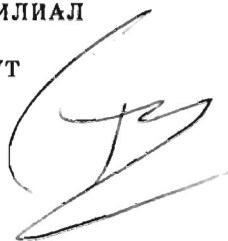


АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ЛЕНИНА КОЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ  
им. С. М. КИРОВА  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ



Ф. М. Онохин

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ  
ХИБИНСКОГО МАССИВА  
И АПАТИТО-НЕФЕЛИНОВЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
Ленинградское отделение  
1975

Особенности структуры Хибинского массива и апатито-нефелиновых месторождений. О н о х и н Ф.М. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1975, с. 1-106.

В работе впервые отмечается большая роль тектоники в процессе становления, как всего Хибинского массива, так и его апатито-нефелинового рудного поля. Среди тектонических движений выделяются прототектонические (линейность и полосчатость) и более поздние наложенные (пликативные и дизъюнктивные). Среди дизъюнктивных – конические и радиальные разломы. Дается детальное описание перечисленных структур.

Приведенный материал позволяет оценивать перспективы находки новых рудных тел в Хибинах на глубине.

Работа имеет интерес для широкого круга исследователей (геологов, геохимиков, петрографов, рудников).

Рис. – 41, табл. – 7, библи. – 55 назв.

Ответственный редактор  
доктор геолого-минералогических наук  
Т.Н. ИВАНОВА

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Дальнейшее расширение сырьевой базы комбината „Апатит“ диктуется жизненной необходимостью. Если до недавнего времени вследствие огромных масштабов Хибинских месторождений апатита и ограниченных объемов добычи этой проблемы не существовало, то в связи с дальнейшим увеличением прогнозных запасов апатито-нефелиновых руд в соответствии с директивами XXIV съезда партии вопрос о пересмотре размеров рудного поля встал очень остро.

До 1957 г. практически эксплуатировалось только одно Кукисвумчоррское месторождение, но с 1968 г. в строй вступили рудники на месторождениях Юкспор, Апатитовый Цирк и Плато Расвумчорр. Таким образом, горные работы ведутся почти на всей разведанной части рудного поля, а в перспективных планах намечается еще большее увеличение объемов добычи апатито-нефелиновых руд.

Работы по приросту запасов ведутся по трем основным направлениям: 1) разведка флангов и глубоких горизонтов на уже известных месторождениях; 2) дальнейшее снижение кондиций по  $P_2O_5$ ; 3) выявление новых перспективных площадей на основе структурно-тектонического изучения рудного поля.

Работы, проведенные Хибиногорской ГРП по двум первым направлениям, дали уже существенное увеличение запасов за счет разведки глубоких горизонтов и вовлечения ранее некондиционных руд.

В настоящей монографии приводятся материалы по структурно-тектоническому изучению рудного поля, накопленные с 50-х годов, и анализ их практической значимости. Работа выполнена при Геологическом институте Кольского филиала АН СССР под руководством доктора геолого-минералогических наук Т.Н. Ивановой.

В книге обобщен большой фактический материал по геологии и структуре рудного поля, накопленный рудничной службой комбината „Апатит“, использованы данные глубокого структурного бурения Хибиногорской ГРП, позволяющие по-новому рассматривать структурно-тектонические особенности рудного поля, а в соответствии с этим

и перспективы апатитоносности отдельных его участков.

Особое внимание уделено характеристике пликтивных и дизъюнктивных нарушений и их воздействию на формирование современного строения как отдельных месторождений, так и рудного поля в целом.

Автор выражает глубокую признательность за помощь в подготовке монографии, обсуждении ее положений коллективу Геологического института Кольского филиала АН СССР, докторам геолого-минералогических наук Т.Н. Ивановой и И.В. Белькову, научным сотрудникам ГИГХСа докторам геолого-минералогических наук Г.И. Вировлянскому, А.С. Соколову, кандидату геолого-минералогических наук В.Н. Титову, геологам Хибиногорской ГРП И.И. Перекресту, кандидату геолого-минералогических наук Е.А. Каменеву, Ф.В. Минакову, Я.Х. Еселезу и геологам комбината „Апатит“.

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ  
О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ  
ХИБИНСКОГО МАССИВА  
И АПАТИТО-НЕФЕЛИНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Хибинский массив является одним из крупнейших в мире массивов нефелиновых сиенитов и располагается в центральной части Кольского полуострова. Абсолютный возраст массива, по данным А.А. Полканова и Э.К. Герлинга,  $290 \pm 10$  млн лет. В плане массив имеет кольцевое строение с крутыми контактами с вмещающими породами.

На юге Хибинский массив контактирует с протерозойскими метадиабазами и зелеными сланцами свиты имандра-варзуга, а с севера — с архейскими гранито-гнейсами, представляя собой платформенную интрузию центрального типа. В направлении от периферии массива к его центру последовательно обнажаются: массивные хибиниты, трахитоидные хибиниты, ийолит-уртиты, рисчорриты, лязочорриты (среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты) и фойяиты; апатитовые руды локализируются, как правило, на границе между ийолит-уртитам и рисчорритами. Все разновидности пород, кроме фойяитов, имеют в плане серповидную форму. Наибольшей мощностью эти породы обладают на западе, постепенно сужаясь и выклиниваясь в северо-западной и юго-восточной частях массива (рис. 1). В западной части массива углы падения пород и трахитоидности обычно более пологие по сравнению с его южными и северными районами. Г.Н. Шаблинскому и др. (1967) удалось проследить положение ийолит-уртитов в Хибинском массиве на глубине. При этом оказалось, что их мощность с глубиной уменьшается незначительно и они приобретают примерно горизонтальное залегание. На востоке ийолит-уртиты выклиниваются.

По вопросу о строении Хибинского массива существовало две точки зрения: Б.М. Куплетского (1936) и Н.А. Елисеева (Елисеев и др., 1939). В.М. Куплетский Хибинский массив представляет как сложную лополитообразную интрузию, образовавшуюся в несколько этапов. Н.А. Елисеев относит его к сложной интрузии центрального

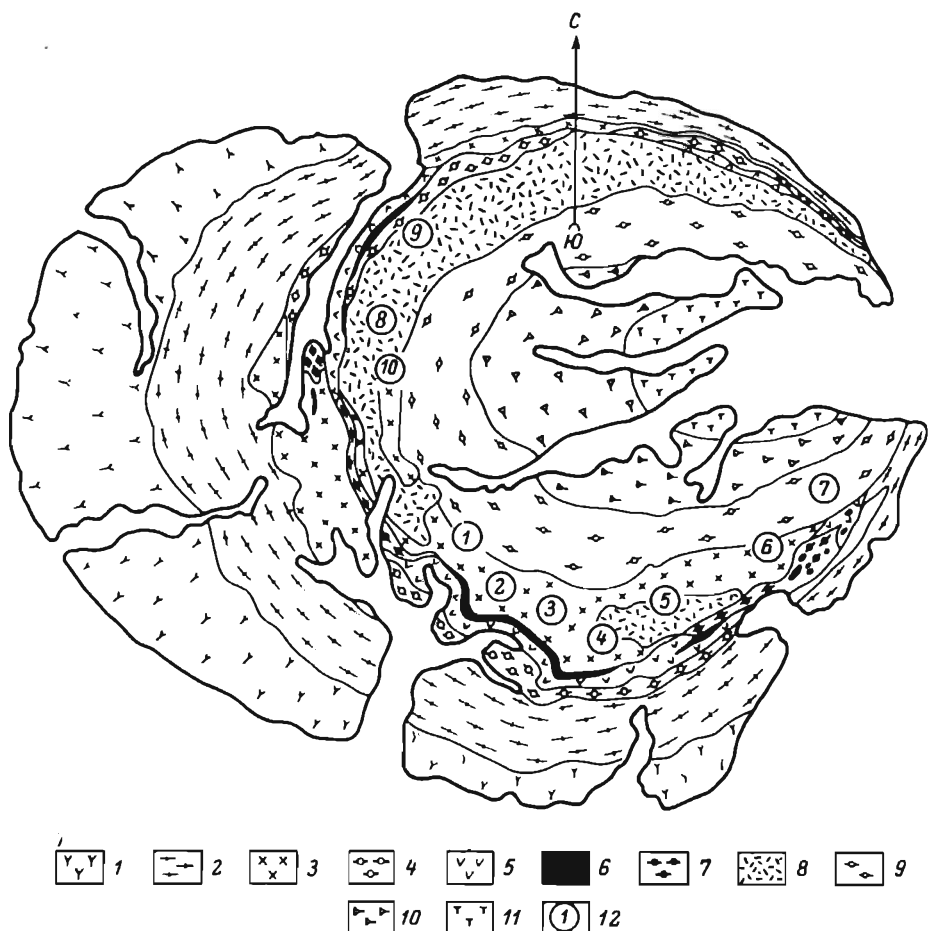


Рис. 1. Геологическая карта Хибинского щелочного массива.

Интрузивные комплексы: 1 – массивные хибиниты, 2 – трахитоидные хибиниты, 3 – рисчорриты, 4 – трахитоидные ийолиты, 5 – уртиты, 6 – рудные тела, 7 – малиньит-луаявриты, полевошпатовые ийолиты, 8 – льявочорриты, 9 – трахитоидные роговообманковые фойяиты, 10 – трахитоидные эгирин-роговообманковые фойяиты, 11 – массивные эгириновые сиениты, 12 – месторождения апатито-нефелиновых руд: 1 – Кукисвумчорр, 2 – Юкспор, 3 – Апатитовый Цирк, 4 – Плато Расвумчорр, 5 – Коашва, 6 – Суолуайв, 7 – Ньоркпахк, 8 – Кузьлпор, 9 – Куниок-Лявойок, 10 – Поачвумчорр.

Таблица 1

Последовательность образования основных интрузивных фаз массива по данным разных исследователей

Б.М. Куллетский (1936)	Н.А. Елизеев и др. (1939)	С.И. Зах (1963)
I. Хибиниты с краевыми фазами умлтектитов	I. Нефелиновые сиенит-порфиры, щелочные сиениты, умлтектиты (среднезернистые и мелкозернистые сиениты первой фазы, $K_1$ )	I. Хибиниты
II. Трахитоидные хибиниты внутренней дуги, фойяиты центральной части Хибин с альбититами	II. Гранитоидный хибинит и его жильные породы, $K_1$	II. Трахитоидные хибиниты
III. Эгириновые, роговообманковые и другие мелкозернистые нефелиновые сиениты	III. Трахитоидный хибинит и его жильные породы, $K_2$	III. Рисчорриты
IV. Ийолит-уртиты, луавриты и апатито-нефелиновые породы	IV. Рисчорриты (пойкилитовые нефелиновые сиениты, $K_1$ )	IV. Ийолит-уртиты
	V. Ийолит-уртиты, ма-линиты, луавриты и апатито-нефелиновые породы, $K_2$	V. Среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты
	VI. Фойяиты, среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты, $K_2$	VI. Фойяиты
	VII. Мелкозернистые слюдисто-эгириновые роговообманковые сиениты	

Примечание.  $K_1$  - кольцевые интрузии,  $K_2$  - конические интрузии.

