всегда от-

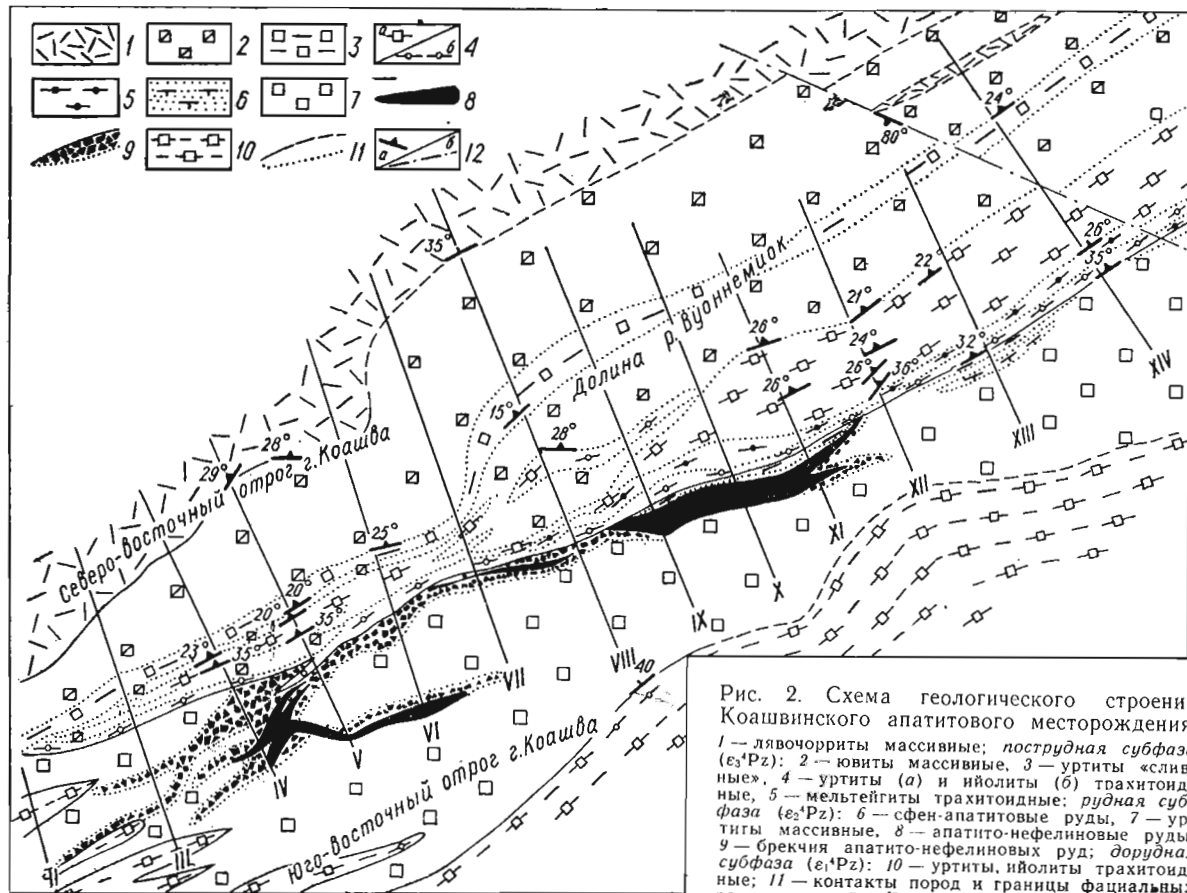


Рис. 2. Схема геологического строения Коашвинского апатитового месторождения.

1 — лавчориты массивные; пострудная субфаза (e_2^1Pz); 2 — ювиты массивные, 3 — уртиты «сливные», 4 — уртиты (а) и ийолиты (б) трахитоидные, 5 — мельтейгиты трахитоидные; рудная субфаза (e_2^1Pz): 6 — сфен-апатитовые руды, 7 — уртиты массивные, 8 — апатито-нефелиновые руды, 9 — брекчия апатито-нефелиновых руд; дорудная субфаза (e_1^1Pz): 10 — уртиты, ийолиты трахитоидные; 11 — контакты пород и границы фацциальных разновидностей; 12 — элементы залегания трахитоидности и контактов пород (а), тектоническое разделение (б).

четливо. Главные минералы хибинитов, %: калиево-натриевый полевой шпат 45—55, нефелин 35—45 и эгирин 5—10; в подчиненном количестве присутствуют эвдиалит, энigmatит, сфен, титаномагнетит, астрофиллит, ринколит и апатит. Вторичные минералы — щелочной амфибол и лепидомелан (по эгирину), цеолиты и шпреуштейн (по нефелину).

Микроструктура типидноморфная, характеризующаяся идиоморфизмом полевого шпата и нефелина по отношению к эгирину. Изредка наблюдаются пойкилитовые включения нефелина в полево-м шпате.

Кристаллы полевого шпата размером $0,5 \times 1 \times 2$ см часто удвоены, имеют решетчатое угасание (микроклин). Вторичные изменения выражаются в слабой пертитизации. Нефелин образует изометричные зерна (0,5—1 см), засоренные микролитами эгирина. Эгирин располагается между зернами лейкократовых минералов и никогда, за исключением микролитов, не обладает присущими ему кристаллографическими формами. Щелочной амфибол, иногда лепидомелан, развиваются по трещинам спайности и с краев зерен эгирина.

На контакте с ийолит-уртитамй встречены своеобразные хибиниты пятнистого облика. На фоне мелкозернистой (до 1 мм) белой полевошпатовой массы отчетливо выделяются овальные «пятна» густозеленого нефелина (3—7 мм) и мезостазические формы эгирина. Трахитоидность незаметна. В шлифе обнаруживается интенсивный катаклиз полевошпатовых зерен, превращенных в мозаичный мелкозернистый агрегат; нефелин и эгирин не изменены.

Катаклиз хибинитов предположительно связывается с механическими напряжениями, сопровождающими внедрение интрузии ийолит-уртитов. Химический состав трех образцов неизмененного и катаклазированного хибинитов приведен в табл. 2 (анализы 1—3).

В районе Коашвы *лявочорриты* являются покрывающими породами для интрузии ийолит-уртитов. Они обнажаются на вершине и северном склоне горы Коашва и вскрыты скважинами под мореной на левобережье р. Вуоннемиок. Контакт лявочорритов с ювитами, прослеженный по падению на 500 м, погружается на северо-запад под углом 30—35°. На участке сочленения месторождений Коашва—Эвеслогчорр на отметках ниже ± 0 м установлено увеличение угла наклона контакта до 65°, приводящее к полному срезанию верхней части расслоенной интрузии ийолит-уртитов.

Макроскопически лявочорриты представляют собой массивные, иногда неотчетливо трахитоидные лейкократовые нефелиновые сиениты с таблитчатым sdвойникованным калиево-натриевым полевым шпатом (45—50%), идиоморфным нефелином (35—40%), ксеноморфным эгиринот, щелочным амфиболот и энigmatитот (10—15%) и постоянным наборот аксессуарев — эвдиалитот, астрофиллитот, титано-магнетитот, сфенот, ринколитот, апатитот (1—2%). Микроструктура гипидиоморфная. Размэр зерен глав-

Химический состав хибинитов и жильных пегматитов
из комплекса лавочорритов, %

Компоненты	Номера анализов				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	53,60	53,60	55,00	49,90	45,62
TiO ₂	1,13	0,81	0,87	2,11	2,20
ZrO ₂	—	—	—	0,60	—
P ₂ O ₅	0,12	0,14	0,09	0,24	0,32
(Nb, Ta) ₂ O ₅	—	—	—	0,06	—
Al ₂ O ₃	22,50	22,30	21,50	13,45	19,00
Fe ₂ O ₃	2,72	2,76	2,21	5,29	3,63
TR ₂ O ₃	—	—	—	0,07	—
FeO	1,75	1,58	1,63	6,63	2,12
MgO	0,62	0,58	0,45	1,60	1,77
CaO	1,40	2,79	1,53	2,70	5,75
SrO	—	—	—	0,17	0,52
MnO	0,16	0,23	0,11	0,45	0,42
Na ₂ O	7,04	7,00	7,20	8,30	11,20
K ₂ O	8,80	7,35	8,80	6,30	5,88
H ₂ O ⁺	0,52	1,09	0,90	0,18	0,20
F	—	—	—	0,30	—
П.п.п.	—	—	—	1,53	1,51
Сумма	100,36	100,23	100,29	99,88	100,14
$\frac{O}{F_2}$	—	—	—	0,13	—
Σ	100,36	100,23	100,29	99,75	100,14

Примечание. 1 — хибинит (скв. 523, глуб. 1224,3 м); 2 — катаклазированный хибинит (скв. 315, глуб. 812 м); 3 — интенсивно катаклазированный хибинит (скв. 301, глуб. 688,5); 4 — жильный пегматит (скв. 356, инт. 228,3—230,6 м); 5 — жильный пегматит (скв. 526, глуб. 559,9 м).

ных минералов 3—7 мм (для нефелина) и 20—25 мм (для полевого шпата). Характерно обилие фациальных нефелин-полевощпатовых пегматитов неправильной гнездовой формы, не имеющих резких границ с окружающими лавочорритами. Наиболее типичны массивные лавочорриты: в узких зонах эндоконтактов они становятся трахитоидными, приобретают мелкозернистое сложение, обогащаются цветными минералами (до 30%). Вторичные изменения выражаются в развитии лейстового альбита по полю шпату и цеолитизации нефелина.

Жильные дифференцированные пегматиты, генетически связанные с интрузией лавочорритов, пересекают как лавочорриты, так и разновозрастные породы комплекса ийолит-уртитов, сфено-апатитовые и апатито-нефелиновые руды. Максимально распространены они среди пострудных ювитов, уртитов, ийолитов и мельтейцитов, реже встречаются внутри рудной зоны, а в подстилающих ийолит-уртитах и хибинитах представлены единичными жилами.

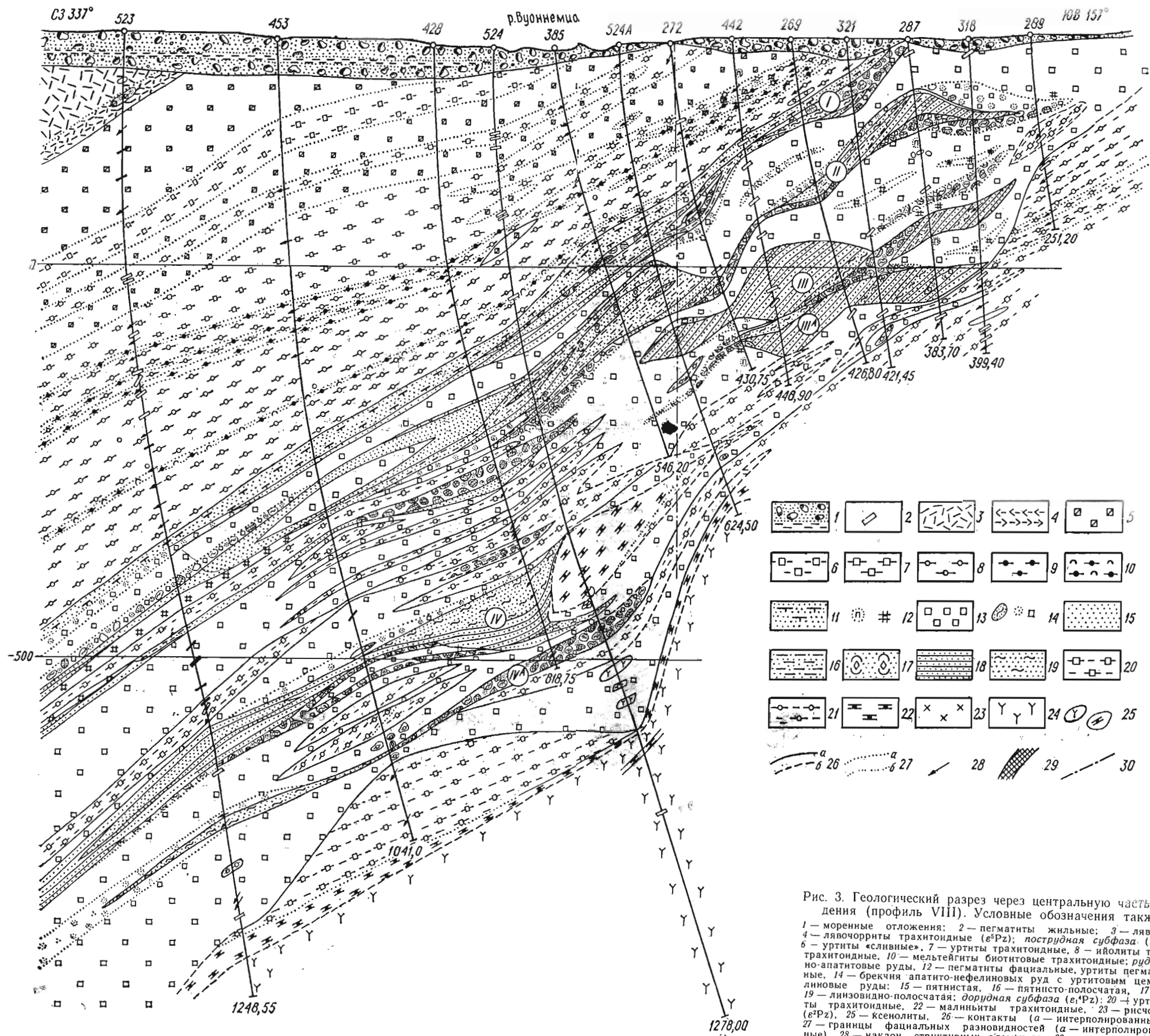


Рис. 3. Геологический разрез через центральную часть Коашвинского месторождения (профиль VIII). Условные обозначения также для рис. 34, 38, 40.

1 — моренные отложения; 2 — пегматиты жильные; 3 — лавочорриты массивные (e^6Pz); 4 — лавочорриты трахитоидные (e^6Pz); 5 — ювиты массивные, 6 — уртиты «сливные», 7 — уртиты трахитоидные, 8 — ийолиты трахитоидные, 9 — мельтейгиты трахитоидные, 10 — мельтейгиты биотитовые трахитоидные; 11 — сфено-апатитовые руды, 12 — пегматиты фациальные, уртиты пегматитовые, 13 — уртиты массивные, 14 — брекчия апатито-нефелиновых руд с уртитовым цементом, 15 — апатито-нефелиновые руды; 16 — пятнистая, 17 — пятнисто-полосчатая, 18 — блоковая, 19 — линзовидно-полосчатая; 20 — уртиты трахитоидные, 21 — ийолиты трахитоидные, 22 — малинниты трахитоидные, 23 — рихсдорриты (e^6Pz), 24 — хибиниты (e^6Pz), 25 — ксенолиты, 26 — контакты (а — интерполированные, б — экстраполированные), 27 — границы фациальных разновидностей (а — интерполированные, б — экстраполированные), 28 — наклон структурных элементов, 29 — мончикит, 30 — тектоническое нарушение; I-IV — номера рудных горизонтов.

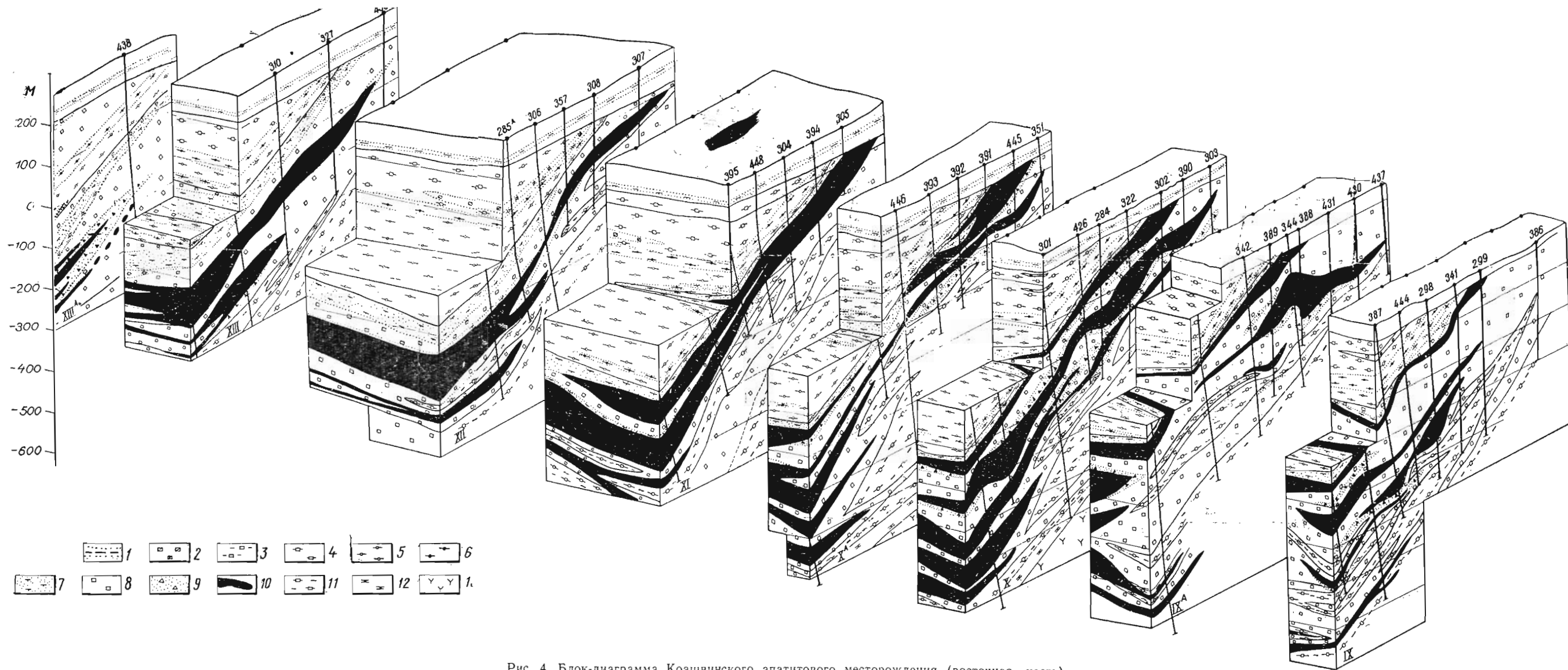


Рис. 4. Блок-диаграмма Коашвинского апатитового месторождения (восточная часть).

1 — моренные отложения: *пострудная* субфаза: 2 — юзнты массивные, 3 — уртиты «сливные», 4 — уртиты трахитоидные, 5 — ийолиты трахитоидные, 6 — мельтейгиты трахитоидные; *рудная* субфаза: 7 — сфено-апатитовые руды, 8 — уртиты массивные, 9 — брекчия апатито-нефелиновых руд, 10 — апатито-нефелиновые руды; *дорудная* субфаза: 11 — уртиты и ийолиты трахитоидные, 12 — малиньиты трахитоидные; 13 — хибиниты; IX—XIII/A — номера рудных горизонтов.

Мощность большинства жильных пегматитов 0,2—1 м, однако известны и более крупные жилы (до 5 м). Контакты их с вмещающими породами исключительно резкие. Жилы наклонены в среднем под углом 30—40° к горизонту.

Минеральный состав пегматитов отличается качественным разнообразием. В составе их обнаружены нефелин, полевой шпат, эгирин двух генераций, энigmatит, эвдиалит, астрофиллит, сфен, титаномагнетит, ринколит, ловчоррит, пектолит. Вторичные минералы представлены агрегатом шпреуштейна (по нефелину), альбитом (по полевому шпату), щелочным амфиболом и лепидомеланом (по эгирину), цирфеситом (по эвдиалиту), лейкоксеном (по сфену и вудзьявритом (по ринколиту и ловчорриту). В табл. 2 приведены химические составы жильного пегматита (анализы 4 и 5).

Минеральные агрегаты пегматитов в различных качественных сочетаниях распределены в объеме жил неравномерно, располагаясь зонально вдоль контактов. В каждой жиле насчитывается несколько зон, количество и ширина которых зависят от мощности жилы. Наряду с симметрично-зональными встречаются отдельные жилы с незакономерным расположением зон. В симметрично-зональных жилах залыбанды сложены изометричными зернами нефелина (обычно интенсивно шпреуштейнизированного) и крупнотаблитчатыми (до 2—5 см) кристаллами полевого шпата, ориентированными перпендикулярно контактам. В центральной (осевой) части преобладают призматические, часто разобщенные по удлинению на отдельные фрагменты, кристаллы и спутанно-волоконистые агрегаты эгирина, скопления эвдиалита, энigmatита в ассоциации с чешуйчатым астрофиллитом и игольчатым ринколитом.

КОМПЛЕКС ИЙОЛИТ-УРТИТОВ И АПАТИТО-НЕФЕЛИНОВЫХ РУД

Породы ийолит-уртитового комплекса прослежены по обнажениям, горным выработкам и скважинам от вершины Разсумчорра по восточным отрогам горы Коашва и в долине р. Вуоннемиок за пределы месторождения до возвышенностей Ньоркпахк и Суолуайв. Ширина интрузии на поверхности варьирует от 1500 (на склонах Коашвы) до 1900 м (в долине р. Вуоннемиок). Пересеченная полная мощность интрузии 1135 м, что при углах падения контактов 25—30° соответствует истинной мощности 1000 м (см. рис. 3).

Нижний контакт интрузии (по замерам в обнажениях) падает под углом 60—65° к центру массива, а на абсолютной высоте ниже ± 0 м вышолаживается до 25—30°. Верхний ее контакт, наблюдаемый в обнажениях на гребне северо-восточного отрога Коашвы и прослеженный по ряду скважин, наклонен на северо-запад (т. е. к центру массива) под углом 20—35°. Таким образом, на участке Коашва—Вуоннемиок оба контакта интрузии ийолит-

уртитов на значительном протяжении залегают умеренно полого и являются субпараллельными. В районе Коашвинского месторождения интрузия ийолит-уртитов представлена образованиями дорудной, рудной и пострудной субфаз.

ДОРУДНАЯ СУБФАЗА

Трахитоидные уртиты, ийолиты и малиньиты ранней субфазы залегают в основании интрузии. Они обнажаются на юго-восточном склоне отрога горы Коашва, а в долине р. Вуоннемиок вскрыты скважинами. На северо-восточном фланге месторождения эти породы не встречены даже самыми глубокими скважинами; они неизвестны также и на участке Ньоркпахк—Суолуайв—Коашкар, что, вероятно, вызвано срезанием по простираанию дорудных ийолит-уртитов более молодыми образованиями этого же комплекса.

Вертикальная мощность пород дорудной субфазы снижается с глубиной от 390 (на отметках от +160 до —230 м) до 40 м и менее (на отметках от —840 до —880 м). В результате глубокого структурного бурения на участке Коашва и за его пределами установлено отсутствие дорудных ийолит-уртитов на отметке —1000—1500 м. На этих глубинах более поздние массивные уртиты непосредственно контактируют с хибинитами. Таким образом, мощность дорудных ийолит-уртитов уменьшается не только по простираанию к северо-востоку, но и с глубиной в связи сосредоточением их поздними массивными урритами.

Трахитоидные уртиты, ийолиты и малиньиты находятся также среди массивных уртитов рудной субфазы в виде повернутых ксенолитов, образующих на локальных участках зоны брекчий. Размеры ксенолитов широко варьируют от 3—5 см (рис. 16) до нескольких десятков метров. Форма обломков обычно неправильная, с угловатыми ограничениями. Наряду с брекчированными зонами дорудные ийолит-уртиты слагают крупные отторженцы, оконтуренные по ряду сближенных скважин в пластообразные тела длиной по простираанию до 1,5 км и по падению до 1 км (см. рис. 3 и 4). Мощность отторженцев, представляющих опромные ксенолиты вмещающих ийолит-уртитов среди более поздних производных интрузии, достигает 50 м. Большинство из них выклинивается в направлении восстания.

В районе Коашвы описываемые породы представлены (в порядке убывающей распространенности, совпадающем с расположением их в разрезе сверху—вниз) трахитоидными урритами, ийолитами и эндоконтактовыми трахитоидными малиньитами и луйавритами.

Трахитоидные уртиты — лейкократовые мелко- и средне-зернистые эгирин-нефелиновые породы с плоскостной ориентировкой призматических кристаллов и агрегатов зерен эгирина. Падение трахитоидности обычно колеблется от 10 до 30°. Лишь в ксенолитах, перемещенных относительно первоначального зале-

гания под воздействием поздней интрузии, трахитоидность получает случайную ориентировку (вплоть до вертикальной).

В составе уртитов кроме главных минералов — нефелина (70% и более), эгирин-диопсида (до 30%), полевого шпата (5—15%) — постоянно присутствуют сфен, титаномалнетит, апатит, и спорадически — эвдиалит, лампрофиллит, энigmatит. Нефелин представлен изометричными зернами, имеющими в сечении квадратную или гексагональную форму (2—4 мм). Эгирин-диопсид встречается в виде призматических и игольчатых кристаллов (до 7—10 мм в длину). Микроструктура уртитов гипидиоморфнозернистая (рис. 5, а). Калиевый полевой шпат является постоянным компонентом уртитов, хотя содержание его неустойчиво. Полевощпатовые уртиты отличаются пойкилитовой структурой, обусловленной мельчайшими вростками нефелина в полевой шпате. Нередко обнаруживаются микропегматитовые сростания (дактилоскопическая структура) полевого шпата и нефелина (см. рис. 14, а). Игольчатые и червеобразные вростки нефелина гаснут группами, показывая однозначную оптическую ориентировку.

Ийолиты, являясь мезократовой разновидностью пород уртит-мельтейгитового ряда, отличаются от уртитов только количественным соотношением нефелина и эгирин-диопсида (30—70%). Они переслаиваются с трахитоидными уртитам, образуя согласные прослои мощностью 5—20 м, приуроченные преимущественно к средней части разреза. Частое и многократное чередование тонких (до 5 см) полос трахитоидных уртитов и ийолитов наблюдалось в керне ряда скважин. При этом в верхней половине интервала полосы уртитового состава обладают сравнительно большей мощностью, а в нижней части ширина ийолитовых прослоев превышает мощность полос уррита. Микроструктура трахитоидных уртитов и ийолитов гипидиоморфно-зернистая (рис. 5, б) с элементами порфировидной, пойкилитовой и дактилоскопической.

Трахитоидные малиньиты встречены в подошве интрузии на контакте с хибинитами. Характерно, что нигде вне связи с этим контактом малиньиты не известны, это свидетельствует о принадлежности их к эндоконтактовой фации пород ийолит-уртитовой интрузии. Мощность краевой зоны в среднем 20—30 м, иногда достигает 60 м. Кроме того, малиньиты образуют серию полных жил мощностью до 5 м, секущих хибиниты. По мере удаления от контакта количество и мощность жил закономерно уменьшаются. Так, в одной из скважин контакт малиньитов с хибинитами встречен на глубине 516,6 м. До глубины 557,9 м в хибините зафиксировано 6 малиньитовых жил суммарной мощностью 13,5 м, а ниже, до забоя (605,6 м), только одна жила мощностью 0,85 м. Трахитоидность малиньита наклонена к горизонту под углом 20—30° (как и контакт этих пород с хибинитами).

Малиньиты являются полевощпатовыми аналогами ийолитов и представляют собой промежуточную разновидность между ними и нефелиновыми сиенитами. По внешнему виду это порфировидные

мезократовые породы, состоящие поровну из нефелина, калиевого полевого шпата и эгирин-диопсида с подчиненным количеством сфена, энigmatита, лампрофиллита и редкими зернами титаномагнетита, апатита, эвдиалита. Микроструктура порфировидная, с пидиоморфнозернистой основной массой и элементами лойкилитовой (рис. 50, в). Уплотненно-таблитчатые вкрапленники полевого

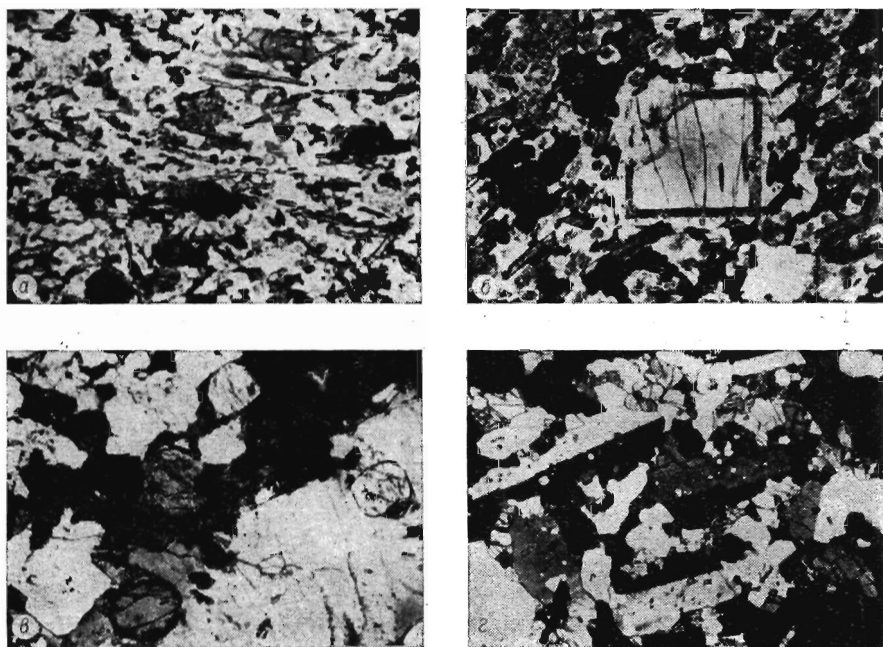


Рис. 5. Микроструктуры трахитоидных нейолит-уртитов дорудной субфазы.
а — уртит; б — нейолит; в — малинит; г — луюврит, пойкилитовые вросстки нефелина в сдвойникованном кристалле полевого шпата.

а и б — без анализатора, в и г — с анализатором, б — $\times 64$, остальные — $\times 24$.

шпата изобилуют пойкилитовыми вростками нефелина и пироксена. Основная масса сложена нефелин-эпириновым агрегатом, соответствующим по составу нейолиту. План-параллельная ориентировка зерен эгирина основной массы подчеркивает трахитоидность, обусловленную плоскостным расположением кристаллов полевого шпата.

Трахитоидные луювриты как петрографическая разновидность дорудных нейолит-уртитов ранее не были известны. Они встречаются в одной из скважин в виде прослоя мощностью 8,2 м в малинитах. Отличительная особенность этих луювритов состоит в существенном преобладании калиевого полевого шпата (50%) и нефелина (25—40%) над эгирин-диопсидом (10—25%).

Структура трахитоидная (рис. 5, з). Кристаллы полевого шпата (2×15 мм) отчетливо ориентированы под углом 20—30° к горизонту. Переход к малиньитам осуществляется в зоне шириной до 0,5 м путем частого переслаивания луювритов и малиньитов.

Сравнительно молодой возраст дорудных ийолит-уртитов по отношению к хибинитам однозначно определяется на основании пересечения последних многочисленными жилами эндоконтактовых малиньитов, а также наличия хибинитовых ксенолитов среди дорудных ийолит-уртитов.

РУДНАЯ СУБФАЗА

К продуктивному комплексу относятся две обширные группы пород, возникшие в ходе последовательных стадий рудообразования и взаимосвязанные по составу, возрасту и условиям залегания. Первую группу образуют массивные апатитовые и не содержащие апатита уртиты, пегматоидные уртиты и фашиальные пегматиты. Во вторую группу включены сфено-apatитовые и апатито-нефелиновые руды пятнистой, пятнисто-полосчатой, блоковой, полосчатой и линзовидно-полосчатой текстур, а также рудная брекчия с уртитовым цементом.

Апатитовые уртиты и брекчия апатито-нефелиновых руд с уртитовым цементом, являющиеся переходными по составу разновидностями между породами обеих групп, дают основание, с учетом целого ряда других признаков, объединять их в один комплекс.

Принципиально важная особенность внутреннего строения Коашвинской рудной зоны заключается в том, что апатито-нефелиновые руды, с одной стороны, и массивные уртиты, — с другой, образуют несколько субпараллельных значительных по размерам и мощности тел сложной пластовой формы. Апатито-нефелиновые руды и апатитовая брекчия слагают рудные горизонты, пространственное размещение и условия локализации которых находятся в полном соответствии со структурой ийолит-уртитового комплекса в целом. Рудные горизонты представлены пластообразными телами апатито-нефелиновых руд и апатитовой брекчии, возникшими в результате расчленения первоначально единой апатитовой залежи при внедрении уртитового расплава по сложноконическому разлому. Рудные горизонты совместно с разделяющими их телами массивных уртитов и отторженцами трахитоидных ийолит-уртитов составляют рудную зону, протягивающуюся на 3 км в направлении СВ 65—70° и падающую к северо-западу под углом 20—35°. Границы рудной зоны в вертикальном разрезе совпадают с кровлей верхнего и подошвой нижнего (в данном сечении) рудного горизонта; на флангах и по падению рудная зона выклинивается.

Массивные уртиты Коашвинской рудной зоны залегают на непосредственном продолжении среднезернистых массивных ур-

титов, подстилающих рудные тела на месторождениях Кукисвумчорр—Юкспор—Расвумчорр, составляя с ними одну полосу. По особенностям минерального состава и структурным признакам среди уртитов можно выделить ряд наиболее распространенных фациальных петрографических разновидностей, взаимосвязанных постепенными переходами: а) средне- и крупнозернистые массивные уртиты, в той или иной мере обогащенные полевым шпатом; б) неравномернозернистые, обычно полевошпатовые, массивные уртиты, близкие по составу ювитам; в) пегматоидные и блоковые уртиты, фациальные пегматиты; г) эндоконтактовые массивные или неотчетливо расслоенные уртиты, обогащенные эгирином, сфеном, титаномagnetитом, отвечающие составу ийолит-мельтейгитов. Все разновидности уртитов содержат позднюю апатитовую минерализацию, характер проявления и масштабы развития которой рассматриваются ниже.

Средне- и крупнозернистые уртиты состоят в основном из нефелина (70—90%), образующего идиоморфные кристаллы (3—5 см) псевдоквадратного и гексагонального сечения, между которыми мезостазически развиты эгирин-диопсид (10—25%), полевой шпат (до 15%) и сфен (1—3%) (рис. 6, а). В качестве аксессуаров присутствуют апатит, энигматит, титаномagnetит, эвдиалит, лампрофиллит, редко пектолит и виллиомит. Краевые части кристаллов нефелина в сечении, параллельном базопинакoiду, засорены зонально расположенными микролитами эгирина. На локальных участках полевой шпат образует скелетные выделения, играющие роль цемента для пойкилитовых вростков нефелина (рис. 6, б). Иногда в таких формах развития встречаются эгирин-диопсид и сфен. Апатит пойкилитически включен в кристаллы нефелина, полевого шпата, эгирина и других минералов. Титаномagnetит ассоциирует со сфеном и энигматитом. Эвдиалит в урритах редок и приурочен только к полевошпатовым разновидностям. По степени убывающего идиоморфизма минералы урритов располагаются в последовательности: апатит, нефелин, сфен, эгирин, полевой шпат, титаномagnetит.

Неравномернозернистые уртиты отличаются неоднородностью сложения, несколько повышенным содержанием калиево-натриевого полевого шпата (до 15—25%), а также меньшей разницей в степени идиоморфизма главных минералов (рис. 6, в и г). Вариации количественных соотношений между главными минералами урритов нарушают последовательность их кристаллизации и степень идиоморфизма, в связи с чем любые отклонения от нормального состава урритов в сторону обогащения полевым шпатом, сфеном или эгирином всегда сопровождаются неоднородностью сложения породы.

В зоне эндоконтакта с дорудными трахитоидными ийолит-урритами чаще всего развиты неравномернозернистые массивные или неотчетливо расслоенные мезо-меланократовые породы, сходные по составу с ийолит-мельтейгитами. Обычно концентрация темноцвет-

ных минералов в неравнозернистых уртитах в зонах брекчий с ксенолитами дорудных ийолит-уртитов (см. рис. 16, а) или апатито-нефелиновых руд (см. рис. 15, д; 33, б).

Пегматоидные уртиты распространены повсеместно, хотя и неравномерно, поскольку преимущественно приурочены к верхним

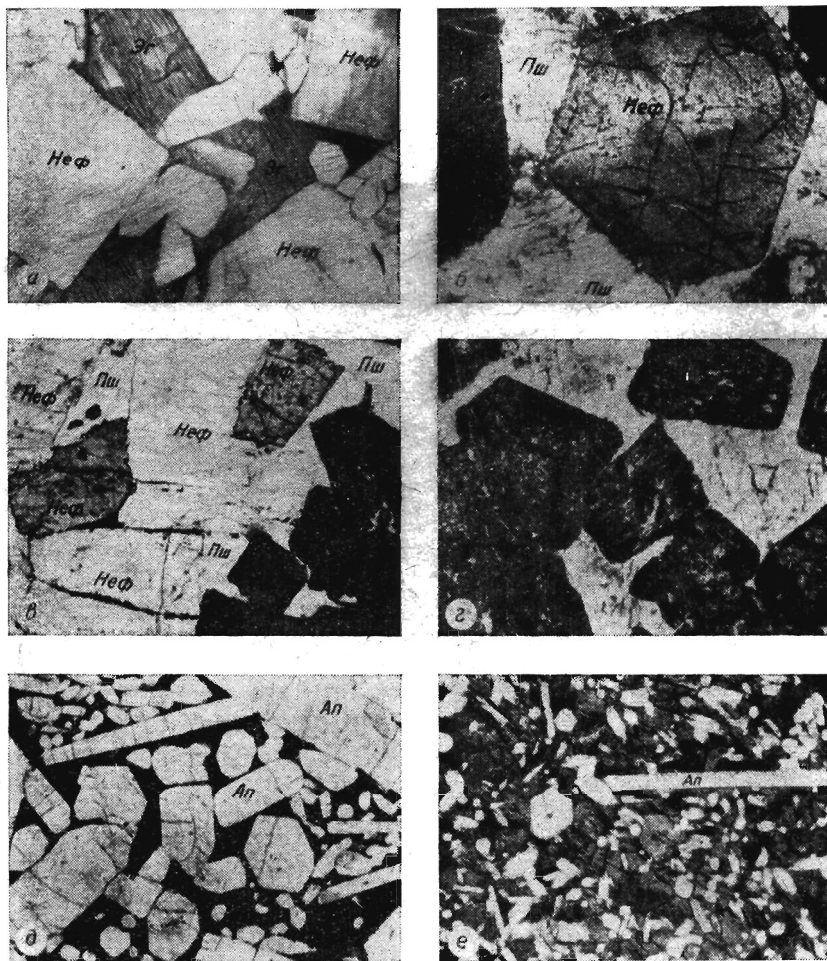


Рис. 6. Микроструктуры массивных уртитов рудной субфазы.

б и в — с анализатором, а, г — без анализатора; д — $\times 64$, остальные $\times 24$.

а — среднезернистый уртит: идиоморфизм нефелина (светлое) по отношению к эгирин-диопсиду (темное); б — среднезернистый полевошпатовый уртит: полевой шпат (светлое) выполняет интерстиции между нефелином (темное); в и г — неравнозернистый полевошпатовый уртит: в — разориентированные группы вростков нефелина (темное, черное) в полевом шпате (светлое), г — кристаллы шпреуштейнлизированного нефелина (темное) в свежем полевом шпате (светлое); д и е — пегматоидный уртит: пойкилитовые вростки апатита (светлое) в эгирин-диопсиде (темное).

частям рудной зоны. Они слагают тела неправильной формы (ширы, гнезда), не имеющие резких контактов с окружающими уртитам. Иногда пегматоиды образуют прерывистые полосы и линзы мощностью до 20 м, прослеженные по простиранию и падению на десятки и сотни метров (см. рис. 3). Глубококристаллические агрегаты связаны с массивными уртитам постепенными переходами в зоне шириной до 0,5 м. Обычно в уртите появляются редкие разобщенные кристаллические минеральные индивидуумы пегматоидного уррита: шестовато-призматический пироксен, крупнотаблитчатый светло-зеленый полевой шпат, блоковый нефелин; затем отмечается концентрация фенокристаллов в полиминеральных агрегатах, содержащие изометричные реликтовые включения (скиалиты) окружающих урритов. Размеры пегматоидных гнездовых тел колеблются от долей метра до 15—25 м.

Кроме главных минералов — нефелина (40—70%), калиевого полевого шпата (до 25%) и эгирин-диопсида (5—25%) — постоянно присутствуют сфен, титаномagnetит, апатит (двух генераций), спорадически — эвдиалит, энigmatит, лампрофиллит, щелочной амфибол, лепидомелан, пектолит, сульфиды. Пироксен изобилует хадакристаллами апатита и нефелина (рис. 6, д и е).

Блочные уртиты представляют собой мало распространенную разновидность пегматоидных пород, отличающуюся от нормальных урритов только гигантокристаллическим сложением: идиоморфные монокристаллы-блоки нефелина (65—90%) величиной 5—7 см в поперечнике сцементированы соизмеримыми кристаллами эгирин-диопсида (10—15%), полевого шпата (до 10%) и сфена (3—5%).

В тесной пространственной связи и непосредственном генетическом родстве с пегматоидными урритами находятся *фациальные пегматиты*, слагающие гнездовые тела, измеряемые дециметрами. Их качественный состав тождествен составу окружающих урритов, однако полевой шпат количественно преобладает над нефелином, повышается роль темноцветных минералов — пироксена, сфена, титано-магнетита, обычно присутствие эвдиалита, виллиомита. Набор аксессуаров тот же, что и в пегматоидном уртите.

Детальное изучение характера взаимоотношений между перчисленными разновидностями урритов показало, что все они представляют собой непрерывный ряд петрографических фаций, являющихся производными единого длительно кристаллизовавшегося расплава. Об этом неопровержимо свидетельствуют не только постоянно наблюдаемые факты постепенных переходов между ними, но и взаимосвязь и общность химического и минерального составов, а также структурно-текстурных особенностей. Вместе с тем по характеру взаимоотношений разновидностей урритов друг с другом и с вмещающими породами, а также по степени идиоморфизма главных минералов предполагается следующий порядок их кристаллизации: эндоконтактные неравномернозернистые мезократовые массивные или неотчетливо расслоенные уртиты, сред-

не- и крупнозернистые массивные уртиты, неравномернозернистые полевошпатовые (ювитоподобные) уртиты, пегматоидные уртиты и фациальные пегматиты.

Апатито-нефелиновые руды Коашвинского месторождения в минералогическом и текстурном отношении не отличаются от руд других месторождений Хибин. Они состоят

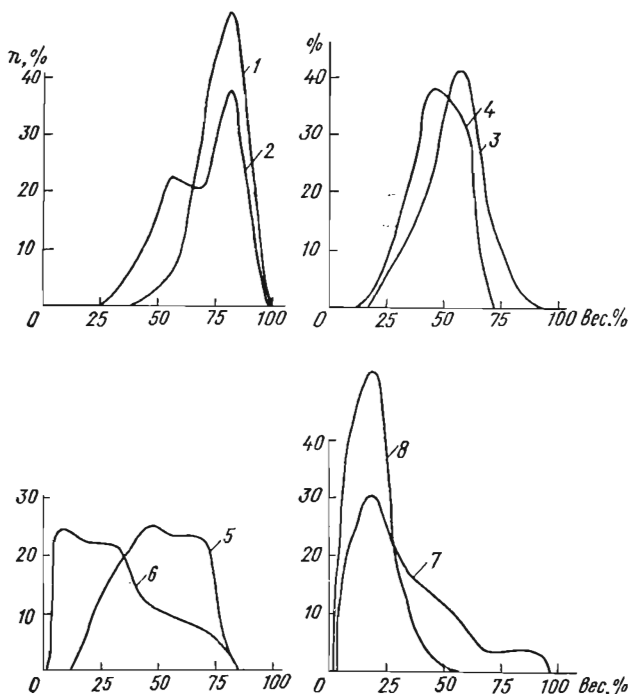


Рис. 7. Распределение содержания апатита в текстурных разновидностях апатито-нефелиновых руд.

Руды: 1 — пятнистые (194 анализа); 2 — пятнисто-полосчатые (302 анализа); 3 — полосчатые (270 анализов); 4 — линзовидно-полосчатые (312 анализов); 5 — блоковые (138 анализов); 6 — апатито-нефелиновые — брекчия (284 анализа); 7 — массивные и сплошные, апатитовые уртиты (320 анализов); 8 — сфено-apatитовые (172 анализа).

в основном из апатита (20—90% и более), нефелина (10—70%), эгирина (5—20%) и второстепенных — сфена (до 5%) и титаномагнетита (2%) (см. табл. 5, рис. 7 и 8). В соответствии с классификацией апатито-нефелиновых руд по текстурным признакам (характер относительного расположения главных минералов в массе руды, а также их количественные соотношения) различаются следующие типы.

Пятнистая руда (60—95% апатита) сложена мелкозернистым агрегатом сахаровидного апатита, в светлую массу которого до-

вольно равномерно вкраплены крупные (1—3 см) изометричные зерна и группы зерен нефелина, эгирина и сфена, придающие руде пятнистый облик. В пятнисто-полосчатых разновидностях

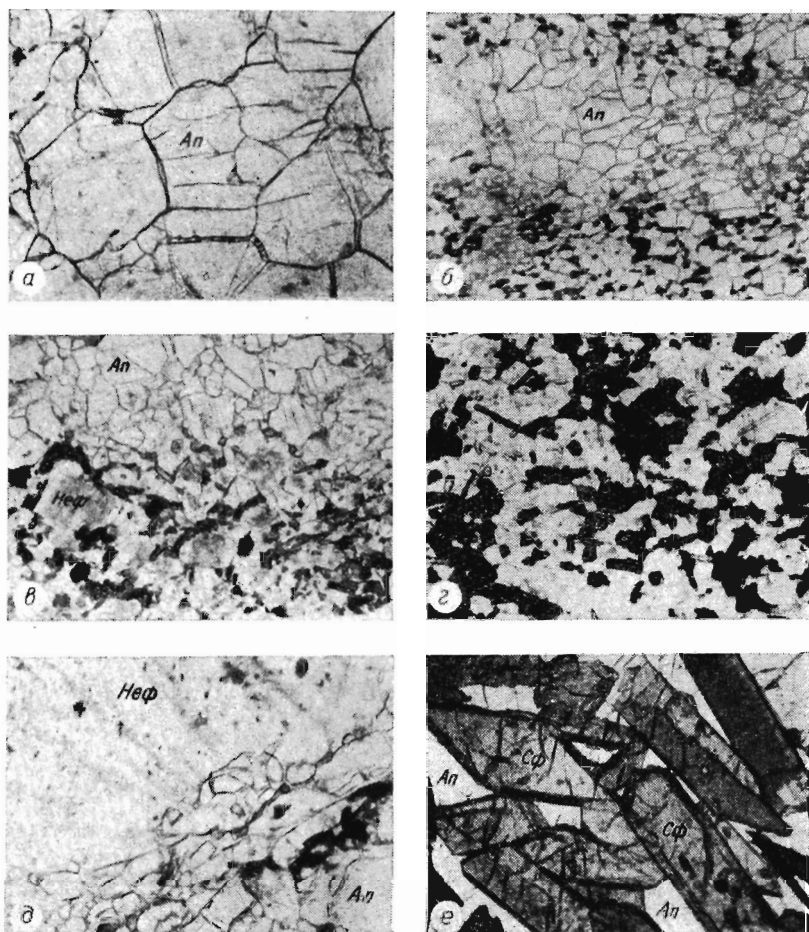


Рис. 8. Микроструктуры апатито-нефелиновых руд.

Без анализатора; а — $\times 64$, б—е — $\times 24$.

а — апатитовый агрегат пятнистой руды; б — полосчатая руда; в — линзовидно-полосчатая руда; г — шликр мелкозернистого ийолита в линзовидно-полосчатой руде; д — блоковая руда; граница «блока» нефелина с апатитовым агрегатом; е — сфено-apatитовая руда; идиоморфизм сфена (темное) по отношению к апатиту (светлое).

(50—90% апатита) эти пятна приобретают удлиненно-овальную форму, группируются в прерывистые полосы или ориентированы. Полосчатые руды характеризуются послойной концентрацией анхимономинеральных апатитовых и нефелиновых прослоев шириной

от нескольких миллиметров до 2 см и более, в соответствии с чем выделяются тонко- или пружинистые разновидности. В связи с колебаниями мощности полос разного состава содержание апатита меняется от 25 до 75%.

Обычно в полосчатой апатито-нефелиновой руде содержатся вкрапленники нефелина, эгирина, сфена или овальные выделения мелкозернистого ийолита, являющиеся текстурными признаками пятнисто-полосчатых и линзовидно-полосчатых рудных разновидностей. В линзовидно-полосчатых рудах (25—60% апатита) сочетаются прослойки апатито-нефелинового состава (субстрат) и линзовидные обособления (шлифы) мелкозернистого ийолита, лишенные апатита. Размеры ийолитовых линзочек варьируют от 5 до 10 см по длине и от 1 до 3 см по ширине. Концентрация их в массе руды также непостоянна — от единичных и редких линзочек до значительных скоплений (70 и более об. %). В последнем случае руда относится к сетчатой разновидности, содержащей менее 25% апатита. На Коашвинском месторождении сетчатые руды являются редкостью.

Блочные руды отличаются от полосчатых и линзовидно-полосчатых наличием крупных (1—5 см) идиоморфных кристаллов — блоков нефелина, огибаемых полосчатостью окружающей апатито-нефелиновой массы. Содержание апатита (25—75%) зависит от соотношения блоков нефелина и субстрата. В тех случаях, когда фенокристаллы нефелина встречаются опорадически, выделяют линзовидно-полосчатые или полосчатые руды с блоками нефелина.

Перечисленные текстурные разновидности образуют непрерывную серию апатито-нефелиновых руд, взаимосвязанных постепенными переходами как в вертикальном разрезе, так и по простиранию. Часто в пределах одной разновидности сочетаются текстурные элементы других типов, поэтому при диагностике текстурной принадлежности апатито-нефелиновых руд допускается известная условность. Послойное чередование разновидностей апатито-нефелиновых руд свидетельствует об их сингенетичности. Наблюдаемые иногда угловые несогласия между ними вызваны воздействием внутрирудной тектоники.

В кровле рудной зоны залегают породы, обогащенные сфеном и апатитом: сфено-апатитовые уртиты, ийолиты, существенно сфеновые породы, объединенные под названием сфено-апатитовых руд. Они отличаются рядом общих минералогических и структурно-текстурных особенностей: тесным парагенезисом сфена, апатита и титаномагнетита, широким развитием трахитоидно-полосчатых текстур, крайней неоднородностью состава и сложения, частым чередованием в разрезе без видимой закономерности. Приводим краткую характеристику сфено-апатитовых руд на примере разреза одной из скважин.

На глубине 333,85 м покрывающие трахитоидные ийолиты обогащаются призматическим сфеном и мелкозернистым апатитом, постепенно сменяясь полосчатым сфено-апатитовым уртитом. Призматический сфен (30—40%), иголь-

чатый эгирин (до 10%) и мелкозернистый титаномagnetит (около 5%) группируются в тонкие (3—5 мм) прерывистые полосы, наклоненные под углом 20—40° к горизонту. В мелкозернистой основной массе присутствуют также нефелин (35%) и апатит (15—20%). На интервале 336,85—355,55 м — сфено-apatитовая руда, в которой главные минералы — сфен (до 50%), апатит (20—35%); нефелин, эгирин и титаномagnetит в различных сочетаниях слагают маломощные (до 5 см) полосы и линзы, ориентированные под тем же углом (20—40°). Апатит, кроме того, образует ветвящиеся гнездовые обособления. В сфено-apatитовой руде встречена серия согласных прослоев мощностью до 3 м, сложенных массивным среднезернистым апатитовым уртитом (apatита до 15%) и полос трахитоидного ийолита шириной 0,3—1,3 м с апатитовой минерализацией. Ниже, на глубине 357,45 м, залегает линзовидно-полосчатый апатитовый уртит, послеродово обогащенный призматическим сфеном. Направление полосчатости варьирует от 25 до 50° к горизонту. На интервале 357,45—359,95 м наблюдается апатитонефелиновая руда массивного сложения, представляющая, по существу, среднезернистый уртит, в котором сконцентрировано свыше 20% крупнокристаллического апатита в виде гнездовых агрегатов, ветвящихся прожилков и неравномерной вкрапленности. В средней части этого интервала прослеживается прослой 25 см сфено-титаномagnetито-apatитового состава, имеющий зональное строение: краевые части его обогащены сфеном и титаномagnetитом, а центральная — крупнокристаллическим апатитом. На глубине 359,95 м апатитонефелиновая руда постепенно сменяется трахитоидным среднезернистым ийолитом, содержащим до 10% вкрапленного апатита. Трахитоидность наклонена под углом 30—40°. Далее, до глубины 366,25 м, залегает массивный неравномернозернистый полевшпатовый уртит, обогащенный апатитом (до 12%) и сфеном.

Общая мощность сфеновой зоны по этой скважине 32,4 м.

На других разрезах меняется порядок чередования разновидностей сфено-apatитовых руд, колеблются мощности отдельных прослоев и частота их встречаемости, некоторые прослои выпадают из разреза, появляются полосы сетчатых сфено-apatитовых ийолитов, мономинеральных сфеновых или титаномagnetитовых пород. В широких пределах варьирует также мощность сфеновой зоны. Обычно она составляет 5—15 м, достигая в ряде случаев 30 м и более.

Большинство исследователей хибинских апатитовых месторождений [11, 18, 24] признает существование по крайней мере двух возрастных генераций апатита, возникших как при кристаллизации расплава (apatит, слагающий рудные тела главных месторождений, шпирсы в уртитах, аксессуарный апатит), так и в результате метасоматических преобразований исходных пород (apatит Поачвумчоррской залежи, сфеновой зоны, а также апатит, образующий локальные мономинеральные скопления в некоторых пегматитах). Обе модификации апатита особенно четко выделяются по формам развития, физическим свойствам и химизму в Коашвинской рудной зоне [25].

Поздний апатит, развитый как среди уртитов, так и в апатитонефелиновых рудах, распространен широко, но весьма неравномерно. Наибольшие скопления его фиксируются в цементе апатитовой брекчии и в уртитах вблизи рудных горизонтов, где обычно достигают промышленных концентраций. Поздняя генерация апатита отчетливо диагностируется по цвету, форме и величине кристаллов. Новообразованный апатит встречается в виде прихотли-

вых по форме мономинеральных агрегатов, ветвящихся и прерывистых прожилков, а также неравномерной вкрапленности (рис. 9).

Апатит-II развивается преимущественно по нефелину, образуя иногда полные псевдоморфозы. При этом освобождаются алюминий, натрий и кремнезем, которые переотлагаются в виде цеолитов (рис. 10, а, г). В массе апатитовых агрегатов нередко обнаруживаются корродированные зерна нефелина, отороченные цеолитовой каймой (рис. 10, б). Пироксен более устойчив к процессу замещения, поэтому он наблюдается в форме хорошо сохранившихся кристаллов внутри обособлений позднего апатита, а также встречается в виде узких (до 1 мм) периферических оторочек, благодаря чему апатитовые агрегаты резко очерчены от окружающей породы (рис. 9, д и е).

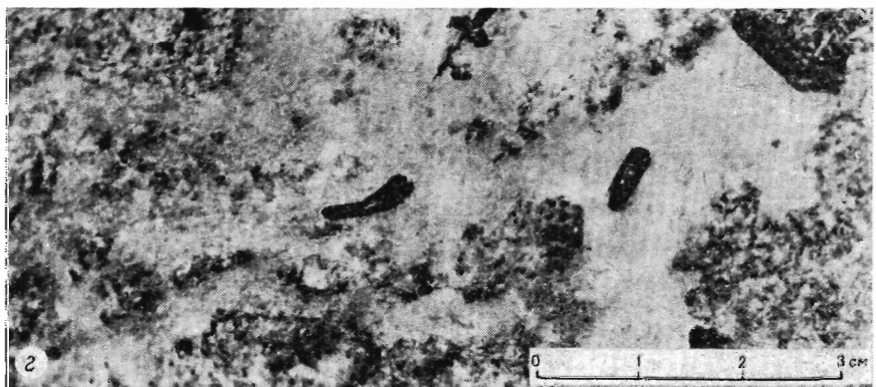
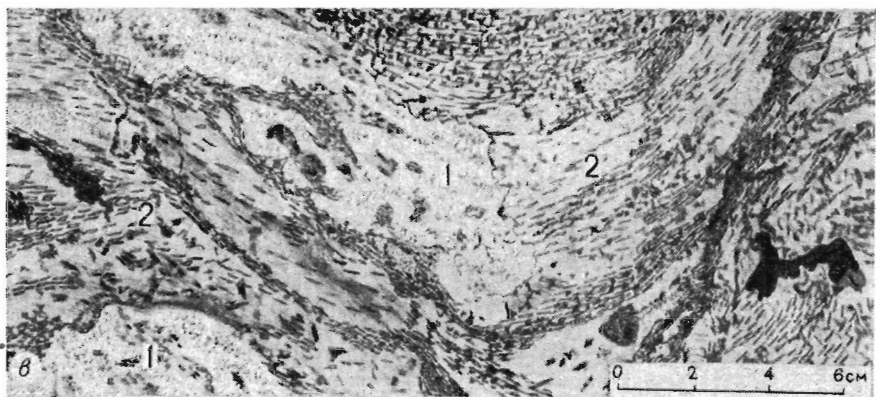
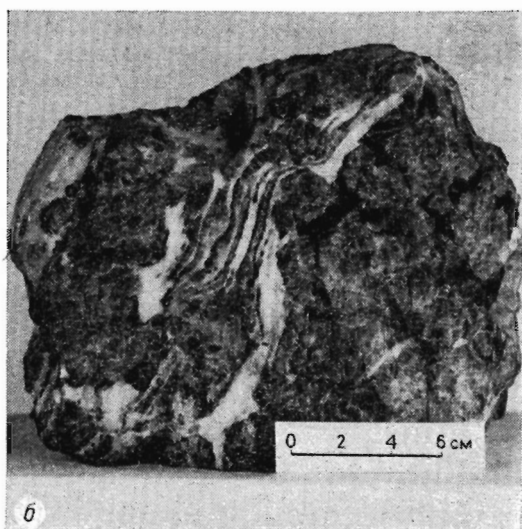
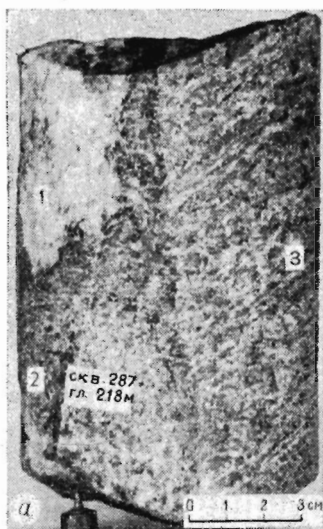
Форма зерен апатита-II неправильная (0,5—10 мм) или игольчатая (0,02×3 мм). В отличие от него апатит ранней генерации представлен однородными призматическими зёрнами с частичной огранкой. Размер зерен апатита-II резко варьирует, тогда как у апатита-I выдержан [11]. Цвет жсеноморфной разновидности позднего апатита зеленый или серый (дымчатый), игольчатой — желтовато-зеленый.

В связи с широкими масштабами развития процессов апатитизации уртитов внесены дополнения в существующую номенклатуру текстурных типов апатито-нефелиновых руд. Начальным стадиям метасоматического замещения соответствуют массивные апатитовые уртиты с бедной прожилково-вкрапленной апатитовой минерализацией (содержание P_2O_5 до 8%). В дальнейшем возникают своеобразные массивные апатито-нефелиновые руды, состоящие из позднего апатита и реликтов массивных уртитов (P_2O_5 от 8 до 30%). Изредка процесс завершается формированием практически мономинеральных (сплошных) апатитовых руд (содержание P_2O_5 превышает 30%).

Наряду с апатитизацией уррита отмечаются явления собирательной перекристаллизации апатита первичномагматических апатито-нефелиновых руд, сопровождающейся укрупнением зерна без изменения состава (табл. 3, 3), послыной или гнездовой локализации апатита-II.

Необходимо обратить внимание на исключительную приуроченность новообразований апатита к породам рудной субфазы (массивным уртитам и апатито-нефелиновым рудам). Не установлено ни одного случая развития апатита-II в ийолит-уртитях дорудной и пострудной субфаз.

Химический состав позднего апатита, выявленного в рудной зоне Коашвинского месторождения, охарактеризован тремя полными анализами, принадлежащими чисто отобранному минералу из уррита, блокового уррита и линзовидно-полосчатой руды. Для сравнения особенностей химизма обеих генераций апатита в табл. 3 приводятся результаты химического анализа апатита-I



Химический состав апатита месторождения Коашва, %

Компоненты	Номера анализов				
	1	2	3	4	5
P ₂ O ₅	40,59	40,61	40,93	40,26	40,44
Al ₂ O ₃	0,18	0,20	0,17	0,17	0,15
SiO ₂	0,20	0,36	0,07	0,05	0,05
Fe ₂ O ₃	0,18	0,15	0,05	0,05	0,04
TR ₂ O ₃	0,98	0,94	1,17	1,22	1,15
CaO	51,90	51,29	51,30	48,37	48,00
SrO	3,54	4,10	3,87	7,25	7,78
MgO	0,04	0,06	0,07	0,07	0,08
MnO	0,03	0,01	0,03	0,015	0,012
Na ₂ O	0,45	0,15	0,16	0,23	0,25
K ₂ O	0,04	0,02	0,018	0,016	0,036
H ₂ O	0,08	0,12	0,05	0,12	0,05
H ₂ O ⁺	0,27	0,34	0,24	0,27	0,26
F	3,32	3,24	3,12	3,25	3,12
CO ₂	—	—	0,11	0,06	0,06
Сумма	101,80	101,59	101,36	101,41	101,48
— O + F ₂	1,40	1,36	1,31	1,36	1,31
Сумма	100,40	100,23	100,05	100,05	100,17
Плотность	3,239	3,253	3,234	3,26	3,26
Аналитик	Н. А. Елина (по [18])		А. В. Мокрецова (по [25])		

Anatum-I: 1 — мелкозернистый из линзовидно-полосчатой руды; 2 — мелкозернистый из пятнистой руды.

Anatum-II: 3 — мономинеральных обособлений в линзовидно-полосчатой руде (скв. 284, глуб. 231 м); 4 — из блокового уррита (скв. 275, глуб. 101,5 м); 5 — гнездовых обособлений в массивном уртите (скв. 343, глуб. 131 м).

Кристаллохимические формулы новообразованного апатита

Анализ 3: $(\text{Ca}_{9,44}\text{Sr}_{0,37}\text{Na}_{0,06}\text{R}^{3+}_{0,01})_{9,83}(\text{P}_{5,95}\text{Al}_{0,01}\text{Si}_{0,01})_{6,00} \times \text{O}_{23,98}(\text{F}_{1,69}\text{OH}_{0,3})_{1,72}$.

Анализ 4: $(\text{Ca}_{9,18}\text{Sr}_{0,74}\text{Na}_{0,08}\text{R}^{3+}_{0,01})_{10,01}(\text{P}_{5,95}\text{Al}_{0,04}\text{Si}_{0,01})_{6,00} \times \text{O}_{24,00}(\text{F}_{1,82}\text{OH}_{0,05}\text{O}_{0,05})_{1,92}$.

Анализ 5: $(\text{Ca}_{9,10}\text{Sr}_{0,80}\text{Na}_{0,09}\text{R}^{3+}_{0,01})_{10,00}(\text{P}_{5,96}\text{Al}_{0,03}\text{Si}_{0,01})_{6,00} \times \text{O}_{24,00}(\text{F}_{1,75}\text{OH}_{0,04}\text{O}_{0,03})_{1,82}$.

Рис. 9. Формы развития апатита-II в массивном уртите, пегматите и сфено-apatитовой руде.

в — зарисовка развертки керна.

а — гнездовые концентрации апатита-II (1) в жиле массивного неравномернозернистого пеллошлатового уррита (2), секущего полосчатую апатито-нефелиновую руду (3); б — прожилковые агрегаты апатита-II (светлое) в пегматите; в — гнездовое обособление апатита-II (1) в сфено-apatитовой руде (2); г — гнездовые и прожилковые агрегаты апатита-II, отороченные эгириновой каймой, в массивном среднезернистом уртите; в массе апатита-II видны кристаллы эгирина (черное) и реликтовые участки нефелина (серое), сохранившиеся от замещения.

отношения SrO/CaO , тогда как в апатите-II из линзовидно-полосчатой руды эта пропорция остается неизменной. Кроме того, исследуемый апатит свободен от примеси железа и кремния по сравнению с ранним апатитом. Повышение роли стронция, изоморфно замещающего кальций, сопровождается увеличением плотности минерала.

В. А. Карпушиной, Н. С. Громовой и Ю. А. Балашовым (ГЕОХИ АН СССР) выполнен сокращенный анализ апатита сплошной апатитовой руды Коашвинского месторождения (CaO —49,6; SiO —8,30; TR_2O_3 —0,95; F —3,47%). Полуколичественным спектральным анализом того же образца помимо компонентов, установленных при весовом анализе, определены примеси вольфрама, меди, серебра, бария.

Б. П. Романчев на основании исследования температур гомогенизации включений минералообразующей среды в апатите (устное сообщение) выделяет четыре генерации: апатит-I с температурой гомогенизации включений от 620 до 910°С, кристаллизуется в магматическую стадию; апатит-II, образующий гнездовые агрегаты в уртите, возникает при автометасоматическом процессе в режиме температур 590—600°С; апатит-III, кристаллизуется из высокотемпературных (360—380°С) растворов; апатит-IV, формируется на поздней гидротермальной стадии из слабоминерализованных растворов при температуре 290—330°С.

Место поздней апатитовой минерализации в общей схеме формирования Коашвинской рудной зоны определяется на основании следующих фактов. Минерализация проявилась после образования апатито-нефелиновых, сфено-apatитовых руд и массивных уртитов, которые подвергаются наложенной апатитизации, позже или одновременно с кристаллизацией фациальных пегматитов (см. рис. 9, в и г). В рудной брекчии, широко распространенной на Коашвинском месторождении, не встречено ни одного ксенолита какой-либо из поздних разновидностей (массивных или сплошных) апатитовых руд. Вместе с тем новообразованный апатит, являясь типоморфным минералом рудной брекчии, локализуется как в ксенолитах и цементе, так и по контакту между ними. Пострудные трахитоидные ийолит-уртиты и жильные пегматиты комплекса лавочорритов пересекают и брекчируют перекристаллизованные апатито-нефелиновые руды, рудную брекчию и позднематематические апатитовые скопления в массивных урритах. Таким образом, наложенные процессы автометаморфической апатитизации имели место в завершающие этапы становления рудной зоны Коашвинского месторождения.

По сравнению с месторождениями юго-западного рудного поля (Кукисвумчорр, Юкспор, Апатитовый Цирк, Расвумчорр) в Коашвинской рудной зоне значительно шире представлены сфено-apatитовые руды, массивные и сплошные апатитовые руды с поздним апатитом, несколько преобладают богатые пятнистые и пятнисто-полосчатые разновидности; сопоставимая распространен-

из апатито-нефелиновых руд Кошвинского месторождения, заимствованные из работы Т. Н. Ивановой [18].

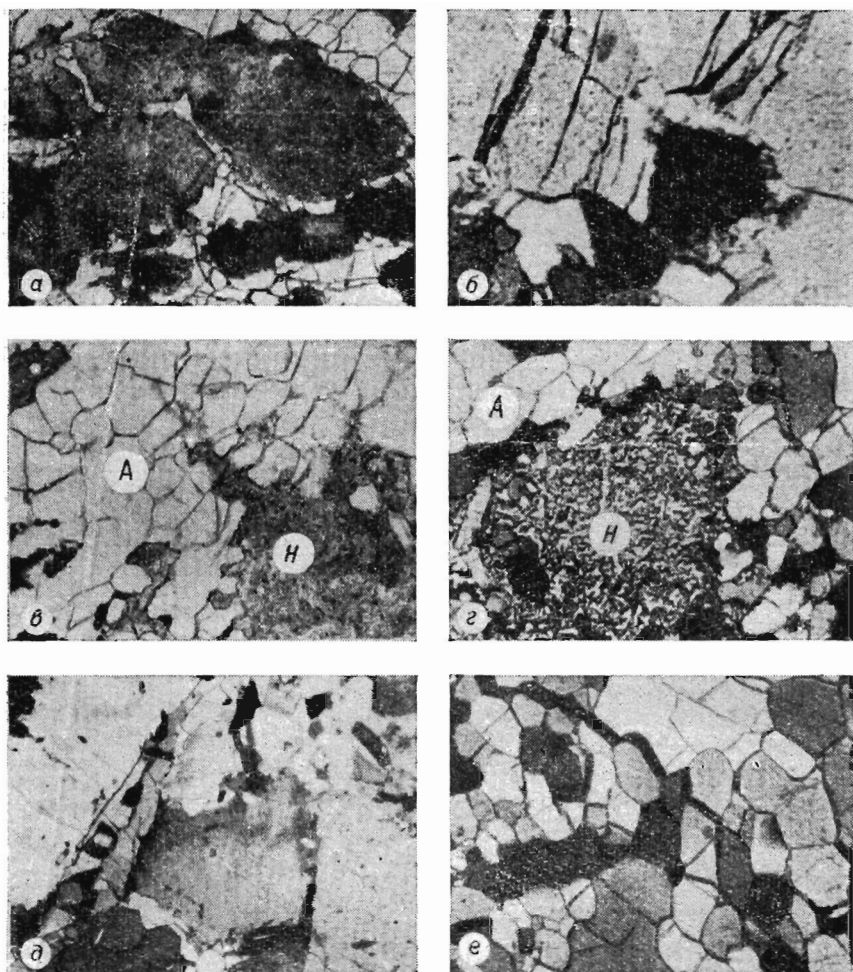


Рис. 10. Стадии развития апатита-II в уртите.

г — без анализатора, остальные с анализатором; $\times 24$.

а — цепочки кристаллов апатита-II (светлое) в цеолитизированном нефелине (темное); б — реликтовое зерно нефелина (черное) с цеолитовой оторочкой (светлое) в кристалле апатита-II (серое); в, г — коррозия цеолитизированного нефелина (Н) поздним апатитом (А); д — развитие кристалла апатита-II вдоль границы зерен нефелина; е — мономинеральный агрегат апатита-II.

Основное отличие апатита-II, развивающегося в урритах и блоковых урритах (табл. 3, 4 и 5), от перекристаллизованного апатита первичномагматических руд (3) заключается в увеличении

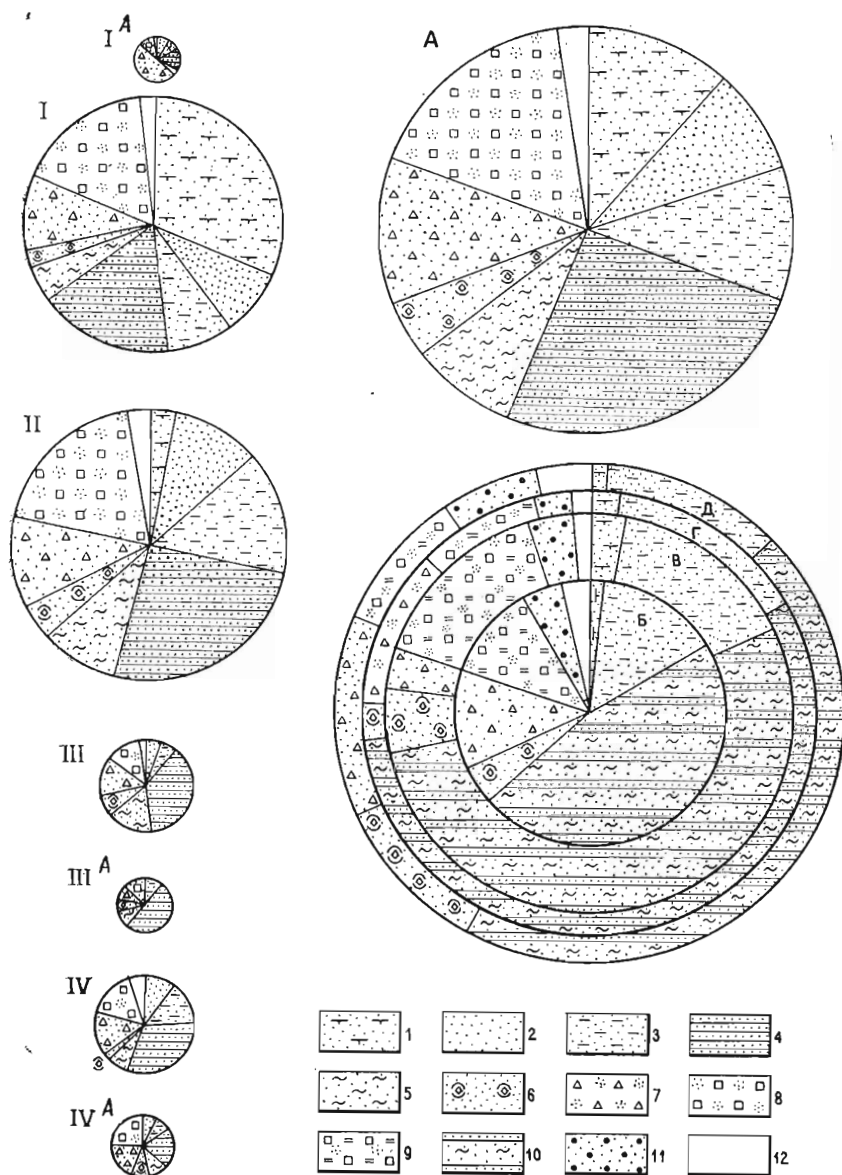


Рис. 11. Диаграммы распространения текстурных типов руд в хибинских апатито-нефелиновых месторождениях.

Месторождения: А — Кошвинское (римские цифры — номера рудных горизонтов), Б — Апатитовый Цирк, В — Кукисвумчорр, Г — Юкспор, Д — Расвумчорр.

1 — сфено-апатитовые руды; 2—6 — апатито-нефелиновые руды (2 — пятнистые, 3 — пятнисто-полосчатые, 4 — полосчатые, 5 — линзовидно-полосчатые, 6 — блоковые); 7 — брекчия апатито-нефелиновых руд; 8 — апатитовые уртиты, массивные и сплошные руды; 9 — мелкоблочные и сетчатые руды; 10 — полосчатые и линзовидно-полосчатые руды; 11 — апатитовые ийолиты; 12 — жильные породы, ксенолиты.

ность установлена для рудной брекчии с уртитовым цементом и блоковых руд, но менее развиты полосчатые и линзовидно-полосчатые апатито-нефелиновые руды и почти полностью отсутствуют бедные сетчатые руды (рис. 11 и табл. 4).

Для определения количественного минерального состава сфено-apatитовых, апатито-нефелиновых руд, апатитовой брекчии и массивных уртитов из керна скважин отбирались пробы массой 20—100 кг. Пробы анализировались в лаборатории Мурманской геологоразведочной экспедиции (минералогии И. А. Сакова, А. С. Калинин, А. С. Кузнецова, М. Н. Богатырева, К. М. Романова) по методике, разработанной А. И. Володченковой и Б. П. Мелентьевым. Результаты определений 190 проб (табл. 5) наглядно иллюстрируются лучевой диаграммой (рис. 12). Для построения диаграммы использована 6-векторная система координат, на осях которой через 120° в принятом масштабе нанесены средние (жирной линией) и экстремальные (тонкими линиями) значения содержания главных пороодо- и рудообразующих минералов — нефелина, апатита и эгирина, а в промежутках (через 60°) — величины количеств второстепенных компонентов — полевого шпата, сфена и титаномagnetита. Таким образом, особенности количественного минерального состава каждой из проанализированной разновидности пород и руд получают графическое выражение в виде замкнутой фигуры.

Таблица 4

Распространение генетических и текстурных разновидностей руд в хибинских апатито-нефелиновых месторождениях, об. %

Генетические и текстурные разновидности руд	Хибинские апатитовые месторождения				
	Коашва	Кукис-вумчорр	Юкспор	Апатитовый Цирк	Расвумчорр
Сфено-apatитовые руды	11,4	2,7	2,0	1,2	0,9
Апатито-нефелиновые руды:					
пятнистые	8,6	} 14,9	14,5	14,8	11,5
пятнисто-полосчатые	10,8				
линзовидно-полосчатые	8,0	} 53,8	56,0	47,3	45,4
полосчатые	25,7				
блоковые	4,8	5,2	2,7	4,2	10,3
рудная брекчия	11,6	3,2	11,5	12,2	13,1
сетчатые	—	14,8	8,8	11,7	9,1
Апатитовые уртиты, массивные и сплошные руды	16,6	4,1	3,2	5,0	6,2
Жильные породы, ксенолиты вмещающих пород	2,5	1,3	1,3	3,6	3,5
Сумма	100	100	100	100	100

**Количественный минеральный состав пород и руд
Коашвинского апатитового месторождения**

Минералы	Сфено- apatитовые руды (16 анали- зов)	Апатито- нефелино- вые руды (83 анализа)	Брекчия апатито- нефелино- вых руд (30 анализов)	Массивные уртиты (61 анализ)
Апатит	$\frac{14,14}{3,16-23,38}$	$\frac{44,62}{15,42-78,72}$	$\frac{29,66}{5,66-57,72}$	$\frac{5,69}{1,15-19,3}$
Нефелин	$\frac{43,10}{29,10-51,86}$	$\frac{40,48}{4,17-60,85}$	$\frac{46,57}{25,74-66,54}$	$\frac{61,42}{36,29-78,8}$
Эгирин	$\frac{13,55}{5,11-22,17}$	$\frac{6,62}{0,62-19,56}$	$\frac{11,37}{3,79-17,57}$	$\frac{16,66}{4,00-33,6}$
Полевой шпат	$\frac{3,79}{0,92-6,16}$	$\frac{2,81}{0,01-13,01}$	$\frac{5,54}{0,43-17,92}$	$\frac{8,24}{0,98-34,3}$
Сфен	$\frac{18,80}{12,32-28,31}$	$\frac{3,10}{0,31-10,80}$	$\frac{4,34}{2,33-7,22}$	$\frac{5,64}{1,00-10,7}$
Титаномagnetит	$\frac{5,90}{0,17-14,00}$	$\frac{1,97}{0,05-6,10}$	$\frac{1,73}{0,30-4,20}$	$\frac{1,66}{0,08-10,2}$
Прочие минералы	$\frac{0,72}{0,28-2,00}$	$\frac{0,40}{0,02-2,69}$	$\frac{0,79}{0,04-3,00}$	$\frac{0,69}{0,08-5,00}$

Примечание. В числителе — среднее содержание (%), в знаменателе — пределы колебаний.

К продуктам поздних этапов минералообразования относится появление реакционной каймы щелочного амфибола (преимущественно магнезиального типа, рис. 13, а) и железистого биотита (рис. 13, б) вокруг кристаллов пироксена, оторочек лейкоксена по сфену, агрегат шпреуштейна по нефелину (рис. 13, в), цирфесита по эвдиалиту и астрофиллита по энигматиту. Наиболее стойкими к процессам замещения являются апатит и полевой шпат.

Корониты вокруг эгирин-диопсида обычно зональны: внутренняя часть представлена трудно диагностируемым щелочным амфиболом, а наружная — тонкочешуйчатым лепидомеланом. Нередко наблюдаются полные псевдоморфозы амфибола по пироксену и лепидомелана по амфиболу. Тонковолокнистые агрегаты астрофиллита (обычно в ассоциации с эгирином) и лейкоксена располагаются перпендикулярно к граням кристаллов энигматита и сфена, по которым они развиваются.