типа, сформировавшейся в несколько интрузивных фаз, внедрение которых происходило по типу конических и кольцевых интрузий.

В настоящее время большинством исследователей принята точка зрения Н.А. Елисеева. Работы последних лет (Зак, 1963; Зак, Каменев, 1964; Галахов, 1959; Иванова, 1963) дополняют и уточняют ее (табл. 1).

В пределах Хибинского массива установлена целая группа месторождений апатито-нефелиновых руд. Согласно представлениям Т.Н. Ивановой (1963), апатито-нефелиновые месторождения генетически принадлежат к двум типам – магматическим и метасоматическим. Большинство месторождений магматического происхождения. Сюда относятся Кукисвумчоррское, Юкспорское, Апатитовый Цирк, Плато Расвумчорр, Ньорпахское, Суолуайвское, Коаввинское, Куэльпорское. К метасоматическим месторождениям относятся Поавчумчоррское и частично Лявюокское.

Протяженность Кукисвумчорр-Юкспор-Расвумчоррского рудного тела в направлении с северо-запада на юго-восток вдоль контакта между рихчорритами и ийолит-уртитамы составляет почти 12 км. В соответствии с кольцевым строением массива апатитовое рудное тело меняет свое простирание от  $334^{\circ}$  на Кукисвумчорре до  $270^{\circ}$  на Плато Расвумчорр.

Апатитовую залежь на всем протяжении подстилают порфиroidные уртиты с подчиненными в них участками ийолитов. Контакт порфиroidных уртитов с апатитовым телом неровный, извилистый, характеризующийся постепенными переходами от рудного тела к подстилающим породам через полосу уртитов, обогащенных апатитом.

Отдельные тела этой огромной залежи, несмотря на присущие им некоторые особенности, обладают сходными чертами геологического строения и одинаковыми типами руд. Все рудные тела по содержанию апатита разделяются на две зоны – богатую и бедную, занимающие вполне определенное положение в их пределах и сложенные только присущими той или иной зоне типами руд.

Богатая зона (верхняя часть рудных тел) представлена пятнистыми, пятнисто-полосчатыми и брекчиевидными текстурными разновидностями руд. Бедная зона (нижняя часть рудных тел) сложена линзовидно-полосчатыми, сетчатыми, мелкоблоковыми и крупноблоковыми рудами.

Кукисвумчоррское месторождение расположено на северо-восточном фланге главного рудного поля и через долину Саамскую соединяется с Юкспорским. Далее на восток через участок долины Гакман-Юкспдрюк Кукисвумчорр-Юкспорская группа месторождений соединяется с Расвумчоррской (Апатитовый Цирк и Плато Расвумчорр).

Кукисвумчоррское месторождение представлено мощной пластообразной линзой, имеющей простирание по азимуту  $334^{\circ}$  и падающей на СВ под углом от  $28$  до  $32^{\circ}$ . Длина линзы по простиранию



около 2.0 км; на глубине она подсечена буровыми скважинами до отметок 100 м, что соответствует размерам в направлении падения от 500 до 800 м. В направлении на СЗ рудное тело срезается Кукисвумчоррским разломом, а на ЮВ через долину Саамскую соединяется с Юкспорским месторождением. Богатая зона рудного тела имеет среднее содержание  $P_2O_5$  26–28%, бедная – 16–18%. Мощность рудного тела непостоянна и колеблется от 50–60 м на северном фланге до 200 м на южном; средняя мощность около 150 м. Характерной особенностью геологического строения Кукисвумчоррского месторождения является наличие в подстилающих рудное тело уртитов параллельного оруденения, располагающегося ниже основного рудного тела. В настоящее время оно прослежено по простирацию на длину в 900–1000 м и по падению на глубину в 150–180 м. Параллельное оруденение отделено от основного рудного тела прослоем уртитов мощностью от 10–20 до 40–50 м. Мощность его изменяется от 5–10 до 20–30 м.

Юкспорское месторождение апатито-нефелиновых руд, как и Кукисвумчоррское, представлено мощной пластообразной линзой, имеющей простираение по азимуту  $305^\circ$  и СВ падение под углом от  $18^\circ$  до  $40^\circ$ . На верхних горизонтах (у выходов на дневную поверхность) угол падения рудного тела очень пологий,  $12\text{--}20^\circ$ ; с глубиной угол падения постепенно увеличивается до  $35\text{--}40^\circ$ . Протяженность залежи с Саамским участком около 2.1 км. По падению рудное тело прослежено на глубину 600–700 м. Мощность его колеблется от 30 до 140 м, составляя в среднем 100 м. Апатитовая залежь расположена на контакте между рихчорритами и уртитам. Вдоль контакта между рудным телом и рихчорритами проходит полоса пород, обогащенных сфеном, мощностью от 15–20 до 40–50 м.

В отличие от Кукисвумчоррского месторождения на соответствующих гипсометрических отметках рудное тело Юкспора имеет более сложную морфологию, предопределенную наличием брекчий и пережимов.

Месторождение Апатитовый Цирк представляет собой вытянутую пластообразную линзу длиной около 2,5 км с СЗ простираением  $290^\circ$  и СВ падением под углом  $25\text{--}30^\circ$ , Северо-западная часть месторождения характеризуется сложным тектоническим строением с широким развитием брекчиевидных руд, более бедными по содержанию  $P_2O_5$  в сравнении с Кукисвумчоррским и Юкпорским. Юго-восточная оконечность залежи представляет основную часть месторождения; в рудном теле отчетливо выделяются две зоны (богатая и бедная). Общая мощность его колеблется от 10 до 120 м. На глубину рудное тело уменьшается по мощности и намечается тенденция к его выклиниванию. Среднее содержание  $P_2O_5$  в руде по месторождению составляет 18%.

Месторождение Плато Расвумчорр является од-

ним из крупнейших промышленных месторождений Хибин. Рудное тело выходит на дневную поверхность на горном плато, имеющем отметки от +900 до +1050 м. Простирается рудного тела на этом участке широтное  $270^{\circ}$ , падение северное под углом  $20-30^{\circ}$ . Строение рудного тела выдержанное двухзональное как в выходах на поверхности, так и на глубине. В восточной части месторождения широко развиты брекчиевидные руды. Богатая зона рудного тела имеет мощность от 10 до 70 м (в среднем около 30 м), а зона бедных руд — около 60 м (при колебании от 10 до 150 м).

Н о р п а х к — С у о л у а й в с к о е месторождение, по Т.Н. Ивановой (1963), не является единым рудным телом. Оно представлено группой разрозненных глыб (ксенолитов) апатито-нефелиновых руд, включенных в трахитоидные полевошпатовые ийолиты и малиниты. Простирается рудовмещающих пород СВ по азимуту  $60^{\circ}$ , падение на СЗ под углом  $40-50^{\circ}$ . Размеры рудных ксенолитов (глыб) различные — от нескольких десятков сантиметров до десятков и сотен метров. Рудная зона прослеживается в СВ направлении более 3,0 км.

К о а ш в и н с к о е месторождение разведано в 1967–1968 гг. Рудное тело месторождения представлено четырьмя горизонтами апатито-нефелиновых руд. Между рудными горизонтами располагаются массивные ургиты. Общая длина рудной зоны около 3,0 км, мощность 160–170 м. Часто рудные горизонты брекчированы. По Т.Н. Ивановой (1963), рудное тело месторождения представлено мощной зоной брекчий. Зона имеет протяженность более 2,0 км и мощность около 300 м. Ксенолиты представлены апатито-нефелиновыми породами, цемент — малинитом и ювитом.

К у э л ь п о р с к о е месторождение на поверхности имеет форму линзы, вытянутой в меридиональном направлении по азимуту  $350^{\circ}$  и СВ падением под углом  $30-50^{\circ}$ . Рудное тело расположено на границе между лявчорритами (в висячем боку) и ийолит-ургитами (в лежачем боку). Южная часть месторождения представлена брекчий апатито-нефелиновых руд в полевошпатовом ийолите. Размеры ксенолитов колеблются от нескольких до 10–15 м в поперечнике. Северная часть месторождения сложена тонкополосчатыми апатито-нефелиновыми породами.

Апатитовые тела на Поачвумчорре и Лявойоке, по Т.Н. Ивановой (1963), относятся к метасоматическим образованиям. Рудные тела на Поачвумчорре имеют жилкообразную форму мощностью от 3–5 до 10,0 м и простираются по азимуту  $320^{\circ}$  с падением на СВ под углом  $30-35^{\circ}$ . Они располагаются в одной зоне, вытянутой по простираению до 700 м, и целиком находятся в рисчорритах. Жилы имеют одинаковое строение и обогащаются апатитом к висячему боку. Апатитовые короды содержат большое количество полевого шпата.

Апатито-нефелиновые породы в районе Лявойока располагаются

среди ийолит-уртитов. Мощность сфен-апатитовых пород на поверхности около 7.0 м, а сфенсодержащих - до 45 м. По данным бурения, на глубоких горизонтах мощность рудной зоны достигает 80-100 м; здесь уже, помимо своеобразных сфен-апатитовых пород, встречаются и обычные линзовидно-полосчатые и сетчатые руды, ийолиты и уртиты с апатитом. Эти разновидности апатито-нефелиновых пород Т.Н. Иванова (1963) относит к магматическим образованиям.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРУКТУРЕ АПАТИТО-НЕФЕЛИНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, РУДНОГО ПОЛЯ И ХИБИНСКОГО МАССИВА

За последние годы накоплен и обобщен большой фактический материал, который позволяет по-новому представить структуру рудного поля и Хибинского массива вообще. Главным результатом работ последних лет в данном направлении является установление крупных тектонических нарушений, существенным образом влияющих на современное размещение рудных тел и требующих учета в процессе проведения геологоразведочных работ.

Тектонические структуры в пределах Хибинских апатито-нефелиновых месторождений широко распространены и поражают своим многообразием. Здесь можно выделить два основных вида движений: пликативных и дизъюнктивных, которые привели к возникновению складчатых и разрывных форм дислокаций. Эти дислокации характеризуются многократностью и различными масштабами (от локальных до региональных). По нашим данным, все складчатые и дизъюнктивные нарушения в пределах рудного поля возникли в два последовательных этапа, связанных во времени с воздействием конических и радиальных разломов в Хибинах (табл. 2).