Вторичные изменения нефелина приурочены либо к экзоконтактам мончикитовых, пегматитовых и гидротермальных жил (эндогенная шпреуштейнизация), либо связаны с процессами вывет-

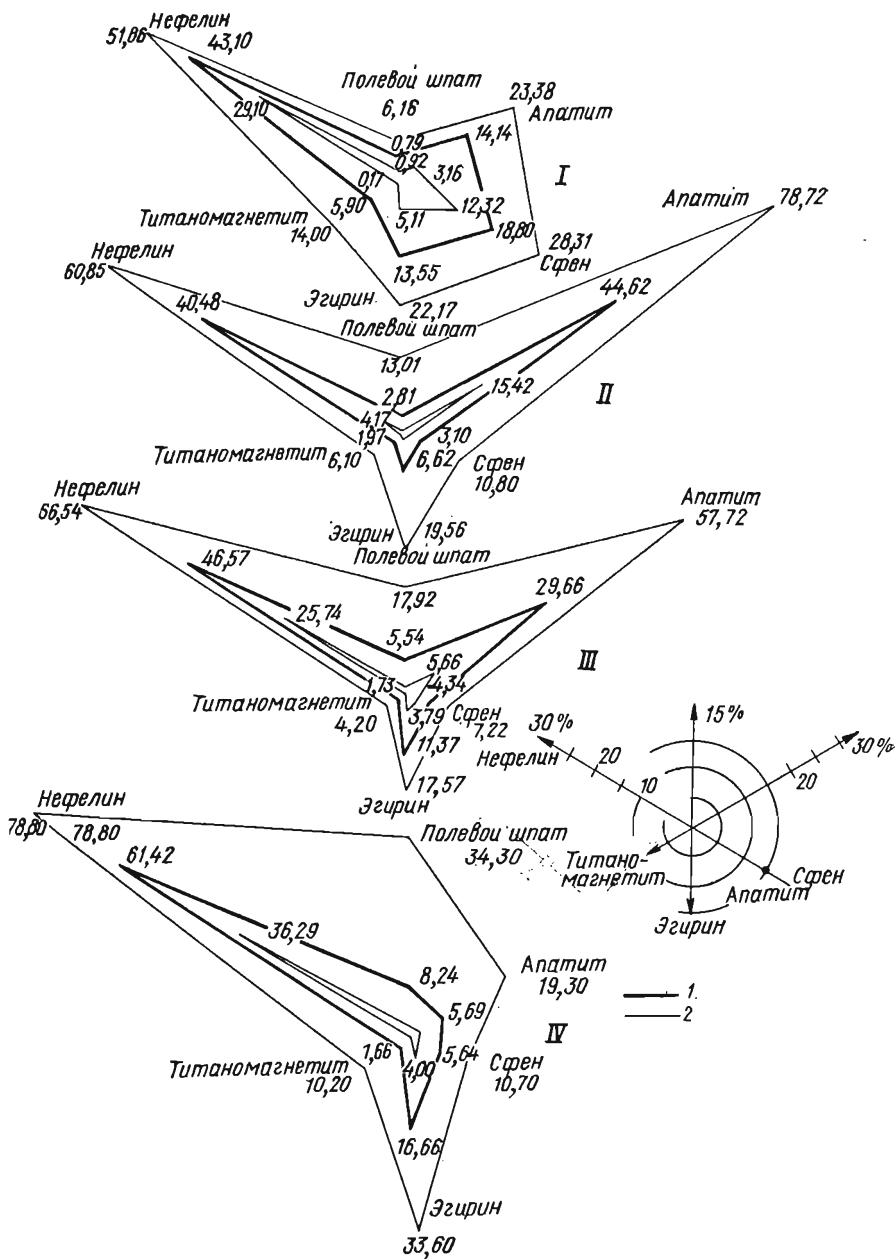


Рис. 12. Лучевая диаграмма минерального состава пород и руд Коашвинского месторождения (составлена по результатам фазово-минералогических анализов). I — сфено-апатитовые руды (16 анализов); II — апатито-нефелиновые руды (83 анализа); III — брекчии апатито-нефелиновых руд (30 анализов); IV — массивные уртиты (61 анализ). Значения содержаний минералов: 1 — средние, 2 — экстремальные.

ривания вдоль трещиноватых зон (гипергенная шпреуштейнизация).

Интенсивная эндогенная шпреуштейнизация, т. е. замещение нефелина тонкими полиминеральными агрегатами гидронфелита, содалита, гидраргиллита, анальцита и гидрослюда, затрагивает небольшие по объему участки, быстро затухая по мере удаления от контактов жил, с которыми она связана. Масштабы проявления гипергенной шпреуштейнизации еще более ограничены.

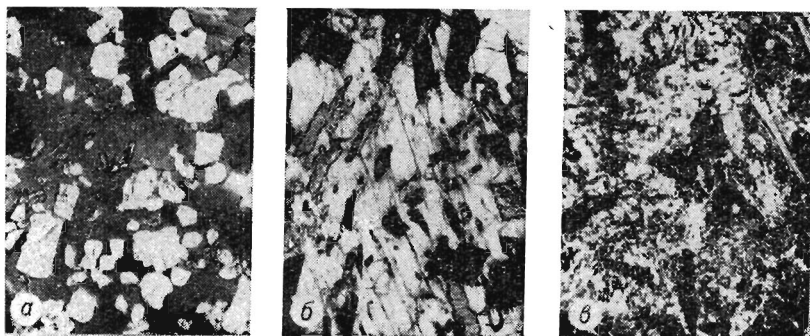


Рис. 13. Формы развития поздних эндогенных минералов.

а и *в* — с анализатором, *б* — без анализатора; $\times 24$.

а — ювит, замещение эгирин-диопсида (темно-серое) щелочным амфиболом (светло-серое); *б* — трахитондный уртит: псевдоморфоза лепидомелана по пироксену (темное) с пойкилитовыми вростками нефелина (светлое); *в* — трахитондный ийолит, мелкозернистый агрегат шпреуштейна, развивающийся по нефелину.

В апатито-нефелиновых рудах и породах ийолит-уртитового комплекса присутствуют своеобразные нефелин-полевошпатовые микропегматитовые срастания, представленные двумя морфологическими типами (рис. 19): червеобразными вростками нефелина в полевом шпате и тонкими субпараллельными или веерообразными пластинками нефелина в полевом шпате. Иногда оба типа сростков встречаются совместно (рис. 14, *г*). Кроме того, в массивном полевошпатовом уртите обнаружены взаимные прорастания пироксена с полевым шпатом (рис. 14, *в*).

Происхождение нефелин-полевошпатовых микросрастаний объясняется процессами: а) метасоматического замещения нефелина полевым шпатом (И. П. Тихоненков); б) распада твердого раствора или реакционного замещения первично-магматического лейцита (Т. Н. Иванова, О. Б. Дудкин и другие); в) кристаллизации расплава при эвтектических соотношениях нефелина и полевого шпата (А. В. Галахов). А. В. Галахов допускает также возможность образования дактилоскопических структур вследствие распада твердого раствора нефелина с избыточным количеством SiO_2 .

Контактовые взаимоотношения массивных уртитов с апатито-нефелиновыми рудами разнообразны, сложны и противоречивы. С одной стороны, в апатито-нефелиновых рудах содержатся многочисленные шлировые обособления массивного уртита, ориентированные вдоль полосчатости руды; в других случаях массивные уртиты образуют протяженные полосы в пятнистых, полосчатых

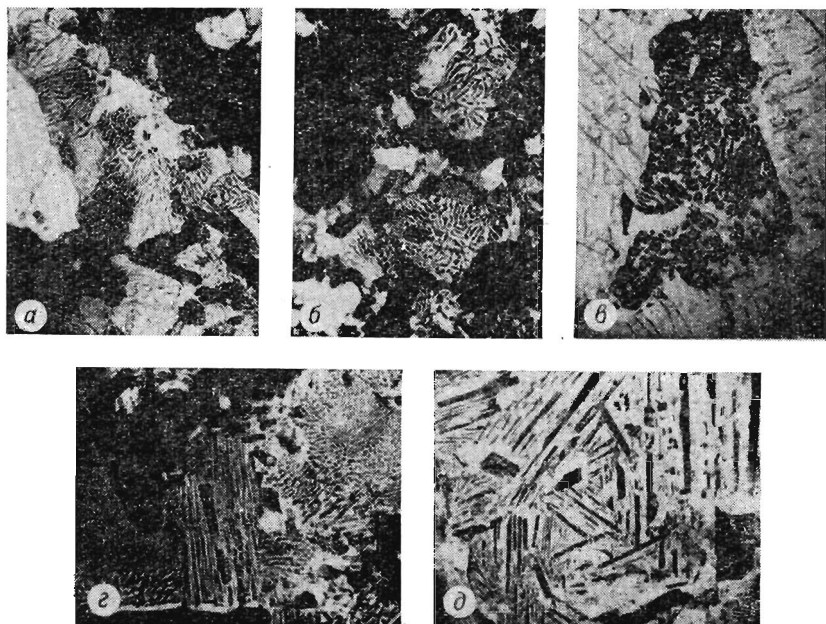


Рис. 14. Дактилоскопические микроструктуры в ийолит-уртитях.
а, в, г — с анализатором, б, д — без анализатора; $\times 24$.

а — грахитонный малиннит; б — массивный уртит; в — массивный уртит: червеобразные вrostки полевого шпата (светлое) в пироксене (темное); г — массивный уртит: тонкопластинчатые и червеобразные вrostки нефелина в полевом шпате; д — массивный уртит: параллельные и радиальные тонкопластинчатые микрорасстания нефелина и полевого шпата.

и линзовидно-полосчатых рудах; часто наблюдаются взаимопереходы между уртитами и апатито-нефелиновыми рудами; обычны и весьма многочисленны случаи брекчирования апатито-нефелиновых руд массивными уртитами.

Следует подчеркнуть, что эти противоречивые факты сосуществуют на одних и тех же участках рудной зоны. Так, в штольне на интервале 0—53,5 м (по кровле) вскрыта брекчия пятнистых и пятнисто-полосчатых апатитовых руд, цементируемых массивным неравномернозернистым полевошпатовым уртитом. Рудные ксенолиты величиной от нескольких сантиметров до 3 м в поперечнике распределены неравномерно. На расстоянии первых 35 м от устья штольни преобладают крупные (3—8 м) глыбы, занимающие до

70% объема брекчии; на интервале 35—45 м распространены преимущественно небольшие обломки (до 0,5—1 м), образующие внутри цемента локальные скопления (в среднем здесь ксенолиты составляют не более 30—40% объема брекчии); далее, до отметки 53,5 м концентрация разновеликих (от долей метра до 3 м) ксенолитов пятнисто-полосчатых руд вновь возрастает до 70%. Форма ксенолитов неправильная, удлинённая или овальная. Как правило, ксенолиты пятнистых руд обладают изометричной формой со сглаженными краями и имеют сравнительно небольшие размеры (до 1—2 м). Наоборот, ксенолиты полосчатых руд отличаются удлинённой формой, угловатыми очертаниями и достигают в длину нескольких метров. Вокруг наиболее крупных рудных ксенолитов, а также в местах их концентраций неравномернозернистые уртиты образуют узкую (до 10—20 см) краевую кайму ийолитового состава.

На расстоянии 53,5—61 м от устья штольни апатитовая брекчия сечется 2,5-метровой жилой пострудного трахитоидного уртита, к нижней части которой приурочено сфеновое оруденение. В трахитоидном уртите заключено несколько повернутых ксенолитов пятнисто-полосчатых руд.

Далее, до отметки 75,5 м, залегает линзовидно-полосчатая апатито-нефелиновая руда с блоками нефелина, с овальными шлирами массивного уртита размером до 1 м в длину и тонкими выдержанными по мощности полосами того же уртита. В кровле уртитовых полос проявлена сфеновая минерализация. На юго-западной стенке у отметки 74 м наблюдается малоамплитудный сброс, вдоль которого два соседних уртитовых прослоя мощностью до 5 см смещены на 10 см (рис. 33, в). Простираение полосчатости руды в пределах данного интервала плавно меняется от СВ 35° до широтного; падение в северные румбы под углом 25—35°.

На участке от 75,5 м (по кровле) до 78,5 м (по подошве) линзовидно-полосчатые руды под прямым углом срезаются контактом с массивным неравномернозернистым уртитом цемента апатитовой брекчии. Контакт простирается на СВ 75° и падает на юго-восток под углом 25°. В узкой приконтактной зоне уртит обогащен сфеном.

Далее, до отметки 107,5 м, встречена брекчия линзовидно-полосчатых, полосчатых, блоковых, пятнистых и пятнисто-полосчатых апатито-нефелиновых руд, сцементированных средне-, неравномернозернистыми и пегматоидными уртитами с гнездовой апатитовой и сфеновой минерализацией. Примечательно, что у контакта с линзовидно-полосчатой рудой ксенолиты в брекчии представлены той же текстурной разновидностью. В крупном ксенолите блоковых руд, встреченном на интервале 85—88 м, содержатся согласные прослои блоковых уртитов, смятых совместно с рудой в пологую складку (см. рис. 32, а). Полосчатость блоковых руд и праницы прослоев пересекаются контурами ксенолита. Глыбы пятнистых руд раздроблены на мелкие обломки, разобщенные тонкими про-

водниками цементирующих уртитов. Следует подчеркнуть сопряженность контуров смежных обломков: угловатые выступы одного ксенолита сопровождаются такими же по форме и размерам впадинами другого (см. рис. 33, б).

Подобные соотношения между рудными ксенолитами, разделенными густой сетью соединяющихся апофиз уррита, наблюдались в жерне многих скважин. В иных случаях смежные обломки плотно соприкасаются, образуя «сухую» брекчию (рис. 15, е). «Сухая» брекчия (брекчия без цемента) является своеобразной морфологической формой брекчиевых апатито-нефелиновых руд, которой присуще абсолютное преобладание обломков над цементирующим материалом. Обычно рудные ксенолиты в такой брекчии представлены какой-либо одной текстурной разновидностью (см. рис. 33, б), хотя известны и исключения (рис. 15, г, д). Каждому обломку свойственна автономная пространственная ориентировка, угловые соотношения между полосчатостью соседних обломков весьма разнообразны.

Уртиты цемента апатитовой брекчии представлены как средне- и неравномернозернистыми, так и пегматоидными разновидностями.

Сложные и противоречивые взаимоотношения между апатито-нефелиновыми рудами и массивными урритами не являются специфичной чертой только Коашвинской рудной зоны: они неоднократно отмечались на всех хибинских месторождениях (Кукисвумчорр, Юкспор, Расвумчорр, Куэльпор) и до настоящего времени остаются объектом исследований и служат предметом дискуссии.

Возрастное положение массивных урритов по отношению к подстилающим трахитоидным ийолит-урритам устанавливается на основании повсеместного развития в зоне их контакта брекчиевых образований, в которых обломки трахитоидных уртитов, ийолитов и малиньитов сцементированы массивным урритовым материалом (рис. 16).

В скв. 279 (рис. 1, Б) на глубине 211,3—211,7 м полого-залегающие трахитоидные уртиты и ийолиты вдоль оси керна пересекаются жилой пегматоидного уррита. Ниже, на интервале 215,6—226,3 м, в массивном уртите сосредоточено множество мелких (2—7 см) угловатых ксенолитов трахитоидных ийолит-уртитов, беспорядочно ориентированных в объеме брекчии.

Жилы массивных различных по зернистости и составу (в том числе апатитовых) урритов с резкими секущими трахитоидность вмещающих пород контактами наблюдались неоднократно. В одной из скважин на глубине 335,2 м трахитоидные уртиты пересекаются прожилком (3 см) массивного уррита, содержащим ксенолит полосчатой апатито-нефелиновой руды (рис. 16, в). Как правило, в жилах концентрируются обломки трахитоидных ийолит-уртитов, причем трахитоидность пересекается ограничениями ксенолитов.

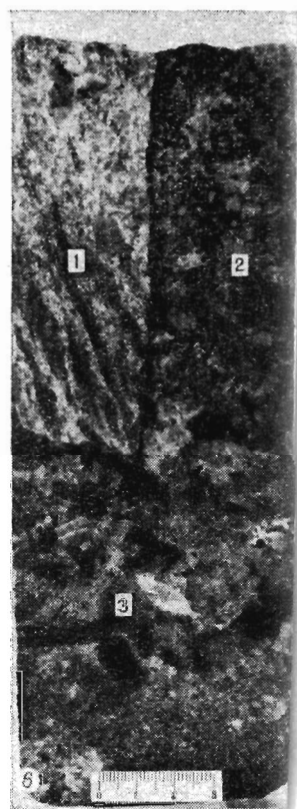
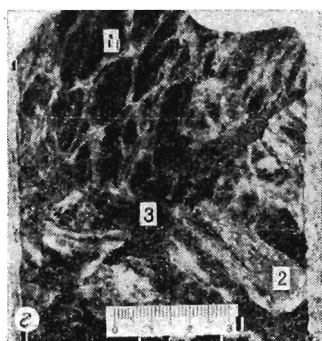
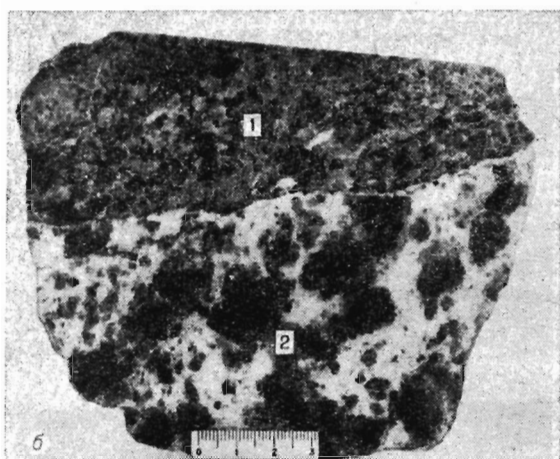
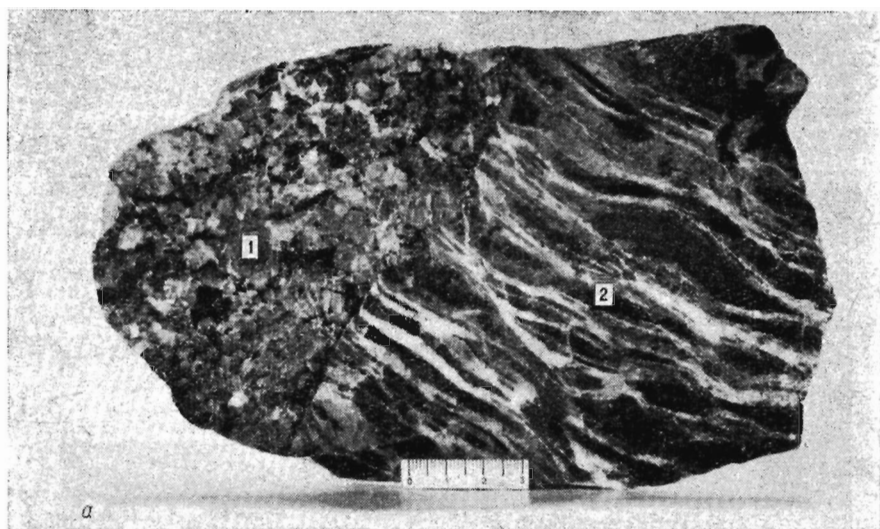




Рис. 15. Контактные взаимоотношения уррита цемента брекчии с ксенолитами апатито-нефелиновых руд.

а — контакт массивного среднезернистого уррита (1) с линзовидно-полосчатой рудой (2);
б — контакт массивного неравнозернистого уррита (1) с пятнисто-полосчатой рудой (2);
в — ксенолит полосчатой руды (1) в массивном неравнозернистом полевошпатовом уррите (2) с обособлением апатита-II (3); *г* — разноориентированные ксенолиты линзовидно-полосчатой (1) и полосчатой (2) руд, разобщенные тонким урритовым прожилком (3);
д — брекчия полосчатых (1) и пятнисто-полосчатых (2) руд в ийолитовом цементе (3) (стенка штольни); *е* — угловые несогласия на границах соприкосновения рудных ксенолитов в «сухой» брекчии.

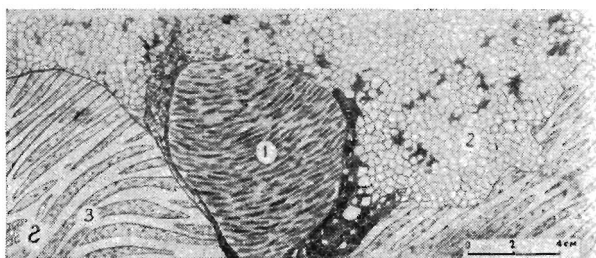
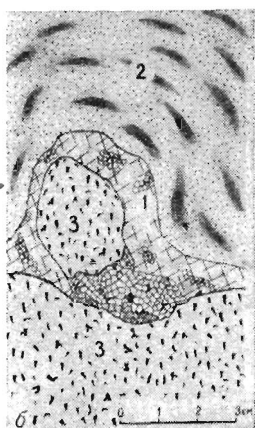
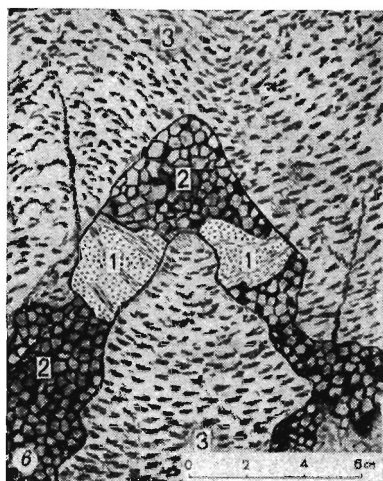
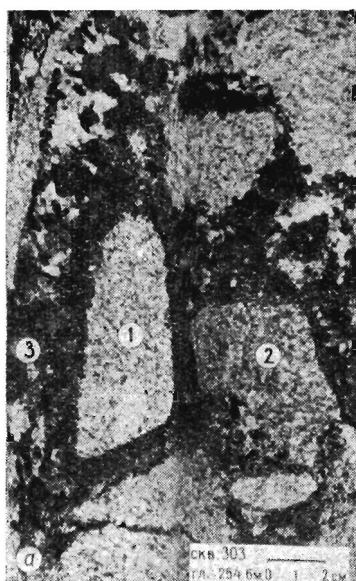
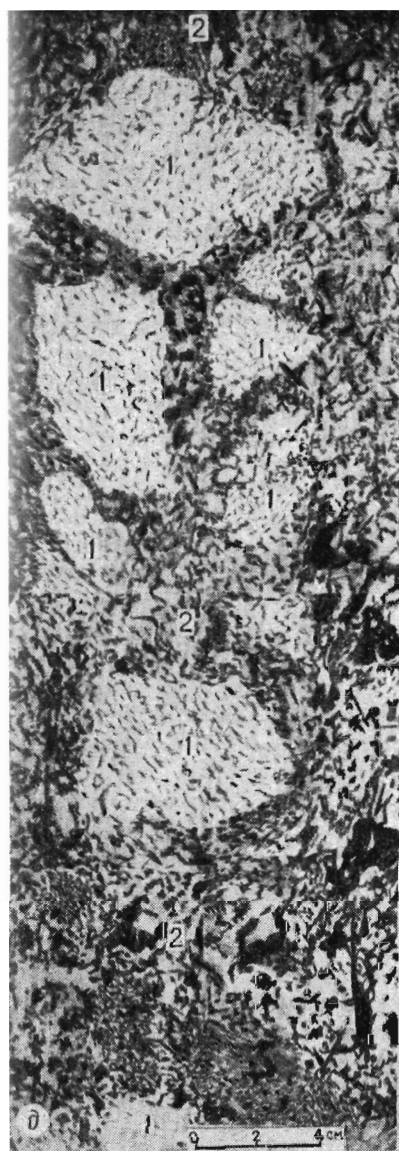


Рис. 16. Контактные взаимоотношения массивных уртитов с дорудными трахитоидными ийолит-уртитам.

а — ксенолиты трахитоидных уртитов (1) и ийолитов (2) в массивном уртите (3), обогащенном темноцветными минералами; *б* — прожилки массивного неравномернозернистого полевошпатового уррита (1) на контакте полосчатой руды (2) с трахитоидным уртитом (3); *в* — прожилки массивного уррита (2) с ксенолитом полосчатой руды (1) в трахитоидном уртите (3); *г* — ксенолит трахитоидного уррита (1) на контакте массивного уррита (2) с полосчатой рудой (3); *д* — эндоконтактный массивный уртит (2), обогащенный темноцветными минералами с ксенолитами трахитоидных уртитов (1); *е* — ксенолит трахитоидного ийолита (1) на контакте массивного (2) и трахитоидного (3) уртитов; *ж* — пересечение трахитоидности ийолита (1) контактом с массивным уртитом (2).



Непосредственные контакты апатито-нефелиновых руд с трахитоидными ийолит-уртитамы немногочисленны, поскольку рудные тела целиком залегают среди массивных уртитов. Тем не менее среди апатито-нефелиновых руд на различных уровнях разреза рудной зоны обнаружены включения трахитоидных уртитов, реже ийолитов, размером от 5—10 см до нескольких метров. Трахитоидность ийолит-уртитов в этих включениях ориентирована под различными углами к оси керны (от 0 до 90°) и в большинстве случаев пересекается поверхностью контактов с апатито-нефелиновыми рудами. Угловые несоответствия между трахитоидностью и контактом также варьируют в широком диапазоне. Полосчатость апатитовых руд всегда параллельна контактовой поверхности и приспособляется к ее неровности. На основании изложенного данные включения диагностируются как ксенолиты. Жилы полосчатой апатито-нефелиновой руды, секущие трахитоидные уртиты I субфазы, встречаются в скв. 524 (см. рис. 3) на интервале 625,7—626,7 и 736,7—740,8 м.

Приведенный фактический материал убедительно свидетельствует о более позднем образовании массивных уртитов и апатито-нефелиновых руд, чем подстилающих трахитоидных ийолит-уртитов.

ПОСТРУДНАЯ СУБФАЗА

В районе Коашвы породы завершающей (пострудной) субфазы ийолит-уртитовой интрузии представлены массивными ювитами, «сливными» уртитамы, трахитоидными уртитамы, ийолитами и мельтейгитами. Они слагают верхнюю часть интрузии, прослеживаясь вдоль южного склона отрога горы Коашва, под мореной в долине р. Вуоннемиок. За пределами месторождения пострудные ийолиты образуют цемент апатитовой брекчии на возвышенностях Ньюорпахк и Суолуайв и выклиниваются у вершины Коашкара. Видимая ширина полосы этих пород увеличивается от 250 (на плато Коашва) до 900 м (в долине р. Вуоннемиока). Максимальная вертикальная мощность пострудных ийолит-уртитов 550—650 м. Нижний контакт их со сфено-apatитовыми рудами и верхний — с лывочорритами падают на северо-запад под углом 30—35°.

Массивные ювиты являются полевошпатовыми аналогами уртитов. По внешнему виду это лейкократовые неравномернoзернистые породы, состоящие из калиевого полевого шпата (20—25%), нефелина (50—60%) и эгирина (10—15%). В переменном количестве присутствуют сфен, титаномagnetит, эвдиалит, лампрофилит, апатит (рис. 17, а). Полевой шпат образует крупные (до 5—10 см в поперечнике) неправильной или «скелетной» формы монокристаллы, цементирующие беспорядочно рассеянные идиоморфные пойкилитовые вростки нефелина (1—3 мм). Содержание этих минералов непостоянно: на локальных участках количество нефе-

лина возрастает до 60—70% и более там, где порода по составу соответствует уртиту. Эгирин, подобно полевому шпату, встречается в виде «скелетных» кристаллов с округлыми очертаниями,

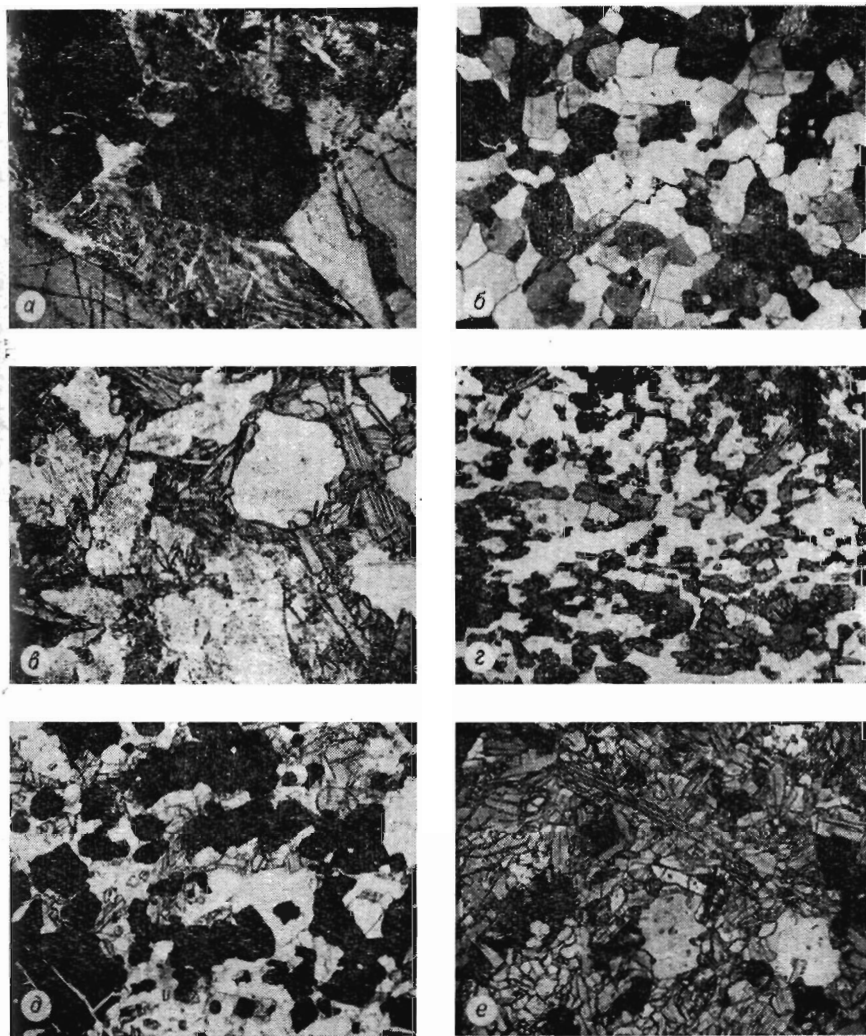


Рис. 17 Микроструктуры пострудных ийолит-уртитов.

а и *б* — с анализатором, *в—е* — без анализатора; $\times 24$.

а — пойкилитовая структура массивного ювита; *б* — микроаллотриоморфная структура «сливного» уррита; *в* — порфировидная структура трахитоидного ийолита; *г* — гипидиоморфнозернистая структура трахитоидного ийолита; *д* — сидеронитовая структура трахитоидного титаномагнетитового мельтейгита; *е* — гипидиоморфнозернистая структура трахитоидного якупирангита.

содержащих вросстки нефелина. Типоморфным минералом ювитов является эвдиалит.

«Сливные» уртиты как самостоятельная текстурная модификация существенно нефелиновых пород впервые выделены на геологической карте и разрезах. Они слагают выдержанную по мощности 50-метровую полосу, прослеженную по простиранию на 5 км и по падению до 1,5 км. За пределами месторождения эти породы неизвестны. Макроскопически «сливные» уртиты представляют собой однородный нефелиновый агрегат, в котором с трудом различимы мелкие зерна эгирина и точечные включения сфена, иногда апатита. Под микроскопом мелкие (до 1 мм) округлые и полигональные зерна нефелина, лишенные каких-либо включений, составляют до 90% площади шлифа. Апатит образует тонкую вкрапленность. Структура микроаллотриоморфная (рис. 17, б).

Трахитоидность по ориентировке эгирина выражена неотчетливо.

Трахитоидные уртиты и ийолиты (рис. 17, в и г) по количественному минералогическому составу сходны с аналогичными породами дорудной субфазы, но существенно отличаются от них разнообразием второстепенных и акцессорных минералов (сфен, апатит, титаномagnetит, эвдиалит, виллиомит, лампрофиллит и др.), тесным сочетанием трахитоидных и полосчатых текстур, дробной перемежаемостью в разрезе слоев разного состава и сложения. Кристаллы эгирина имеют игольчатый габитус, нередко концентрируются в узкие полоски и линзочки, отчетливо подчеркивающие трахитоидность. Перечисленные особенности пострудных трахитоидных уртитов и ийолитов позволяют надежно отличать эти образования от их ранних аналогов.

Трахитоидные мельтейгиты представлены несколькими разновидностями, различающимися по составу и сложению. Главными минералами мельтейгитов являются эгирин-диопсид (70—90%), нефелин (до 20%); постоянно присутствуют титаномagnetит, сфен, апатит, энigmatит, изредка — полевой шпат, щелочной амфибол (рибекит-катафорит), лепидомелан. Качественный состав цветной части мельтейгитов весьма непостоянный. Некоторые из них обогащены титаномagnetитом (до 20% и более) в ассоциации с апатитом, сфеном или биотитом (50—70%), в соответствии с чем выделяются титаномagnetитовые (рис. 17, д), сфеновые или слюдяные мельтейгиты. В отдельных случаях концентрация эгирина достигает 90—100%; порода, по существу, является якупирангитом (рис. 17, е). Мельтейгитам свойственно постоянное присутствие апатита (до 3—7%); титаномagnetит в основном приурочен к подошве мельтейгитовых прослоев, где он обычно ассоциирует со сфеном и апатитом. Слюдяные мельтейгиты слагают маркирующий горизонт, прослеженный по простиранию без перерыва на 15 км от Кукисвумчорра (на западе) до Ньюрпахка (на востоке).

По структурным признакам мельтейгиты подразделяются на «пятнистые» (в спутанно-волокнистом агрегате эгирин-диопсида

рассеяны изометричные обособления — «пятна» — нефелина размером до 1 см) и разнотекстурные (с игольчато-призматическим пироксеном).

Породы пострудной субфазы, за исключением ювитов, четко расслоены: наряду с план-параллельной ориентировкой кристаллов эгирина (трахитоидностью) наблюдается чередование прослоев разного состава или сложения (полосчатость). Иногда наблюдается линейное расположение кристаллов эгирина и сфена, совпадающее с азимутом наклона трахитоидности. Залегание первичной расслоенности в основании разреза параллельно нижнему контакту (30—35°); в верхней части отмечается постепенное выполаживание углов наклона до 15—20° (см. рис. 3).

Разрез пострудных ийолит-уртитов отличается выдержанностью, некоторые слои являются маркирующими горизонтами («сливные» уртиты, мельтейгиты, слюдяные мельтейгиты). Перечисленные породы многократно переслаиваются, обнаруживая закономерную смену (сверху вниз) лейкократовых членов ряда — ювитов и уртитов, мезо- и меланократовыми — ийолитами и мельтейгитами. Вследствие этого верхняя часть разреза мощностью 280—350 м сложена массивными ювитами и «сливными» уртитам, а нижняя (200—250 м) — трахитоидными ийолитами и мельтейгитами.

Для общей характеристики различия в минеральном составе массивных ювитов и «сливных» уртитов верхней части разреза пострудной толщи и трахитоидных уртитов, ийолитов и мельтейгитов нижней части были составлены представительные пробы этих пород массой соответственно 540 и 1240 кг. Массивные ювиты и «сливные» уртиты содержат, %: нефелина 57,35, полевого шпата 23,50, эгирина 11,50, сфена 2,50, апатита 2,15, титаномагнетита 1,00, лепидомелана 0,50, прочих минералов 1,50. Средний минеральный состав трахитоидных уртит-ийолит-мельтейгитов, %: нефелин 56,00, эгирин 28,65, сфен 4,90, полевой шпат 3,80, апатит 2,05, титаномагнетит 1,90, лепидомелан 0,30, прочие минералы 2,40.

Сравнение составов показывает, что среднее содержание нефелина и апатита в породах обеих частей разреза находится на одном уровне, однако в ювитах и «сливных» уртитах значительно преобладает полевой шпат, а в уртит-ийолит-мельтейгитах — цветные минералы (эгирин, сфен, титаномагнетит). Эти данные подтверждают вывод о ведущей роли правитационного фракционирования при формировании пострудной интрузии [34, 46].

На фоне этих крупных структур первого порядка, измеряемых сотнями метров, выделяются слои второго и третьего порядков, шириной от нескольких десятков метров до долей метра, в которых сохраняется такая же последовательность ритмичного чередования асимметричных полос уртитов, ийолитов и мельтейгитов. Мощности отдельных элементарных ритмов с глубиной уменьшаются, а количество и относительная ширина полос, сложенных меланократовыми разновидностями, возрастают (табл. 6). В отдель-

ных случаях подобное тонкое переслаивание ювитов, уртитов, ийолитов и мельтейгитов осуществляется в пределах небольших интервалов (рис. 18) или даже отдельных образцов (рис. 19).

Взаимоотношения между близкими по составу петрографическими разновидностями (ювитами и уртитам, уртитам и ийоли-

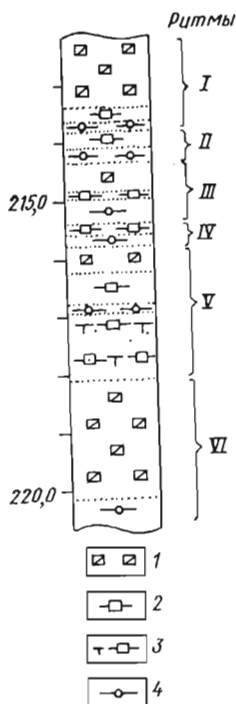


Рис. 18. Ритмичное чередование массивных ювитов (1), трахитоидных уртитов (2), трахитоидных сфеновых уртитов (3), трахитоидных ийолитов (4).

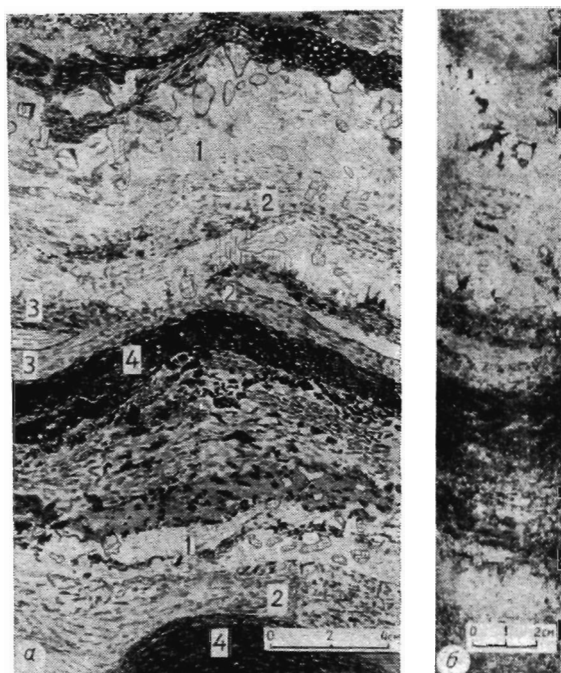


Рис. 19. Переслаивание тонких полос: 1 — массивные ювиты; 2 — трахитоидные уртиты; 3 — ийолиты, 4 — мельтейгиты.

а — зарисовка развертки керна; б — фотография того же образца.

тами, ийолитами и мельтейгитами, мельтейгитами и якупиранитами) характеризуются плавными переходами, обусловленными вариациями количественных соотношений лейкократовых (нефелин, полевой шпат) и темноцветных (пироксен и др.) минералов. Ширина переходной зоны измеряется долями метра. Наоборот, границы между полосами, сложенными крайними членами ряда (ювитами и мельтейгитами), обычно отчетливые.

На западном фланге месторождения трахитоидные ийолит-уртиты слагают апофизу, пересекающую породы рудной зоны и отделяющую от первого рудного горизонта его апикальную часть

Таблица 6

Последовательность и характер переслаивания в разрезе
пострудных ювитов, уртитов, ийолитов и мельтейгитов (сверху вниз)

Петрографические разновидности	Мощность прослоев, м		
	III по- рядка	II по- рядка	I порядка
Массивный ювит	—	262,00	} 354,90
„Сливной“ уртит	—	50,20	
Массивный ювит	—	42,70	
Переслаивание массивных ювитов и трахито- идных уртитов	—	6,90	Переходная зона
Трахитоидные:			
уртит	46,25	55,05	} 195,65
ийолит	8,80	55,05	
уртит	6,80	32,75	
ийолит	25,95	32,75	
уртит	10,15	14,90	
ийолит	2,75	14,90	
мельтейгит	2,00	14,90	
уртит	9,20	10,45	
ийолит	0,90	10,45	
мельтейгит	0,35	10,45	
Переслаивание массивных ювитов и трахито- идных ийолитов, мельтейгитов	7,35	10,05	
Трахитоидный мельтейгит с ксенолитом апа- тито-нефелиновой руды	2,70	10,05	
Трахитоидные:			
уртит	5,80	9,60	} 50,25
ийолит	1,20	9,60	
мельтейгит	2,60	9,60	
Переслаивание массивных ювитов и трахито- идных ийолитов, мельтейгитов	—	5,70	
Трахитоидный ийолит с прослоями уртитов, мельтейгитов и ксенолитом апатито-нефе- линовой руды	—	50,25	

(см. рис. 2). Мощность апофизы увеличивается с глубиной от 2,5 до 30—40 м. К ее подошве приурочено сфено-apatитовое оруденение.

Отнесение описываемых пород к пострудной субфазе основано на анализе контактовых взаимоотношений их с апатито-нефелиновыми рудами и массивными уртитам. В этой связи необходимо еще раз подчеркнуть, что трахитоидные уртиты, ийолиты и мельтейгиты, покрывающие рудную зону Коашвинского месторождения и брекчирующие апатито-нефелиновые руды и массивные уртиты в районе Ньоркпахк—Суолуайва, в геологическом отношении являются частями одной толщи, а в генетическом — производными одной субфазы интрузии.