Для первого тектонического этапа на всех месторождениях апатито-нефелиновых руд в пределах юго-западного участка рудного поля выделяется два основных вида движений его всячего бока вдоль конических разломов: взбросо-надвиговые, которые совершались в условиях сжатия, и сбросо-сдвиговые, приуроченные к периоду растяжения. Взбросо-надвиговые подвижки выразились в образовании отчетливой взбросовой структуры с широким возникновением надвиговой складчатости и в переориентировке прототектонических элементов. Взбросовые движения всячего бока сопровождалась образованием скорлуповатых расколов и брекчированием рудных тел, заложением полостей взбросовых разломов и заложением поверхно-

Таблица 2

Последовательность проявления тектонических процессов в пределах рудного поля (от более древних к более молодым)

Этап	Характер проявления подвижек	Типичные структурные образования
Первый	<p>Взбросо-надвиговый (совершался в условиях сжатия по коническим разломам)</p> <p>Сбросо-сдвиговый (совершался в условиях растяжения по коническим разломам)</p>	<p>Пликативные дислокации</p> <p>Образование складчатых структур в рудном теле и подстилающих ийолит-уртигах</p> <p>Образование общей взбросовой структуры всячего бока</p> <p>Разрывные (дизъюктивные) дислокации</p> <p>Блокирование рудных тел</p> <p>Брекчирование рудных тел</p> <p>Образование раннетектонических брекчий</p> <p>Заложение полостей взбросовых разломов в рудном теле</p> <p>Заложение полости главного продольного (конического) разлома и окончательное формирование взбросовой структуры всячего бока</p> <p>Перерастание взбросовой тектоники в сбросовую и опускание всячего бока рудного поля вдоль полости главного продольного (конического) разлома с образованием поздне тектонических брекчий</p>
Второй	Грабено-горстовый (совершался в условиях растяжения по системе радиальных разломов)	Заложение поперечных (радиальных) разломов и перемещение вдоль них отдельных частей рудного поля по типу грабено-горстов

сти срыва вдоль главного конического разлома. С более поздними (сбросовыми) подвижками данного этапа связано перерастание взбросовой тектоники в сбросовую и опускание висячего бока рудного поля вдоль поверхности главного конического разлома с образованием позднетектонических брекчий. Таким образом, первый тектонический этап по времени соответствует периоду формирования апатито-нефелиновых залежей и предопределяет основные тектонические элементы отдельных месторождений.

Со вторым этапом связано образование системы региональных радиальных разломов, расчленивших рудное поле и Хибинский массив на ряд отдельных блоков (грабено-горстов). В результате их воздействия первоначально единое рудное тело было разобщено и перемещено относительно своего первоначального положения. Движения этого этапа нарушают и смешают не только структурные образования первого этапа тектоники, но и самые молодые (дайки) породы. В пространственном размещении разломов первого и второго этапов также устанавливается полное несоответствие: если первые из них проходят вдоль основных структурных элементов рудного поля и Хибинского массива в целом, т.е. являются по ориентировке концентрическими и следуют параллельно кольцевому строению массива, то вторые являются сопряженными с ними и располагаются радиально. Отсюда следует вывод о том, что в процессе формирования Хибинского массива по меньшей мере дважды возникали совершенно различные напряжения, которые привели вначале к образованию системы концентрических и затем радиальных разломов.

Таким образом, если конические разломы формируют только внутреннее строение рудных тел и открывают перспективу поисков их смещенных частей в направлении падения, то система радиальных разломов усложняет структуру всего рудного поля и открывает возможность установления совершенно новых перспективных площадей в связи с грабено-горстовыми подвижками.

### Прототектонические структуры рудного поля

Апатито-нефелиновые тела являются составной частью стратифицированного Хибинского массива. Одной из самых характерных структурных особенностей апатито-нефелиновых месторождений является наличие хорошо выраженных прототектонических структур. Прототектонические структуры представлены в них первично-магматическими текстурами течения (линейностью и полосчатостью). Текстуры линейного параллелизма получили наиболее широкое распростра-

нение на месторождениях и наблюдаются почти во всех без исключения разновидностях руд и пород. Наиболее ярко текстуры этого типа представлены в породах, содержащих в своем составе удлиненные кристаллы пироксенов и апатита, удлиненные линзы мелкозернистого ийолита и ксенолиты вмещающих пород, определенно ориентированных своими длинными осями в пределах рудных тел.

Не меньшее значение в первичных текстурах течения имеют различные случаи сочетаний между линейным и плоскостным параллелизмом. К породам с такого рода текстурами течения можно отнести пятнисто-полосчатые руды, слагающие основную часть богатой зоны месторождения.

Линейные текстуры течения получили в рудном теле и вмещающих породах максимальное распространение. Среди них выделяются следующие группы: а) линейный параллелизм игольчатых кристаллов (эгиринов, эгиринов-авгитов, апатитов); б) линейный параллелизм меланократовых обособлений в апатито-нефелиновых рудах: в породах бедной зоны - линз мелкозернистого ийолита, в породах богатой зоны - скоплений нефелина или эгирина и эгиринов-авгитов; в) линейный параллелизм шпиров уртита и ксенолитов вмещающих пород в рудном теле.

Типичными представителями пород с линейным параллелизмом линзочек мелкозернистого меланократового ийолита являются линзовидно-полосчатые и сетчатые руды. Вытянутость линзочек отвечает общему направлению движения; все они располагаются линейно-параллельно друг другу. Контуры меланократовых линзочек, как правило, ровные и четкие, размеры их весьма непостоянны. На одних участках они бывают вытянуты в линзообразные полоски до 5-7 см длиной и 0,5-1,0 см толщиной; в других случаях меланократовые линзочки более коротки (от 0,5 до 3,0 см в длину) и значительно раздуты по мощности. В линзовидно-полосчатых рудах очень хорошо заметно обтекание более мелкими линзочками более крупных по размерам.

Линейные текстуры течения в пятнисто-полосчатых рудах выражены по-разному: в одном случае пятна вытянуты в линии, в других они обусловлены наличием полос уртита и в третьих - тонкой полосчатостью, выраженной чередованием уртитовых и апатитовых полос. В пятнисто-полосчатых рудах также наблюдается обтекание более крупных меланократовых образований более мелкими (рис. 2). Шпирообразные включения уртита или ийолита иногда имеют очень причудливую форму, напоминающую головастиков.

В этом случае в направлении движения от шпирообразного включения вытягивается полоса, залегающая совершенно согласно с направлением полосчатости в пятнисто-полосчатой руде, вмещающей шпир. Иногда можно наблюдать отделение от более крупных шпиров целой серии полос (рис. 3).

Первичные текстуры течения вмещающих (в основном подсти-

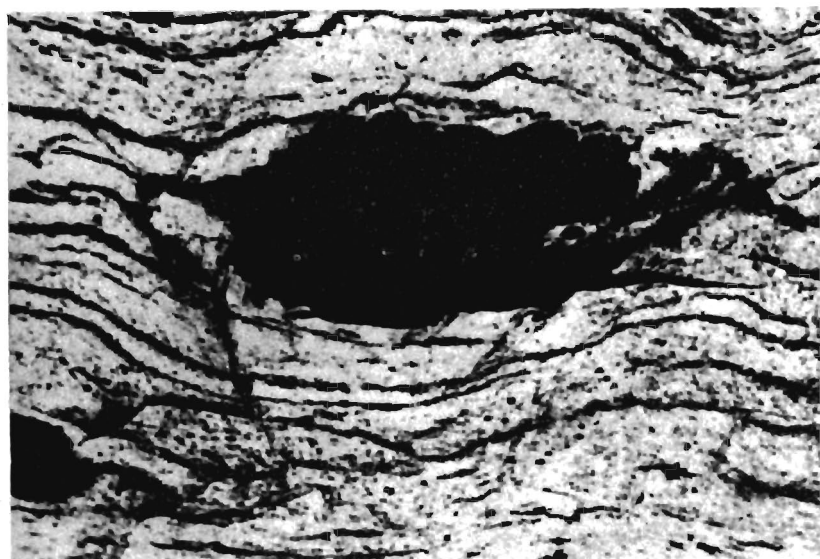


Рис. 2. Характер обтекания крупного шпироподобного включения уррита меланократовыми образованиями в пятнисто-полосчатых рудах (месторождение Кукисвумчорр).

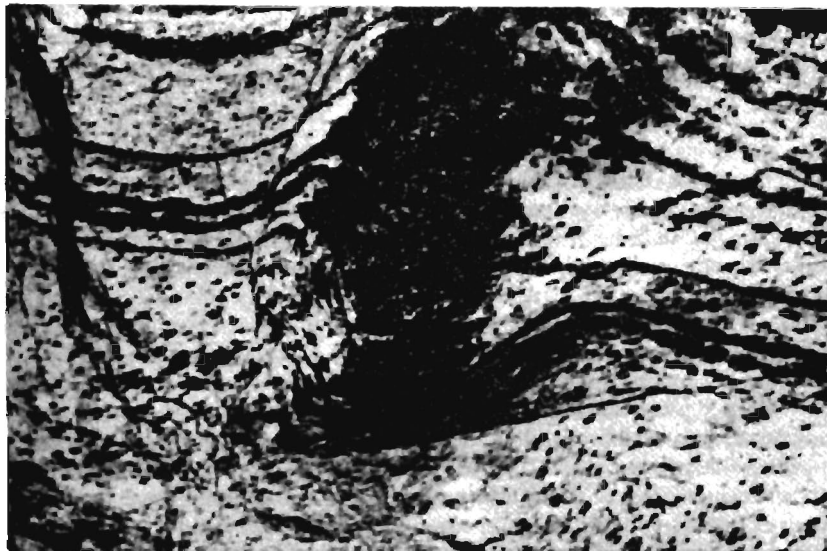


Рис. 3. Отделение полос (слоев течения) от шпир уррита неправильной формы в пятнисто-полосчатых рудах (месторождение Кукисвумчорр).

ляющих) пород ийолит-уртитового комплекса характеризуются линейным параллелизмом игольчатых кристаллов эгирина и эгирина-авгита. На таких участках породы становятся явно трахитоидными с прекрасно выраженной линейной ориентировкой кристаллов пироксена: трахитоидный ийолит, трахитоидный уртит, трахитоидный малиньит и т. д.

В крупноблоковых рудах, так же как и в линзовидно-полосчатых, наблюдается линейно-параллельная ориентировка линз мелкозернистого меланократового ийолита. Помимо этого, в них наблю-

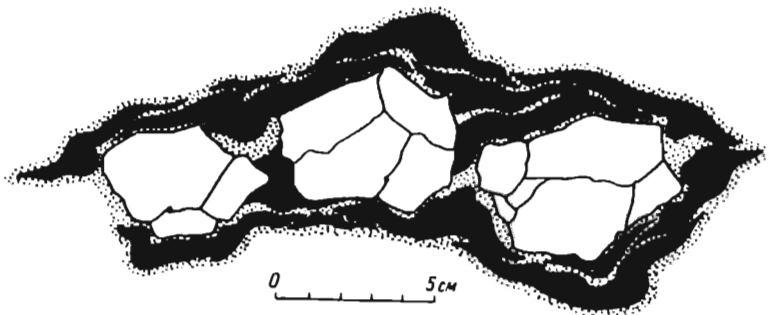


Рис. 4. Обтекание фенокристаллов нефелина линзочками меланократового мелкозернистого ийолита в крупноблоковых рудах (месторождение Кукисвумчорр).