Ксенолиты апатито-нефелиновых руд и массивных уртитов неоднократно отмечались среди ювитов, трахитоидных уртитов, ийолитов и мельтейгитов (рис. 20). Угловатые и повернутые рудные ксенолиты обнаружены также среди трахитоидных уртитов и ийолитов. Особенно часто обломки руд встречаются в мельтейгитах, образуя на отдельных участках зоны брекчии значительной мощности (до 10—15 м) и с высоким содержанием P_2O_5 (до

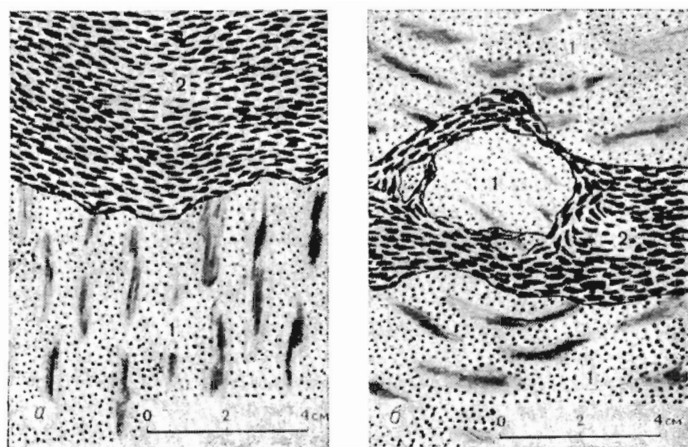


Рис. 20. Контактные взаимоотношения трахитоидных ийолитов с апатито-нефелиновыми рудами (зарисовки разверток керна).

а — пересечение полосчатости апатито-нефелиновой руды (1) поверхностью контакта с трахитоидным ийолитом (2); *б* — ксенолит пятиугольно-полосчатой апатито-нефелиновой руды (1) в прожилке трахитоидного ийолита (2).

16,5%). Ксенолиты массивных (в том числе апатитовых) уртитов среди трахитоидных ийолитов и мельтейгитов обнаружены в нескольких пунктах. Трахитоидность цементирующих ийолитов и мельтейгитов приспособливается к контурам обломков.

Совокупность наблюдений над контактными взаимоотношениями ювитов и трахитоидных уртит-ийолит-мельтейгитов с массивными уртитам и апатито-нефелиновыми рудами подтверждают обоснованность вывода о принадлежности покрывающих рудную зону ийолит-уртитов к пострудной субфазе.

КОМПЛЕКС ДАЙКОВЫХ ПОРОД

Все интрузивные образования (хибиниты, ийолит-уртиты, апатито-нефелиновые руды и ливчорриты) пересекаются дайками мончикитов и диабазов. Дайки распределены по площади крайне неравномерно. Скопления их приурочены к центральной части ме-

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ХИМИЗМА И ЭВОЛЮЦИИ СОСТАВА ИЙОЛИТ-УРТИТОВОЙ МАГМЫ

Для выявления взаимосвязей химизма ийолит-уртитов и апатито-нефелиновых руд, определения исходного состава и петрохимической эволюции последовательных порций расплава были отобраны и проанализированы представительные пробы всех разновидностей пород и руд Коашвинского месторождения; кроме того, привлечены результаты анализов по ийолит-уртитам, развитым за пределами Коашвы. Наиболее распространенные, а также изменчивые по составу петрографические и рудные разновидности представлены большим числом проб. Всего при петрохимических расчетах использовано 75 анализов, из которых 46 характеризуют породы и руды Коашвинского месторождения.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АПАТИТО-НЕФЕЛИНОВЫХ РУД И ИЙОЛИТ-УРТИТОВ

Универсальность пересчетов анализов изверженных горных пород по методу А. Н. Заварицкого [15] не исключает, а предполагает необходимость учитывать, с какими минеральными формами связаны основные породообразующие окислы.

Принимая во внимание ведущую роль фосфора и титана в составе ийолит-уртитов, и особенно апатито-нефелиновых руд, автор нашел необходимым и возможным дополнить этими элементами, а также стронцием (при наличии определений) группу «В», исключив TiO_2 из характеристик «S». Условность объединения TiO_2 и SiO_2 в одну группу признавал основоположник метода [15]. Позднее А. И. Богачев [2] показал, что «...при пересчете рудных титансодержащих пород основного состава присоединение TiO_2 к SiO_2 вызывает существенное искажение в характеристике химизма этих пород».

В ийолит-уртитах и апатито-нефелиновых рудах двуокись титана сосредоточена главным образом в сфене (75—80% от валового содержания в породе) и титаномагнетите (10%), а в сфено-apatитовых рудах — в сфене (85—90%) и титаномагнетите (10—12%). Основная масса пятиоксида фосфора, а также окиси стронция, выступающего в изоморфизме с кальцием, входит в состав апатита.

сторождения, известны они также и на флангах. Вмещающие породы представлены хибинитами, дорудными трахитоидными урритами, апатито-нефелиновыми рудами и массивными урритами, пострудными ийолит-урритами и лавчорритами.

Дайки падают вертикально или очень круто (углы наклона контактов по отношению к оси вертикальных скважин не более 30°). Простираение их точно не установлено, однако по интерполяции между скважинами можно предполагать, что дайки приурочены к вертикальным расколам северо-восточного и северо-западного направлений. Во всех случаях контакты даек срезают трахитоидность и полосчатость вмещающих пород. В зоне эндоконтактов шириной до 2 см дайковые породы имеют афанитовое сложение. Обычно встречаются группы из 3—5 параллельных тел мончикитов разной мощности, являющихся апофизами основной дайки. Истинная мощность наиболее крупных из них не превышает 5 м.

Мончикиты — плотные меланократовые породы черного цвета порфировидной (у зальбандов) структуры массивного сложения. В основной массе чешуйчатый биотит преобладает над тонколейстовым серицитизированным плагиоклазом, карбонатом и рудным минералом, изредка встречается циркон и веерообразные агрегаты тремолита, выполняющие миндалевидные пустоты. На фоне тонкозернистой основной массы отчетливо выделяются округлые вкрапленники оливина (2—5 мм), составляющие до $\frac{1}{3}$ объема породы, иногда кальцит (до 5—7%). Кроме этих вкрапленников наблюдаются желваковые или угловатые включения мончикитового состава (автолиты) размером 2—3 см, составляющие до 10% объема породы. Границы включений оторочены тончайшей (доли миллиметра) каймой карбонатного состава. Оливин во вкрапленниках замещается по трещинкам серпентином, образующим в отдельных случаях полные псевдоморфозы.

В составе *диабазы*, встреченного лишь по одной скважине, присутствуют лейстовый sdвойникованный плагиоклаз (андезин-лабрадор, 60%), бурая роговая обманка (25%) и биотит (10—15%). Среди акцессориев обнаружены сфен, апатит, рудный минерал.

Вызывает интерес находка двух ксенолитов гнейсов в дайке мончикита. Величина ксенолитов 1×2 и 2×6 см. Гнейсовидность параллельна их удлинению. Со стороны мончикита обломки гнейсов обрамляются узкой афанитовой каймой.

Вовлечение компонентов, участвующих в составе апатита, сфена и титаномagnetита, в группу «В» вызывает необходимость увеличения числа дополнительных параметров, отображающих относительную роль двуокиси титана t' и пятиокиси фосфора p' в этой группе. Таким образом, кроме параметров f' , c' (с учетом SrO) и m' дополнительно вводятся

$$t' = \frac{\text{TiO}_2}{B} \cdot 100 \text{ и } p' = \frac{2\text{P}_2\text{O}_5}{B} \cdot 100$$

при соблюдении условия: $f' + c' + m' + t' + p' = 100\%$. При этом, естественно, вычисление коэффициента $t = \frac{\text{TiO}_2}{S} \cdot 100$ теряет смысл.

Примеры пересчетов результатов химических анализов апатито-нефелиновой руды и массивного уртиты по общепринятой методике и с учетом дополнений к ней приведены в табл. 7 и 8.

Йолиит-уртиты Хибинского массива, имеющие коэффициент агпаитности от 0,74 до 3,17, занимают промежуточное положение между агпаитовыми и миаскитовыми образованиями [33]. Б. И. Злобин [17] показал, что общепринятое значение $K_{\text{агп}}$, равное $\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$, не отражает различия в поведении натрия и

калия в процессах минералообразования, в связи с чем предложил новое определение коэффициента агпаитности (Na): $\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}}$. Критическая величина (Na) для отнесения пород к агпаитовому или миаскитовому типам равна 0,85.

По величине $0,92 < (\text{Na}) < 2,30$ йолиит-уртиты Хибин относятся к агпаитовому типу. Действительно, в их составе наряду со сфеном и титаномagnetитом широко развиты такие типоморфные минералы агпаитовых пород, как щелочные пироксены и амфиболы, астрофиллит, эвдиалит, ринколит и др.

Таким образом, коэффициент (Na) более объективно выражает особенности химизма и минерального состава, позволяя определить принадлежность йолиит-уртитов Хибинского массива к агпаитовому типу.

Векторы составов петрографических разновидностей йолиит-уртитового комплекса образуют на диаграмме (рис. 21) непрерывную серию пород от крайних меланократовых (мельтейгитов) через мезократовые (йюлиты, малиниты) до лейкократовых (луявритов, уртитов, ювитов). В пределах этой серии намечаются три параллельных ряда: мельтейгит-йюлит-уртитовый (поля I, II, III), полевошпатовый йюлит-уртитовый (поля IV, V), существенно полевошпатовый малинит-луяврит-ювитовый (поля VI, VII, VIII). Следовательно, каждому члену мельтейгит-йюлит-уртитовой серии принадлежат свои полевошпатовые аналоги, число которых увеличивается от меланократовых к лейкократовым; это служит петрохимическим подтверждением представлений о ведущей роли гравитационной дифференциации в ходе становления ранней и

Вычисление петрохимических параметров апатито-нефелиновой руды (анализ 16 из табл. 12)

Компоненты	Вес. %	Общепринятым способом		С учетом дополнений	
SiO ₂	28,06	467	} 490 S	467	} S
TiO ₂	1,80	23		23	
Fe ₂ O ₃	2,17	14×2=28—24=4		14×2=28—24=4	
FeO	0,91	12	} 391 B	12	} 634 B
MnO	0,10	1		1	
MgO	0,42	10		10	
CaO	20,43	364		364	
SrO	1,70	16 — не учитывается	} 102 — не учитывается	16	} 102×2=204
P ₂ O ₅	14,55	102 — не учитывается		102×2=204	
Al ₂ O ₃	15,97	157×2=314 A		157×2=314 A	
Na ₂ O	7,90	127	} 169—157=12×2=24 C̄	127	} 169—157=12×2=24 C̄
K ₂ O	4,00	42		42	

Числовые характеристики

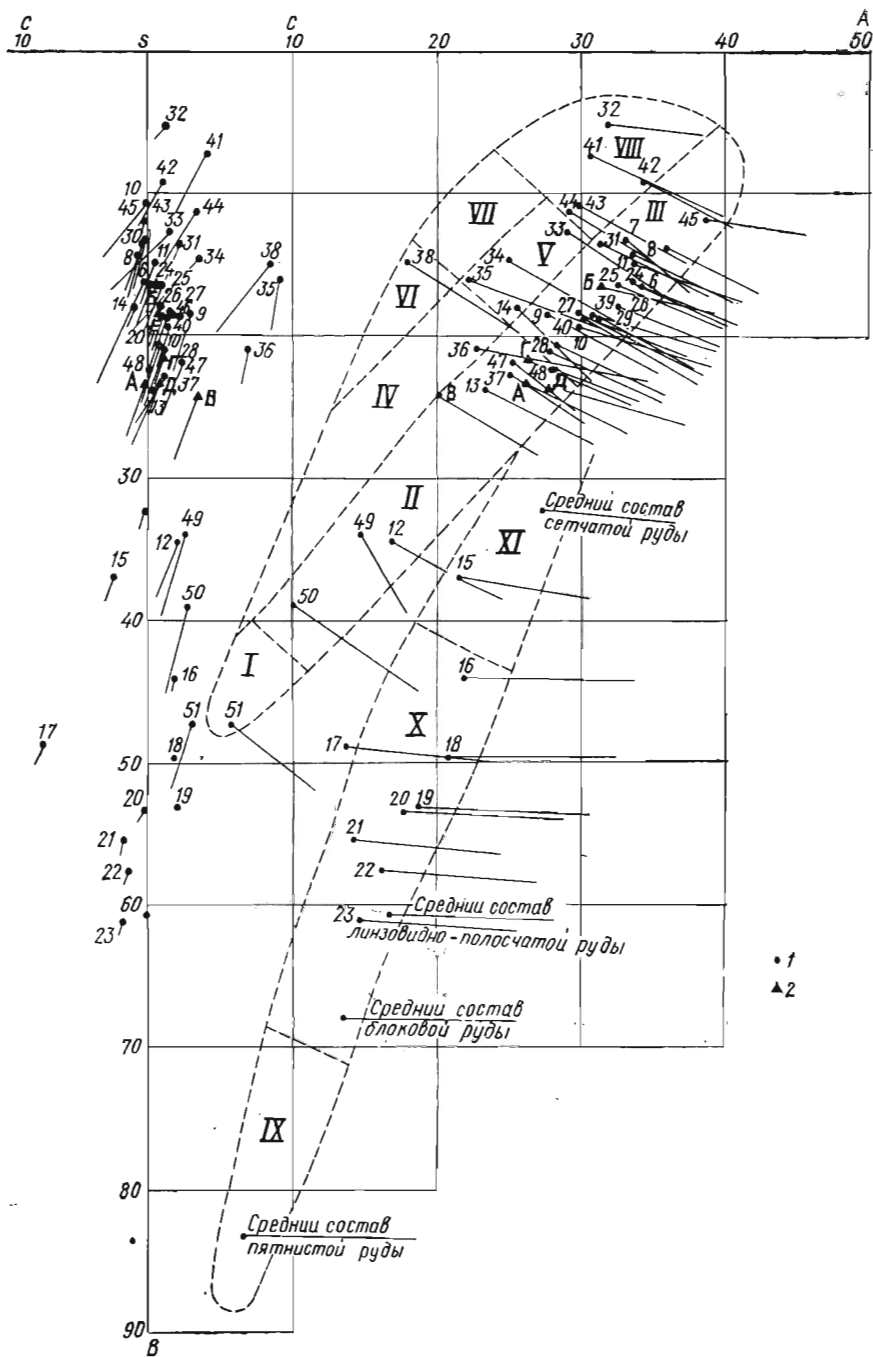
Способ пересчета	Основные				Дополнительные						n	K _{апп} (Na)
	a	b	c̄	S	f	c'	m'	t'	p'	—Q		
Общепринятый	25,8	32,1	2,0	40,1	4,4	93,0	2,6	—	—	73,4	73,1	1,08
С учетом дополнений	21,8	44,0	1,7	32,5	2,6	60,0	1,6	3,6	32,2	80,3	73,1	1,13

Вычисление петрохимических параметров массивного ургита (см. табл. 11, анализ 27)

Компоненты	Вес. %	Общепринятым способом		С учетом дополнений	
SiO ₂	43,00	716	} 742 S	716	} S
TiO ₂	2,10	26		26	
Fe ₂ O ₃	3,95	25×2=50		25×2=50	
FeO	2,72	38		38	
MnO	0,18	3	} 215 B	3	} 263 B
MgO	2,00	50		50	
CaO	5,39	96		96	
SrO	0,20	2 — не учитывается		2	
P ₂ O ₅	1,37	10 — не учитывается	} 213×2=426 A	10×2=20	} 213×2=426 A
Al ₂ O ₃	21,70	213×2=426		213×2=426	
Na ₂ O	10,10	163		163	
K ₂ O	5,70	61 } 224—213=11×2=22 C̄		61 } 224—213=11×2=22 C̄	

Числовые характеристики

Способ пересчета	Основные				Дополнительные						n	K _{арн} (Na)
	a	b	c̄	S	f'	c'	m'	t'	p'	—Q		
Общепринятый	30,4	15,3	1,6	52,7	32,1	44,6	23,3	—	—	—57,0	71,4	1,05
С учетом дополнений	29,9	18,3	1,5	50,3	25,9	37,2	19,4	10,0	7,6	—59,7	71,4	1,07



особенно поздней субфаз интрузии. Смена составов пород в пределах каждого из выделенных рядов коррелируется закономерным изменением величин основных и дополнительных петрохимических параметров.

В направлении от меланократовых к лейкократовым происходит увеличение относительных количеств атомов Na и K, входящих в алюмосиликаты, атомов Si, дефицита кремнекислоты, роли Na в балансе щелочей и относительных количеств Ca, Ti и P в составе цветной части при одновременном уменьшении щелочности, а также Fe и Mg в составе фемических компонентов. Такой же характер изменения параметров «В» и «S» отмечается при переходе от бесполевошпатовых пород к существенно полевошпатовым, однако поведение других показателей меняет знак на противоположный.

Необходимо подчеркнуть, что выделенные на петрохимической диаграмме ряды и поля полностью соответствуют таковым на трехкомпонентной диаграмме минерального состава щелочных пород, составленной Н. А. Елисеевым, М. Д. Дорфманом и другими.

Трахитоидные уртиты и ийолиты, встречающиеся в разрезах как дорудной, так и пострудной субфаз, в петрохимическом отношении тождественны, что, однако, не может служить указанием на идентичность средних составов этих субфаз. На диаграмме достаточно отчетливо обособились близкие по составу и внешнему облику массивные уртиты (поле III) и полевошпатовые уртиты (поле V) рудной зоны от массивных ювитов покрывающей толщи (поле VIII). Результаты химических анализов, заимствованные из работы Т. Н. Ивановой и других [21], были пересчитаны на числовые характеристики с учетом предложенных дополнений. На векторной диаграмме фигуративные точки этих пород, относимых Т. Н. Ивановой к V интрузивной субфазе, разместились как в поле ювитов (векторы 43 и 44), так и в поле уртитов (векторы 29 и 31). Наличие геологической привязки позволило установить, что собственно ювиты (анализы 43 и 44) отобраны из верхней части покрывающей толщи (пострудной субфазы), а породы, представленные анализами 29 и 31, взяты из уртитовых прослоев, разделяющих рудные горизонты (рудная субфаза). Только одна проба уртитов, обогащенных полевым шпатом (анализ 32), расположилась в поле ювитов.

Сказанное является дополнительным петрохимическим подтверждением принадлежности массивных ювитов покрывающей

Рис. 21. Векторная диаграмма химического состава апатито-нефелиновых руд и ийолит-уртитов Коашвинского месторождения (номера векторов на диаграмме соответствуют номерам анализов в табл. 10—14).

Средние химические составы дорудной (А), рудной (Б), пострудной (В) субфаз и ийолит-уртитовой интрузии в целом (Г).

Поля: I — мельтейгиты; II — ийолиты, III — уртиты, IV — полевошпатовые ийолиты, V — полевошпатовые уртиты, VI — малиниты, VII — луявриты, VIII — ювиты; апатито-нефелиновые руды: IX — пятнистые и пятнисто-полосчатые, X — блоковые, полосчатые и линзовидно-полосчатые, XI — сетчатые руды и апатитовые уртиты.

Векторы: 1 — частные определения, 2 — средние химические составы,

толщи и массивных уртитов рудной зоны к производным различных субфаз интрузии.

Обилие петрографических фаций уртитов рудной зоны, взаимосвязанных промежуточными разновидностями, отразилось на диаграмме в виде широкого рассеяния векторов, большая часть которых проецируется в поле *III* (бесполевошпатовые уртиты), меньшая приурочена к полю *V* (полевошпатовые уртиты), а единичные расположились в полях *II* (ийолиты, анализ 37), *IV* (полевошпатовые ийолиты, анализ 36), *VIII* (ювиты, анализ 32).

Состав прубокристаллических образований (пегматоидных уртитов и фациальных пегматитов), возникших на конечных этапах кристаллизации при активном участии летучих компонентов, в целом наследует состав окружающих пород, однако относительное значение SiO_2 и фемических компонентов (TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO и MgO) в них повышается, а содержание Al_2O_3 и Na_2O заметно падает. Кроме того, в последовательном ряду среднезернистый уртит—неравномернозернистый уртит—пегматоидный уртит—фациальный пегматит закономерно меняется баланс щелочей в пользу калия.

Апатито-нефелиновые руды отличаются от ийолит-уртитов значительным содержанием металлических окислов, не входящих в алюмосиликаты ($36,9 < b < 61,1$), при сохранении относительно большой роли щелочей ($13,7 < a < 21,8$), резким преобладанием среди компонентов группы В фосфора ($23,0 < p' < 34,4$), кальция и стронция ($46,3 < c' < 60,0$), но малым количеством железа (f' менее 15,0), магния (m' до 7,8) и титана (t' не более 7,9). Коэффициенты апатитности апатито-нефелиновых руд (точнее, их силикатной части) варьируют в широком диапазоне значений [$0,4 < (Na) < 2,11$], причем величины (Na) свыше 1,0 отмечены только для массивных руд, возникших за счет позднемагматической апатитизации первичных уртитов (анализы 16, 18 и 19). Эти же генетические разновидности руд отличаются избытком щелочей над алюминием (характеристика с).

Таким образом, позднемагматические массивные апатито-нефелиновые руды, выявленные на основании прямых геологических признаков — форм развития, физических свойств апатита и т. д. [25], отличаются от раннемагматических руд по основным петрохимическим параметрам, что представилось возможным установить в результате пересчетов по дополненной методике.

Векторы составов апатито-нефелиновых руд с различным содержанием P_2O_5 расположились в эволюционный ряд: пятнистые и пятнисто-полосчатые руды (поле *IX*) — полосчатые, блоковые и линзовидно-полосчатые руды (поле *X*) — сетчатые руды (поле *XI*). Этот ряд соединяется в верхней части с уртитовым полем мельтейгит-ийолит-уртитового ряда, что является петрохимическим отражением генетической связи апатитового оруденения и ийолит-уртитов.

Таблица 9

**Содержание и состав газовой фазы пород и руд
Коашвинского месторождения**

Породы и руды	Количество		Среднее содержание (см ³ /кг породы) и состав (об. %) газов						
	образ- цов	газов, см ³ /кг	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	H ₂	CO	CO ₂
Пострудная субфаза									
Ювиты	36	29,80	27,63 92,64	0,96 3,23	0,08 0,29	0,004 0,01	1,06 3,55	0,00 0,00	0,07 0,25
Трахитоидные:									
уртиты . . .	21	29,62	28,03 94,34	0,91 2,93	0,13 0,14	0,01 0,03	0,54 1,81	0,01 0,03	—
ийолиты . . .	53	17,90	16,83 94,01	0,33 1,87	0,05 0,31	0,07 0,40	0,45 2,54	0,06 0,34	0,08 0,49
мельтейгиты	14	9,40	8,54 90,86	0,45 4,76	0,11 1,76	0,01 0,11	0,36 3,82	0,005 0,05	0,03 0,31
Рудная субфаза									
Пятнистые апати- товые руды . .	21	3,72	3,39 91,12	0,05 1,34	0,00 0,00	0,00 0,00	0,21 5,64	0,02 0,53	0,05 1,34
Пятнисто-полос- чатые апатито- вые руды . . .	4	11,59	11,09 95,58	0,25 2,17	0,01 0,15	0,00 0,00	0,18 1,55	0,06 0,51	0,03 0,03
Линзовидно-полос- чатые апатито- вые руды . . .	14	9,95	9,47 95,08	0,11 1,10	0,006 0,06	0,00 0,00	0,28 2,89	0,00 0,00	0,09 0,90
Полосчатые апа- титовые руды	15	8,35	7,47 89,46	0,50 5,97	0,04 0,47	0,00 0,00	0,29 3,47	0,00 0,00	0,05 0,59
Уртиты, разде- ляющие рудные горизонты . . .	53	38,56	36,62 94,96	1,01 2,61	0,102 0,20	0,01 0,02	0,81 2,10	0,01 0,02	—
Дорудная субфаза									
Трахитоидные ур- титы	20	46,44	44,55 95,92	1,36 2,92	0,187 0,40	0,03 0,06	0,30 0,64	0,00 0,00	—

Примечания. 1. В числителе — содержание, в знаменателе — состав газа. 2. Прочерк означает отсутствие определения.

Важная роль в формировании ийолит-уртитов, и особенно апатито-нефелиновых руд, принадлежит летучим компонентам (Р, F, H₂O, CO₂ и др.), входящим в состав многих породо- и рудообразующих минералов. Высокая концентрация летучих, очевидно, обусловила длительность кристаллизации магмы и способствовала лучшей ее дифференциации.

В последние годы в связи с неоднократными и интенсивными газопроявлениями на действующих рудниках и разведываемых месторождениях (Коашва) широкий размах получили исследования газоносности ийолит-уртитов и апатито-нефелиновых руд (Ф. М. Онохин, И. А. Петерсилье, В. А. Припачкин, С. В. Икорский, И. Ф. Линде, Н. Г. Закржевская, А. И. Кравцов).

Нами изучены содержание, состав газов и распределение их в породах, слагающих Коашвинское месторождение (табл. 9). Методика газокаротажных и газометрических исследований изложена в специальной статье [39] и здесь не приводится. Установлено, что породы и руды хорошо различаются по количеству содержащихся в них газов, что позволяет использовать, в качестве вспомогательного, и этот показатель при корреляции геологических разрезов. В составе газов, заключенных в закрытых порах пород и полостях минералов, резко преобладает метан (до 90—95%) над его гомологами, водородом, окисью и двуокисью углерода.

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ИСХОДНОЙ ИЙОЛИТ-УРТИТОВОЙ МАГМЫ

Ниже анализируются вопросы о среднем составе исходной ийолит-уртитовой магмы, ее эволюции в плане схемы трехактного формирования интрузии, источнике фосфора, природе фосфатно-силикатного расплава, способе и месте отделения его от ультращелочной силикатной магмы.

Расшифровка генезиса уникальных хибинских апатитовых месторождений связана с решением ряда вопросов петрологического и геохимического характера, к числу которых, в частности, относятся вопросы о приуроченности повышенных концентраций фосфора, кальция и фтора к определенным порциям расплава, о содержании этих компонентов, достаточных для образования таких грандиозных скоплений апатита, которые наблюдаются в Хибинах, о составе и петрохимической эволюции исходной ийолит-уртитовой магмы.

Попытка вычисления среднего состава «первичной магмы ийолит-уртито-apatитовой зоны» была предпринята Б. М. Куплетским, который принял для расчета следующие соотношения пород, %: апатито-нефелиновых руд 10 (в том числе апатито-сфеновых 0,2, богатых апатитовых 2,3, апатито-нефелиновых 7,5); уррита 40, ийолита 50 (см. табл. 14, Д). Подчеркивая, что состав первичной ийолит-уртитовой магмы Хибин имеет ряд аналогов среди ийоли-

тов других массивов, Б. М. Куплетский [29] заключает: «Апатито-нефелиновые породы Хибинских тундр, несомненно, генетически связаны с ийолит-уртитовыми породами и образовались дифференциацией ийолитовой магмы, в которой содержание P_2O_5 не превышает 2,15%, а CaO (8,9%) не выходит за пределы обычного содержания извести в ийолитовых породах».

Позднее А. В. Галахов [7] на основании результатов химических анализов 30 проб ийолит-уртитов и 14 проб апатито-нефелиновых руд с учетом площадного распространения их (соответственно 5,6 и 0,1% от площади массива) вычислил средние составы отдельно для ийолит-уртитов и апатито-нефелиновых руд.

Приведенные данные (см. табл. 14, Д, Е) не могли быть использованы в настоящей работе уже потому, что они не содержат сведений о составе последовательных порций расплава многофазной интрузии ийолит-уртитов. Кроме того, выводы Б. М. Куплетского базируются на недостаточной (в свете современных требований) фактической основе, а результаты, полученные А. В. Галаховым, также являются ориентировочными, поскольку не отражают глубинного строения интрузии.

Средние химические составы ийолит-уртитов дорудной, рудной и пострудной субфаз интрузии вычислены нами по следующей методике [34] (табл. 10—13). По результатам частных анализов рассчитывались средние составы всех петрографических разновидностей для каждой субфазы. Объемные соотношения между разновидностями пород комплекса определялись по детальным продольным и поперечным разрезам масштабов 1 : 2000—1 : 10 000, составленным по данным структурных и разведочных скважин, а также маршрутных пересечений. Масштабы использованных графических материалов обеспечивали достаточную точность расчетов. Исходный химический состав комплекса определен путем суммирования средних составов дорудной, рудной и пострудной субфаз, взвешенных на занимаемый ими объем. В работе использованы 53 полных анализа проб, имеющих достоверную геологическую привязку.

Анализ петрохимической эволюции исходной магмы показал, что средний состав ранней (дорудной) субфазы близок к составу исходной магмы (рис. 21, векторы А и Г; рис. 22, табл. 14). Это свидетельствует об отсутствии дифференциации первичного расплава в очаге к моменту отделения первой порции. В составе следующей (рудной) субфазы возросла роль алюминия и щелочей, уменьшилось содержание железа, магния и кальция, вследствие чего в данном комплексе более всего развились богатые нефелином уртиты. Такое перераспределение соотношений между главными компонентами, по-видимому, способствовало накоплению в расплаве фосфора, находящегося в тесном геохимическом родстве с алюминием и натрием. Помимо оптимального содержания фосфора и кальция в исходном ийолит-уртитовом расплаве для формирования таких уникальных апатитовых залежей, которые

Химический состав трахитоидных уртитов и ийолитов
дорудной субфазы (см. рис. 21)

Компоненты	Номера анализов								
	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	42,04	46,00	44,12	43,85	43,62	43,76	42,10	46,70	48,40
TiO ₂	2,68	1,02	1,61	2,53	3,06	2,36	4,85	3,58	2,28
ZrO ₂	0,02	—	—	—	—	—	0,03	—	—
P ₂ O ₅	0,61	0,14	0,35	0,84	0,64	0,32	1,09	0,58	0,30
Nb ₂ O ₅ } Ta ₂ O ₅ }	0,04	—	—	—	—	—	0,04	—	—
Al ₂ O ₃	24,75	24,00	25,23	20,27	20,88	24,61	12,93	17,60	20,20
Fe ₂ O ₃	2,84	4,41	3,79	4,76	4,24	3,59	5,65	3,99	4,21
TR ₂ O ₃	0,05	0,02	—	—	—	—	0,08	0,03	0,02
FeO	3,47	2,94	1,76	3,23	2,72	1,85	6,87	4,00	2,71
MgO	1,38	1,42	1,39	2,20	2,20	1,22	4,12	2,70	2,73
CaO	4,15	2,23	4,42	5,74	6,40	4,42	10,82	7,39	4,46
SrO	0,09	—	—	—	—	—	0,20	—	—
MnO	0,11	0,17	0,09	0,16	0,17	0,11	0,35	0,20	0,14
Na ₂ O	11,20	11,41	11,38	10,49	9,99	11,35	6,40	7,80	8,18
K ₂ O	5,80	4,87	5,33	4,83	4,72	5,70	3,60	4,80	6,00
H ₂ O ⁻	0,03	—	0,06	0,43	0,29	0,12	0,07	—	—
H ₂ O ⁺	0,45	1,63	0,42	—	0,44	0,18	0,79	1,00	0,92
F	0,07	—	0,01	0,07	—	0,16	0,12	—	—
Прочие элементы	—	—	0,36	0,71	0,66	0,54	—	—	—
Сумма	99,78	100,26	100,32	100,11	100,03	100,29	100,14	100,32	100,55
—O=F ₂	0,03	—	—	0,03	—	0,07	0,05	—	—
Σ	99,75	100,26	100,32	100,08	100,03	100,22	100,09	100,32	100,55

Числовые характеристики

<i>a</i>	34,2	33,0	33,6	27,7	23,3	33,8	16,9	23,3	25,6
<i>c</i>	—	—	0,5	—	—	—	—	—	0,9
$\bar{c}$	0,1	0,0	—	3,0	0,9	0,4	2,0	0,6	—
<i>b</i>	16,4	13,1	14,3	18,4	20,5	14,8	34,4	23,7	17,9
<i>s</i>	49,3	53,9	51,6	50,9	50,3	51,0	46,7	52,4	55,6
—Q	69,9	58,2	64,5	56,6	56,2	66,0	42,4	42,4	40,9
<i>f'</i>	35,5	52,1	35,8	23,9	27,2	31,9	27,7	28,5	35,5
<i>c'</i>	31,7	21,2	35,2	38,7	38,4	37,6	37,5	37,6	25,8
<i>m'</i>	14,8	18,8	16,6	20,8	18,5	14,4	19,9	19,1	26,1
<i>t'</i>	14,5	6,8	9,9	12,0	12,9	14,0	11,8	12,7	11,0
<i>p'</i>	3,5	1,1	2,5	4,6	3,0	2,1	3,1	2,1	1,6
<i>n</i>	74,4	78,0	76,6	74,2	75,5	74,9	69,9	70,5	71,1
(Na)	1,00	1,00	0,96	1,14	1,04	1,01	1,17	1,03	0,98

Трахитоидные уртиты: 6 — скв. 356, глуб. 231 м; 7 — скв. 315, глуб. 806 м; 8 — скв. 289, глуб. 224,4 м; 9 — скв. 306, глуб. 421,4 м; 10 — скв. 269, глуб. 395,4; 11 — скв. 289, глуб. 130 м. Трахитоидные ийолиты: 12 — скв. 356, глуб. 242 м; 13 — скв. 523, глуб. 1185 м; 14 — образец (юго-восточный отрог горы Коашва).

известны в Хибинах, требуется, очевидно, определенная тектоническая обстановка, способствующая достаточно высокой степени дифференциации расплава как в очаге, так и в интрузивной камере.

Сравнение полученных нами результатов с данными по ийолит-уртитам других массивов показало, что установленные для Хибин средние содержания фосфора и кальция как в исходной ийолит-уртитовой магме (1,10% P_2O_5 и 6,51% CaO), так и в ее продуктивной фазии (2,30% P_2O_5 и 5,22% CaO) является вполне

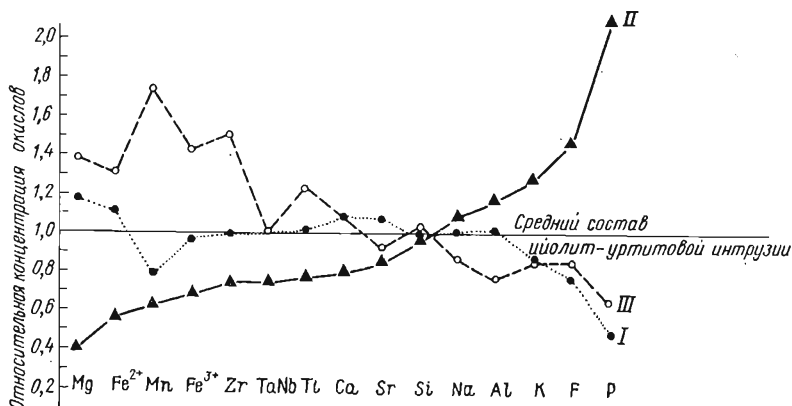


Рис. 22. Концентрация породообразующих окислов в дорудной (I), рудной (II) и пострудной (III) субфазах по отношению к среднему содержанию их в интрузии ийолит-уртитов.

обычными для пород ийолит-уртитового ряда. Кларковое содержание фосфора в первичной магме оказалось достаточным для того, чтобы в ходе эволюции он мог обособиться и обеспечить значительные концентрации. Фосфор, содержащийся в основном в апатите, принадлежит к числу распространенных, но чрезвычайно рассеянных элементов [41, 42]. Кларк фосфора в Хибинском массиве равен 0,12%. По нашим расчетам, разведанные запасы фосфора, сосредоточенные во всех вместе взятых месторождениях Хибин, составляют всего лишь 0,1% количества этого элемента, рассеянного в недрах массива до глубины 0,5 км.

Последняя порция расплава (пострудная субфаза) значительно обогащена феррическими компонентами (Mg, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ti, Mn и Ca), но недосыщена по сравнению со средним составом комплекса в целом щелочами, алюминием, фосфором и фтором. Закономерное изменение химизма разновозрастных порций расплава, сочетающееся с последовательным сокращением их объемов (45,2% — дорудная, 29,5% — рудная и 25,3% — пострудная субфазы), свидетельствует о тесной связи этапов петрохимической эволюции с тектоническим механизмом формирования ийолит-уртитового комплекса.

Компоненты	Номера анализов и ве						
	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	43,02	42,58	42,30	43,00	43,95	42,02	41,86
TiO ₂	2,08	2,48	2,12	2,10	3,36	1,09	1,60
ZrO ₂	0,04	0,03	0,03	0,05	—	—	0,04
P ₂ O ₅	0,83	0,70	1,12	1,37	0,29	1,03	1,35
Nb ₂ O ₅ }	0,02	0,04	0,03	0,02	—	—	0,03
La ₂ O ₅ }							
Al ₂ O ₃	24,58	23,70	24,00	21,70	20,69	22,87	25,94
Fe ₂ O ₃	3,55	3,00	2,97	3,95	3,69	3,97	3,20
TR ₂ O ₃	0,02	0,05	0,05	0,03	—	—	0,03
FeO	1,85	3,05	2,78	2,72	3,33	3,61	1,36
MgO	1,44	1,45	1,45	2,00	2,36	2,26	1,24
BaO	0,02	0,03	Следы	0,11	—	—	0,05
CaO	4,11	4,90	5,10	5,39	6,82	5,57	3,47
SrO	0,13	0,06	0,17	0,20	—	—	0,15
MnO	0,15	0,15	0,13	0,18	0,24	0,20	0,12
Na ₂ O	10,30	10,60	11,00	10,10	9,83	11,11	11,25
K ₂ O	7,00	6,40	6,00	5,70	4,90	5,15	6,40
H ₂ O	0,11	0,08	—	0,08	0,21	0,63	0,15
F	0,05	0,09	0,15	0,08	0,06	0,02	0,03
Прочие элементы	—	—	—	—	0,34	0,29	—
П.п.п.	0,56	0,34	0,50	0,85	—	—	1,06
Сумма	99,86	99,73	99,91	99,63	100,06	99,62	99,38

Числовы

a	33,6	32,6	32,5	29,9	27,9	31,3	35,9
c	—	—	—	—	—	—	0,4
c̄	0,1	1,0	0,8	1,5	1,1	1,3	—
b	16,2	16,4	18,0	18,3	21,0	18,7	13,6
s	50,1	50,0	48,7	50,0	50,0	48,7	50,1
—Q	67,1	65,2	67,4	59,7	56,9	66,5	72,0
f'	31,4	29,4	34,6	25,9	26,3	31,5	31,9
c'	36,8	37,7	35,6	37,2	39,7	37,0	31,0
m'	15,5	15,4	13,5	19,4	19,0	20,9	16,4
t'	11,3	13,2	10,2	10,0	13,8	5,2	10,6
p'	5,0	4,3	6,1	7,6	1,2	5,4	10,1
n	69,2	70,7	72,8	71,4	74,2	75,7	72,7
(Na)	1,00	1,04	1,04	1,07	1,05	1,05	0,98

Массивные среднезернистые уртиты: 24 — скв. 442, инт. 220—228 м; 25 — скв. 28 — скв. 301, глуб. 287,3; 29 — скв. 273, глуб. 111,2 м. Массивные неравномерно Массивные полевшпатовые уртиты: 32 — скв. 273, глуб. 150,6 м; 33 — скв. 315, Массивный мезократовый уртит: 36 — скв. 526, глуб. 917 м. Пегматоидный уртит: 230 м. Валовые пробы массивных уртитов: 39 — юго-западная часть рудной зоны, 336, 426, 431, 435, 441, 444, 445.

Примечание. Анализы 28, 29, 31, 32 — из коллекции Т. Н. Ивановой [21].