дается плоско-параллельная ориентировка цепочек „блоков“ кристаллов нефелина. Блоки нефелина имеют размеры от 2-4 до 5-6 см в поперечнике и состоят из одного или нескольких кристаллов нефелина; цвет их обычно зеленовато-серый или бутылочно-зеленый. Контуры блоков угловатые, реже округлые. Они обтекаются линзами мелкозернистого ийолита (рис. 4).

В пределах рудного тела выделяется два типа полосчатости (плоскостных текстур течения) — макрополосчатость и микрополосчатость.

Макрополосчатость представлена чередованием сравнительно мощных слоев различных типов алатито-нефелиновых руд, прослеживающихся на большие расстояния как в направлении простирания, так и по падению. Для них характерна выдержанная мощность, измеряемая десятками метров. Закономерное положение макрополосчатости нарушается только на участках развития дизъюнктивных структур.

Так, например, в богатой зоне рудного тела наблюдается повсеместно чередование отдельных макрополос пятнистых и пятни-



сто-полосчатых руд. Мощность их — от нескольких десятков сантиметров до десяти и более метров. В бедной зоне рудного тела макрополосчатость выражена еще более отчетливо: здесь по разрезу сверху вниз на ненарушенных участках наблюдается закономерная смена одних типов руд другими. Столь закономерное проявление макрополосчатости позволило в практике разведочных и эксплуатационных работ выделить вполне определенные горизонты, закономерные повторяющиеся в разрезах и играющие роль маркирующих.

В бедной зоне рудного тела сверху вниз выделяются следующие основные горизонты, обусловленные макрополосчатостью: гори-

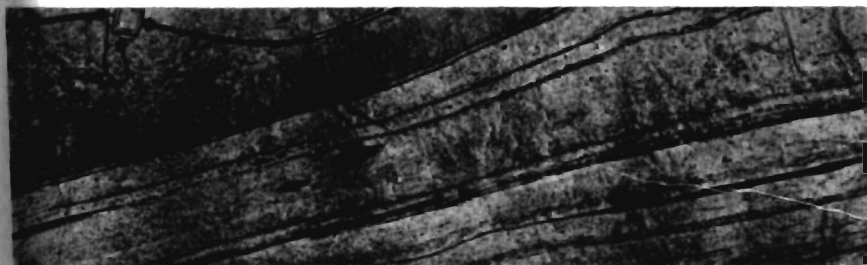


Рис. 5. Чередование пятнистых и пятнисто-полосчатых руд (месторождение Юкспор, орт 16).

зонт сетчатых руд мощностью 5–20 м; верхний горизонт линзовидно-полосчатых руд мощностью 50–100 м; горизонт крупноблоковых руд мощностью 10–40 м; нижний горизонт линзовидно-полосчатых руд мощностью 30–80 м; горизонт сетчатых, полосчатых руд и уртыта с апатитом мощностью 10–30 м. Эти горизонты прослежены в разрезах и планах по всем месторождениям, где длина их по падению достигает многих сотен метров, а в направлении кольцевой структуры рудного поля — десятков километров.

Микрополосчатость представлена тонкой расслоенностью в пределах каждого макрослоя (горизонта). В рудах бедной зоны микрополосчатость выражена значительно лучше, чем в богатой. Сочетание макро- и микрополосчатости и их структурно-пространственное соподчинение свидетельствуют о сложности формирования первично-магматических текстур течения.

Микрополосчатость в рудном теле представлена чередованием слоев, отличающихся друг от друга количественно-минералогическим составом или полосчатым расположением меланократовых пятен. В рудах бедной зоны полосчатость наиболее тонкая и представлена или переслаиванием линз мелкозернистого ийолита, вытянутых в одну линию с апатито-нефелиновыми прослоями, или тончайшим переслаиванием уртитовых и апатитовых прослоев. В богатой зоне

рудного тела наряду с микрополосчатыми встречаются породы, лишенные внешних признаков следов течения. К данному типу относятся пятнистые руды.

По характеру наблюдаемой микрополосчатости плоскостные текстуры в породах обусловлены как ламинарными (рис. 5), так и турбулентными движениями. В случае ламинарного движения слоев течения очень выдержанны: отдельные темные и светлые полосы одинаковы по мощности и закономерно переслаиваются друг с другом без перерывов. Наличием турбулентных движений объясняются нарушения спокойного поведения слоев. Они начинают резко изменяться по мощности, обрываться, выклиниваться, образовывать всевозможные изгибы, раздувы и пережимы, теряя ориентировку в пространстве и относительно друг друга. Текстуры, обусловленные ламинарными и турбулентными движениями, присутствуют одновременно и незаметно переходят одна в другую, причем турбулентные движения имели место главным образом при формировании богатой зоны рудного тела.

Микрополосчатые текстуры в обеих зонах рудного тела, там, где они не нарушены тектоническими процессами и не осложнены турбулентными формами, соподчинены с пространственным положением макрополосчатости, образующей определенные горизонты в его пределах. Наличие микрополосчатости и соподчинение ее (конформность) с макрополосчатостью дают возможность с определенной уверенностью прибегать к методу реконструкции при структурном анализе, так как в подавляющем большинстве случаев мощности горизонтов несоизмеримы с размерами участков наблюдений, которыми являются скважины и горные выработки. Это обстоятельство позволяет производить структурную оценку имевших место тектонических процессов и определение их основных элементов, методика производства которых изложена ниже.

### Складчатые структуры рудного поля

На месторождениях апатито-нефелиновых руд широко распространены складчатые структуры. Процессами складкообразования захвачены обе зоны рудного тела и подстилающие уртиты.

Складчатость в бедной зоне рудного тела более крупна и закономерна, нежели в богатой. Складчатые структуры здесь проявлены очень широко, захватывая ее местами на всю мощность. Чаще всего это нормальные симметричные складки с размахом крыльев в 20-40 м и с пологим наклоном их в разные стороны под углом

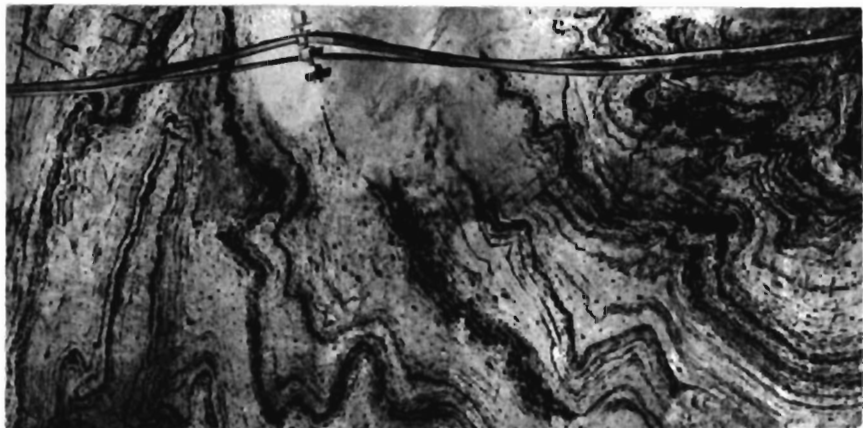


Рис. 6. Изоклиная вертикальная складка в богатой зоне рудного тела (месторождение Кукисвумчорр, буровой орт 3/2, гор. +322 м).

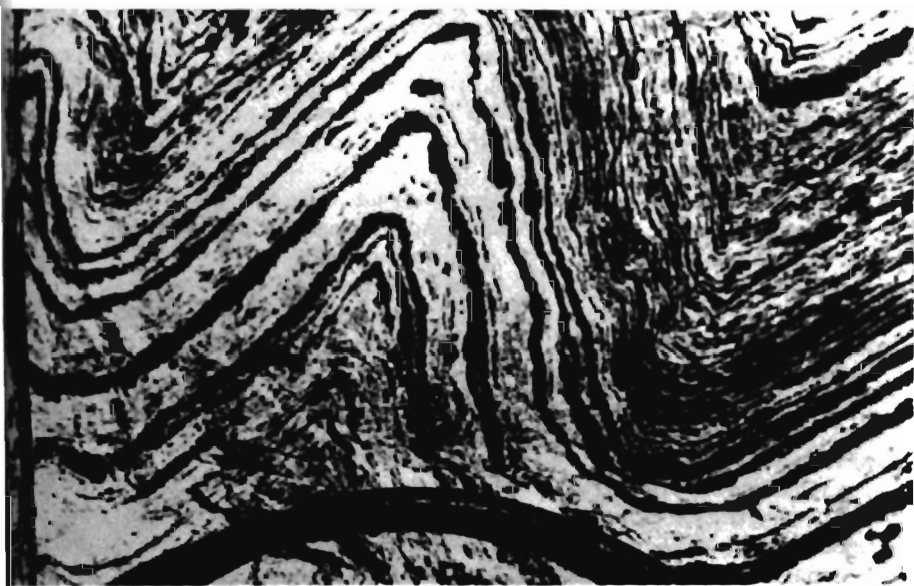


Рис. 7. Вертикальная складка в богатой зоне рудного тела (месторождение Кукисвумчорр, орт 5, гор. +392 м).

от 5 до 10–20°. Реже встречаются асимметричные складки, приуроченные к плоскостям дизъюнктивных нарушений, что наводит на мысль о взаимосвязанности этих процессов. Такое предположение тем более вероятно, что с удалением от плоскости дизъюнктивного нарушения складчатость постепенно начинает принимать свои нормальные структурные формы.

В богатой зоне рудного тела складчатость имеет свои специфические черты. Для нее характерными являются складки волочения. Наиболее интенсивно такого вида складчатость развита вдоль тектонического контакта между бедной и богатой зонами, постепенно (качественно и количественно) уменьшаясь в сторону верхнего контакта рудного тела. Необходимо отметить, что в богатой зоне рудного тела очень трудно установить и выделить участки с первоначальными, неизменяемыми элементами складчатых структур; все они, как правило, в той или иной степени сдвинуты относительно своего первоначального положения или осложнены последующими тектоническими процессами.

Складчатость рудного тела и подстилающих пород конформна. По морфологическим признакам выделяются следующие разновидности складок: вертикальные, наклонные, флексуобразные, параллельные и изоклинальные (рис. 6, 7). Генетически складчатые структуры относятся к складкам волочения, образование которых вызвано общим взбросовым движением всякого бока рудного поля. В результате этого процесса на всех месторождениях устанавливается отчетливая взбросовая структура, характеризующаяся надвигом всякого бока на повернутое крыло со стороны лежащего (рис. 8).

Мелкие складки волочения чаще всего развиваются вдоль пограничной зоны между крупными складчатыми структурами и плоскостями взбросов, вдоль которых происходили подвиги. Зоны развития мелких складок волочения обладают некоторыми особенностями. Вдоль полостей надвигов и взбросов в этих зонах обычно наблюдаются следы движений в виде разрывов и смятий, образований микроскладчатости, опрокидываний ранее образовавшихся складок. Резкого перехода от складчатых структур к недеформированным пятнисто-полосчатым рудам нет, переход этот постепенный.

Для месторождений апатито-нефелиновых руд характерным является зональное расположение складчатости в плане. Эти зоны располагаются относительно простирания рудного тела под углом в 30°, причем оси складчатых структур ориентированы параллельно простиранию складчатых зон. Оси складчатых структур богатой, бедной зоны и подстилающих пород имеют одинаковую ориентировку и как бы взаимное продолжение. Отсюда становится понятным, что такая схема складчатости может быть вызвана только одноименными движениями. При этом одноименность здесь надо понимать не как совпадение во времени в процессах складкообразования в богатой и бедной зонах рудного тела, а как одинаковый характер и на-

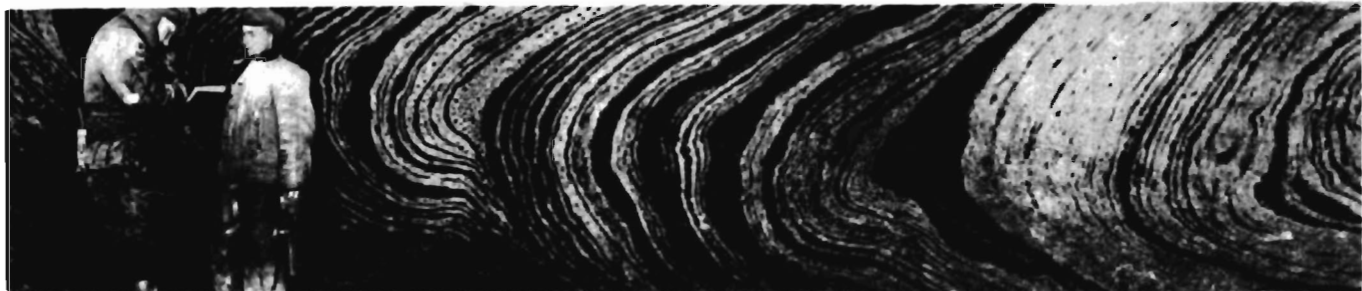


Рис. 8. Складка волочения в богатой зоне рудного тела (месторождение Кукисвумчорр).

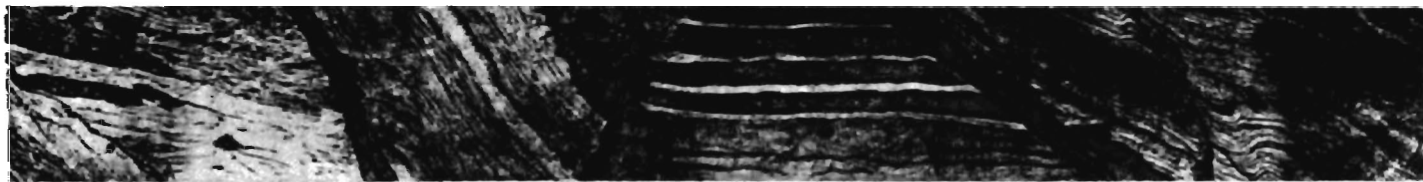


Рис. 9. Глыбовые расколы в богатой зоне рудного тела (месторождение Кукисвумчорр).

правление имевших место передвижек во взбросовую тектоническую фазу. Это обстоятельство в свою очередь свидетельствует о том, что на протяжении всего времени формирования рудного тела взбросовый тектонический этап сохранил общий (неизменяемый) план деформаций.

Отличительной особенностью складчатых структур на отдельных месторождениях является их несколько различная пространственная ориентировка при сохранении единого плана в каждом из структурных блоков относительно простираения рудных тел. Данная закономерность отчетливо проявляется при структурном анализе складчатых образований по всей длине Кукисвумчорр-Юкспор-Расвумчоррского апатито-нефелинового рудного поля и объясняется размещением апатито-нефелиновых месторождений вдоль ийолит-уртитовой дуги в Хибинском массиве, имеющем кольцевое строение.

Как показали данные разведки и эксплуатации, с глубиной интенсивность складчатости возрастает, сохраняя присущие ей особенности, а проявление складчатости не только в рудном теле, но и в подстилающих породах, как мы уже отмечали выше, свидетельствует об обширности и значительности процессов складкообразования в Хибинском массиве (во взбросо-надвиговый тектонический этап).

Исходя из форм складок, их размеров и положения в пространстве можно заключить, что тектонические процессы были более спокойными и плавными в первоначальный период возникновения месторождений, становясь более динамичными к концу его формирования. Это хорошо заметно при прослеживании складчатости в различных по возрасту комплексах от более древних к более молодым. Так, например, спокойная складчатость бедной зоны и подстилающих уртитов сменяется зональной, более разнообразной и более интенсивной складчатостью в более молодой по возрасту богатой зоне. Зональное расположение складчатых структур в богатой зоне и ее более интенсивный характер свидетельствуют о том, что напряжения, которые привели к образованию пологой складчатости в бедной зоне и действовали в процессе ее становления, позднее сменились локальными подвижками, совершавшимися в участках развития складчатых зон.

### Конические разломы рудного поля

К системе конических разломов мы относим нарушения первого тектонического этапа, которые связаны со взбросовыми и сбросовыми движениями всяческого бока рудного поля. Эти нарушения предшествовали во времени радиальным разломам и играли роль

факторов, предопределяющих современное строение и морфологию рудных тел в направлении падения, т.е. на глубоких горизонтах. С коническими разломами связаны важные для практики прогнозные вопросы поисков смещенных частей рудных тел в направлении падения. Нами установлена определенная последовательность развития конических разломов от начальной до конечной стадии в соответствии со взбросовыми и сбросовыми движениями висячего бока.

Для конических разломов характерна общность ориентировки вдоль кольцевой структуры рудного поля и направление падения к центру массива под более крутыми углами, чем падение апатито-нефелиновых залежей. Возникновение этих разломов отражает дальнейшее развитие месторождений как в период их становления, когда основная масса апатито-нефелиновых руд была способна к пластическим деформациям, перераставшим затем в разрывные нарушения, так и в период, когда закончилось формирование ийолит-уртитовой интрузии и связанных с ней апатитовых месторождений, но план деформаций существенно не изменился. Таким образом, процесс формирования современной структуры рудных тел необходимо рассматривать гораздо шире и не заканчивать его непосредственным становлением самих залежей, а продолжать его и за пределами магматического периода в связи с заложением системы конических разломов, усложняющих их послемагматическую морфологию, как этапы единого процесса.

К более раннему периоду этого процесса относится формирование всей внутрирудной тектоники (складчатых образований и взаимообусловленных с ними внутрирудных разрывов, блокировки рудных тел, брекчирования их и т.д.). Отсюда верхняя возрастная граница проявления раннемагматической тектоники очерчивает такой период развития месторождений, когда все деформации совершались только в пределах рудных тел в процессе их становления, не выходя за их границы как во времени, так и в пространстве.

Конические разломы позднемагматической тектоники отражают дальнейшее развитие этого единого процесса в период, когда закончилось формирование ийолит-уртитового комплекса и связанных с ним апатито-нефелиновых месторождений. Характерными чертами данного периода являются унаследование более поздними движениями разломов раннемагматической тектоники, развитие подвижек за пределы распространения рудных тел и перемещение их отдельных частей. Таким образом, нижний возрастной предел деформаций позднемагматического этапа определяется наложением их на уже существующие апатитовые тела и смещениями с выходом во вмещающие породы.

Разломы взбросовой тектоники формировались в определенной последовательности, которая устанавливается на основе наблюдаемых взаимных пересечений. Взбросовая тектоника началась в обстановке общего сжатия, о чем свидетельствует широкое развитие

складчатых структур и глыбовых расколов и затем переросла в начале в небольшие по масштабам подвижек взбросо-надвиговые разрывы в рудном теле и после этого в главный конический разлом. К разломам взбросо-надвиговой тектоники относятся глыбовые расколы, брекчии, поверхности срыва в рудном теле (взбросо-надвиги) и полость главного конического разлома. Именно взбросо-надвиговыми подвижками всяческого бока вдоль поверхности главного конического разлома и закончился данный тектонический этап.

Глыбовые расколы в рудном теле являются одним из самых ранних проявлений дизъюнктивной тектоники. Широкое их развитие вызвало глыбовое строение рудных тел, особенно богатой зоны, где первоначально сформировавшиеся участки в ненарушенном залегании сохранились только в пределах отдельных глыб (рис. 9). Глыбовые расколы имеют самую случайную ориентировку в пространстве и ограничивают глыбы всевозможных размеров от нескольких до 80-100 и более метров в поперечнике. Поверхности глыбовых расколов имеют скорлупообразную неровную форму. Очень часто отдельные блоки „спекаются“ друг с другом без какой-либо породы выполнения вдоль полости шва. Иногда шов между такими глыбами заполняется ийолитом. Часто можно наблюдать, что полосчатость, примыкающая непосредственно к плоскости глыбового раскола, с обеих или с одной из сторон сминается в мелкую складчатость. Нередко полосчатость в отдельных глыбах ориентирована произвольно относительно друг друга и своего первоначального положения. Столь широко развитая система глыбовых расколов позволяет считать богатую зону рудного тела не монолитным выдержанным геологическим телом, а более сложным по строению образованием, представленным серией „спекшихся“ (соприкасающихся) друг с другом глыб как в направлении падения, так и по простиранию.

Зоны развития глыбовых расколов на некоторых участках месторождений распространены очень широко. По простиранию они прослежены на многие сотни метров, а по падению — на всю вскрытую горными выработками часть рудных тел до 200-400 м ниже дневной поверхности.

Брекчии в рудном теле широко распространены на всех месторождениях. Тела брекчий с небольшими перерывами или через незначительные по мощности проводники прослежены по всей длине рудного поля. Брекчии образуют жиллообразные секущие тела с раздувами, пережимами и апофизами во вмещающие породы. Мощность их колеблется от нескольких до 50 и более метров (рис. 10). Ксенолиты в брекчиях имеют размеры от нескольких сантиметров до сотен метров и представлены всеми разновидностями апатито-нефелиновых руд. Распределение ксенолитов в цементе неравномерное; они образуют или большие скопления неправильной формы, или собираются в вытянутых в направлении простирания и



падения зонах (полосах). В последнем случае устанавливается слабая ориентировка ксенолитов по форме именно в направлении таких полос или зон. Контакты брекчий с вмещающими их апатито-нефелиновыми рудами резкие (отчетливые) и, как правило, секущие.