уртитов рудной субфазы

торов на диаграмме (рис. 21)

31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
44,92	51,80	47,94	48,76	45,10	42,56	43,80	49,74	42,37	42,09
2,31	1,28	1,60	1,97	3,20	2,62	3,08	2,38	2,96	3,09
—	—	0,04	0,05	—	—	0,05	0,08	—	—
0,79	0,31	0,46	0,40	0,46	2,02	0,60	0,52	1,59	1,52
—	—	0,02	0,02	—	—	0,03	0,07	—	—
22,66	22,56	20,81	18,22	16,10	16,63	18,37	13,01	22,44	21,74
3,73	2,38	3,16	3,91	6,79	4,90	5,68	7,57	2,96	3,92
—	—	0,02	0,01	—	—	0,02	0,01	0,07	0,07
2,07	0,96	2,66	3,65	2,62	2,25	5,25	4,19	2,33	2,84
1,40	0,08	1,51	2,13	1,62	1,47	2,36	2,10	1,33	1,50
—	—	0,04	0,18	—	—	0,02	0,32	—	—
4,04	1,39	3,20	4,15	5,75	9,53	4,98	4,29	6,20	6,59
—	—	0,10	0,12	0,50	0,50	0,14	0,20	0,05	0,04
0,12	0,07	0,17	0,23	0,64	0,60	0,32	0,44	0,15	0,15
10,36	6,95	6,70	6,60	12,50	11,66	6,80	6,60	10,43	10,32
6,79	11,14	10,20	9,20	3,60	3,60	7,40	7,60	5,64	5,55
0,23	0,29	0,18	0,04	0,16	0,30	0,08	0,26	0,36	0,33
0,09	—	0,06	0,05	—	—	0,07	0,02	0,10	0,08
0,89	0,62	—	—	—	—	—	—	—	—
—	0,52	0,58	0,45	1,29	0,75	0,41	1,05	0,74	0,43
100,40	100,35	99,45	100,14	100,33	100,39	99,46	100,45	99,72	99,46

характеристики

31,4	31,8	29,0	25,0	22,2	22,8	25,1	18,0	30,9	29,9
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,3	1,2	1,7	3,6	9,2	7,0	1,3	8,5	1,1	1,6
13,5	5,2	12,6	14,5	16,0	20,8	22,7	14,8	18,6	19,3
52,8	61,8	56,7	56,9	52,6	49,4	50,9	58,7	49,4	49,2
59,5	41,2	46,3	39,8	48,4	52,8	49,7	27,1	64,1	63,0
22,8	35,4	31,0	24,3	П-14,5	П-88	39,9	19,1	21,6	20,6
37,5	33,9	32,7	41,3	47,1	58,4	27,8	37,9	43,5	44,3
18,3	3,3	21,0	25,5	17,7	12,2	17,9	24,9	12,4	13,4
15,2	21,6	11,3	6,0	17,5	11,1	11,9	14,3	14,3	14,1
6,2	5,8	4,0	2,9	3,2	9,5	2,5	3,8	8,4	7,6
67,6	46,6	47,0	45,0	76,0	76,6	56,0	36,3	72,8	72,6
1,11	1,08	1,12	1,32	1,68	1,51	1,09	2,30	1,05	1,08

356, глуб. 180 м; 26 — скв. 369, глуб. 546 м; 27 — скв. 308, инт. 168—175 м; зернистые уртиты: 30 — скв. 323, инт. 600—603 м; 31 — скв. 289, глуб. 146,4 м. инт. 659—664 м; 34 — скв. 323, инт. 757—762 м; 35 — скв. 526, глуб. 1165 м. 37 — скв. 315, инт. 562—570 м. Фациальный пегматит: 38 — скв. 442, инт. 228—скв. 374А, 374Б, 450, 340; 40 — северо-восточная часть рудной зоны, скв. 309, 322,

Химический состав апатито-нефелиновых руд

Компоненты	Номера анализов и векторов на диаграмме (рис. 21)								
	15	16	17	18	19*	20	21	22	23
27,05 SiO ₂	32,48	28,06	22,50	24,50	23,20	24,80	23,97	21,17	18,54
2,09 TiO ₂	3,20	1,80	1,53	0,65	1,70	2,89	4,20	1,38	1,44
0,088 ZrO ₂	—	0,04	—	—	—	—	—	—	—
16,22 P ₂ O ₅	8,30	14,55	17,90	17,87	18,35	16,61	14,53	18,96	18,90
0,004 Nb ₂ O ₅	—	0,028	—	0,011	—	—	—	—	—
0,004 Ta ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—
14,51 Al ₂ O ₃	18,43	15,97	13,57	15,50	14,00	13,55	12,64	14,28	12,63
3,42 Fe ₂ O ₃	3,86	2,17	3,54	1,15	3,15	4,68	4,49	2,90	2,68
0,45 TR ₂ O ₃	—	0,44	—	0,29	0,25	0,39	—	—	—
1,11 FeO	2,01	0,91	1,45	0,84	0,57	—	1,77	1,28	1,43
0,38 MgO	1,58	0,42	1,45	—	0,87	0,75	1,49	1,17	1,07
0,00 BaO	—	0,05	—	—	—	—	—	—	—
23,40 CaO	15,05	20,43	25,41	23,67	25,04	23,50	23,62	26,03	27,84
0,50 SrO	—	1,70	—	0,85	1,50	1,30	—	—	—
0,08 MnO	—	0,10	0,12	0,08	0,17	—	0,16	—	0,11
6,04 Na ₂ O	6,85	7,90	3,70	8,00	7,20	4,96	5,40	5,17	4,90
3,45 K ₂ O	3,50	4,00	2,40	5,35	3,40	2,89	2,10	2,80	1,95
0,72 H ₂ O ⁺	2,00	0,60	0,26	0,46	—	—	0,42	2,32	0,39
1,26 F	0,65	1,05	1,44	1,25	1,46	1,32	1,17	1,51	1,50
100,55 Сумма . . .	97,91	100,23	95,27	100,47	100,86	97,64	95,96	98,97	93,38

Числовые характеристики

a	21,44	21,8	13,7	20,7	18,6	17,6	14,2	16,1	14,5
c	2,4	—	7,3	—	—	0,4	1,8	1,4	1,8
c̄	—	1,7	—	1,8	2,0	—	—	—	—
b	36,9	44,0	48,9	49,7	53,2	53,4	55,4	57,6	61,1
s	39,3	32,5	30,1	27,8	26,2	28,6	28,6	24,9	22,6
—Q	66,6	80,3	74,5	87,6	86,8	78,4	73,0	83,8	85,6
f'	15,0	2,6	10,8	n'-5,5	2,4	7,6	10,7	6,6	6,5
c'	46,3	60,0	59,5	58,9	59,2	55,2	51,1	54,8	56,3
m'	7,8	1,6	5,9	0,0	2,7	2,4	4,8	3,6	3,2
t'	7,9	3,6	3,2	1,2	2,7	4,6	6,9	2,2	2,2
p'	23,0	32,2	20,6	34,4	33,0	30,3	26,5	32,8	31,8
n	79,5	73,1	70,6	62,9	73,6	64,7	90,4	78,5	83,4
(Na)	0,77	2,11	0,40	1,35	1,15	0,94	0,78	0,81	0,76

Примечание. 15 — скв. 271, I+II рудные горизонты (377,5 кг); 16 — скв. 308, глуб. 116,2 м — массивная руда; 17 — скв. 284, 287, 288, II рудный горизонт (305,9 кг); 18 — скв. 454, I рудный горизонт; 19 — скв. 272, 273, 274, 278, 288, 298, 302, 304; I+II+III рудные горизонты (2242,8 кг); 20 — скв. 280, 299, 374^A, I рудный горизонт, скв. 268, 276, 374^A, II рудный горизонт; 21 — скв. 266, 269, 285, 288, I рудный горизонт (263 кг); 22 — скв. 271, III рудный горизонт (135,9 кг); 23 — скв. 269, 270, 275, 285, 287, III рудный горизонт (542,4 кг).

Химический состав массивных ювитов, трахитондных уртитов, ийолитов и мельтейгитов пострудной субфазы

Компоненты	Номера анализов и векторов на диаграмме (рис. 21)										
	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51
SiO ₂	48,69	46,94	50,28	47,64	41,22	43,46	43,80	42,23	45,58	45,34	40,58
TiO ₂	0,77	1,23	1,07	1,61	2,18	2,09	4,35	4,81	3,20	2,28	4,20
ZrO ₂	0,04	0,02	—	—	0,02	0,03	0,07	—	0,06	0,07	0,08
P ₂ O ₅	0,59	0,33	0,21	0,70	1,57	0,46	0,58	0,38	0,64	1,14	0,27
Nb ₂ O ₅ } Ta ₂ O ₅ }	0,03	0,04	—	—	0,05	0,03	0,05	—	0,05	0,03	0,02
Al ₂ O ₃	21,75	24,75	21,68	20,95	27,83	22,34	18,65	20,55	11,60	8,07	4,48
Fe ₂ O ₃	2,88	2,12	1,70	4,29	1,58	3,37	3,86	3,82	4,53	5,73	17,95
TR ₂ O ₃	0,05	0,05	—	—	0,06	0,04	0,05	—	0,04	0,07	0,05
FeO	2,47	2,68	2,36	2,53	1,56	2,85	4,00	5,02	4,55	5,72	7,15
MgO	0,87	0,81	1,21	1,26	0,33	2,70	2,13	1,55	6,10	7,48	6,90
BaO	0,20	0,04	—	—	Сл.	Сл.	0,07	—	Сл.	Сл.	Сл.
CaO	2,40	2,13	2,81	2,92	3,74	6,29	7,68	5,26	13,28	14,87	11,64
SrO	0,11	0,05	—	—	0,12	0,08	0,15	—	0,17	0,26	0,14
MnO	0,13	0,13	0,13	0,18	0,07	0,15	0,22	0,32	0,35	0,35	0,64
Na ₂ O	9,90	10,00	7,16	8,68	13,20	11,20	9,20	9,90	6,40	5,00	3,20
K ₂ O	7,70	8,40	9,05	8,46	5,40	4,80	4,80	4,04	2,80	1,88	1,44
H ₂ O	0,07	0,05	1,05	0,16	0,02	0,10	—	0,38	—	0,10	0,15
F	0,10	0,05	0,04	0,12	0,15	0,07	0,35	0,01	0,10	0,12	0,15
Прочие элементы П.п.п.	—	—	0,89	0,40	—	—	—	0,69	—	—	—
Сумма . . —O=F ₂	99,89 0,04	100,43 0,02	99,64 0,02	100,41 0,05	99,57 0,06	100,62 0,03	100,01 0,15	100,00 —	100,23 0,04	99,95 0,05	100,55 0,06
Σ	99,85	100,41	99,62	100,36	99,51	100,59	99,86	100,00	100,19	99,90	100,49
Числовые характеристики											
a	30,6	34,4	29,9	29,2	38,8	30,1	25,3	28,2	14,7	10,0	5,7
c	—	—	0,1	—	0,2	—	—	—	—	—	—
c̄	4,1	1,1	—	3,4	—	1,7	2,4	0,2	2,5	2,8	3,0
b	7,1	9,1	10,7	11,2	11,8	18,6	21,9	22,4	33,9	38,9	47,2
s	58,2	55,4	59,3	56,2	49,2	49,6	50,4	49,2	48,9	48,3	44,1
—Q	48,9	59,1	41,3	49,4	79,4	62,7	52,2	58,2	34,1	23,4	26,2
f'	15,9	38,8	37,0	27,7	25,8	21,6	40,4	37,4	45,3	18,5	39,7
c'	44,4	30,0	32,4	33,2	39,3	41,6	23,1	30,0	16,6	43,8	29,0
m'	21,6	15,6	20,0	19,9	5,0	24,7	16,7	12,0	28,8	30,4	23,6
t'	9,7	12,0	9,1	12,8	16,5	9,7	17,2	18,8	7,6	4,7	7,2
p'	8,4	3,6	1,5	6,4	13,4	2,4	2,6	1,8	1,7	2,6	0,5
n	61,8	63,3	100	56,4	78,9	76,9	72,0	78,7	73,8	74,6	65,0
(Na)	1,22	1,05	0,99	1,21	0,99	1,08	1,13	1,01	1,03	1,37	1,81

Массивные ювиты: 41 — скв. 369, глуб. 337 м; 42 — скв. 369, глуб. 16 м; 43 — скв. 270, глуб. 54,4 м; 44 — скв. 288, глуб. 35 м. „Сливной“ уртит: 45 — скв. 369, глуб. 203 м. Трахитондный уртит: 46 — скв. 369, глуб. 334 м. Трахитондные ийолиты: 47 — скв. 369, глуб. 306 м; 48 — скв. 270, глуб. 16,3 м; 49 — скв. 369, глуб. 336 м; 50 — скв. 369, глуб. 337 м. Трахитондный мельтейгит: 51 — скв. 369, глуб. 362 м.

Примечание. Анализы 43, 44 и 48 — из коллекции Т. Н. Ивановой [21].

Средний химический состав интрузии ийолит-уртитов (см. рис. 21)

Компоненты	А	Б	В	Г	Д	Е
SiO ₂	44,09	43,93	45,71	44,45	41,9	43,62
TiO ₂	2,31	1,76	2,81	2,27	2,4	2,31
ZrO ₂	0,04	0,03	0,06	0,04	—	0,08
P ₂ O ₅	0,53	2,30	0,71	1,10	2,15	0,94
(Nb, Ta) ₂ O ₅	0,04	0,03	0,04	0,04	—	—
Al ₂ O ₃	19,94	22,71	15,01	19,51	20,5	21,78
Fe ₂ O ₃	4,40	3,12	6,53	4,56	3,8	4,00
TR ₂ O ₃	0,06	0,09	0,06	0,07	—	—
FeO	4,27	2,20	5,09	3,84	2,8	3,30
MgO	2,51	0,89	2,97	2,15	1,67	1,63
BaO	Сл.	0,10	0,32	0,11	0,19	0,32
CaO	7,04	5,22	7,06	6,51	8,9	5,29
SrO	0,15	0,12	0,13	0,14	—	—
MnO	0,15	0,12	0,33	0,19	0,17	0,19
Na ₂ O	9,02	9,79	7,79	8,94	10,00	10,34
K ₂ O	4,47	6,63	4,37	5,15	4,4	5,15
H ₂ O ⁻	0,20	0,16	0,12	0,17	—	0,10
H ₂ O ⁺	0,65	0,99	1,14	0,87	1,22	0,74
F	0,10	0,19	0,11	0,13	—	0,20
Сумма	99,97	100,38	100,27	100,24	100,10	99,72
—O=F ₂	0,04	0,08	0,05	0,05	—	0,08
Σ	99,93	100,30	100,22	100,19	100,10	99,64

Числовые характеристики

<i>a</i>	26,1	31,4	20,1	26,3	27,8	30,0
<i>c</i>	0,2	—	—	—	—	—
$\bar{c}$	—	0,7	3,5	1,1	1,0	1,1
<i>b</i>	23,3	16,4	24,2	21,6	23,2	18,0
<i>s</i>	50,4	51,5	52,2	51,0	48,0	50,9
—Q	51,6	60,5	39,3	51,0	60,6	59,3
<i>f'</i>	34,4	26,2	29,8	31,1	22,4	31,1
<i>c'</i>	36,6	40,7	36,1	37,4	47,4	36,8
<i>m'</i>	18,2	9,8	21,3	17,3	12,4	15,8
<i>t'</i>	8,5	9,5	9,9	9,1	8,9	11,3
<i>p'</i>	2,3	13,8	2,9	5,1	8,9	5,0
<i>n</i>	75,1	68,4	68,2	71,5	76,6	74,7
(Na)	0,99	1,03	1,25	1,06	1,05	1,05

Примечания. 1 Средний состав интрузии, по данным А. В. Галахова [7], вычислен с учетом площадного распространения ийолит-уртитов (5,6% от площади массива) и апатито-нефелиновых руд (0,1%). 2. Средние химические составы: А — дорудной субфазы, Б — рудной субфазы, В — пострудной субфазы; Г — интрузии ийолит-уртитов (Минаков, Каменев, Калинин, [33]); Д — интрузии ийолит-уртитов (Куплетский, [29]); Е — интрузии ийолит-уртитов (Галахов, [7]).

А. Е. Ферсан [43] и Б. М. Куплетский [29], связывая генетически апатитовые руды с ийолит-уртитам, трактовали их как позднемагматические инъекционные образования, внедрившиеся вдоль контакта ийолит-уртитов с покрывающими рисchorритами. Н. А. Елисеев [12, 14] ведущую роль в формировании апатитовых залежей отводит механизму правитационно-кинетической дифференциации обогащенного фосфором ийолит-уртитового расплава в интрузивной камере. Отрицая существование самостоятельной апатитовой магмы, он допускал возможность отжимания легкоподвижного остаточного (пневматолитового) расплава и перемещение его кверху. Апатитовые уртиты и ийолиты, в которых агрегаты апатитовых зерен занимают мезостазическое пространство, являются, по мнению Н. А. Елисеева, участками, соответствующими по своему составу исходной магме, обогащенной фосфатом кальция.

Ф. В. Минаков [33] подчеркивает и убедительно аргументирует генетическую связь апатитовых руд с существенно нефелиновыми породами — массивными урритами рудной субфазы, решительно возражая против отнесения апатитовых месторождений к позднемагматическим (инъекционным) образованиям. По его мнению, апатитовые руды и уртиты возникли в ходе длительной и сложной кристаллизации исходной фосфатно-силикатной магмы. Поздняя, по сравнению с апатито-нефелиновыми рудами, консолидация массивного уррита и продолжительное сохранение им пластического состояния объясняются повышенным содержанием в уртите полевого шпата.

Т. Н. Иванова [18—20] объясняет образование зон богатых и бедных руд главных апатитовых месторождений двумя последовательными внедрениями сначала силикатно-фосфатного, затем существенно фосфатного расплава по тектоническому разлому. Предполагается, что в апикальных частях глубинного очага имело место отделение апатито-нефелиновой и ийолитовой магм, причем в качестве вероятной причины отделения указывается ликвация. Характеризуя апатито-нефелиновую магму, Т. Н. Иванова [19] отмечает насыщенность ее летучими и редкими элементами, большую подвижность и сравнительно низкую (до 800°) температуру кристаллизации.

Г. М. Вировлянский [4] в качестве важнейших факторов локализации апатитовых руд указывает пространственную и возрастную приуроченность, а также генетическую связь оруденения с ийолит-уртитам. Формирование апатитовых залежей вызвано последовательными инъекциями фосфатного расплава по серии конических разломов.

В. Н. Годовиков [10], Б. Н. Мелентьев [31, 32], Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [30], О. Б. Дудкин и другие [11] относят апатито-нефелиновые руды к продуктам расслоения щелочного расплава на две жидкости — фосфатную и алюмосиликатную.

Исследование системы нефелин—apatит—вода привело Л. Н. Когарко и Е. Б. Лебедева [28] к выводу о ведущей роли

кристаллизационной дифференциации в происхождении апатито-нефелиновых руд. Нефелиновый расплав при температуре порядка 975—1200°С способен растворить 7—12% апатитовой молекулы, тогда как в составе рудной субфазы, по нашим расчетам, содержится лишь 5,5% апатита (2,30% P_2O_5). Если же для объяснения способа отделения обогащенного фосфором расплава от силикатной магмы привлечь гипотезу Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (развитую в работах А. В. Галахова [8]) об образовании в предкристаллизационный период комплексных группировок, соответствующих по составу будущим порообразующим минералам, можно допустить возникновение в ходе магматической дифференциации такого расплава, ликвация которого становится реальной.

Сторонники ликвационного генезиса апатито-нефелиновых месторождений отмечают существование широкой области равновесия двух жидких фаз: существенно силикатной и фосфатной. Экспериментальные работы Г. Трёмеля [51] показали, что в псевдобинарной системе $3 \cdot CaO \cdot P_2O_5 - SiO_2$ при температуре свыше 1600°С существует область двух несмешивающихся жидкостей в диапазоне 8% < $3 \cdot CaO \cdot P_2O_5$ < 94% и 6% < SiO_2 < 92%. Введение в изученную систему Na_2O (до 7%) и Al_2O_3 (14%) резко снижает температуру начала расслоения от 1600°С в опытах Г. Трёмеля до 1350°С у Р. Баррета [50]. Добавка в шихту летучих компонентов, главным образом F и H_2O , еще больше снижает температуру плавления и начала расслоения, а также резко расширяет границы полей несмешиваемости. Как справедливо указывает Р. Фишер [45], «...влияние фтора на несмешиваемость не может больше подвергаться сомнению». При изучении системы $Fe_xO_y - Ca_3F(PO_4)_3 - Na_2O \cdot 2,7 SiO_2$ с использованием природного апатита установлено широкое развитие области несмешиваемости при температуре 1400°С [45]. Присутствие в шихте Na_2O резко увеличивает поле расслоения от $1/4$ (перед введением окиси натрия) до $3/4$ (после добавки) площади диаграммы. По соотношению SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и $Ca_3(PO_4)_2$ апатито-нефелиновые руды Коашвинского месторождения попадают в область несмешиваемости, а ийолит-уртиты располагаются за ее пределами (рис. 23).

Таким образом, ликвация как процесс, определяющий способ отделения фосфатно-силикатного расплава от исходной ультращелочной ийолит-уртитовой магмы, получила экспериментальное подтверждение для сложных гетерогенных силикатно-фосфатных систем с летучими компонентами. Причинно-следственная связь ликвации и состава исходной магмы, обогащенной щелочами, фосфором и фтором, отмечается многими исследователями, но, как указывает Ф. Л. Смирнов [41] «...осуществляется она в природных условиях, по-видимому, довольно редко, при сочетании каких-то специфических слабо изученных факторов». К числу таких факторов, в частности, относится «...движение расплава в более стратиграфически высокие зоны при внедрении интрузии». С этим вполне согласуется выдвигаемая автором гипотеза о приурочен-

ности Коашвинской рудной зоны к апикальному структурному ярусу апатитовых месторождений Хибин.

По вопросу о месте отделения фосфатно-силикатного расплава от исходной магмы мнения исследователей, стоящих на позиции ликвидационного генезиса апатитовых месторождений, разделяются. В. Н. Годовиков и Т. Н. Иванова [18, 19] предполагают, что расхождение имело место в апикальной части глубинного очага. С этим

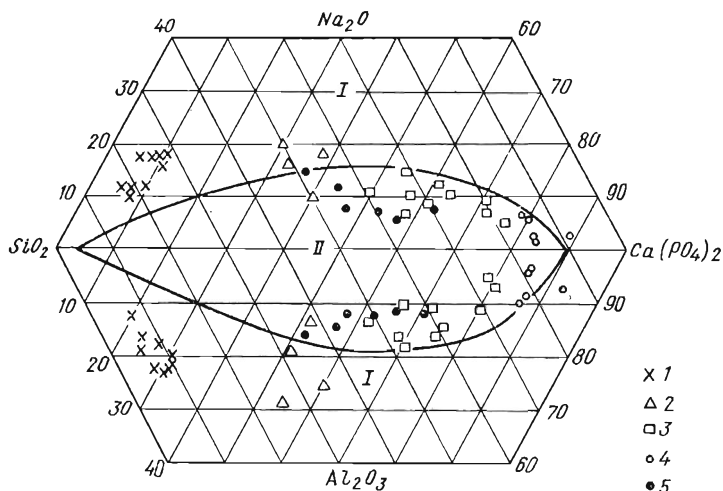


Рис. 23. Область несмесимости расплавов в системе Na_2O — Al_2O_3 — SiO_2 — $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ (по Б. Н. Мелентьеву и Я. И. Ольшевскому [32]).

I — ийолит-уртиты; апатито-нефелиновые руды: 2 — сетчатая, 3 — полосчатая и линзовидно-полосчатая, 4 — пятнистая, 5 — средние пробы руд Коашвинского месторождения (анализы из табл. 12). *I* — один расплав; *II* — два расплава.

выводом не согласен Б. Н. Мелентьев [31], поскольку при допущении ликвации на глубине оба расплава должны были бы интрудировать с перерывом во времени и подчиняться самостоятельным законам кристаллизации. Этим аргументам, по мнению Б. Н. Мелентьева, противоречат факты, свидетельствующие о сингенетичности между апатито-нефелиновыми рудами и массивными уртитам на месторождениях Кукисвумчорр—Юкспор—Расвумчорр.

Однако в пределах Коашвинской рудной зоны наряду с постепенными переходами и переслаиванием в полосчатых ассоциациях апатитовых и нефелиновых прослоев широко развиты зоны брекчий, в которых рудные ксенолиты сцементированы массивными уртитам. Кроме того, при ликвации в конической камере рудные тела должны были бы располагаться горизонтально, тогда как на всех хибинских апатитовых месторождениях, включая Коашвин-

ское, они неизменно наклонены к центру массива под углами 20—40°. Учитывая наклонное падение рудных тел (горизонтов), повсеместное развитие в них полосчатости и широкое распространение на Коашве зон апатитовых брекчий с уртитовым цементом, следует признать наиболее обоснованным предположение о том, что ликвация, начавшаяся в магматическом очаге, частично продолжалась на пути продвижения по конической полости.

О ПРИРОДЕ СФЕНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

С апатито-нефелиновыми рудами ассоциируют сфено-apatитовые породы, приуроченные к кровле рудных залежей. Особенно широко они развиты на Коашвинском месторождении (см. рис. 11 и табл. 4).

Возникновение сфеновой минерализации связывается с эманационным воздействием апатитового расплава [12] или цемента апатитовой брекчий [10] на вмещающие породы, с наложенными постмагматическими процессами, имевшими место на заключительных стадиях формирования интрузивных комплексов Хибинского массива [48]. Г. М. Вировлянский [3, 4] выделяет две стадии процесса сфенизации, разделенных во времени периодом формирования позднемагматических разломов, и указывает на важное поисковое значение сфенового проявления. Т. Н. Иванова [18], подчеркивая пространственную (парагенетическую) связь сфено-apatитовых и апатито-нефелиновых руд, отмечает два возможных способа образования сфеновых пород: пневматолито-гидротермальный (воздействие титано-фосфатных растворов) и магматический (интрузия полевошпатсодержащих апатито-сфеновых ийолитов). Вслед за сфеновой минерализацией, по мнению Т. Н. Ивановой [20], в районе Коашвы имели место крутопадающая интрузия трахитоидных малиньитов (IV субфаза) и интрузия массивных ювитов (V субфаза), которые полностью раздробили крупную апатитовую залежь, но совершенно не затронули узкую полосу сфено-apatитовых пород (см. рис. 1, А).

М. М. Калинин считает, что сфено-apatитовое оруденение имеет магматическую природу и является продуктом эволюции исходного расплава, а по мнению Ф. В. Минакова, оно представляет эндоконтактовую фацию пострудных ийолит-уртитов. Действительно, интенсивная концентрация сфена отмечалась автором в зонах эндоконтактов различных интрузивных комплексов Хибинского массива: хибинитов (вблизи ромбен-порфиров), трахитоидных хибинитов (у контакта с хибинитами и ромбен-порфирами), лывочорритов (на границе с ювитами) и т. д. Во всех перечисленных случаях призматический сфен, находясь в тесном парагенезисе с титаномagnetитом и пироксеном, приурочен к подошве асимметричных полос различной мощности. Среди пострудных мельтейтитов Коашвинского месторождения наблюдались сфено-титаномagnetитовые прослои (с апатитом), идентичные по составу

МОРФОЛОГИЯ И СТРУКТУРА РУДНОЙ ЗОНЫ КОАШВИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНОЙ ЗОНЫ

Коашвинская рудная зона, прослеженная по простиранию на 3 км (СВ 65—70°) и по падению на 1,5—2 км, расположена в юго-восточном секторе Хибинского массива, в 5 км восточнее рудника «Центральный» (месторождение Плато Расвумчорр). В геологическом отношении рудная зона приурочена к породам продуктивной (рудной) субфазы ийолит-уртитовой интрузии, занимая в ее разрезе среднюю часть. Подстилающими породами являются более ранние (дорудные) трахитоидные уртиты, ийолиты и малиниты, включенные в массивные уртиты в виде крупных ксенолитов (отторженцев). Со стороны висячего бока рудной зоны залегают массивные ювиты, «сливные» уртиты, трахитоидные уртиты, ийолиты и мельтейгиты пострудной субфазы, секущие и брекчирующие на отдельных участках апатито-нефелиновые руды и массивные уртиты.

Рудная зона падает на северо-запад полого, под углом 20—30°, в соответствии с общей структурой ийолит-уртитовой интрузии. Наиболее глубокие подсечения апатито-нефелиновых руд в долине р. Вуоннемиок достигают абсолютных глубин минус 700—1000 м (см. рис. 3).

На современном эрозионном срезе в пределах абсолютных отметок +500—1000 м между месторождениями Коашва и Расвумчорр имеется безрудный участок протяженностью 2 км. В последние годы здесь на глубине 500—1500 м выявлено крупное апатитовое тело, мощность которого возрастает по падению до 100 м (Эвслогчоррское месторождение). Эти данные и совокупности с геофизическими исследованиями позволяют предполагать наличие пространственной связи между Коашвинской рудной зоной и месторождениями юго-западного рудного поля. Вместе с тем, имеются достаточно веские аргументы, свидетельствующие о существовании на участке сочленения Коашвинского и Эвслогчоррского месторождений радиального разлома, северо-восточное крыло которого (Коашвинский блок) оказалось опущенным (см. рис. 38). На северо-восточном фланге рудной зоны установлено нарушение сдвигового типа, фиксируемое по несоответствию разрезов в сближенных скважинах. Характеристика этих дизъюнктивов помещена ниже (см. гл. 6).

и сложению некоторым разновидностям сфено-апатитовых пород, залегающих в кровле рудной зоны.

С другой стороны, среди пород «верхней контактовой зоны» известны массивные уртиты, в которых призматический сфен имеет метасоматические формы развития. Обычно обе разновидности сфеновых пород (трахитоидные сфено-апатитовые ийолит-уртиты эндоконтактовой фации и массивные сфено-апатитовые уртиты с наложенной сфеновой минерализацией) пространственно сопряжены, и лишь на северо-восточном фланге месторождения между ними залегают массивные уртиты (см. рис. 34).

Таким образом, автор склонен объяснять образование сфено-апатитовых руд двумя причинами: концентрацией сфена в эндоконтактовой фации пострудных ийолит-уртитов и постмагматическими преобразованиями массивных уртитов. Признаками отличия этих пород при полевой диагностике могут служить особенности состава и текстуры субстрата.

Рудная зона является частью сложной интрузии апатито-нефелиновых руд — массивных уртитов. В границах рудной зоны заключены также те отторженцы трахитоидных ийолит-уртитов, которые расположены между рудными горизонтами. В контур ее, однако, не входит часть массивных уртитов, подстилающих нижележащий рудный горизонт. Границы рудной зоны в конечном счете определяются существующими требованиями промышленности.

В плане и продольном сечении рудная зона имеет линзообразную форму, в поперечном разрезе уподобляется клину, обращенному острием по восстанию. Максимальная вертикальная мощность ее (400—470 м) выявлена в центральной части; снижение мощности к флангам и по восстанию происходит неравномерно, сопровождаясь раздувами и пережимами. На северо-восточном участке установлено север-северо-восточное склонение рудной зоны.

Структура рудной зоны Коашвинского месторождения определяется чередованием в разрезе сложных, пластообразных тел апатито-нефелиновых руд (рудных горизонтов) и массивных уртитов. Каждый рудный горизонт является частью первоначально единой апатитовой залежи, впоследствии разобщенной на серию взаимно параллельных тел. В полном разрезе зоны выявлены четыре рудных горизонта, которые в отдельных частях месторождения сопровождаются сравнительно небольшими линзообразными телами нарушенных (брекчированных) апатито-нефелиновых руд (горизонты I^A, III^A и IV^A). Длина основных рудных горизонтов 1,7—3,1 км при средней мощности 25—42 м. Форма их усложнена раздувами и пережимами вплоть до разрыва сплошности на локальных участках.

I рудный горизонт, приуроченный к кровле зоны, прослежен без перерыва на 3,0 км. Простирается его СВ 65—70°, падение северо-западное под углом 30—35°. Мощность горизонта непостоянна: раздувы, оконтуренные изолиниями в 50—75 м, выявлены в центральной и северо-восточной частях зоны, а пережимы (менее 25 м) установлены на юго-восточном фланге. Средняя мощность 40,5 м. Важно подчеркнуть, что увеличение (или уменьшение) мощности происходит постепенно через промежуточные значения, фиксируемые скважинами. Коэффициент вариации мощности горизонта 56%.

Пережимы I горизонта вызваны, по-видимому, срезанием его более молодой интрузией пострудных ийолит-уртитов. Не случайно именно на участках пережимов в покрывающих ийолитах и мельтейгитах встречены либо отдельные рудные ксенолиты, либо зоны брекчий апатито-нефелиновых руд с мельтейгитовым цементом. Рудные ксенолиты и зоны брекчий наблюдались только на тех участках, которые расположены выше по восстанию от локального пережима рудного горизонта, что указывает на направление движения ийолит-уртитовой магмы.

Относительное объемное распределение текстурных разновидностей руд в I горизонте показано на диаграмме (см. рис. 11). В полном разрезе горизонта выявлена следующая зональность: кровля его сложена сфено-апатитовыми и существенно сфеновыми рудами; ниже залегает прослой апатитовой брекчии; центральная (ненарушенная) часть горизонта представлена пятнистыми, пятнисто-полосчатыми, полосчатыми, линзовидно-полосчатыми и блоковыми рудами, которые со стороны подошвы вновь сменяются прослоем рудной брекчии. Относительные мощности того или иного элемента разреза сильно варьируют. Отсутствие по отдельным пересечениям некоторых прослоев отражает лишь детали внутренней структуры I рудного горизонта, но не нарушает общей закономерности. Так, например, в северо-восточной части месторождения (см. рис. 34) и далее по направлению к Ньюкпахк-Сулуайвскому участку на контакте пород кровли с массивными уртитам широко распространены сфено-апатитовые руды и сфениты, но отсутствуют апатито-нефелиновые руды.

В целом же морфология и внутренняя структура I рудного горизонта характеризуются сравнительной простотой, получившей отражение в плавности и взаимной параллельности изолиний кровли и подошвы, относительной выдержанности мощности и наличии зональности.

На западном фланге месторождения прослежена апофиза пострудных трахитоидных ийолит-уртитов со сфеновой минерализацией (см. рис. 2), разделяющая первый рудный горизонт на две части — верхнюю (I^A горизонт) и нижнюю (I горизонт). Средняя мощность тела I^A, преимущественно сложенного апатитовой брекчией (см. рис. 11), 24,6 м.

II рудный горизонт отделен от первого прослоем массивного уррита, мощность которого увеличивается от флангов к центральной части месторождения от первых метров до нескольких десятков метров. В западной части рудной зоны между этими горизонтами прослеживается прослой 3—10 м апатитовой брекчии, а в восточной (см. рис. 40) установлено соединение I, II и нижележащего III горизонтов в мощную рудную залежь.

Второй горизонт, оконтуренный на площади 1,8 км², обнажен лишь на юго-западном фланге месторождения, а также выходит на поверхность коренных пород на профиле XI, где он скрыт под толщей морены. На остальном протяжении II рудный горизонт выклинивается на абсолютных отметках +200—200 м (на глубине 80—100 м от поверхности) путем «расщепления» на прослой брекчиевых руд. На участках выклинивания он залегает субгоризонтально, иногда даже полого наклонен от центра массива (рис. 24, II), с глубиной падение его становится умеренно пологим (25—45°) на северо-запад.

Средняя мощность горизонта 42,4 м, коэффициент вариации мощности несколько выше, чем у первого рудного тела, и составляет 60%. Раздувы его (свыше 75 м) выявлены в центральной

части месторождения, а также на северо-восточном фланге, где за счет соединения с I и III горизонтами мощность залежи увеличивается до 125 м. Пережиры мощности (до 10—20 м) установлены в ряде пунктов, что приводит к расчленению рудного горизонта по простиранию без разрыва сплошности на несколько неравных частей. На северо-восточном фланге (см. рис. 34) мощный (100—125 м) раздув горизонта резко сменяется по падению зоной выклинивания и затем безрудным участком. Здесь под сфе-

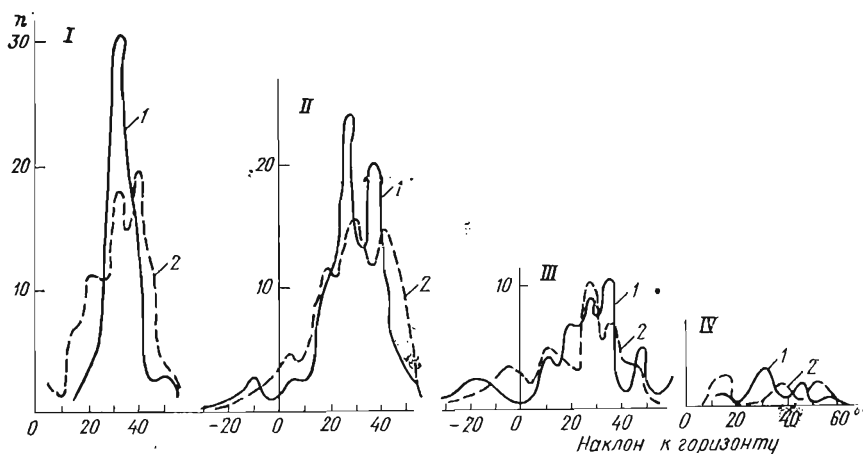


Рис. 24. Вариационные кривые углов наклона кровли (1) и подошвы (2) рудных горизонтов (I—IV).

Количество замеров. I: 1—84, 2—91; II: 1 и 2 по 117; III: 1 и 2 по 56; IV: 1 и 2 по 10.

но-апатитовыми рудами были встречены крупные отторженцы до-рудных трахитоидных уртитов, ийолитов и малиньитов с многочисленными жилами массивных уртитов без признаков апатитовой минерализации.

Необходимо обратить внимание на следующие особенности: 1) изменения мощности между крайними значениями происходят постепенно; 2) некоторые из раздувов II горизонта соответствуют на плане изомощностей пережирам I горизонта (и наоборот).

Конфигурация второго горизонта значительно сложнее, чем вышерасположенного первого рудного тела: проекция его контуров на плане имеет извилистую форму, изолинии контактов (кровли и подошвы) часто меняют простирание на коротких интервалах, на северо-восточном фланге оконтурен безрудный участок («окно»).

В составе II горизонта преобладают полосчатые апатито-нефелиновые руды (25 об.%), приблизительно в равном количестве (10—15%) находятся пятнисто-полосчатые и пятнистые, лин-

зовидно-полосчатые руды, апатитовая брекчия, массивные руды и апатитовые уртиты; подчиненное значение имеют блоковые апатито-нефелиновые руды и сфено-apatитовые ийолит-уртиты (см. рис. 11). Наиболее богатые апатитом пятнистые и сплошные руды преимущественно распространены в восточной части месторождения, тогда как на западном фланге широко развиты полосчатые и линзовидно-полосчатые руды. Перечисленные текстурные разновидности руд слагают осевую (ненарушенную) часть горизонта, обрамленного со стороны кровли, подошвы и на участках выклинивания прослоями апатитовой брекчии.

III рудный горизонт целиком залегает среди массивных уртитов, являясь «слепым» телом. Выклинивание его по восстанию наблюдается на глубине 100—200 м от поверхности. В плане горизонт разобщен на две неравные части: западную (профили III—IV) и центральную, расположенную между профилями V—XI. Восточнее он объединяется с вышерасположенным вторым горизонтом. Площадь, занимаемая горизонтом, 540 тыс. м².

В центральной части месторождения под ним залегает дополнительный горизонт III^A площадью 80 тыс. м². Сопряжение горизонтов III и III^A через прослой апатитовой брекчии мощностью 7 м установлено на профиле VIII (см. рис. 3). В направлении падения, восстания, а также по простиранию они разобщаются. Максимальная мощность этих горизонтов достигает соответственно 112,4 и 63,0 м, а средняя — 39,1 и 40,2 м. Местоположение этих, а также менее выраженных раздувов мощности III и III^A рудных тел в плане точно совпадает с участками пережимов II горизонта.

Форма III горизонта характеризуется сложностью, обусловленной непараллельностью его кровли и подошвы, наличием резких раздувов и пережимов (коэффициент вариации мощности 62%), выклиниванием в направлении падение—восстание, перерывом сплошности в плане, а также разобщением его в вертикальном разрезе на основное и дополнительное рудные тела. Следует подчеркнуть, что подобные признаки характерны, хотя и в меньшей степени, вышерасположенным рудным горизонтам. Углы падения контактов горизонта колеблются в широком диапазоне (0—50°), известны случаи наклона его в сторону от центра массива (рис. 24, III). Средний угол падения 30° на северо-запад.

Апатито-нефелиновые руды третьего горизонта представлены (в порядке убывающей распространенности, см. рис. 11) полосчатыми, линзовидно-полосчатыми, блоковыми, пятнисто-полосчатыми и пятнистыми разновидностями, слагающими ненарушенную его часть, а также рудной брекчией и апатитовыми уртитам, приуроченными к флангам, кровле и подошве.

IV рудный горизонт залегает в основании разреза рудной зоны, выклиниваясь на глубине 500 м от поверхности (на абсолютных отметках минус 200—350 м). Размеры горизонта по простиранию

1,7 км, по падению он прослежен до 0,7 км (см. рис. 3). IV горизонт представлен двумя пространственно разобщенными параллельными телами (соответственно IV и IV^A), которые соединяются по простиранию на северо-восточном фланге.