Сходство вещественного состава пород выполнения глыбовых расколов в рудном теле и цементе брекчий не позволяет отрывать их образование во времени; по всей вероятности, это был единый процесс, обусловленный взбросовым движением всякого бока руд-

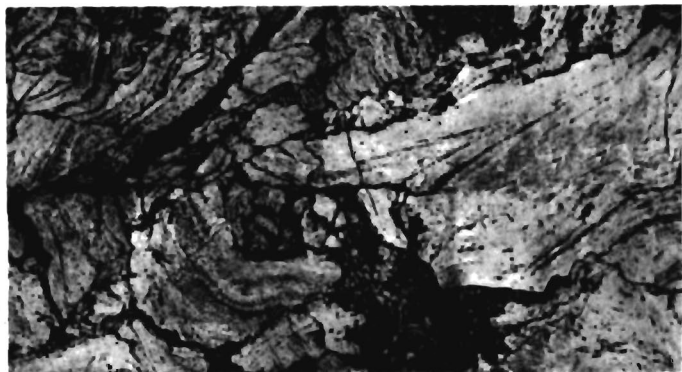


Рис. 10. Брекция в богатой зоне рудного тела (месторождение Кукисвумчорр).

ного поля. Этот процесс развивался последовательно, когда в результате изменения характера движений более ранние его структурные элементы нарушались и смешались более поздними подвижками. Однако на протяжении всего процесса минерализация разломов существенно не изменялась и соответствовала ийолит-уртитовому типу пород.

Взбросо-надвиговые нарушения в рудном теле являются дальнейшим развитием дизъюнктивной тектоники; они нарушают и смещают все ранее созданные элементы данного этапа. Среди взбросо-надвигов бедной зоны выделяются две разновидности: пологопадающие (с углом падения  $10-45^\circ$ ) и крутопадающие (с углом падения  $45-70^\circ$ ). В плане обе эти разновидности имеют общую ориентировку. Количественно на месторождениях преобладает пологопадающая система взбросов с углами падения от  $20-35$  до  $45^\circ$ . Мощность полостей расколов изменяется от нескольких сантиметров до  $1,5-2,0$  м. Края их ровные или слегка волнистые; крутопадающая система взбросов отличается наличием более неровных поверхностей, при этом чаще нарушается лежащее крыло взбросов.

Амплитуды перемещения вдоль плоскостей взбросо-надвигов

невелики – порядка 10 м. Поэтому они чаще всего вызывают несогласное залегание отдельных текстурных разновидностей руд и пород только внутри зоны. Эти несогласия выражаются в том, что отдельные стратиграфические горизонты, входящие в строение бедной зоны рудного тела в определенной последовательности, оказываются смещенными относительно своего первоначального положения

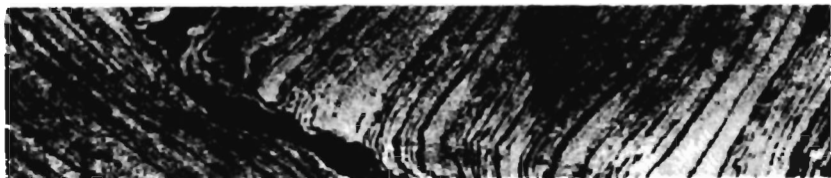


Рис. 11. Взбросо-надвиг в богатой зоне рудного тела (месторождение Кукисвумчорр).



Рис. 12. Взбросо-надвиг в бедной зоне рудного тела (месторождение Юкспор).

Несогласное залегание вдоль полостей взбросо-надвигов может быть нескольких видов: внутри самого горизонта (если амплитуда перемещения не превышает его мощности), двух смежных горизонтов (если амплитуда перемещения равна мощности горизонтов) и горизонтов, не находящихся в соприкосновении до нарушения (если амплитуда перемещения значительно превышает их мощности).

Все разломы взбросо-надвиговой тектоники ориентированы косо (под углом в среднем около  $30^\circ$ ) относительно простирания рудных тел. Появление закономерно повторяющейся серии взбросо-надвигов вызвало расчленение рудных тел на ряд блоков, взброшенных друг на друга в направлении общего взбросового движения всяческого бока. Размеры таких блоков определяются частотой проявления разломов взбросо-надвиговой тектоники.

Взбросо-надвиговые разломы в богатой зоне рудного тела

в силу ее более мобильного (пластичного) состояния сопровождались широко развитыми складками волочения вдоль тектонических швов и смятием полосчатости. В отличие от более или менее прямых или плавно изогнутых разломов бедной зоны последние имеют сильно извилистый характер (рис. 11, 12).

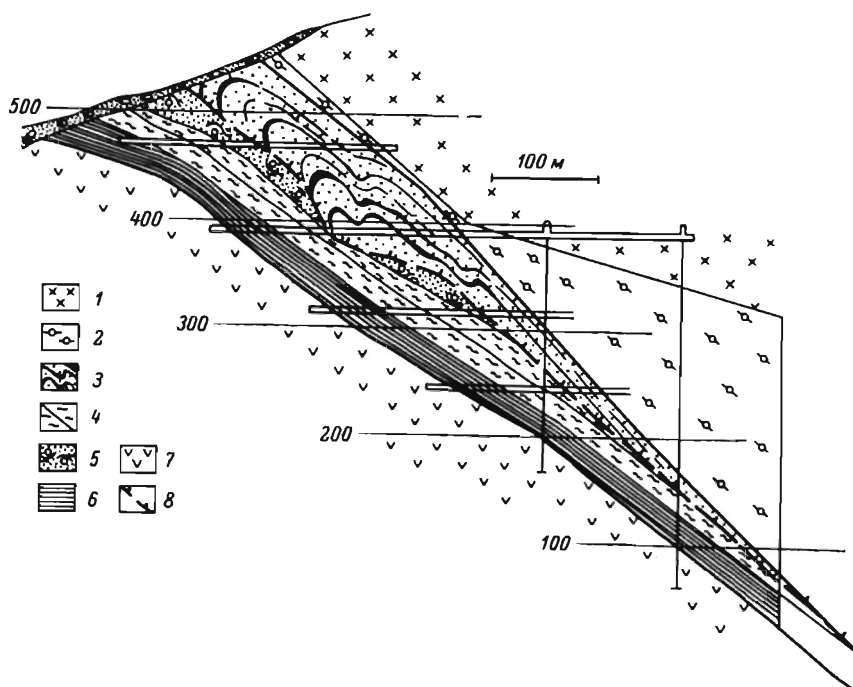


Рис. 13. Надвиговая структура висячего бока рудного поля (месторождение Кукисвумчорр).

1 – рискорриты; 2 – ийолит-малиньбиты; 3 – богатая зона рудного тела; 4 – линзовидно-полосчатые руды; 5 – крупноблоковые руды; 6 – полосчатые, сетчатые руды; 7 – уртиты; 8 – полость главного конического разлома.

Вещественный состав пород выполнения взбросовых разломов идентичен ийолит-уртитам, выполняющим глыбовые расколы и цементирующим рудные обломки в брекчиях. Данное обстоятельство свидетельствует о том, что минерализация конических разломов существенно не менялась на протяжении всего времени их формирования.

Главный конический разлом является результатом перерастания мелких подвижек в рудном теле в единую поверхность срыва, которая прослежена без перерыва по всей разрабатываемой части рудного тела на длине более 12 км. Этот разлом представлен наиболее отчетливо на границе между зоной богатых и бедных руд; по всей его длине прослеживается очень хорошо выраженная надвиговая структура (рис. 13). При этом на границе между зонами отчетливо устанавливается поверхность срыва, соответствующая полости главного конического разлома. В результате срыва и смещения всякого бока рудного тела в направлении взбросо-сдвига в разрезе рудных тел возникает несоответствие складчатости и более ранних дизъюнктивных структур по обе стороны нарушения. Главный конический разлом проходит в направлении простирания рудного поля и рудных тел, срезает их в направлении падения под более крутым углом и его формированием заканчивается взбросовый тектонический период образования конических разломов.

Разломы сбросовой тектоники отражают последующую эволюцию в развитии тектонических подвижек, которые совершались уже в условиях растяжения и сопровождалась опусканием всякого бока вдоль полости главного конического разлома. Эти движения развивались по направлениям, заложенным во взбросо-надвиговую фазу, но с диаметрально противоположным знаком, на что указывает ряд признаков, а именно: тектоническое налегание вышерасположенных пород на нижележащие, опущенный всячий бок нарушения, волочение пород в контактах, повышенная мощность выполнения вдоль крутопадающих участков разломов, перемещение вниз по отношению к лежачим крыльям оторванных блоков пород, появление в брекчиях обломков, привнесенных из вышерасположенных участков. Г.М. Вировлянский и др. (1965) в качестве основного структурного элемента рудного поля в этот период был выделен конический разлом вдоль его всячего бока, протянувшийся от Кукисвумчорра до Плато Расвумчорр. По их мнению, он представлен протяженной тектонической зоной, залеченной серией интрузивных пород, последовательно внедрившихся в период, когда апатитовая залежь уже сформирована. Одним из проявлений этого разлома в зоне верхнего контакта рудного тела является протяженная полоса брекчий, которая с перерывами прослеживается на всей длине рудного поля. Кроме брекчий, здесь присутствуют породы молодых интрузий – ювитов, малиньитов, сфеновых ийолитов, ийолитов с апатитом и луявритов. Такая неоднородность и многочисленность магматического выполнения разлома должна рассматриваться как свидетельство неоднократного возобновления подвижек, происходивших вдоль всячего бока апатитовой залежи в позднемагматический период.

Однако новые данные, полученные за последнее время при крупномасштабном геологическом картировании в подземных горных выработках, и данные глубокой буровой разведки Хибинской ГРП за-

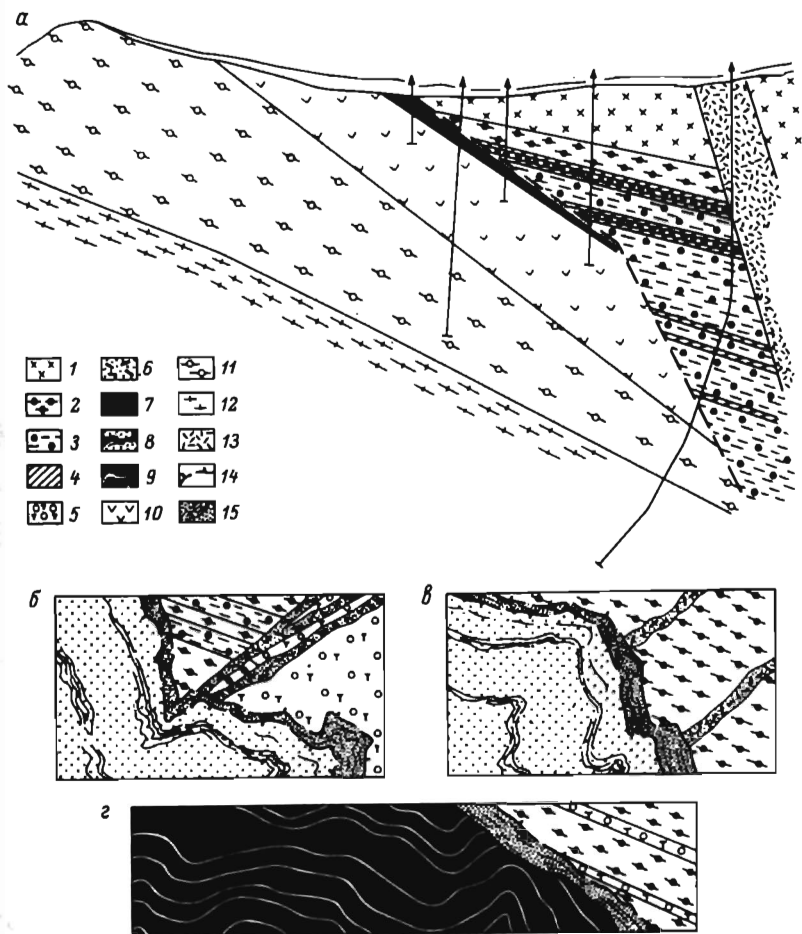


Рис. 14. Смещение послерудных интрузивных комплексов вдоль поверхности главного конического разлома.

а - разрез через Юкспорлакский перевал (по данным геологов Хибиногорской ГРП); б-г - тектонические контакты между рудным телом и покрывающими породами. Для а-г: 1 - рисчорриты, 2 - малиньиты, 3 - трахитоидные полевошлатовые ийолиты, 4 - мельтейгиты, 5 - сфеновые ийолиты, 6 - пегматиты, 7 - рудное тело, 8 - пятнисто-полосчатые руды, 9 - линзовидно-полосчатые руды, 10 - уртиты, 11 - трахитоидные ийолиты, 12 - хибиниты, 13 - льявочорриты, 14 - главный конический разлом, 15 - разгнейсованная полоса апатито-нефелиновых руд вдоль поверхности главного конического разлома.

ставляют предполагать, что история развития зоны главного конического разлома была еще более сложной. Она не ограничивалась последовательным наложением друг на друга все более молодых комплексов пород (интрузий), контролирующих разломы, но развивалась далее, вплоть до их смещения.

На рис. 14, а приведен разрез, где весьма отчетливо вырисовывается несогласное прилегание пород висячего и лежащего бока к поверхности нарушения. При этом несогласное прилегание (т.е. прилегание „впритык“) образуют именно молодые послерудные расслоенные или трахитоидные комплексы малиньит-ийолитов, которые должны были бы пересекать весь разрез. Жильные тела мельтейгитов, располагающиеся в плоскостях стратификации малиньит-ийолитового комплекса, также обрываются у границы разлома и еще более подчеркивают несоответствие в строении висячего и лежащего боков рудного поля.

Наблюдения по специально пройденным выработкам на участке, где поверхность главного конического разлома является непосредственным контактом между рудным телом и молодой интрузией малиньитов, показывают совершенно иные взаимоотношения. На рис. 14, б-г видно, что полость нарушения срезает трахитоидность малиньитов, ийолитов и сфеновых ийолитов, при этом срезание хорошо заметно по несогласному прилеганию переслаивающихся пород к поверхности нарушения. Таким образом, здесь явно тектонические взаимоотношения, свидетельствующие о более молодом возрасте главного конического разлома по отношению к молодым интрузиям.

Разлом представлен неровной извилистой полостью мощностью от 0,5 до 2,5 м. При этом установлено, что малиньиты и ийолиты не испытывают пластических деформаций и просто срезаются нарушением, а апатитовые руды приспособляются к неровностям поверхности нарушения в виде зон пластического сжатия или глыбовых расколов у наиболее крупных и резких извилин полости нарушения (рис. 15). Породы выполнения главного конического разлома не отличаются от пород выполнения разломов взбросовой тектоники. Здесь встречаются те же самые породы: полевошпатовые и пегматонидные уртиты и ийолиты, порфиرويدная апатито-нефелиновая порода, сфенсодержащие ийолиты, т.е. породы комплекса ийолит-уртитов. Период формирования конических разломов от начальных до конечных этапов развития по времени соответствовал периоду становления интрузии ийолит-уртитов. Даже изменение условий их формирования (перерастание взбросовых движений в условиях сжатия в сбросовые движения в условиях растяжения) не повлекло за собой изменения вещественного состава пород и появления другой, значительно отличающейся от них группы минеральных образований.

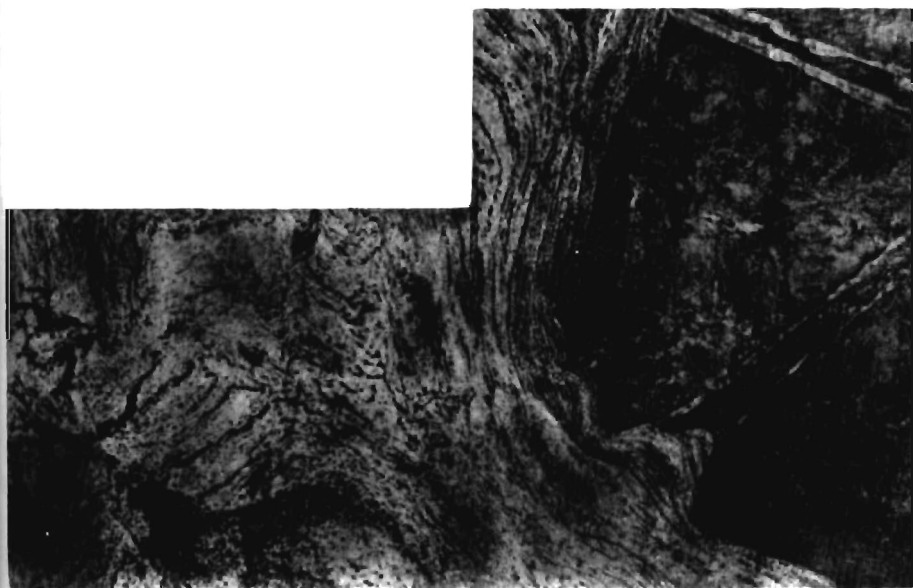


Рис. 15. Нарушение вдоль главного конического разлома (см. рис. 14, б).

#### Радиальные разломы рудного поля

Образование системы радиальных разломов связано во времени со вторым тектоническим этапом. Вдоль их поверхностей устанавливается смещение и нарушение всех структурных элементов, созданных в результате подвижек по коническим разломам. Наличие системы радиальных разломов предопределило грабено-горстовый характер строения рудного поля, где отдельные блоки шириной от нескольких до 10 км и более перемещены относительно друг друга. Об этом свидетельствуют многие факты геологического характера: несогласное прилегание (впритык) разновозрастных комплексов магматических пород вдоль нарушений в плане и разрезах, устанавливаемые факты их смещения, наличие мощных зон дробления пород вдоль направлений линий радиальных разломов, наличие в зонах разломов своеобразной минерализации и др.

Радиальные разломы изучались нами на протяжении более 10 лет с помощью специально запроектированных автором разведочных работ и геологических съемок с поверхности. В пределах Хибинского массива выделено шесть зон радиальных разломов (рис. 16): Куисвумчоррский ( $R_1$ ), Поачвумчоррский ( $R_2$ ), Куэльпорский ( $R_3$ ),

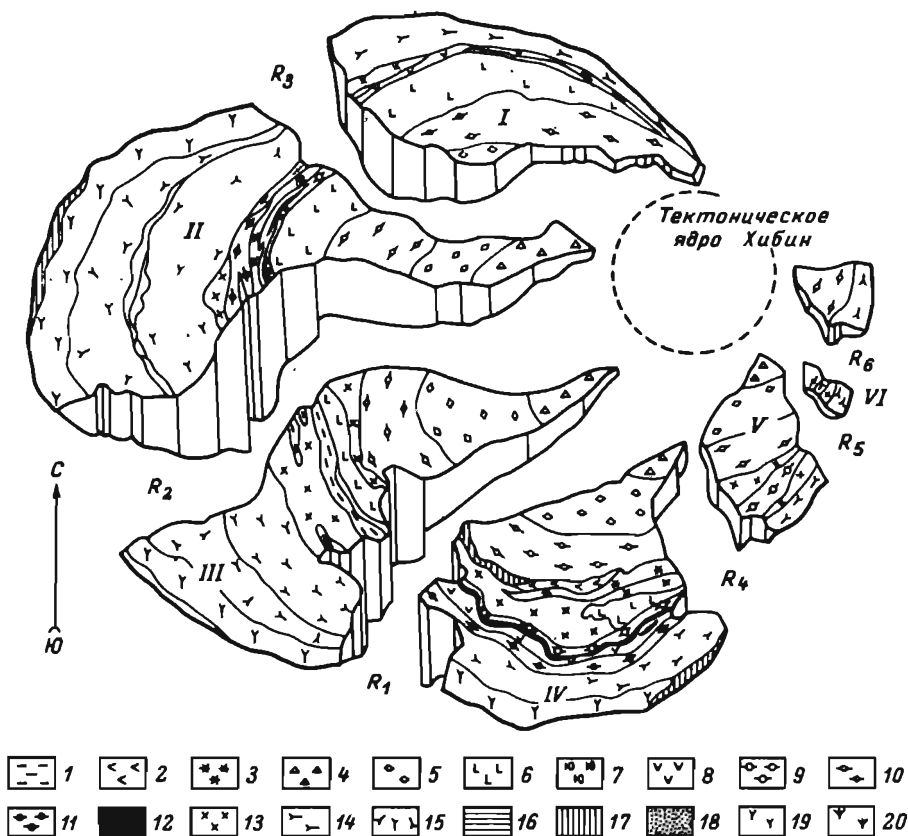


Рис. 16. Схема грабено-горстового строения.

1 - малиньит-луавриты; 2 - разнейсованные рисчорриты; 3 - зоны смятия; 4 - роговообманковые фойяиты; 5 - массивные фойяиты; 6 - лавчорриты; 7 - ювиты; 8 - уртиты; 9 - надрудные ийолиты; 10 - трахитоидные фойяиты; 11 - подрудные ийолиты; 12 - рудные тела; 13 - рисчорриты; 14 - трахитоидные хибиниты; 15 - массивные хибиниты; 16 - ромбен-порфиры; 17 - нефелиновые сиениты краевых фаций; 18 - сиенитизация щелочная; 19 - грубозернистые хибиниты; 20 - роговики; разломы: Кухисвумчоррский ( $R_1$ ), Поачвумчоррский ( $R_2$ ), Кузьулпорский ( $R_3$ ), Суолуайвский ( $R_4$ ), Ньоркпахский ( $R_5$ ), Коашкарский ( $R_6$ ); блоки: Суолуайвский (I), Малоудьяврский (II), Кузьулпорский (III), Центральный (IV), Ньоркпахский (V), Коашкарский (VI).