Средняя мощность IV горизонта 39,9 м, а рудного тела IV^A 26,9 м (коэффициент вариации 70%). Наибольшая суммарная мощность их по отдельным скважинам достигает 100—125 м. Сравнение планов линий равных мощностей IV и вышележащих рудных горизонтов обнаруживает наличие обратно пропорциональной зависимости между их максимальными и минимальными значениями.

IV горизонт характеризуется весьма сложной морфологией; углы падения контактов его изменяются от 10 до 60° на северо-запад. В основном он сложен полосчатыми рудами (свыше 30 об.%), подчиненное значение имеют пятнисто-полосчатые, пятнистые, линзовидно-полосчатые и блоковые апатито-нефелиновые руды. Брекчия из рудных ксенолитов, оцементированных массивным уртитом с поздней апатитовой минерализацией, развита достаточно широко и преимущественно приурочена к краевым частям IV и IV^A рудных горизонтов.

Проекции III и IV рудных тел на плановую и вертикальную плоскости перекрываются только в узкой периферической части, а в основном образуют обособленные площади. Общим этим горизонтам присущи некоторые общие признаки, по которым они отличаются от остальных рудных тел.

1. Искключительная приуроченность к основанию рудной зоны: на площади, занятой III горизонтом, отсутствует нижележащий IV, а в контуре последнего не представлен III рудный горизонт.

2. Тесная пространственная сопряженность, выражающаяся в том, что оба горизонта располагаются на смежных площадях в центральной части месторождения.

3. Наличие дополнительных (III^A и IV^A) рудных тел, залегающих под основными рудными горизонтами (III и IV).

4. Парная соизмеримость объемов основных (III и IV) и дополнительных (III^A и IV^A) рудных тел и равенство пропорциональных отношений этих показателей.

5. Одинаковая относительная распространенность текстурных разновидностей апатито-нефелиновых руд в контурах горизонтов.

6. Сравнительная сложность морфологии, большая изменчивость мощности.

Перечисленные признаки дают основание предположить, что основные, с одной стороны, и дополнительные, — с другой, рудные тела являются разобщенными частями некогда более крупных залежей, соизмеримых по размерам с I и II рудными горизонтами. Механизм их формирования определяется спецификой внутрирудной тектоники, приведшей к разделению первоначально единого мощного апатито-нефелинового тела на серию рудных горизонтов.

Наряду с составлением планов изолиний кровли, подошвы и мощности рудных горизонтов, для получения количественной оценки степени сложности морфологических элементов рудной зоны проведена статистическая обработка результатов замера основных структурных параметров.

Исходные данные для составления вариационных графиков снимались со структурно-геологических разрезов м-ба 1:2000, построенных с полным учетом зенитных и азимутальных искривлений скважин. Глубины контактов уточнялись по контрольным замерам и определялись с допустимой погрешностью 5 см. Углы наклона кровли и подошвы рудных горизонтов по прямолинейной интерполяции между разведочными выработками вычислялись с точностью 0,5°.

Исследование вариаций элементов залегания верхнего и нижнего контактов рудных тел проводилось с использованием генеральной совокупности разведочных данных (см. рис. 24—26). Графики, помещенные на рис. 27 и 28, составлены с привлечением выборки достаточно большого количества замеров.

Анализ распределения углов наклона кровли и подошвы (см. рис. 24, I—IV) показывает, что изменчивость формы рудных тел последовательно увеличивается от I до IV рудного горизонта. Это получает отражение на планах их поверхностей и мощностей. Эмпирически установлено, что кровля каждого рудного горизонта (1) имеет более сглаженную поверхность, нежели его подошва (2).

Для выявления взаимосвязи между морфологическими элементами отдельных рудных тел сравнивались кривые 2 (подошва) с кривыми 1 (кровля) смежных горизонтов (попарно I—II, II—III, III—IV). Эти графики выражают, таким образом, особенности морфологии уртитовых тел, поскольку подошва вышележащего и кровля нижерасположенного рудных горизонтов являются естественными границами разделяющих их прослоев уртита (рис. 25). При совмещении этих кривых на одном графике обнаружилось полное их подобие (сопоставимость диапазонов вариаций, количество и однозначность вершин распределения). Установленная закономерность является следствием параллельности границ уртитовых прослоев, подтверждает вывод о наличии обратно пропорциональной зависимости между мощностями смежных рудных горизонтов и свидетельствует о том, что форма рудных горизонтов определяется особенностями конфигурации разделяющих их уртитовых тел.

Показателями сложности формы рудных тел являются также разность углов наклона верхнего и нижнего их контактов, интерполированных между соседними разведочными выработками (рис. 26, 1 и 2) и непараллельность кровли и подошвы (3). Под показателем степени пластовости понимается величина угла между верхним и нижним контактами рудного горизонта в элемен-

тарном вертикальном сечении, ограниченном соседними выработками. Наиболее простая форма установлена для I горизонта (степень пластовости 10—15°, коэффициент вариации мощности 56%), несколько сложнее II горизонт (соответственно 15—20° и 60%);

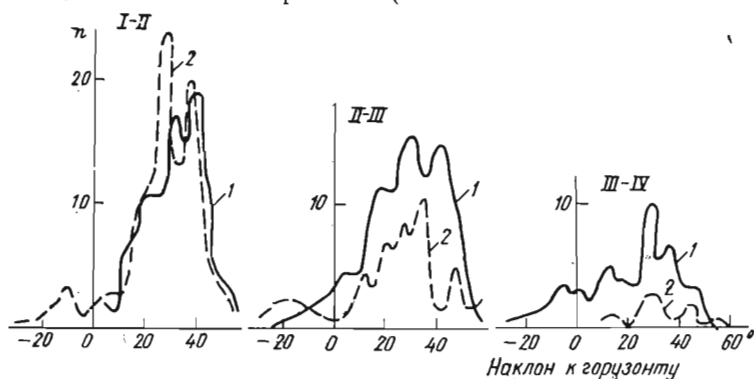


Рис. 25. Вариационные кривые углов наклона кровли (1) и подошвы (2) уртитовых тел, разделяющих рудные горизонты (I—IV).

Количество замеров. I—II: 1—91, 2—117; II—III: 1—117, 2—56; III—IV: 1—56, 2—10.

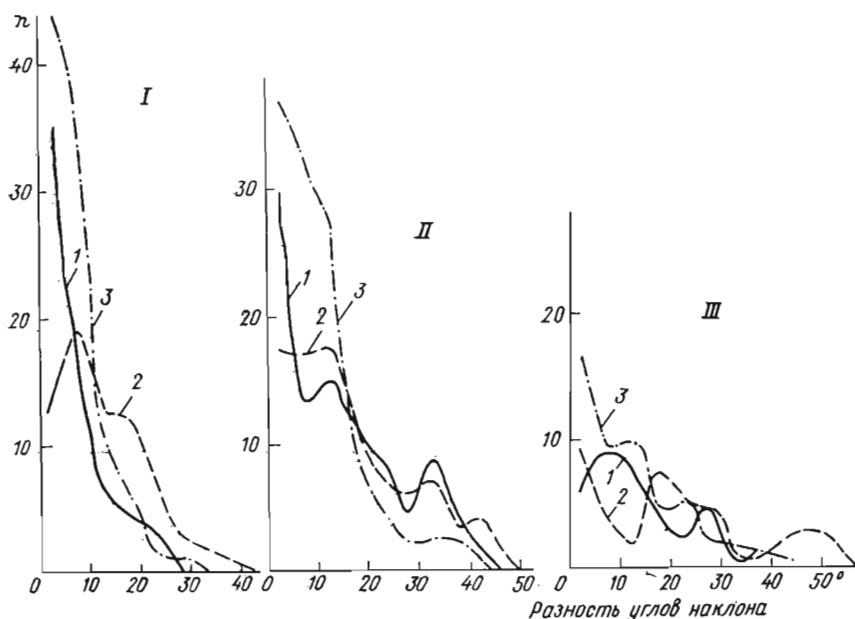
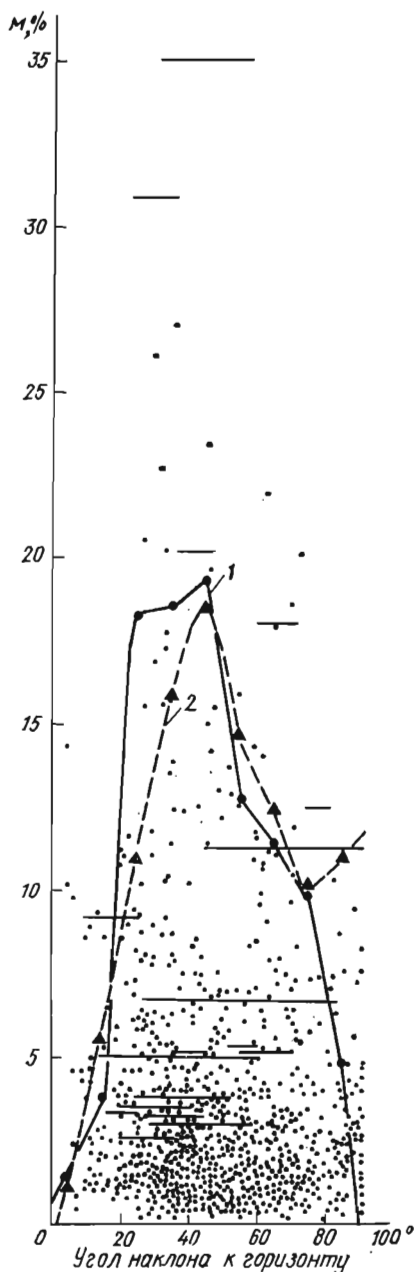


Рис. 26. Вариационные кривые разностей углов наклона кровли (1), подошвы (2) и показателей степени пластовости (3) рудных горизонтов (I—III).

Количество замеров. I: 1—62, 2—70, 3—100; II: 1 и 2 по 93, 3—112; III: 1 и 2 по 38, 3—53.



весьма изменчивые показатели отмечены для III и IV горизонтов (непараллельность контактов достигает 30—35 и 40—45°, коэффициенты вариации 62 и 70%).

Судя по соотношению направлений полосчатости апатито-нефелиновой руды, замеренной в керне скважин, и углов падения контактов рудных горизонтов (по непосредственным замерам и на основании интерполяции), внутренняя структура ненарушенных частей каждого из них является автономной, независимой от внешних границ рудных тел, хотя угловое несогласие редко превышает 10—15°. Только в случаях резких раздувов и пережимов мощности того или иного горизонта полосчатость руды под различными углами пересекается контактом с уритом цемента брекчии.

Нами предпринята попытка установить зависимость между колебаниями углов наклона полосчатости апатито-нефелиновой руды (по керну) и длиной пересеченного интервала для ненарушенной и брекчированной частей горизонтов. Точки на графике (рис. 27) соответствуют случаям выдержанного направления полосча-

Рис. 27. Диаграмма и вариационные кривые углов наклона полосчатости апатито-нефелиновых руд в зависимости от длины рудных интервалов.

Числовые значения на оси ординат показывают количество случаев (проценты) и длину интервалов (метры).

1 — ненарушенная часть рудных горизонтов (длина интервалов свыше 5 м — 200 замеров); 2 — нарушенная часть рудных горизонтов (длина интервалов менее 5 м — 590 замеров).

тости в пределах рудного интервала; отрезки прямой отвечают колебаниям полосчатости, связанным со складчатостью.

На графике отчетливо видно, что полосчатости в рудных ксенолитах (2) присущи колебания в весьма широком диапазоне — от 0 до 90° , тогда как крупные рудные пересечения, характеризующие осевые части горизонтов (1), отличаются устойчивым наклоном полосчатости в пределах $20\text{--}50^\circ$.

По данным только буровой разведки не всегда удастся с достаточной полнотой выяснить взаимосвязь внутренней структуры

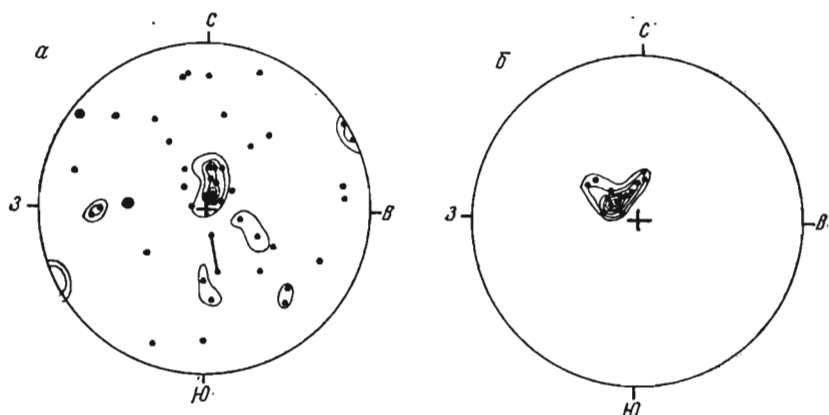


Рис. 28. Стереодиаграммы ориентировки полосчатости апатито-нефелиновых руд I рудного горизонта в ксенолитах брекчии (а) и в ненарушенной части (б).

ненарушенных частей рудных горизонтов с конфигурацией их внешних контактов. В этом отношении весьма интересные результаты получены при изучении разреза по штольне.

Ненарушенная часть I рудного горизонта (инт. 61—75,5 м) представлена линзовидно-полосчатой апатито-нефелиновой рудой с «блоками» нефелина, простирающейся в пределах этого интервала на северо-восток—восток $35\text{--}90^\circ$ с падением на северо-запад под углом $25\text{--}35^\circ$ (рис. 28, б). Плавное изменение простиранья руды, по-видимому, связано с пологой складчатостью. Верхний контакт апатито-нефелиновой руды с жилой трахитоидного уртита (в кровле штольни) простирается на северо-восток под углом $65\text{--}70^\circ$ и падает на северо-запад под углом 40° , полого юрезая по падению полосчатость руды. Нижний контакт с цементом апатитовой брекчии наклонен к юго-востоку и под прямым углом пересекает полосчатость. Однако уже в подошве выработки этот контакт резко поворачивается на северо-запад и, будучи интерполированным на глубину между штольней и ближайшими скважинами, падает под углом 30° , т. е. параллельно полосчатости апатито-нефелиновой руды.

Особенностью внутренней структуры рудных горизонтов являются резкие угловые несогласия полосчатости на границах соприкосновения смежных различно ориентированных блоков апатито-нефелиновых руд, подобные тем, которые характеризуют «сухую» брекцию («брекчия без цемента»).

Такие структурные соотношения широко развиты не только в пределах Коашвинского, но также и на других месторождениях

Хибин. Они достаточно подробно освещены в печати, и большинство исследователей (Л. Б. Антонов, Т. Н. Иванова, И. И. Перекрест и другие) объясняют их малоамплитудными тектоническими нарушениями. Обычно швы между соседними блоками «залечены» поздними инъекциями ийолит-уртитового состава (см. рис. 33, б), иногда же плотно «притерты» друг к другу и не минерализованы. Полосчатость на стыках блоков образует флексурные изгибы, что свидетельствует об их перемещении. График углов наклона тектонических швов (рис. 29, 2) характеризуется одновершинным распределением с максимумом 30° по отношению к горизонту.

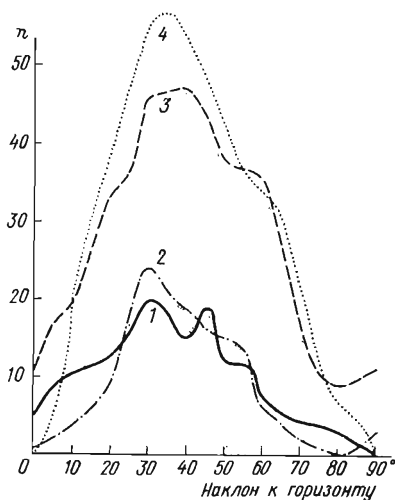


Рис. 29. Вариационные кривые углов наклона структурных элементов в керне скважин.

1 — контакты рудных горизонтов (96 замеров); 2 — тектонические швы между рудными блоками в «сухой» брекчии (88 замеров); 3 — контакты жил и прослоев ур-фита в апатито-нефелиновых рудах (241 замер); 4 — контакты пегматитовых жил (270 замеров).

Интересный материал получен при анализе ориентировки рудных ксенолитов в брекчии по форме (удлинению) и внутренней структуре (направлению полосчатости). Замеры углов на-

клона длинных осей ксенолитов, наблюдаемых в стенках штольни, нанесены на диаграмму (рис. 30). Точки в левой половине диаграммы соответствуют тем ксенолитам, которые своим удлинением наклонены на северо-запад (т. е. по падению рудного горизонта), а в правой — отвечают обратному погружению. Обработка результатов замеров показала, что подавляющее большинство рудных ксенолитов (в том числе наиболее крупные из них) наклонены длинной стороной (т. е. по форме) под углом $20-40^\circ$ согласно падению рудного горизонта. Другая часть обломков имеет субгоризонтальное залегание (с отклонением в обе стороны до $10-20^\circ$), что указывает на свободные условия внедрения цементирующего материала. Аналогичные наблюдения были сделаны ранее Г. М. Вировлянским в горных выработках Кукисвумчорского месторождения [9].

Сбор материала по определению элементов залегания полосчатости внутри отдельных рудных ксенолитов представлял собой технически сложную операцию, состоящую в следующем: в начале замерялся видимый угол падения полосчатости в стенке выработки, затем делалось углубление на 10—15 см в ксенолите для измерения простирания, и, наконец, вносилась поправка к углу падения при пересечениях, не перпендикулярных к простиранию полосчатости. Статистический анализ в стереографической проекции 50 замеров ориентировки рудных ксенолитов по внутренней

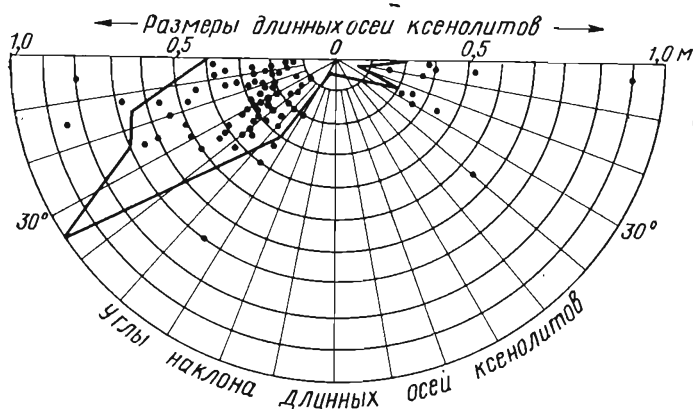


Рис. 30. Роза-диаграмма ориентировки длинных осей рудных ксенолитов в апатитовой брекчии I рудного горизонта (87 замеров).

структуре (см. рис. 28, а) показал, что, несмотря на общую неупорядоченность, в большинстве ксенолитов полосчатость также залегает согласно падению рудного горизонта.

Ксенолиты в апатитовой брекчии представлены преимущественно теми же текстурными разновидностями, что и ненарушенная часть горизонта. Изложенный материал свидетельствует о том, что брекчирование ранее раскристаллизовавшихся апатито-нефелиновых руд поздними порциями уртитовой магмы по способу образования автобрекчий происходило вблизи первоначального залегания рудного тела и не сопровождалось значительными перемещениями рудных обломков.

Заканчивая обзор морфологии и внутреннего строения рудных горизонтов Коашвинского месторождения, необходимо отметить, что они характеризуются рядом следующих общих признаков.

1. Рудные горизонты залегают среди массивных уртитов.
2. Рудные горизонты, кроме первого и частично второго, являются «слепыми» телами, не выходящими на поверхность коренных пород.
3. Форма горизонтов осложнена раздувами и пережимами, причем раздувы одного горизонта «компенсируются» пережимами другого.

4. Изменчивость формы рудных тел последовательно увеличивается в направлении от I к IV горизонту (т. е. сверху вниз).

5. Морфология рудных горизонтов определяется особенностями формы разделяющих их уртитовых прослоев.

6. Зональность рудных горизонтов определяется приуроченностью апатитовой брекчии к кровле, подошве и к местам выклинивания, а ненарушенных апатито-нефелиновых руд — к их центральной части.

7. Внутренняя структура ненарушенных частей рудных горизонтов автономна по отношению к их контактам.

8. Ксенолиты апатито-нефелиновых руд в брекчии преимущественно ориентированы как по форме, так и по наклону полосчатости согласно с направлением падения рудных горизонтов.

9. В строении рудных горизонтов в равной мере участвуют линзовидно-полосчатые, полосчатые, блоковые, пятнисто-полосчатые и пятнистые, массивные и сплошные апатито-нефелиновые руды, причем ни одна из перечисленных разновидностей руд не пользуется исключительным развитием в каком-либо определенном рудном горизонте.

10. Относительная распространенность апатитовой брекчии в Коашвинской рудной зоне и на остальных Хибинских месторождениях приблизительно одинаковая.

ДОРУДНЫЕ, ВНУТРИРУДНЫЕ И ПОСЛЕРУДНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Формирование Коашвинского апатитового месторождения охватывает длительный период, в течение которого имели место различные по характеру, масштабу и времени тектонические проявления, наложившие свой отпечаток на современную структуру рудной зоны. По отношению ко времени ее образования все тектонические движения и возникшие в результате их воздействия структуры и нарушения подразделяются на дорудные, внутрирудные и послерудные. Ниже в указанной последовательности рассматриваются те проявления тектоники, которые определили условия локализации, форму и внутреннее строение рудных горизонтов.

Тектоника дорудного периода проявилась в заложении и развитии сложноконического разлома, определившего размещение и форму первоначально единого рудного тела.

Породы ийолит-уртитового комплекса (в том числе и апатито-нефелиновые руды) являются магматическими образованиями, возникшими в результате интрузивной тектоники и направленной магматической эволюции. Комплекс ийолит-уртитов сформировался в три этапа внедрения (субфазы), к среднему из которых приурочено становление всех хибинских апатитовых месторождений. Взаимное расположение конических интрузий дорудного, рудного и пострудного этапов подчиняется эмпирическому правилу, установленному ранее Н. А. Елисеевым [13, 14] для Хибинского массива в целом и выражающемуся в том, что каждая последующая интрузия располагается с внутренней стороны от предыдущей.

В соответствии с этим конический разлом, контролирующий размещение апатитового оруденения, был заложен висячем боку консолидированной интрузии трахитоидных ийолит-уртитов дорудной субфазы. При заложении его образовались трещины скалывания типа надвигов, что отражает импульс сжатия [9].

Приблизительное представление о морфологии первоначальной апатитовой залежи, приуроченной к этому разлому, можно получить, если из разреза рудной зоны мысленно исключить массивные уртиты, разделяющие рудные горизонты и брекчирующие апатито-нефелиновые руды, но сохранить отторженцы более ранних ийолит-уртитов (рис. 31).

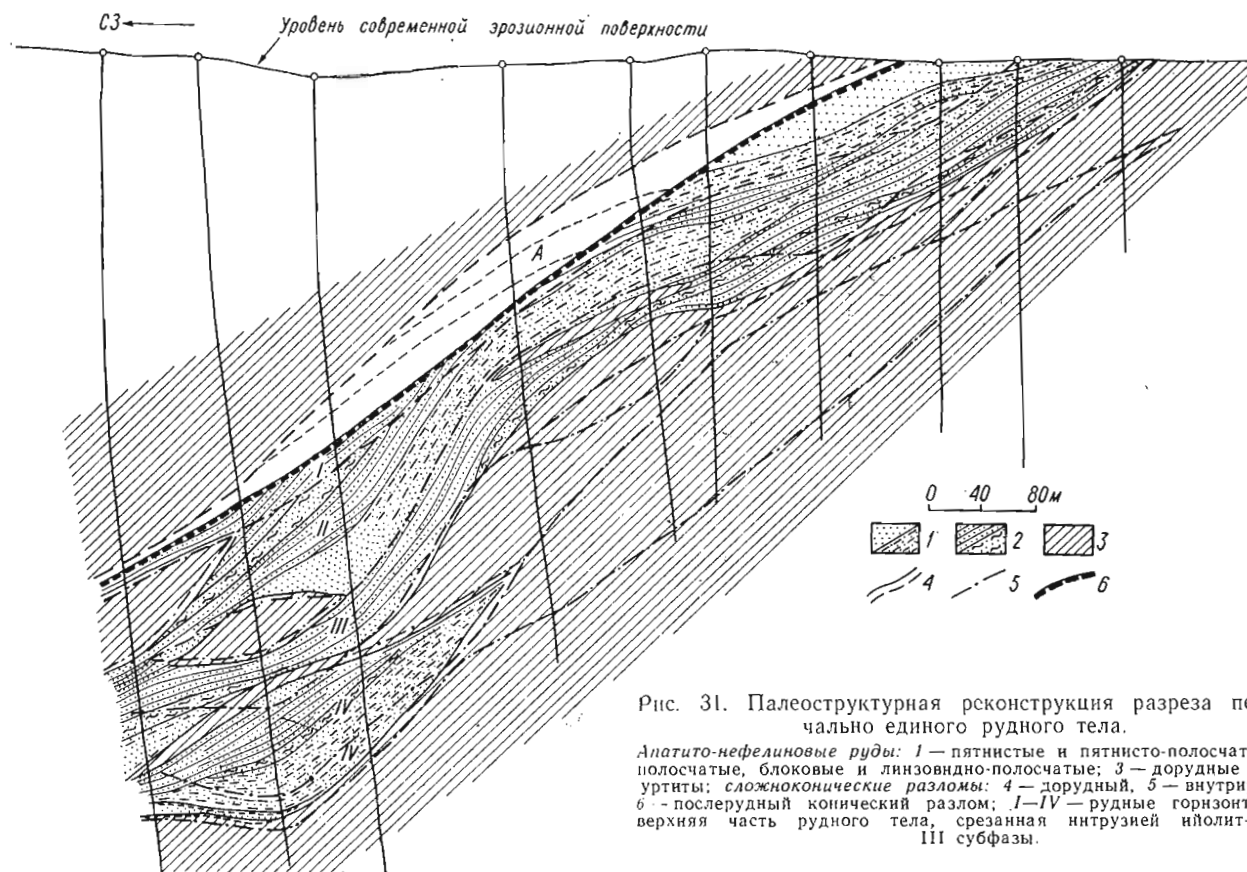


Рис. 31. Палеоструктурная реконструкция разреза первоначально единого рудного тела.

Апатито-нефелиновые руды: 1 — пятнистые и пятнисто-полосчатые; 2 — полосчатые, блоковые и линзовидно-полосчатые; 3 — дорудные ийолит-уртиты; сложноконические разломы: 4 — дорудный, 5 — внутрирудный; 6 — послерудный конический разлом; I—IV — рудные горизонты. A — верхняя часть рудного тела, срезанная интрузией ийолит-уртитов III субфазы.

Анализ палеоструктурных реконструкций показывает, что первоначальное рудное тело простиралось на северо-восток под углом 70° (по отношению к современному положению магнитного полюса) и падало на северо-запад под углом 30° (т. е. к центру массива), имело протяженность не менее 3 км и мощность от 50 до 200 м. Сложная форма дорудного разлома, состоящего из системы взаимно пересекающихся трещин скалывания, предопределила наличие в апатито-нефелиновой залежи крупных ксенолитов-отторженцев, представленных трахитоидными уртитам, ийолитами и мельтейгитами.

Значительно большую трудность представляет расшифровка внутреннего строения первоначальной рудной залежи. Попытка установить закономерности пространственного размещения различных типов руд в вертикальном разрезе, составленном путем прессования рудных интервалов, показала, что за исключением сфено-apatитовых руд, приуроченных к кровле залежи, ни одна из текстурных разновидностей апатито-нефелиновых руд не образует протяженного маркирующего горизонта. Действительно, на Коашве, в отличие от месторождений юго-западного рудного поля, не установлена зональность пространственного размещения богатых и относительно бедных руд. Вместе с тем отдельные прослои пятнистых, полосчатых и блоковых руд, прослеженные на первые сотни метров по простиранию и падению, могут служить маркирующими горизонтами для локальных участков месторождения (см. рис. 3, 34 и 40).

Вследствие изменения характера тектонических усилий происходит, по Г. М. Вировлянскому, перерастание разлома в нормальный сброс, раздвигание полости и внедрение апатито-нефелинового расплава (импульс регионального растяжения и связанное с этим падение магматического давления).

Тектоника внутрирудного периода фиксируется в широком развитии первичных текстур течения в апатито-нефелиновых рудах, образовании пликативных форм, проявлении малоамплитудных нарушений сбросового типа и, наконец, заложении сложноконического разлома, расчленившего первоначально единое рудное тело.

Прототектоническая фаза развития месторождения выразилась в образовании полосчатости, обусловленной план-параллельным расположением линзочек ийолитового состава, чередованием прослоев, в различной степени обогащенных апатитом и нефелином, или плоскостной ориентировкой прерывистых «пятен» нефелина, эгирина и сфена, в соответствии с чем выделяются текстурные разновидности апатито-нефелиновых руд.

Первичная полосчатость руд возникает в движущейся среде при выполнении конической полости в процессе внедрения фосфатно-силикатного расплава, состоящего из смеси жидкой и твердой фаз. С этими представлениями согласуется преимущественная

сопряженность элементов внутренней структуры апатито-нефелиновых руд с поверхностями дорудных расколов.

Полосчатость в рудах сочетается с линейным параллелизмом игольчатых кристаллов апатита и удлинённых линзочек ийолитового состава. Линейность располагается в плоскости полосчатости, падает на северо-запад, что указывает на направление движения магматических масс.

Складчатые структуры в рудных горизонтах фиксировались неоднократно в керне скважин и горных выработках. Наличие пли-

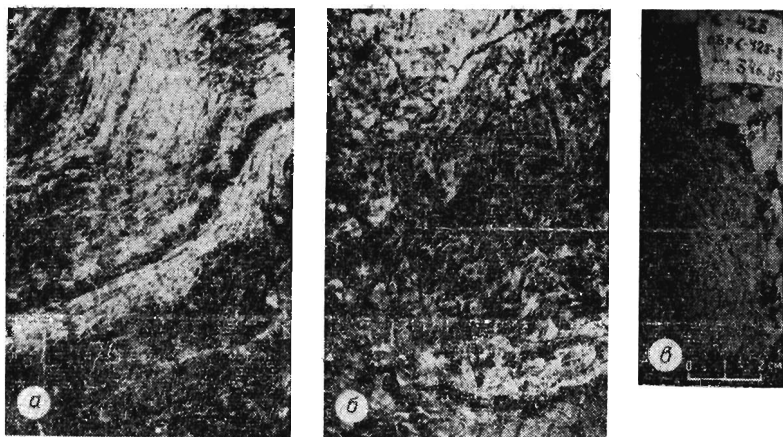


Рис. 32. Складчатые формы в апатито-нефелиновых рудах.

а — пологая наклонная складчатость (стенка штольни); *б* — мелкая пloyчатость в руде (стенка штольни); *в* — лежащая складка (кeрн скважины).

кативных форм проявляется в плавном изменении наклона полосчатости в кeрне. Так, по одной из скважин направление полосчатости апатито-нефелиновых руд постоянно меняется от 15° (к оси кeрна) на глубине 101 м до 60° на отметке 125 м. Аналогичные наблюдения имеются по большинству скважин. Отличия заключаются лишь в диапазоне колебаний углов полосчатости (от $10\text{--}15$ до $40\text{--}50^\circ$) на различных по длине интервалах, что указывает на неодинаковую степень пликативных дислокаций. Мелкая пloyчатость апатито-нефелиновых руд отмечалась в штольне (рис. 32, б), а также в ряде скважин (рис. 32, в). Наличие складчатости подтверждается закономерным изменением простирания от СВ 35° до широтного и углов падения ($20\text{--}40^\circ$) полосчатости апатито-нефелиновой руды в штольне.

Образование пликативных форм предшествовало внедрению в рудное тело уртитов, поскольку апатито-нефелиновые руды, собранные в мелкие складки, были встречены в пределах отдельных ксенолитов.

Складчатые структуры месторождений юго-западного рудного поля изучались Т. Н. Ивановой [18], Г. М. Вировлянским и другими [9], Ф. М. Онохиным [36], М. М. Калинин [23] и многими другими исследователями. Формирование этих структур относится по времени к периоду раннемагматической тектоники. Ф. М. Онохин [36] выделяет две генетические группы складчатых сооружений: 1) нормальные складки раннего этапа, возникшие

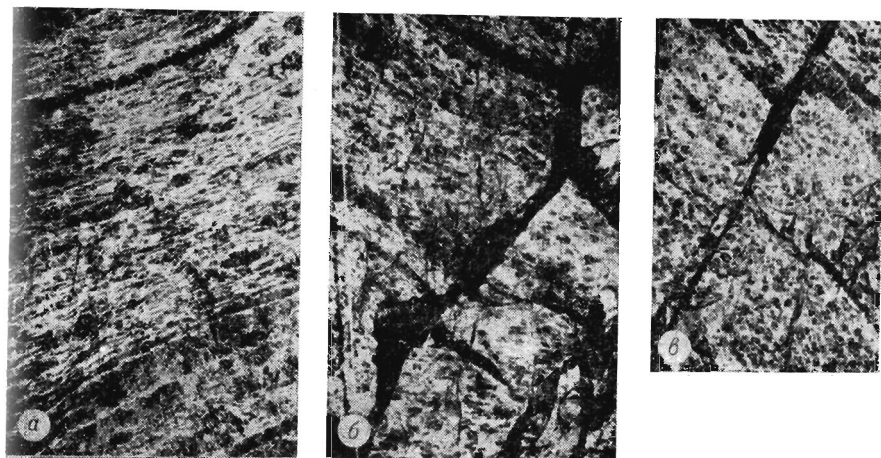


Рис. 33. Стадии проявления тектонических нарушений в апатито-нефелиновых рудах (фотодокументация стенок штольни).

а — линзовидно-полосчатая руда с «блоками» нефелина из ненарушенной части I рудного горизонта; *б* — тектоническая рудная брекчия (1А — рудный горизонт); *в* — сбросовое нарушение в апатито-нефелиновой руде I горизонта.

в обстановке сжатия; 2) опрокинутые складки позднего этапа, образовавшиеся вдоль плоскостей тектонических разрывов в процессе взбросовых движений. М. М. Калинин [23] придерживается мнения о широком развитии продольных и поперечных складчатых структур, к пологим крыльям которых приурочены наибольшие мощности рудных залежей. И. И. Перекрест [38] полагает, что сложная морфология рудных горизонтов на Коашве является результатом воздействия раннемагматической пликативной тектоники.

Со складчатыми структурами предположительно связываются малоамплитудные нарушения сбросового характера. Они простираются параллельно рудному телу, но падают в противоположную сторону (на юго-восток) под крутыми углами (60—70°). Смещения по ним не превышают дециметров, как правило, быстро затухают, не затрагивая соседних прослоев (рис. 33, *в*).

Заключительные стадии внутрирудной тектоники играют чрезвычайно важную роль в механизме формирования Коашвинской

рудной зоны, так как с ними связано заложение и развитие системы конических расколов (сложноконического разлома), расчленивших апатитовую залежь на несколько сложных пластообразных рудных горизонтов (см. рис. 31). Особенность развития тектоно-магматического процесса, сопровождавшего образование конических интрузий, заключается в периодическом обновлении ранних и возникновении дополнительных расколов, по которым поступали следующие порции расплава.

По Н. А. Елисееву [13], временная стабилизация внутреннего (гидростатического) давления в магматическом резервуаре, наступившая после отделения ранних дифференциатов в результате накопления летучих компонентов в верхней части очага вновь сменяется активностью. Возникающие вследствие этого повторные конические расколы закладываются не только во вмещающих породах, но также и внутри консолидированных ранних производных интрузий.

На месторождении Коашва эти повторные расколы, выполненные массивными уртитам, проявляются как среди подстилающих трахитоидных ийолит-уртитов, так и в ненарушенном рудном теле. Масштабы таких разрывных нарушений различны. Наиболее крупные из них расчленяют рудное тело на серию рудных горизонтов. Формирование этих крупных тектоно-магматических структур, контролирующих размещение, форму и размеры рудных горизонтов, сопровождается появлением в окружающих апатито-нефелиновых рудах и трахитоидных ийолит-уртитах густой сети оперяющих трещин, «залеченных» уртитам. И те, и другие располагаются субпараллельно к залеганию первичной расслоенности в рудном теле или несколько положе, с чем связывается образование «слепых» окончаний рудных горизонтов.

Графики на рис. 25 отображают особенности формы внутрирудного сложноконического разлома. Вместе с тем эти кривые, построенные по данным интерполяции рудных пересечений между выработками, заключают элемент субъективного подхода к расшифровке внутренней структуры рудной зоны. Поэтому составлена дополнительная серия вариационных кривых (см. рис. 29) по результатам многочисленных непосредственных замеров в керне скважин наклонов контактовых поверхностей между уртитам и апатито-нефелиновыми рудам. Кривые 1 и 3 (контакты рудных горизонтов, прослой и жилы уртитов в рудных телах) обнаруживают преимущественную приуроченность уртитов к расколам и трещинам, ориентированным под углом $30-45^\circ$ по отношению к горизонту. Кстати, такое же направление имеют тектонические «швы» между смежными блоками апатито-нефелиновых руд в «сухой» брекчии (2), а также жилы дифференцированных пегматитов (4). Приведенные данные свидетельствуют о повсеместном развитии и выдержанности внутрирудных расколов и оперяющих трещин.

Неизменная взаимосвязь между морфологией рудных горизонтов и формой разделяющих их уртитовых прослоев, в частности, находит отражение в причинной зависимости соединения рудных горизонтов в продольном и поперечных разрезах от выклинивания по простиранию и по падению уртитовых тел. Так, сочленение по простиранию II и III горизонтов на интервале между профилями X и XI связано с постепенным уменьшением мощности междурудного прослоя уртитов в северо-восточной части месторождения. Этой же причиной вызвано слияние I и II горизонтов по восстанию на профиле XI (см. рис. 40) и по падению на профиле V. Наоборот, соединение уртитовых прослоев сопровождается разрывом сплошности заключенного между ними рудного горизонта. Наконец, образование дополнительных I^A, III^A и IV^A, а также разделение III и IV рудных горизонтов также обусловлено особенностями развития внутрирудной тектоники.

С внедрением по системе взаимно параллельных конических расколов уртитовой магмы связано образование протяженных зон брекчий апатито-нефелиновых руд, обрамляющих со стороны кровли и подошвы рудные горизонты и определяющих их зональность.

Вышеизложенным не ограничивается вся совокупность проявлений внутрирудной тектоники. К заключительным этапам консолидации рудной зоны относится появление контракционных трещин, характеристика которых приводится ниже.

Тектоника пострудного периода включает разновозрастные нарушения, возникшие при разных планах деформаций: заложение и развитие конического раскола в кровле рудной зоны (становление интрузии покрывающих ийолит-уртитов), образование дизъюнктивных нарушений и внедрение даек мончикитов.

Формирование интрузии пострудных ийолит-уртитов подчиняется тем же закономерностям тектоно-магматической эволюции, которые свойственны всем коническим интрузиям Хибинского массива. Контакт трахитоидных ийолит-уртитов является одновременно и верхней границей рудной зоны. На Коашвинском месторождении он простирается на северо-восток под углом 65—70° и падает на северо-запад (к центру массива) под углом 30—35° (см. рис. 24, I, кривая 1). На значительном протяжении контакт следует параллельно первому рудному горизонту и лишь местами срезает верхнюю часть его (см. рис. 31). На юго-западном фланге апофиза трахитоидных уртитов залегает внутри I рудного горизонта, разделяя его на две части.

Масштабы проявления пострудного конического раскола весьма значительны: приуроченная к нему интрузия молодых ийолит-уртитов прослежена на протяжении 50 км (см. рис. 37) от возвышенности Коашкар (на юго-востоке) до горы Северный Лявочорр (на северо-западе). Установленные и предполагаемые на флангах Коашвинского месторождения дизъюнктивные нарушения — разновозрастные, возникшие при различных планах деформаций.

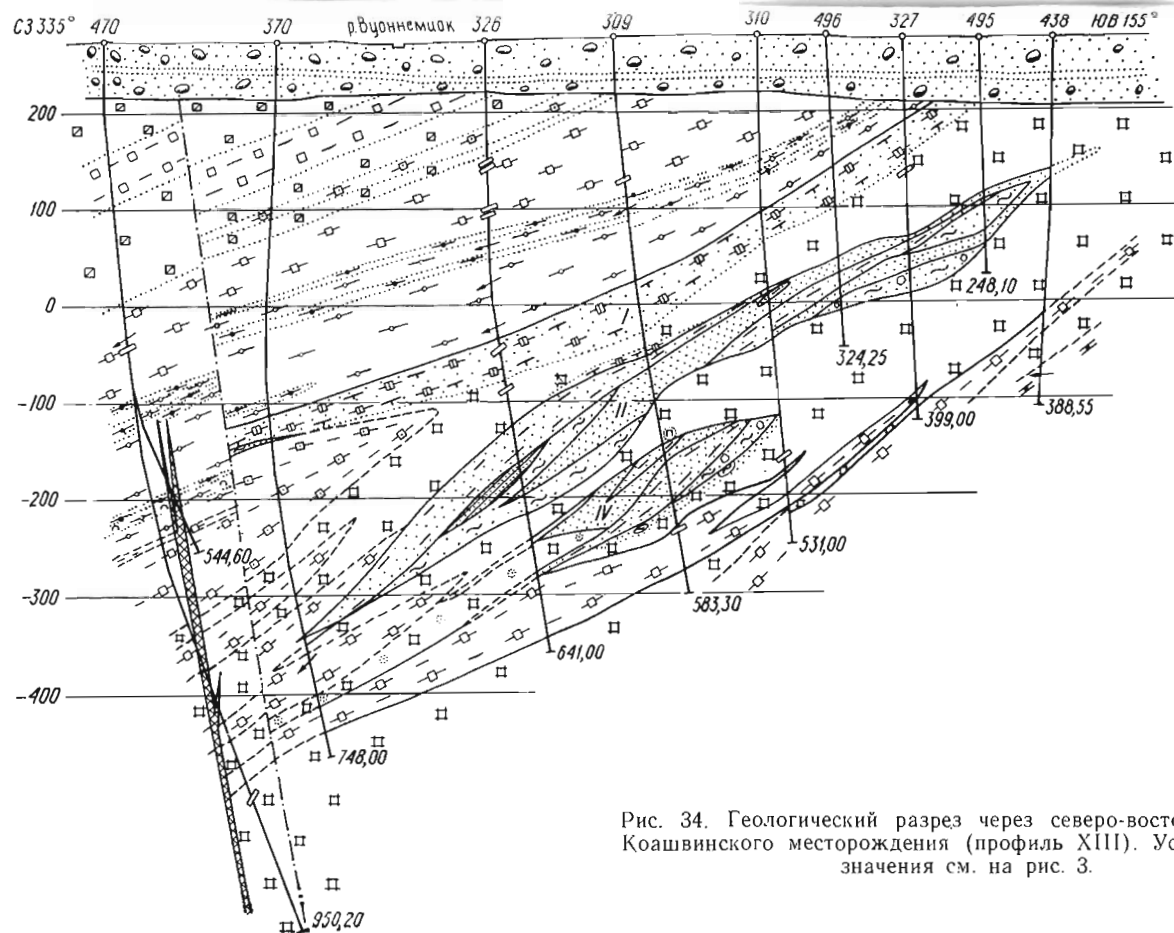


Рис. 34. Геологический разрез через северо-восточную часть Коашвинского месторождения (профиль XIII). Условные обозначения см. на рис. 3.

Сопоставление геологических разрезов по профилям XIII (рис. 34) и XIV дает основание установить нарушение сдвигового типа, определить его местоположение и оценить вероятную амплитуду. Данное нарушение фиксируется по резкому несоответствию разрезов стратифицированной интрузии покрывающих пострудных ювитов, «сливных» уртитов, трахитоидных уртитов, ийолитов, мельтейгитов, а также зоны сфено-апатитовых руд.

В результате бурения скв. 327, 496, 310, 309, 326 и 370 на профиле XIII установлено, что маркирующие слои трахитоидных мельтейгитов, «сливных» и трахитоидных уртитов, так же как и сфено-апатитовая зона, падают под углом 20° на северо-запад. Местоположение тех же слоев в разрезе близрасположенной скв. 470 не позволяет проводить корреляцию их без допущения тектонического нарушения. Действительно, 50-метровый прослой «сливных» уртитов был пересечен этой скважиной на 40—50 м выше, чем предполагалось по разрезу, тогда как прослой мельтейгитов и сфеновых руд — соответственно на 60 и 80 м ниже. Мельтейгитовых прослоев по скв. 370 и 470 соответственно 3 и 5, а мощность сфено-апатитовых руд 25 и 7 м. Детализация разреза по дополнительному стволу скв. 470 показала, что и в северном блоке нарушения маркирующие слои залегают так же полого, как и в южном блоке. Кроме того, основным и дополнительным стволами пересечена дайка мончикита, имеющая в плоскости разреза падение на юго-восток под углом 80° , т. е. вдоль нарушения.

Если мощность ийолит-уртитов между подошвой маркирующего прослоя «сливных» уртитов и кровлей сфеновой зоны по скв. 370—250 м, то по скв. 470 она достигает 350 м. Это несоответствие становится понятным, если учесть, что в разрезе пострудных ийолит-уртитов углы падения маркирующих горизонтов постоянно увеличиваются сверху вниз (по падению), а расстояние по вертикали между ними последовательно нарастает в том же направлении. Использование установленной особенности внутреннего строения стратифицированной интрузии покрывающих ийолит-уртитов при расшифровке характера нарушения дает основание определить принадлежность его к сдвигу и предварительно оценить горизонтальную амплитуду смещения в 150—200 м.

Аналогичные соотношения разрезов в смежных блоках выявлены на профиле XIV. Однако здесь вертикальная амплитуда смещения между маркирующими горизонтами (прослоями) меньше: 10—20 м для мельтейгитов и 40 м — для сфеновых руд. Данное обстоятельство объясняется тем, что сдвиговое нарушение, будучи ориентированным диагонально к простиранию пород, на профиле XIV затрагивает более верхнюю часть разреза стратифицированной интрузии, где расстояния по вертикали между отдельными маркирующими прослоями сближены.

Простирание сдвига, определенное по интерполяции, на северо-запад 295° , видимый угол падения — 80° на юго-запад (парал-

лельно дайке мончикита); с учетом поправки на неперпендикулярность нарушения и плоскости разреза истинный угол падения 83° .

Внедрение даек мончикитов завершает тектоническое развитие Коашвинского месторождения. Контакты даек с вмещающими породами (хибинитами, ийолит-уртитам, апатито-нефелиновыми рудами и лавочорритами) ориентированы круто или вертикально и предположительно приурочены к разрывам северо-восточного и северо-западного направлений. Мощность их невелика (до нескольких метров). Крупных смещений смежных блоков вдоль дайковых тел не выявлено.

ТРЕЩИННАЯ ТЕКТНИКА

Изучение трещиноватости, развитой в ийолит-уртитам дорудной и пострудной субфаз, в породах рудной зоны заключалось в определении элементов залегания всех наблюдаемых трещин, в выяснении их морфологии, густоты, размеров, в выявлении взаимосвязи систем трещин с первичной расслоенностью пород, а также в установлении приуроченности к ним жильных образований и поздних минеральных выполнений. На стереодиаграммах трещиноватости (рис. 35) получили отражение взаимосвязанные с элементами расслоенности системы трещин.

Максимум *пластовой* отдельности, направленной параллельно трахитоидности ийолит-уртитов и полосчатости апатито-нефелиновых руд, представлен полями высокой плотности, что является следствием широкой распространенности этой системы. Пластовые трещины наклонены на север под углами от $15-20^\circ$ (в до- и пострудных ийолит-уртитам) до $30-35^\circ$ (в породах рудной зоны). В этот же максимум, очевидно, попали и оперяющие тектонические трещины скалывания, сопровождающие заложение системы конических расколов в подстилающих ийолит-уртитам и в рудном теле. Совпадением элементов залегания пластовой отдельности и тектонических трещин объясняется широкая их распространенность на диаграммах рис. 35, а и б.

В тесной связи с ними находятся крутопадающие ($40-80^\circ$) на юго-восток *поперечные* трещины. Поперечная трещиноватость обнаруживает заметные колебания углов наклона, что в некоторых случаях (диаграммы а и в) приводит к распадению этой системы на отдельные максимумы, неодинаково удаленные от центра диаграммы. Установленный факт подчеркивает особенность формы конических интрузий, у которых внешний контакт более крутой, нежели внутренний [16]. Малоамплитудные сбросовые нарушения в рудном теле наследуют поперечную трещиноватость.

Продольные трещины располагаются перпендикулярно к простиранию пород. Они являются вертикальными (диаграмма в), или падают круто ($70-80^\circ$) на юго-запад или северо-восток (диаграммы а и б). Эти трещины выражены менее отчетливо, чем пластовые и поперечные.

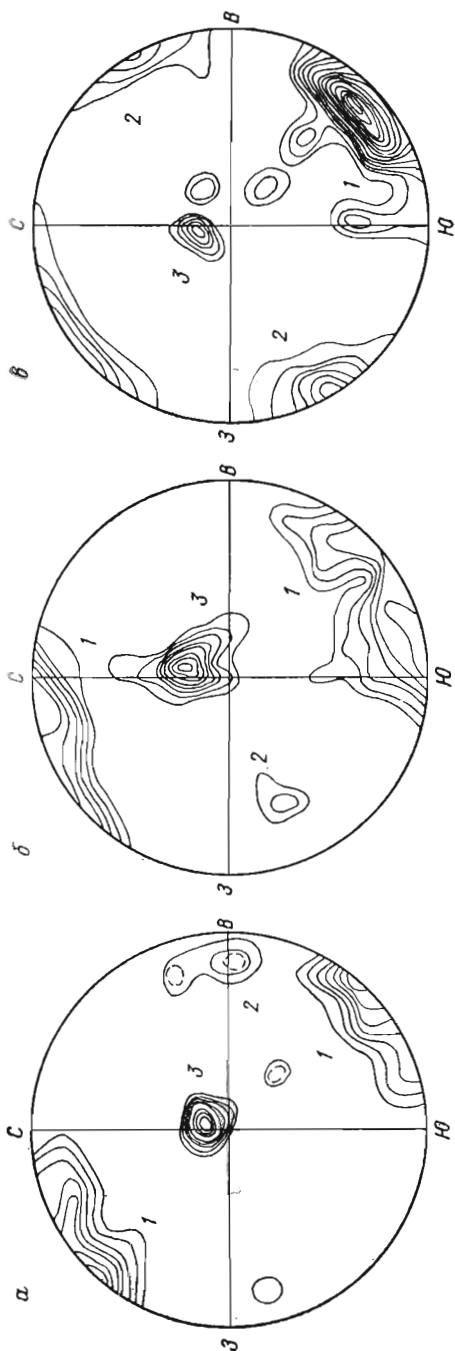


Рис. 35. Диаграммы трещиноватости ийолит-уртитов.

Субфазы: а — рудная, б — порудная (каждая диаграмма включает по 100 замеров). Системы трещин: 1 — продольные, 2 — поперечные, 3 — пластовые.

Ко всем выявленным системам трещин приурочены эгирин-натролитовые жилы. Дифференцированные пегматиты размещаются вдоль пластовой отдельности. Дайки мончикитов, по-видимому, тяготеют к вертикальным и крутопадающим продольным и поперечным трещинам.

Гармоничная сопряженность блока систем трещин с формой интрузий и с первичной слоистостью пород свидетельствует о том, что значительная часть их возникла в результате контракции, впоследствии усложненной воздействием внутрирудной тектоники.

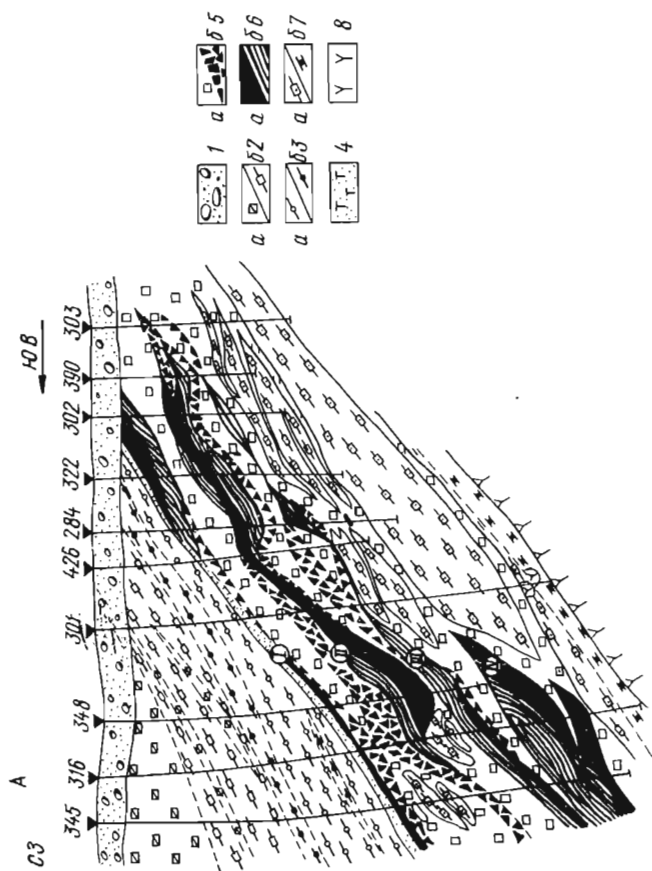
ПРИНЦИПЫ КОРРЕЛЯЦИИ РАЗРЕЗА РУДНОЙ ЗОНЫ

Важным практическим следствием, вытекающим из проведенного анализа структуры Коашвинской рудной зоны, является разработка критериев геометризации горизонтов апатито-нефелиновых руд. Рекомендации о необходимости при разведке Коашвинского месторождения выяснить концентрацию рудных ксенолитов во вмещающих породах [18], шире использовать аналогию с апатитовыми залежами юго-западного рудного поля [38] или обратить внимание на приурочен-

ность раздувов рудных горизонтов к пологим участкам складчатых структур [23] в свете изложенного представляются недостаточными для решения поставленной задачи.

Установленные в результате проведенного геолого-структурного анализа с применением метода вариационной статистики специфические закономерности и связи между элементами морфологии и внутреннего строения дают основание предложить в качестве практических рекомендаций следующие принципы корреляции разреза рудной зоны.

1. Методически обоснованным приемом детализации геологической структуры рудной зоны является оконтуривание не самих рудных горизонтов, а рудоразделяющих уртитовых тел, поскольку апатито-нефелиновые руды вмещают более поздние уртитовые инъекции, форма которых определяет особенности морфологии рудных горизонтов.



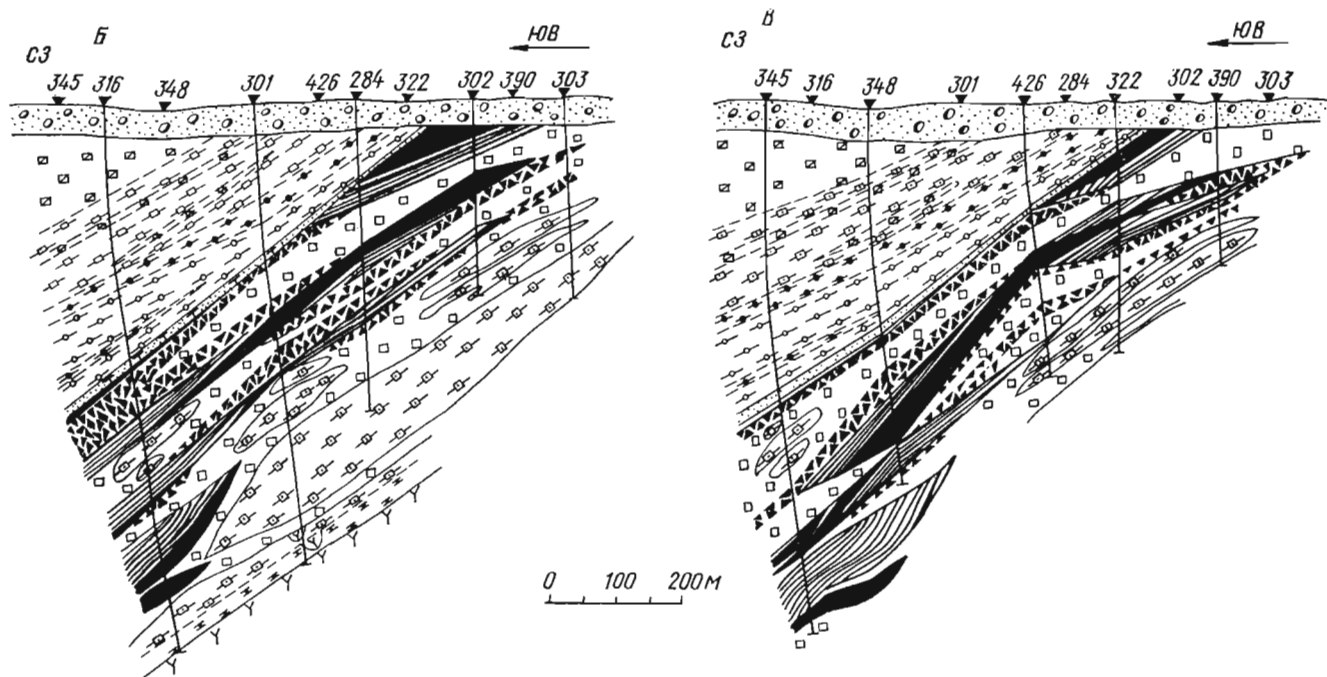


Рис. 36. Геологические разрезы через рудную зону Коашвинского месторождения, составленные по сгущенной (А) и разреженной (Б и В) сети скважин (профиль X).

1 — моренные отложения; *пострудная субфаза*: 2 — массивные ювиты (а), трахитоидные уртиты (б), 3 — трахитоидные ийолиты (а) и мельтейтиты (б); *рудная субфаза*: 4 — сфено-апатитовые руды; 5 — массивные уртиты (а), брекчия апатито-нефелиновых руд (б), 6 — апатито-нефелиновые руды: пятнистые и пятнисто-полосчатые (а), блоковые, полосчатые и линзовидно-полосчатые (б); *дорудная субфаза*: 7 — трахитоидные уртиты, ийолиты (а) и маллиниты (б); 8 — хибиниты.

2. Приуроченность апатитовой брекчии к краевым частям рудных горизонтов рассматривается как важный фактор, облегчающий расшифровку внутреннего строения рудной зоны.

3. Наличие обратно пропорциональной зависимости между мощностями рудных горизонтов, проявляющейся как по вертикали, так и в плане, необходимо использовать для уточнения их формы.

4. Присутствие в разных частях разреза рудной зоны крупных ксенолитов-отторженцев вмещающих ийолит-уртитов сопровождается пережимами мощности рудных тел. В крайних случаях наличие мощных отторженцев сопровождается полным выклиниванием рудных горизонтов.

5. При корреляции геологического разреза следует иметь в виду, что отдельные прослои текстурных разновидностей апатито-нефелиновых руд могут переходить из одного рудного горизонта в другой в связи с установленной автономностью внутренней структуры рудных горизонтов от их внешних ограничений.

6. Приуроченность аномально высоких зон содержаний газов к массивным уртитам, подстилающим второй рудный горизонт, и к трахитоидным уртитам, залегающим со стороны подошвы рудной зоны, является вспомогательным критерием при интерпретации геологического разреза.

В особо сложных случаях для установления принадлежности рудного пересечения к тому или иному горизонту необходимо построение вспомогательных продольных разрезов, погоризонтных планов, использование планов изолиний кровли и подошвы. При этом необходимо экстраполировать на половину расстояния между пересечениями непосредственно замеренные углы наклона контактов ненарушенных частей рудных горизонтов (но не ограничений отдельных ксенолитов апатито-нефелиновых руд в брекчии, которые могут иметь случайную ориентировку).

Основные черты структуры рудной зоны, выявленные при детализации по ряду сближенных скважин (рис. 36, А), получили отражение на геологических разрезах, составленных по разрезанной сети скважин с использованием перечисленных критериев (рис. 36, Б и В).

По моделированию геологической структуры Коашвинской рудной зоны была подтверждена сплошность каждого из рудных горизонтов по сериям сечений в трех взаимно перпендикулярных плоскостях.

СТРУКТУРНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ХИБИНСКИХ АПАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Со времени открытия апатитовых месторождений в Хибинах возникли и на протяжении более 40 лет обсуждаются вопросы, касающиеся закономерностей их размещения. Познавание этих закономерностей имеет первостепенное значение для прогнозирования скрытого апатитового оруденения. Особенно актуальна эта проблема в наши дни, когда намеченный на ближайшую перспективу резкий рост добычи апатито-нефелиновых руд возможен лишь при обязательном условии вовлечения в промышленное освоение новых месторождений и рудных участков. В то же время продуктивная площадь исследована с детальностью, исключающей вероятность пропуска практически интересных апатитовых залежей вблизи поверхности.

Вопросы о структурной взаимосвязи апатитовых месторождений Хибинского массива специально или попутно затрагивались в работах ряда исследователей. А. Е. Ферсман [43, 44] наметил «геохимические дуги», характеризующиеся зональной концентрацией отдельных минералов или их ассоциаций. Он впервые обратил внимание на приуроченность Кукисвумчорр-Юкспор-Расвумчоррского рудных тел к единой концентрической полосе и предложил вести поиски апатита на продолжении ее северной и восточной ветвей. Н. А. Елисеев [14], применивший при изучении хибинских апатитовых месторождений метод структурного анализа, обосновал гипотезу о возникновении пластовой залежи апатитовых руд при дифференциации во время движения ийолит-уртитовой магмы, обогащенной фосфором. Разобшение первоначально единой апатитовой залежи на отдельные месторождения (рудные участки) объясняется либо внедрениями поздних интрузий ийолит-уртитов [18, 20], либо воздействием позднемагматической тектоники, приведшей к относительному смещению соседних блоков по системе радиальных разломов [37] и продольных сбросов [4] с амплитудами от нескольких сотен метров до 2—3 км. В свете этих данных о горсто-грабеновом строении Хибинского массива высказаны рекомендации по направлению поисковых работ на площади погруженных блоков.

Л. Б. Антонов отмечает наличие вертикальной зональности в строении апатитовых месторождений юго-западного рудного

поля, выделяя «апикальную, ядерную структурные части (блоки) и подводящее шнуровидное продолжение». Каждый из выделенных блоков характеризуется специфическими чертами геологического строения и структурными особенностями. В связи с предполагаемым юго-восточным склонением апатитовых залежей структурные блоки располагаются на разных гипсометрических уровнях: в значительной степени эродированная апикальная часть структуры частично сохранилась на месторождениях Плато Расвумчорр, Апатитовый Цирк и Юкспор. Коашвинская рудная зона полностью относится им к апикальной части апатитовых залежей.

Изложенная гипотеза представляется в основном убедительной, но, по мнению автора, нуждается в уточнении и дополнении, поскольку структурная позиция рудных участков Куэльпор и Восточный Расвумчорр и Ньоркпахк—Суолуайв, а также новых месторождений Эвеслогчорр и Партомчорр—Лявойок оказалась неосвещенной.

Уже при обзоре геологической схемы Хибин можно обратить внимание на симметричное расположение главных апатитовых месторождений и рудных участков: в центральной части продуктивной полосы размещаются уникальные по запасам и качеству руд апатитовые залежи юго-западного рудного поля (Кукисвумчорр-Юкспор-Расвумчорр); на северном и восточном их продолжении непрерывно или с нарушением сплошности прослеживаются рудные участки Восточный Расвумчорр и Куэльпор; на северо-западном и юго-восточном флангах в последние годы выявлены Партомчорр-Лявойокская и Коашвинская рудные зоны; последние по простирацию вновь сменяются безрудными участками, причем в юго-восточном секторе полосы известно Ньоркпахк-Суолуайвское месторождение брекчированных апатито-нефелиновых руд, не имеющее аналога в северо-западной ветви. Осью симметрии является линия север-северо-восточного простираения, проходящая через центр участка Гакман—Юкспориок (рис. 37).

Закономерное размещение апатито-нефелиновых месторождений (в плане) сочетается с их вертикальной структурной зональностью. На глубоких (ниже ± 0 м) горизонтах юго-западного рудного поля апатито-нефелиновая залежь, сложенная бедными линзовидно-полосчатыми, сетчатыми и вкрапленными (уртит с апатитом) рудами мощностью до 50 м, залегает под средними и крутыми ($40-60^\circ$) углами к центру массива. На современном эрозионном срезе эта часть рудного тела обнажается в бассейне рек Гакман и Юкспориок между месторождениями Юкспор и Расвумчорр. На более высоком гипсометрическом уровне (от ± 0 до $+1000$ м) по мере приближения к платообразной поверхности рудное тело постепенно выполаживается до $30-10^\circ$, увеличивается по мощности до 100—200 м и приобретает отчетливую зональность, выражающуюся в приуроченности богатых апатитом пятнисто-полосчатых и пятнистых руд к верхней части залежи, а

относительно бедных — полосчатых и линзовидно-полосчатых — к ее подошве.

Аналогичными структурно-морфологическими признаками характеризуется центральная часть рудной залежи нового Эвеслог-

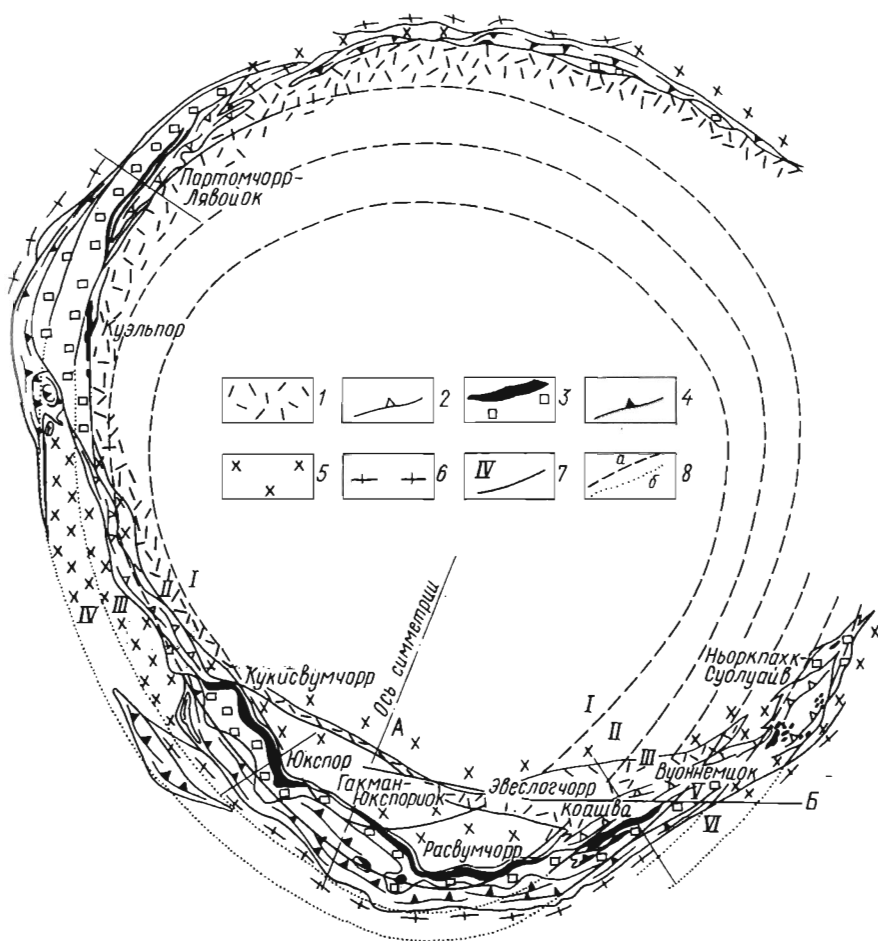


Рис. 37. Структурная зональность хибинских апатито-нефелиновых месторождений (схема размещения структурных ярусов).

1 — лавочорриты; 2 — пострудные ийолит-уртиты; 3 — апатито-нефелиновые руды и массивные уртиты; 4 — дорудные ийолит-уртиты; 5 — рисчорриты; 6 — трахитоидные хибиниты; 7 — номер и условная граница структурных ярусов; 8 — предполагаемые границы ярусов (а — на глубине, б — эродированные).

чоррского месторождения на интервале абсолютных отметок минус 500—1000 м. Данное обстоятельство, свидетельствующее об общности структурного плана Кукисвумчорр-Юкспор-Расвумчорр-

Эвеслогчоррского рудных тел, в то же время подтверждает вывод о наличии склонения.

Если признать правомерным предположение о взаимосвязи вертикальной и горизонтальной зональности в структуре хибинских месторождений, то для суждения о форме и внутреннем строении эродированной части апатитовой залежи в районе юго-западного рудного поля можно использовать данные по изучению его флангов, а также непосредственные наблюдения по геологической структуре апикальной части Эвеслогчоррского тела. В направлении восстания мощная (свыше 100 м) апатитовая залежь постепенно сменяется рудным пережимом, который на современной дневной поверхности установлен на участках Восточный Расвумчорр и Куэльпор. Предполагается, что полностью эродированная апикальная часть месторождений юго-западного рудного поля была представлена зоной переслаивания апатито-нефелиновых руд и массивных уртитов, аналогами которой являются Коашвинская и Партомчорр-Лявойокская рудные зоны.

В долине р. Вуоннемиок, восточнее сдвигового нарушения, проходящего через фланг Коашвинской рудной зоны, апатито-нефелиновые руды отсутствуют. На этом участке к контакту покрывающих ийолит-уртитов с массивными урритами приурочена пластовая залежь сфено-apatитовых пород, прослеженная по простиранию на 3 км и по падению под углом 40° до 1,5 км. Далее к северо-востоку сфено-apatитовое оруденение сменяется Ньоркпахкской зоной брекчированных апатито-нефелиновых руд. Рудная зона на Ньоркпахке состоит из трех горизонтов апатитовых брекчий, разделенных трахитоидными ийолит-урритами пострудной субфазы.

Обобщение особенностей геологической структуры хибинских апатитовых месторождений привело автора к выводу о наличии пространственной (в плане и разрезе) структурной зональности в размещении апатито-нефелиновых рудных тел, взаимосвязанных общностью строения и генезиса (см. рис. 37, табл. 15).

Естественные границы между выделенными структурными ярусами отсутствуют. На участке сочленения месторождений Эвеслогчорр и Коашва между II и III структурными ярусами предполагается сбросовое нарушение с амплитудой 50—100 м (рис. 38, см. вкладку). На противоположном фланге (в районе Большого Ку-кисвумчорра) между этими ярусами развиты пострудные малиниты и луявриты. Другое нарушение сдвигового типа выявлено на границе IV (Коашва) и V (участок Вуоннемиок) структурными ярусами. Условные границы между I и II, а также между II и III структурными ярусами целесообразно проводить через ту часть рудной залежи, мощность которой составляет половину максимальной мощности II яруса в данном разрезе.

Пространственной моделью зонального размещения апатитовых месторождений Хибин может служить опрокинутый на юго-запад конус, на поверхности которого параллельно основанию располо-

Структурные ярусы хибинских апатитовых месторождений

Структурные ярусы	Месторождения (рудные участки)	Особенности строения
I	Глубокие горизонты (ниже ± 0 м) Кукисвумчорр-Юкспор-Расвумчорра, участок Гакман — Юкспориок	Маломощная (менее 50 м) крутопадающая ($40-60^\circ$) апатито-нефелиновая залежь линзовидно-полосчатых, сетчатых и вкрапленных руд
II	Центральные части Кукисвумчорр-Юкспор-Расвумчорр-Эвеслогчоррского месторождения	Мощная (50—200 м) пластовая пологопадающая ($10-30^\circ$) апатитовая залежь с зональным размещением текстурных типов апатито-нефелиновых руд
III	Куэльпорский рудный участок, Восточный Расвумчорр (сочленение Коашва — Расвумчорр)	Маломощная (до 20 м) апатито-нефелиновая залежь частично брекчированных руд, падающая под углом $30-40^\circ$ к центру массива
IV	Коашвинская и Партомчорр-Лявойокская рудные зоны	Мощные (до 100 м — Партомчорр — Лявойок и до 470 м — Коашва) рудные зоны, характеризующиеся многократным переслаиванием апатито-нефелиновых руд и массивных уртитов, падающих центрально под углом $20-35^\circ$
V	Участок Вуоннемиок (сочленение Коашва — Ньоркпахк)	Маломощная (до 20—50 м) залежь бедных сфено-apatитовых руд, падающая к центру массива под углом $30-40^\circ$
VI	Месторождение Ньоркпахк-Суолуайв	Мощная (100—200 м) зона брекчированных апатито-нефелиновых руд, разделенных поздними ийолит-уртитам на серию пологозалегающих рудных горизонтов

жены выделенные структурные ярусы. Ввиду неперпендикулярности между осью конуса и эрозионным срезом на поверхности обнажаются апатито-нефелиновые руды, принадлежащие различным структурным ярусам.

Генетически родственные апатитовые месторождения Хибинского массива группируются в три рудных поля, характеризующихся специфическими особенностями геологического строения апатитовых залежей, относимых к тому или иному из структурных ярусов.

Северо-западное рудное поле, включающее Партомчорр-Лявойокское месторождение и рудный участок Куэльпор, на современном эрозионном срезе представлено апатитовыми залежами III и IV структурных ярусов. Поисковые работы здесь должны быть

направлены на выявление рудного тела, принадлежащего II ярус (со стороны висячего бока интрузии лавочорритов).

Юго-западное рудное поле (Кукисвумчорр-Юкспор-Расвумчоррская группа месторождений) в значительной степени эродировано. Здесь эрозией удалены III—VI структурные ярусы. Поиски промышленного оруденения на доступных ныне глубинах менее перспективны, хотя это не исключает возможности обнаружения мощных рудных тел в корневых частях на значительно больших глубинах. За пределами пережима Расвумчоррской залежи (менее 10 м) выявлено рудное тело мощностью до 100 м (Эвеслогчоррское месторождение).

Юго-восточное рудное поле, к которому относится Эвеслогчоррская апатитовая залежь (II ярус), участок Восточный Расвумчорр-Коашва (III ярус). Коашвинская рудная зона (IV ярус), участок Вуоннемиок (V ярус) и Ньоркпахк-Суолуайвское месторождение (VI ярус), представляется наиболее перспективным для поисков скрытого оруденения. Промышленно интересные концентрации апатита могут быть обнаружены на глубине за пределами распространения молодой интрузии лавочорритов со стороны ее висячего бока.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ РУДНОЙ ЗОНЫ

Вопросы происхождения хибинских апатитовых месторождений с различных позиций достаточно широко освещены в литературе [9, 11, 14, 18, 20, 28, 31, 32, 34, 38, 43, 46]. В этом отношении представляет исключение Коашвинская рудная зона. Между тем расшифровка условий образования ее имеет не только научное, но и прикладное значение, поскольку от правильного решения этого вопроса зависит достоверность корреляции рудных тел.

Краткий обзор предложенных гипотез формирования геологической структуры рудной зоны (см. гл. 2) показывает, что, несмотря на различный подход к объяснению стереогенезиса с позиций И. И. Перекреста, М. М. Калинин, Г. М. Вировлянского, Е. А. Каменева, каждая из этих схем базируется на признании наличия в структуре рудной зоны нескольких горизонтов апатито-нефелиновых руд. По представлениям Т. Н. Ивановой [18], месторождение Коашва «... относится к особому типу магматических месторождений», где «...первоначально существовавшее рудное тело, сложенное теми же типами руд, какие встречаются в промышленных месторождениях, разбито на глыбы, и эти глыбы включены в более молодые пострудные ийолит-уртиты, т. е. рудные тела в ненарушенном залегании в настоящее время не встречаются. Имеется зона брекчий».

Данные многолетних разведочных работ подтвердили правомерность предположения о существовании на ранних стадиях становления месторождения мощной апатитовой залежи, имевшей черты строения известных месторождений Хибин, впоследствии нарушенной поздними внедрениями.

Принципиальное отличие выдвигаемых автором взглядов от схемы Т. Н. Ивановой заключается как в вопросе о количестве и последовательности пострудных интрузий, так и в объяснении механизма и конечных результатов этих внедрений, приведших либо к дроблению и брекчированию апатитовой залежи (по Т. Н. Ивановой), либо обусловивших разделение ее на серию субпараллельных рудных горизонтов (по Е. А. Каменеву). Другими словами, схема Т. Н. Ивановой исключает любую возможность корреляции рудных интервалов (см. рис. 1, А), тогда как автор подчеркивает правомерной геометризацию рудных пересечений в непрерывные

залежи (см. рис. 1, Б). Поскольку обе конкурирующие гипотезы опираются на прямые геологические критерии и получают петрохимическое обоснование, но приводят к принципиально противоположным выводам о структуре Коашвинской рудной зоны, необходимо дать сопоставление этих схем (рис. 39).

Т. Н. Иванова считает, что апатито-нефелиновые руды, генетически не связанные с ийолит-уртитам, относятся к наиболее ранним (после хибинитов) образованиям среди пород, известных в районе Коашвы: «Здесь нет сплошного апатито-нефелинового тела, а имеются лишь его обломки (ксенолиты, глыбы), включенные в трахитоидные полевошпатовые ийолиты четвертой и ювиты пятой интрузивных субфаз» [18]. Производные IV субфазы представлены двумя пространственно обособленными телами подстилающих и покрывающих рудную зону трахитоидных ийолит-уртитов, а образования V субфазы — также разобщенными телами массивных ювитов и массивных полевошпатовых уртитов. Т. Н. Иванова [21] также отмечает различия по составу и сложению между трахитоидными ийолит-уртитам, залегающими в кровле и подошве рудной зоны, приводит описание характера расслоенности покрывающих ийолит-уртитов (от лейкократовых малиньитов до мельтейгитов), но отрицает наличие среди них маркирующих слоев «сливных» уртитов и мельтейгитов.

Действительно, несмотря на общность вещественного состава, ийолит-уртиты висячего и лежачего бока даже визуально надежно диагностируются по принадлежности к определенной части разреза на основании различий сложения, текстурного рисунка и степени расслоенности. Исключительная приуроченность «сливных» уртитов, мельтейгитов и якупирангитов к покрывающим породам, а малиньитов и луявритов — к подстилающим, обеспечивает высокую достоверность диагностики этих пород.

Еще большие различия свойственны массивным ювитам верхней толщи и массивным полевошпатовым уртитам рудной зоны, объединенным Т. Н. Ивановой в V субфазу. Ювиты характеризуются устойчивым количественно-минеральным составом, постоянством структур и текстур, отсутствием фациальных изменений. Наоборот, массивные уртиты, разделяющие рудные горизонты, имеют весьма невыдержанный минеральный состав, крайне разнообразны по структурно-текстурным особенностям, отличаются обилием петрографических разновидностей. Кроме того, массивные ювиты и уртиты существенно разнятся в петрохимическом отношении (см. гл. 4).

Если бы эти породы возникли в ходе одного акта внедрения при кристаллизации магмы, интродуировавшей из одного очага, как предполагает Т. Н. Иванова, следовало бы ожидать, что конечные тела массивных ювитов и уртитов, разобщенные вмещающими ийолит-уртитам IV субфазы, на глубине должны были бы сближаться. На самом же деле истинная мощность разделяющих их трахитоидных ийолит-уртитов не только не уменьшается, а

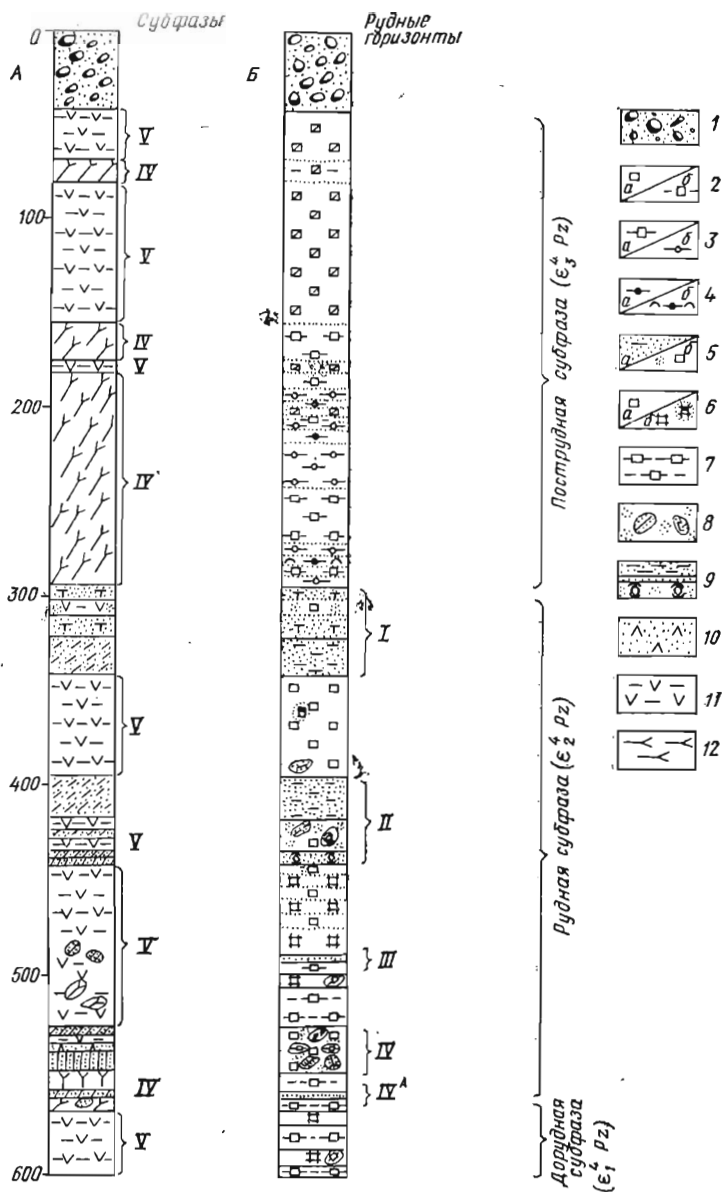


Рис. 39. Сопоставление геологических колонок по рудной зоне Коашвинского ме-
сторождения (А — по Т. Н. Ивановой [35], Б — по автору).

1 — моренные отложения; 2 — ювиты массивные (a), уртиты «сливяе» (б); 3 — уртиты (a) и ийолиты (б) трахитоидные; 4 — мельтейгиты (a) и биотитовые мельтейгиты (б) трахитоидные; 5 — сфено-апатитовые руды (a), апатитовые уртиты массивные (б); 6 — уртиты: a — массивные, б — неравномернозернистые и пегматоидные; 7 — дорудные (по Е. А. Каме-неву) уртиты и ийолиты трахитоидные; 8 — брекчия апатито-нефелиновых руд; 9 — апати-то-нефелиновые руды: пятнисто-полосчатые, полосчатые и блоковые; 10 — ийолит с апа-титом; 11 — ювиты; 12 — малиньиты (10–12 — по классификации Т. Н. Ивановой [34, 35]).

наоборот, резко увеличивается от 50 у поверхности до 500 м на глубине (см. рис. 3).

Приводя обоснование более молодого возраста массивных ювитов и уртитов V субфазы по отношению к покрывающим и подстилающим рудную зону трахитоидным ийолит-уртитам IV субфазы, Т. Н. Иванова [18, 21] ссылается на факты брекчирования массивными уртитам трахитоидных ийолитов и послойной инъекции ювитов в ийолиты. Действительно, брекчии трахитоидных уртитов, ийолитов и малиньитов, цементируемых массивными неравномернозернистыми уртитам рудной зоны, развиты весьма широко, что не оставляет сомнений в позднем образовании массивных уртитов по сравнению с трахитоидными ийолит-уртитам. Однако ксенолиты в этих брекчиях представлены исключительно подстилающими породами, которые, как было показано выше, относятся к производным дорудной субфазы. В этой связи следует подчеркнуть, что в упомянутых брекчиях не было обнаружено ни одного ксенолита типоморфных пород покрывающей толщи — «сливных» уртитов, мельтейгитов, якупирангитов.

Наконец, Т. Н. Иванова утверждает, что пострудные интрузии трахитоидных ийолитов (малиньитов) и полевошпатовых уртитов (ювитов) крутопадающие, и поэтому при внедрении в пологозалягающее рудное тело они дробили и брекчировали апатито-нефелиновые руды. Проведенный автором математический анализ углов наклона контактов рудоразделяющих уртитовых тел (см. рис. 25) и интрузии ийолит-уртитов (см. рис. 24, 1), а также элементов их расслоенности убеждает в противоположном: углы падения уртитовых прослоев, пострудной интрузии и первоначальной апатитовой залежи (см. рис. 31) соизмеримы и достаточно пологие (20—30°).

Таким образом, вывод о сингенетичности массивных ювитов и массивных полевошпатовых уртитов, с одной стороны, покрывающих и подстилающих трахитоидных ийолит-уртитов, — с другой, сформировавшихся в результате двух актов внедрения по крутопадающим разломам в первоначально единое рудное тело и полностью его брекчирующих, представляется неправомерным.

Ниже приводится сравнительная характеристика структурно-геологических особенностей Коашвинской рудной зоны с другими известными хибинскими апатитовыми месторождениями. Коашвинское месторождение обладает рядом структурно-геологических признаков, присущих всем месторождениям хибинской группы. Наиболее важными из них являются:

а) пространственная связь апатитовых руд и массивных уртитов;

б) пологое падение рудных тел к центру массива;

в) общность и соизмеримая распространенность текстурных типов апатито-нефелиновых руд, представленных пятнистыми, пятнисто-полосчатыми, блоковыми, полосчатыми и линзовидно-полосчатыми разновидностями;

г) широкое развитие апатитовой брекчии с уртитовым цементом;

д) приуроченность сфено-apatитовых руд к кровле рудной зоны;

е) проявление позднемагматической апатитизации, образующей значительные скопления позднего апатита в цементе брекчии.

Перечисленные признаки, являющиеся следствием генетической связи апатитовых руд с уртитам [33], определяют общность условий образования всех месторождений Хибинского горнопромышленного района. В этом смысле вопросы происхождения Коашвинской рудной зоны являются частью общей проблемы генезиса апатитовых месторождений и не могут рассматриваться изолированно, вне связи с последними. Однако при этом должны учитываться и те структурно-геологические особенности, которые свидетельствуют о специфике механизма становления Коашвинской рудной зоны. К ним относятся:

а) наличие не одной апатитовой залежи, а четырех сложных рудных горизонтов, разделенных массивными уртитам;

б) отсутствие зональности в размещении богатых (пятнистых) и бедных (линзовидно-полосчатых) руд в вертикальном разрезе;

в) приуроченность зон апатитовой брекчии к краевым частям рудных горизонтов (кровле, подошве и участкам выклинивания);

г) широкое разнообразие петрографических разновидностей рудовмещающих массивных уртитов (средне-, крупно-, неравнозернистых и пегматоидных), взаимосвязанных постепенными переходами;

д) отсутствие сетчатых апатито-нефелиновых руд и линзовидно-полосчатых уртитов;

е) наличие и локализация зон брекчий в дорудных трахитоидных ийолит-уртитах, цементируемых массивными уртитам, не только в подошве рудной зоны, но и между рудными горизонтами.

Сложность морфологии рудных тел увеличивается от первого горизонта к четвертому, что выражается в последовательном возрастании коэффициентов вариаций мощности от 56 (I горизонт), 60 (II), 62 (III) до 70% (IV), расширении пределов колебания углов наклона кровли и подошвы (см. рис. 24, I—IV), повышении показателя степени пластовости (см. рис. 26, I—III). В вертикальном сечении раздувы одного горизонта «компенсируются» снижениями мощности близрасположенного рудного тела. Иногда эта связь приобретает многомерный характер: резкое увеличение мощности какого-либо из рудных горизонтов сопровождается переживаниями двух (или трех) соседних. Вследствие этого коэффициент вариации суммарной мощности рудных горизонтов (42%) значительно меньше, чем для каждого из них в отдельности.

Морфологические особенности рудных горизонтов находятся в прямой зависимости от сложности формы разделяющих уртитовых прослоев. Это является подтверждением вывода о том, что

конфигурация рудных тел определяется характером полости, занятой массивными уртитам.

Применение структурного анализа позволило установить, что ксенолиты апатито-нефелиновых руд в брекчии ориентированы как по форме (удлинению), так и по внутренней структуре (направлению полосчатости) вдоль контактов с рудными горизонтами, а направление полосчатости в осевых (ненарушенных) частях рудных тел является автономным по отношению к их контурам.

Контактные соотношения апатито-нефелиновых руд с урритами отличаются сложностью и многообразием, чем и объясняется существование различных точек зрения на относительный возраст их. Противоречивость возрастных взаимоотношений между апатитовыми рудами и урритами кратко может быть сформулирована в следующем виде:

а) наличие среди апатито-нефелиновых руд овальных шлиров (ксенолитов — по Т. Н. Ивановой) массивных уртитов, обтекаемых полосчатостью руд, что свидетельствует об относительно раннем происхождении уртитов;

б) многократное переслаивание в полосчатых ассоциациях апатитовых и уртитовых прослоев, взаимосвязанных постепенными переходами через промежуточные разновидности, что говорит об их сингенетичности;

в) брекчирование апатитовых руд и пересечение их уртитовыми жилами, что подтверждает более молодой возраст уртитов.

Случаи противоречивых взаимоотношений апатито-нефелиновых руд и массивных уртитов встречаются совместно и находят свое крайнее выражение в Коашвинской рудной зоне. Придавая решающее значение какому-либо одному из перечисленных фактов, затушевывая или игнорируя остальные, различные исследователи приходили к диаметрально противоположным выводам на генезис апатитовых месторождений.

- Так как породы и руды, слагающие Коашвинское месторождение (сфено-apatитовые и апатито-нефелиновые руды, апатитовая брекчия, массивные уртиты), являются производными сложной конической интрузии ийолит-уртитов, структура и механизм формирования рудной зоны контролируются специфической тектоникой, сопровождающей становление конических интрузий. Согласно существующим представлениям, возникновение кольцевых и конических расколов регулируется динамическими условиями равновесия внешнего (гравитационного) давления участка земной коры и внутреннего (гидростатического) давления магмы [13, 49]. Образование конических расколов связано с появлением избыточного внутреннего давления над внешним. Нарушение состояния равновесия в свою очередь может быть обусловлено как возрастанием активности магмы [13], так и региональным растяжением участка земной коры [9, 49].

Исследования последних лет по изучению структуры хибинских апатитовых месторождений дают основание для внесения принци-

Схема формирования Коашвинского апатитового месторождения

Этап	Стадия	Режим давления	Последовательность процессов
Ранне-магматический	I	Импульс сжатия, увеличение давления магмы	Ликвация исходной магмы на фосфатно-силикатную и силикатную составляющие; обособление фосфатно-силикатного расплава в верхней части магматического очага
	II		Заложение сложноконического разлома среди ийолит-уртитов дорудной субфазы
	III	Импульс растяжения, спад давления магмы	Раскрытие полости и внедрение фосфатно-силикатного расплава, сопровождавшееся кристаллизационной дифференциацией
	IV		Кристаллизация фосфатно-силикатного расплава с образованием пятнистых, пятнисто-полосчатых, блоковых, полосчатых и линзовидно-полосчатых апатито-нефелиновых руд
Средне-магматический	V	Импульс сжатия, увеличение давления магмы	Заложение внутрирудного сложноконического разлома в консолидированной апатитовой залежи и в подстилающих ийолит-уртитах; образование пликативных форм в рудном теле
	VI	Импульс растяжения, спад давления магмы	Расширение полости и поступление силикатного расплава; образование зон ийолит-уртитовой и апатитовой брекчий с уртитовым цементом
	VII		Кристаллизация силикатного расплава с образованием массивных средне-, крупно- и неравномернозернистых уртитов
Поздне-магматический	VIII	—	Проявление сфеновой минерализации в кровле рудной зоны
	IX		Развитие позднего апатита-II в урритах цемент-apatитовой брекчии
Пост-магматический	X	—	Формирование гидротермальных жил; поздние эндогенные преобразования ийолит-уртитов и апатито-нефелиновых руд

пиальных дополнений и уточнений в гипотезу Е. Андерсона. Согласно новым данным формирование конических расколов и последующее внедрение по ним магматических масс трактуется не как одноактное явление, а как длительный процесс многократного возобновления, раскрытия серии конических полостей и заполнения их эволюционирующим во времени расплавом.

Так, Т. Н. Иванова [18, 20] в схеме становления сложной многофазной конической дайки ийолит-уртитов намечает пять импульсов, соответствующих субфазам внедрения и разделенных во времени двумя инъекциями апатитовой магмы. Исследования С. И. Зака, Е. А. Каменева и Ф. В. Минакова [16, 33, 34, 46] позволили обосновать выделение трех этапов тектоно-магматической деятельности, в ходе которых возникли породы дорудной, рудной и пострудной субфаз. На примере контактовых взаимоотношений массивных уртитов и апатито-нефелиновых руд Коашвинского месторождения было показано, что породы, принадлежащие одной интрузивной субфазе (руды и уртиты), обнаруживают неоспоримые признаки разновременной кристаллизации [24]. По Г. М. Вировлянскому [9] и другим, формирование ийолит-уртитового комплекса и отдельных его слагающих (в том числе апатитовых залежей) происходило в следующем порядке: ранняя ийолит-уртитовая интрузия, внедрение линзовидно-полосчатых, затем блоковых, далее пятнистых апатито-нефелиновых руд, поздняя ийолитовая интрузия, сопровождающаяся образованием апатитовой и ийолитовой, брекчий, внедрение пегматитовых и луювритовых жил. М. М. Калинин [23] также пришел к выводу о приуроченности хибинских апатитовых тел к зоне долгоживущего сложноконического разлома, неоднократному обновлению которого под воздействием вертикально направленного магматического давления сопутствовали инъекции жильного материала. Эти маломощные (от 0,1—5 до 20—30 м), но значительные по протяженности позднемагматические выполнения ийолитового и луювритового состава расчленили апатитовую залежь на ряд рудных горизонтов, сложенных той или иной разновидностью руды.

Таким образом, апатито-нефелиновые руды и массивные уртиты сформировались в ходе одной интрузивной субфазы, хотя применительно к Коашвинскому месторождению имеются основания считать, что внедрение и кристаллизация фосфатно-силикатного расплава предшествовали поступлению и консолидации ультращелочной магмы. Тела массивных уртитов, расположенные между рудными горизонтами, в этом случае следует рассматривать как систему субпараллельных интрузивных конических слоев, тогда как рудные горизонты совместно с пластообразными отторженцами дорудных ийолит-уртитов представляют собой останцы ранее внедрившихся пород, разделяющие более поздние уртитовые конические слои. При этом перерыв во времени между внедрениями дорудных ийолит-уртитов и апатито-нефелиновых руд, принадлежащих различным циклам (субфазам) в общей схеме

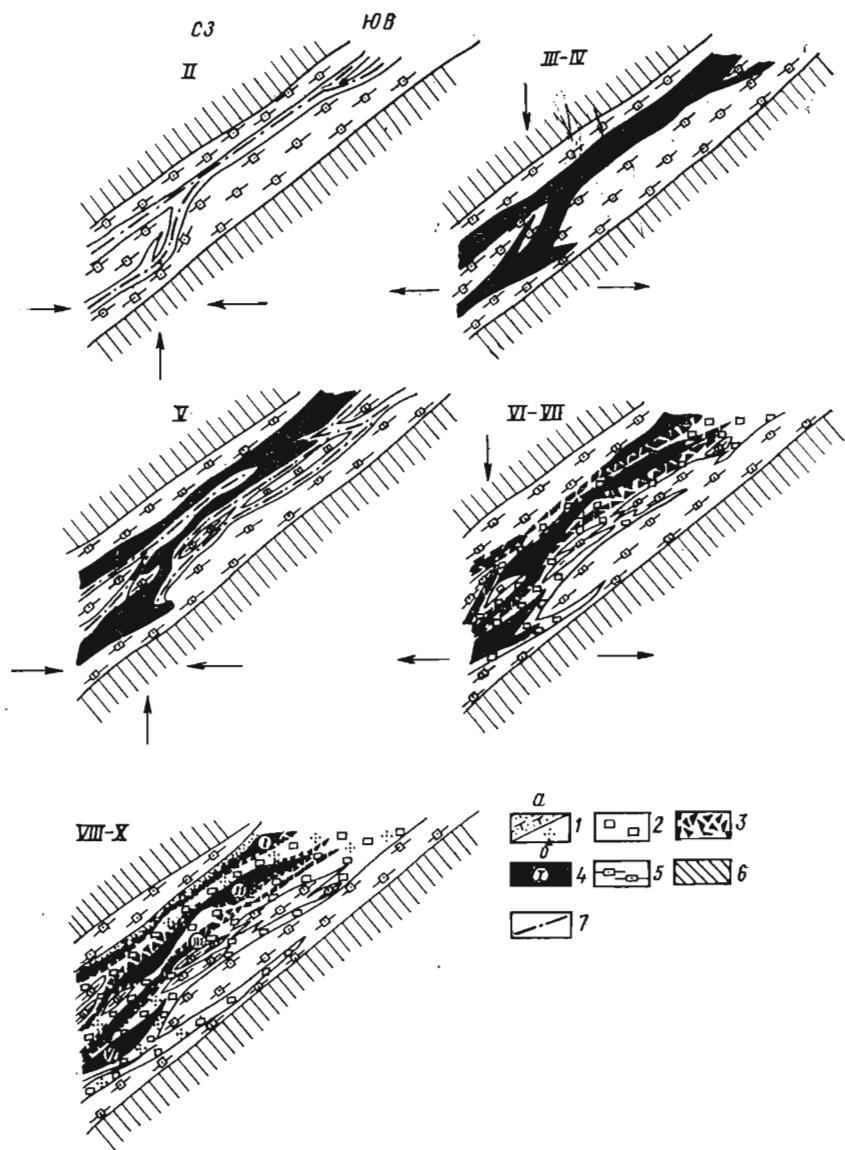


Рис. 41. Схема формирования рудной зоны Ксавшинского месторождения (II—X — стадии формирования).

1 — сфеновая (а) и апатитовая (б) минерализации; 2 — массивные уртиты; 3 — брекчия апатито-нефелиновых руд с уртитовым цементом; 4 — апатито-нефелиновые руды (в кружке — размер рудного горизонта); 5 — дорудные трахитоидные уртиты, ийолиты, малиниты; 6 — хибиниты; 7 — конические разломы. Стрелками показано направление давления.

становления ийолит-уртитовой интрузии, был значительным, тогда как апатито-нефелиновые руды и массивные уртиты сформировались в одну (рудную) субфазу, являясь приблизительно одновременными.

Если на месторождениях юго-западного рудного поля (Кукис-вумчорр—Юкспор—Расвумчорр) переход от рудного тела к подстилающим массивным уртитам осуществляется путем переслаивания сетчатых апатито-нефелиновых руд и линзовидно-полосчатых апатитовых уртитов в зоне мощностью до 10—50 м, что является следствием сингенетичности руд и уртитов, то в Коашвинской рудной зоне эти промежуточные разновидности почти полностью отсутствуют. Широко проявленные на Коашве интрузивные взаимоотношения между апатито-нефелиновыми рудами и массивными уртитам (жила уртитов и автобрекчии с рудными ксенолитами) наряду с многочисленными случаями переслаивания их (прослой, шлиры, постепенные переходы) не только не противоречат изложенным представлениям об отнесении этих пород к одной субфазе, но дополняют друг друга, свидетельствуя о длительности и сложности процесса неравновесной кристаллизации гетерогенного фосфатно-силикатного расплава в интрузивной камере.

При анализе палеоструктурных реконструкций (см. рис. 31) выявляются некоторые особенности развития внутрирудного сложноконического разлома, состоящего или из одной полости, выклинивающейся по восстанию (рис. 40, см. вкладку), или из системы субпараллельных полостей, расчленивших единую апатитовую залежь на ряд рудных горизонтов.

Обобщение обширного фактического материала по структуре месторождения и характеру взаимоотношений между породами рудной зоны, накопленного в результате проведения многолетних детальных разведочных работ, а также анализ теоретических положений о природе и эволюции исходной магмы, позволяют предположить следующую схему формирования Коашвинского апатитового месторождения (табл. 16, рис. 41). Намеченные стадии развития геологической структуры рудной зоны не являются строго ограниченными во времени, по-видимому, перекрывают друг друга, отражая направленность единого тектоно-магматического процесса.

Изложенная схема образования рудной зоны объясняет большинство особенностей геологического строения и внутренней структуры Коашвинского месторождения, о которых упоминалось выше. Для выяснения физико-химических условий рудообразования, в частности влияния летучих компонентов (P_2O_5 , F, H_2O и др.) на появление условий для возникновения несмесимости фосфатно-силикатного расплава, необходимо проводить дальнейшие экспериментальные исследования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Открытие в 1960 г. коллективом геологов Хибиногорской геологоразведочной партии крупного Коашвинского апатито-нефелинового месторождения подтвердило обоснованность поисковых критериев, вытекающих из установленных пространственной приуроченности и тесной генетической связи апатитового оруденения с ультращелочными породами — уртитам, сформировавшимися в рудную субфазу продуктивной ийолит-уртитовой интрузии. В процессе проведения многолетних геологических исследований по подготовке месторождения для промышленного освоения многие сложившиеся ранее представления, касающиеся магматической эволюции, истории становления ийолит-уртитовой интрузии, ее состава, рудоносности, морфологии, внутренней структуры, взаимоотношений пород и руд, получили дополнительное обоснование.

В структуре Коашвинской рудной зоны неразрывно сочетаются элементы общности и отличия с детально изученными апатитовыми залежами разрабатываемых месторождений юго-западного рудного поля Хибин. Пространственная ассоциация апатито-нефелиновых руд и массивных уртитов, соизмеримая распространенность рудных разновидностей, широкое развитие брекчиевых руд и позднемагматической апатитизации, приуроченность сфеновой минерализации к кровле рудной зоны и ее центроклинальное пологое падение — эти признаки, присущие всем хибинским месторождениям, являются следствием общности условий их образования. Специфические особенности геологического строения Коашвинской рудной зоны заключаются в многократном чередовании в разрезе горизонтов апатито-нефелиновых руд с массивными урритами и отторженцами ранних производных интрузии — трахитоидных ийолит-уртитов, отсутствии зональности в размещении богатых и бедных руд, характерной для эксплуатируемых залежей, сложности и противоречивости возрастных взаимоотношений руд и вмещающих пород. Перечисленные различия обусловлены спецификой механизма заложения и развития рудовмещающей камеры и ее заполнением эволюционирующим в пространстве и времени силикатно-фосфатным расплавом.

Формирование Коашвинского месторождения охватывает длительный период, в течение которого происходили различные по характеру, масштабу и времени тектонические проявления. В раннемагматический этап произошло образование конического разлома, внедрение силикатно-фосфатного расплава и его кристаллизация. Среднемагматический этап ознаменовался возникновением в первоначально едином рудном теле системы взаимопарал-

лельных конических полостей (сложноконического разлома), разделивших его на серию рудных горизонтов, поступлением ультращелочной силикатной магмы и образованием апатитовой брекчии. К позднемагматическому этапу приурочены формирование в кровле рудной зоны сфено-apatитовых руд и метасоматическая апатитизация. Постмагматический этап завершился гидротермальной деятельностью.

Расшифровка морфологии и внутреннего строения рудных горизонтов, предпринятая с позиций стереогенезиса и с привлечением математического аппарата, позволила обосновать отнесение Коашвинского месторождения к «рудным телам в структурах последовательных инъекций магматической и ранней постмагматической стадии формирования интрузивов» (по классификации В. И. Смирнова [40]).

Все известные к настоящему времени апатитовые залежи Хибинского массива расположены симметрично относительно центрального участка юго-западного рудного поля: к северо-западу от него размещаются месторождения Юкспор, Кукисвумчорр, рудный участок Куэльпор и Партомчорр-Лявойокская рудная зона; в направлении к юго-востоку прослеживаются месторождения Расвумчорр, Эвеслогчорр, рудный участок Восточный Расвумчорр и Коашвинская рудная зона. Каждому месторождению (участку) северо-западной ветви соответствует аналог на юго-востоке, обладающий сходными чертами геологического строения и внутренней структуры. Упорядоченное расположение хибинских месторождений является, очевидно, отражением пространственной зональности их, принадлежности к одному из шести структурных ярусов. В общем плане расположения генетически родственных месторождений Хибинского массива Коашвинская и Партомчорр-Лявойокская рудные зоны, характеризующиеся многократным переслаиванием апатито-нефелиновых руд и массивных уртитов, относятся к IV структурному ярусу. Дальнейшие поиски апатита должны быть направлены на выявление глубокозалегающих рудных тел, аналогичных апатитовым залежам Кукисвумчорр-Юкспор-Расвумчорра (II структурный ярус).

Учитывая актуальность расширения минерально-сырьевой базы апатитовых руд в Хибинском горнопромышленном районе, вызванную, с одной стороны, резким увеличением производственных мощностей комбината «Апатит» и сокращением фронта разведываемых месторождений, с другой, — СЗТГУ осуществляет программу комплексных геологических исследований, направленных на выяснение закономерностей размещения и условий образования апатитовых месторождений с целью их прогнозирования и определения путей дальнейших поисковых работ, изучения глубинного строения Хибинского массива, структуры рудных полей и месторождений, исследования состава комплексных апатито-нефелиновых руд и возможности промышленного извлечения из них всех полезных компонентов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонов Л. Б. Сводный обзор по апатито-нефелиновой дуге Хибинских тундр.— В кн.: Хибинские апатиты, сб. 6. Л., 1933, с. 23—25.
2. Богачев А. И. К вопросу пересчета химических анализов рудных титаносодержащих пород основного состава по методу А. Н. Заварицкого.— «Изв. Карельск. и Коляск. фил. АН СССР», 1958, вып. 4, с. 16—20.
3. Вировлянский Г. М., Благодетелева Ю. Н., Казакова М. П. О значении сфеновой минерализации для поисков скрытых апатитовых руд в Хибинском массиве.— В кн.: Науч.-техн. информация Гос. науч.-исслед. ин-та горнохим. сырья. М., 1963, вып. 2—3, с. 4—11.
4. Вировлянский Г. М. Особенности размещения апатитовых руд в Хибинских месторождениях и их значение для поисков в других массивах.— В кн.: Апатиты. М., 1968, с. 91—102.
5. Влодавец В. И. Общая характеристика апатитовых руд.— В кн. Хибинские апатиты, сб. 1. Л., 1930, с. 38—47.
6. Воробьева О. А. Отчет о работе восточной Хибинской партии.— В кн.: Хибинские апатиты, сб. 2. Л., 1932, с. 408—416.
7. Галахов А. В. Химический состав пород Хибинского щелочного массива.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 171, № 5, с. 1179—1182.
8. Галахов А. В. Петрохимия естественных рядов магматических пород и эволюция щелочной магмы Хибинского массива.— В кн.: Геол. строение, развитие и рудоносн. Коляск. п-ова. Апатиты, 1938, с. 97—114.
9. Главнейшие черты структуры Хибинских месторождений и их поисковое значение.— В кн.: Хибинские апатит. м-ния. М., 1965, с. 5—124. Авт.: Г. М. Вировлянский, Ю. Н. Благодетелева, Ф. М. Онохин, Н. Г. Карташов.
10. Годовиков В. Н. К изучению геологии Куиксвумчоррского апатито-нефелинового месторождения и сортамента его руд.— В кн.: Хибинские апатиты, сб. 6. Л., 1933, с. 25—28.
11. Дудкин О. Б., Козырева Л. В., Померанцева Н. Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. М.—Л., 1964. 256 с.
12. Елисеев Н. А. Хибинские апатитовые месторождения.— «Зап. Всерос. минералог. об-ва», 1937, сер. 2, ч. 66, вып. 3, с. 491—515.
13. Елисеев Н. А. Структурная петрология. Л., 1953. 309 с.
14. Елисеев Н. А., Ожинский И. С., Володин Е. Н. Геологическая карта Хибинских тундр. М.—Л., 1939. 68 с.
15. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950. 400 с.
16. Зак С. И., Каменев Е. А. Новые данные по геологии Хибинского щелочного массива.— «Сов. геол.», 1964, № 7, с. 42—51.
17. Злобин Б. И. Парагенезисы темноцветных минералов щелочных пород в связи с новым выражением коэффициента агпаитности.— «Геохимия», 1959, № 5, с. 410—423.
18. Иванова Т. Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. М., 1963. 288 с.

19. Иванова Т. Н. Итоги многолетнего изучения апатитовых месторождений Хибин и задачи дальнейших исследований.— В кн.: Геол. строение, развитие и рудоносн. Кольск. п-ова. Апатиты, 1968, с. 86—96.
20. Иванова Т. Н. Апатитоносность Кольского полуострова.— В кн.: Апатиты. М., 1968, с. 59—85.
21. Ййолит-уртиты Хибинского массива. Л., 1970. 178 с. Авт.: Т. Н. Иванова, О. Б. Дудкин, Л. В. Козырева, К. И. Поляков.
22. Калинин М. М. К прототектонике апатито-нефелиновых тел в Хибинах.— «Зап. ЛГИ», 1967, LII, вып. 2, с. 46—52.
23. Калинин М. М. О тектонике Кукисвумчорр-Юкспорского и Расвумчоррского апатит-нефелиновых тел в Хибинах.— «Геол. рудн. м-ний», 1969, т. XI, № 3, с. 64—72.
24. Каменев Е. А. Особенности структуры Коашвинского апатитового месторождения.— В кн.: Шел. породы Кольск. п-ова. М.—Л., 1966, с. 55—64.
25. Каменев Е. А. О позднем апатите Коашвинского месторождения.— В кн.: Мат-лы по минерал. Кольск. п-ова, вып. 6. Л., 1968, с. 265—268.
26. Каменев Е. А., Михеичев А. С. Коашвинское месторождение апатита в Хибинах.— «Разв. и охр. недр», 1970, № 10, с. 7—11.
27. Каменев Е. А., Химич С. Н. Геотермические параметры Хибинского массива.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 201, № 1, с. 195—197.
28. Когарко Л. Н., Лебедев Е. Б. Равновесия в системе нефелин—вода—apatит.— «Геохимия», 1968, № 3, с. 195—197.
29. Куплетский Б. М. Формация нефелиновых сиенитов СССР (Хибин и Ловозеро). М.—Л., 1937. 307 с.
30. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. М., 1940. 460 с.
31. Мелентьев Б. Н. Некоторые вопросы экспериментального изучения магматических образований.— В кн.: Геол. строение, развитие и рудоносн. Кольск. п-ова. Апатиты, 1968, с. 144—151.
32. Мелентьев Б. Н., Ольшанский Я. И. Равновесие несмешивающихся жидкостей в системе $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ — «Докл. АН СССР», 1952, т. 86, № 6, с. 1125—1129.
33. Минаков Ф. В. Связь апатитовых месторождений с ййолит-уртитовой интрузией Хибинского массива.— В кн.: Апатиты. М., 1968, с. 85—91.
34. Минаков Ф. В., Каменев Е. А., Калинин М. М. Об исходном составе и эволюции ййолит-уртитовой магмы Хибинского щелочного массива.— «Геохимия», 1967, № 8, с. 901—915.
35. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. М.—Л., СССР, 1937. 563 с.
36. Онохин Ф. М. Складчатые структуры Хибинских месторождений апатита.— «Сов. геол.», 1963, № 9, с. 118—125.
37. Онохин Ф. М. Радиальные разломы Хибинского массива и их поисковое значение.— «Сов. геол.», 1970, № 6, с. 129—136.
38. Перекрест И. И. К вопросу об условиях формирования и внутренней структуре рудной зоны Коашвинского апатито-нефелинового месторождения.— В кн.: Промышл. горнохим. сырья и природн. солей (техн. и экон. информ.), вып. 4. М., 1970, с. 10—15.
39. Припачкин В. А., Каменев Е. А. Прогнозирование газопроявлений при разработке месторождений в изверженных горных породах.— «Сов. геол.», 1938, № 9, с. 123—129.
40. Смирнов В. И. Геологические основы поисков и разведок рудных месторождений. М., 1954. 547 с.
41. Смирнов Ф. Л. Роль фосфора и условия его концентрации в магматических горных породах.— В кн.: Апатиты. М., 1968, с. 15—25.
42. Тихоненков И. П. Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива. М., 1963. 247 с.
43. Ферсман А. Е. Апатит, его месторождения, геохимия, запасы и экономика.— В кн.: Хибинские апатиты, сб. 3. Л., 1931, с. 124—168.
44. Ферсман А. Е. Апатитовые дуги и их промышленное значение.— В кн.: Путевод. по Хибинск. тундрам. Л., 1932, с. 13—17.

45. Фишер Р. Несмесимость расплавов, содержащих окислы тяжелых металлов, силикаты и фосфаты, и значение несмесимости для геохимии и учения о рудных месторождениях.— В кн.: Эксперим. исслед. в области петрогр. и рудообр. М., 1954, с. 411—457.

46. Хибинский щелочной массив. Л., 1972. 175 с. Авт.: С. И. Зак, Е. А. Каменев, Ф. В. Минаков, А. Д. Арманд, А. С. Михеичев, И. А. Петерсилье.

47. Шевченко М. И. Результаты поисковых и разведочных работ в восточной части апатито-нефелиновой дуги Хибинских тундр.— В кн.: Хибинские апатиты, сб. 6. Л., 1933, с. 35—36.

48. Шухман Л. Н. Верхняя контактная зона апатито-нефелиновых месторождений Хибин.— В кн.: Вопр. геол., минерал. и петрогр. Хибинск. тундр. М.—Л., 1961, с. 53—76.

49. Anderson E. M. The Dinamics of the formation of Cone-Sheets, Ring-Dykes and Caldron-Sybsidences.— „Proc. Roy. soc. Edinb., 1936“, vol. XLI, pt. I.

50. Barrett R. L., Mc Caughey W. J. The sistem $\text{CaO-SiO}_2\text{-P}_2\text{O}_5$.— „Miner. soc. Amer.“, vol. 27, 1942, № 10, p. 680—695.

51. Trömel G., Harkort N.-J., Hotop W. „Zs. anorg. und allgem. Chemie“, 1948, Bd. 5—6, S. 253—272.

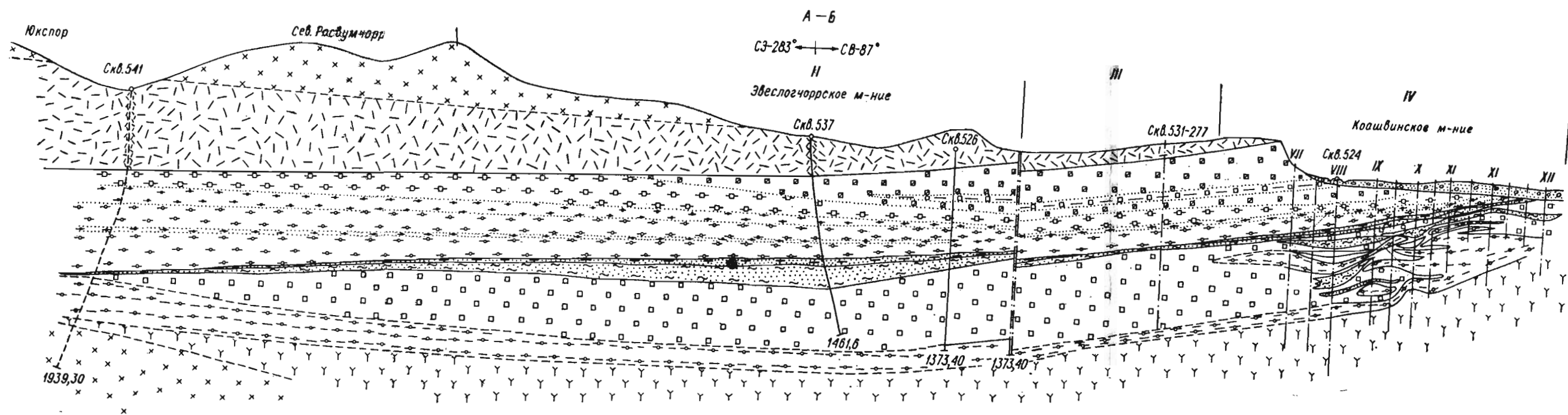


Рис. 38. Продольный геологический разрез через хибинские апатито-нефелиновые месторождения по А—Б (см. рис. 37).

I—IV — структурные ярусы.

Условные обозначения см. на рис. 3.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1. Общие сведения по геологии Хибинского щелочного массива	6
Глава 2. История открытия Коашвинского месторождения; обзор гипотез его формирования	12
Глава 3. Геолого-петрографическая характеристика пород и руд Коашвинского апатито-нефелинового месторождения	17
Вмещающие породы	—
Комплекс ийолит-уртитов и апатито-нефелиновых руд	21
Дорудная субфаза	22
Рудная субфаза	25
Пострудная субфаза	50
Комплекс дайковых пород	56
Глава 4. Некоторые вопросы химизма и эволюции состава ийолит-уртитовой магмы	58
Петрохимическая характеристика апатито-нефелиновых руд и ийолит-уртитов	—
Эволюция состава исходной ийолит-уртитовой магмы	66
О природе сфеновой минерализации	78
Глава 5. Морфология и структура рудной зоны Коашвинского месторождения	80
Структурно-морфологическая характеристика рудной зоны	—
Математический анализ структурных элементов	86
Глава 6. Дорудные, внутрирудные и послерудные тектонические структуры	93
Трещинная тектоника	102
Принципы корреляции разреза рудной зоны	103
Глава 7. Структурная зональность Хибинских апатитовых месторождений и прогнозирование скрытого оруденения	107
Глава 8. Особенности формирования геологической структуры рудной зоны	113
Заключение	123
Список литературы	125

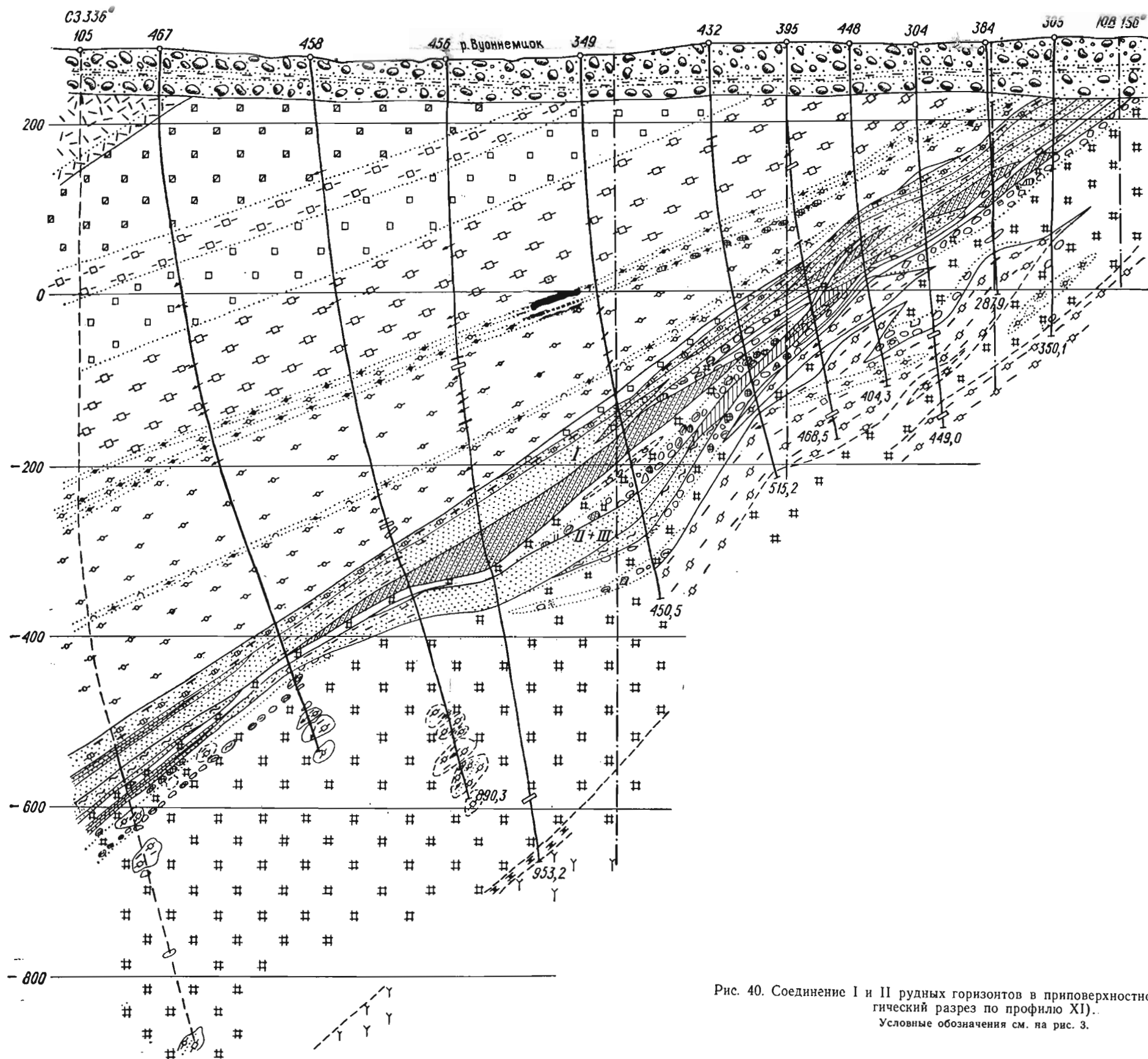


Рис. 40. Соединение I и II рудных горизонтов в приповерхностной части (геологический разрез по профилю XI).
Условные обозначения см. на рис. 3.