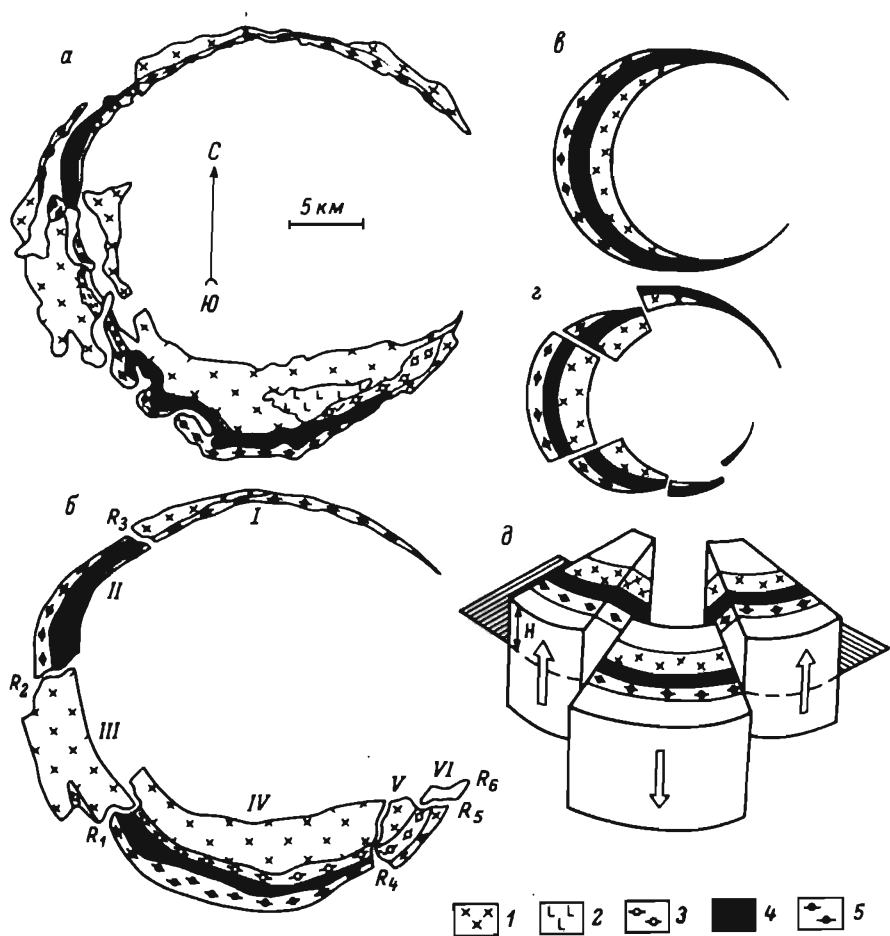


Рис. 17. Схема движения блоков.

а - карта рудного поля; б - срез рудного поля на отметке +200 м с нанесением разломов; в - схема рудного поля; г - передвижение блоков в плане; д - принципиальная схема передвижения блоков по вертикали. Для а-д: 1 - рихсчорриты, 2 - лявочорриты, 3 - надрудные трахитоидные ийолиты, 4 - уртиты и апатито-нефелиновые руды, 5 - подрудные ийолиты; остальные обозначения см. на рис. 16.

Суолауйвский ( $R_1$ ), Ньоркпахкский ( $R_5$ ) и Коашкарский ( $R_6$ ). Между разломами располагаются относительно переместившиеся блоки (грабено-горсты): Суолауйвский (I), Маловудьяврский (II), Куэльпорский (III), Центральный (IV), Ньоркпахкский (V) и Коашкарский (VI).

Впервые достоверность радиальных разломов была подтверждена специальной разведкой на северном фланге Кукисвумчоррского месторождения, которая не подтвердила постепенного выклинивания рудного тела в направлении простираия, как это предполагали по результатам детальной разведки. Вновь полученные данные показали, что продолжение Кукисвумчоррского рудного тела по простираию на север ограничено поверхностью поперечного разлома. Вдоль поверхности этого разлома со стороны висячего и лежащего боков соприкасаются различные породы. Со стороны висячего бока нарушения к разлому несогласно прилегает серия малиньит-мельтейгитовых пород с жильобразными телами среднезернистых нефелиновых сиенитов и люавритов. Со стороны лежащего бока — нормальное апатито-нефелиновое тело с двухзональным строением и вмещающие его породы: рихчорриты, полевошпатовые ийолиты, сфеновые ийолиты, сфеновые мельтейгиты и уртиты. Увязка этих данных с материалами глубокого структурно-поискового бурения Хибиногорской ГРП дало возможность проследить разлом на глубину до 1,5 км.

Наличие системы радиальных разломов и вызванные ими передвижки блоков самым существенным образом сказались на современном строении Хибинского массива. На рис. 17 представлен именно такой случай, когда вдоль поверхностей радиальных разломов происходит разнонаправленное движение блоков, т.е. когда один из них опускается, а другие поднимаются или остаются на месте. Точнее говоря, пользуясь принципом относительности движений, можно считать, что центральный блок в данном случае претерпел опускание (движение вниз). Тогда в силу центроклинального залегания комплексов пород при опускании центрального блока на амплитуду  $H$  весь участок приобретает специфическое, собственное только ему строение (рис. 17, д). В опустившемся блоке отдельные составляющие его комплексы пород выдвинутся вперед и займут место рядом с несоответствующими им комплексами в первоначальном залегании. При этом вдоль поверхностей граничных разломов на соответствующих гипсометрических отметках со стороны неопустившихся блоков к центральному блоку будут примыкать породы более глубоких горизонтов. При определенном значении величины  $H$  может произойти такое явление, когда на продолжении подстилающих их комплексов со стороны боковых блоков на участке опустившегося центрального блока появляются породы покрывающего их горизонта, или наоборот, что мы и наблюдаем в натуре (рис. 17; б). Все радиальные разломы в виде пучка лучей сходятся в районе залива Тульилухт-оз. Умба. За пределами массива, во вмещающей

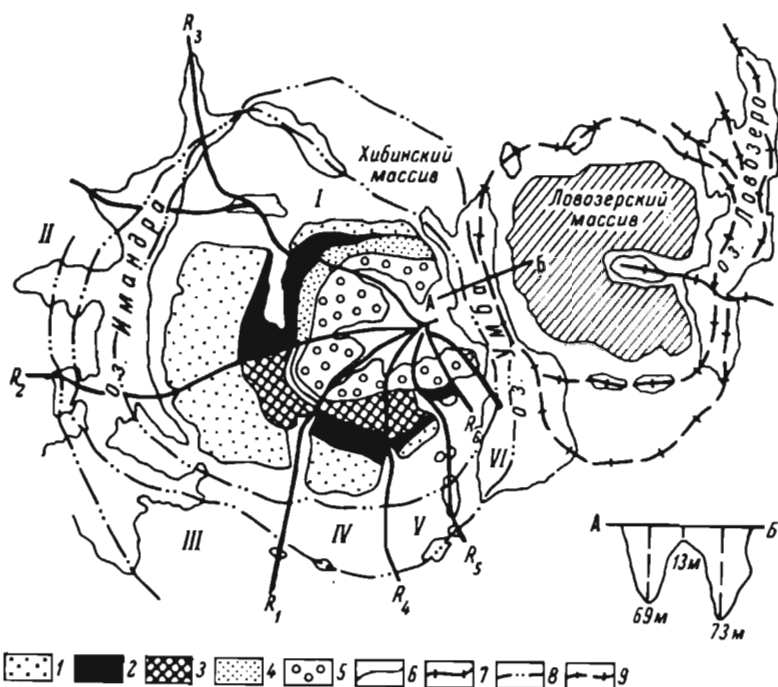


Рис. 18. Схема радиальных и концентрических разломов вмещающей рамы вокруг Хибинского и Ловозерского массивов.

1 - хибиниты; 2 - ийолит-уртиты; 3 - рисчорриты; 4 - льячорриты; 5 - фойяиты; радиальные разломы: 6 - хибинской и 7 - ловозерской систем; концентрические разломы: 8 - хибинской и 9 - ловозерской систем; остальные обозначения см. на рис. 16.

раме, они фиксируются по геоморфологическим признакам (Рихтер, 1934) и сопрягаются с системой концентрических разломов вокруг Ловозерского и Хибинского массивов (рис. 18). По всей своей длине радиальные разломы в Хибинском массиве и за его пределами располагаются в пониженных частях рельефа: по долинам, перевалам, седловинам или во впадинах озер. Все они территориально приурочены к системе радиальных долин, расходящихся от залива Тульилухт оз. Умба в виде веера под углами около  $30^\circ$ . Эти же понижения рельефа продолжаются за пределами Хибинского массива, которые отчетливо фиксируются радиальными заливами окружающих

Т а б л и ц а 3

Протяженность радиальных разломов Хибинской тундры (в км)

Разлом	В пределах массива	За пределами массива (во вмещающей раме)	Итого
Кукисвумчоррский . .	39,0	30,0	69,0
Поачвумчоррский . . .	45,0	30,0	75,0
Куэльпорский . . . . .	31,0	39,0	70,0
Суолауйвский . . . . .	18,0	6,0	24,0
Ньоркпахский . . . . .	14,0	14,0	28,0
Коашкарский . . . . .	5,0	2,0	7,0
Итого . . . . .	152,0	121,0	273,0

Хибинский массив крупнейших озер Имандра и Умба или цепочкой мелких озер, соединяющихся системой речек и болотин. В центре Хибин, на участке, где сходится система радиальных разломов, развито крупное понижение рельефа, территориально соответствующее месту слияния рек, текущих по радиальным долинам Майвальтаюк, Касканьюниок, Тулиоок, Тымшасуай и Вуонимиок.

Разломы имеют различную протяженность от 10 до 80 км. Наиболее крупными из них являются Кукисвумчоррский, Поачвумчоррский и Куэльпорский. Ориентировочная их длина с учетом данных Г.Д. Рихтера (1934) во вмещающей раме приведена в табл. 3.

В результате специально проведенного изучения нами были установлены особенности внутреннего строения зон радиальных разломов, стадийность их развития, возрастное положение, минерализация и определяющие их признаки.

Особенности внутреннего строения. Деформации пород внутри зон разломов совершались в основном по системе кулисообразных трещин отрыва. Эти трещины ориентированы в направлении простирания разломов и имеют крутые углы падения (60–90°). Мощность их изменяется от нескольких сантиметров до десятков метров. Обычно амплитуда движения по каждой отдельной трещине невелика – от нескольких до десятков метров. Однако частое чередование трещин отрыва создает весьма сложную общую обстановку деформации, выражающуюся в том, что в направлении от лежащего бока зоны разлома к висячему наблюдается ступенчатое (кулисообразное) опускание отдельных глыб, ограниченных поверхностями трещин отрыва (рис. 19). Эти трещины имеют неровные, извилистые или уг-

ловатые границы, не соответствующие друг другу со стороны всячег-го и лежащего боков; мощность их колеблется от нескольких санти-метров до 20–50 м. Очень часто трещины отрыва образуют сближен-ные серии одноименного простирания и падения; на таких интерва-лах они повторяются через 0,5–1,5 м. Характерной особенностью проявления трещин отрыва является их кулисообразное расположе-ние внутри зоны разлома. Оперяющие трещины скальвания развива-ются к кулисообразным трещинам отрыва под углом около 40–45°; они обычно ровнее и значительно меньше приоткрыты.

На некоторых участках зон разломов можно наблюдать систе-мы сложных, взаимопересекающихся трещин (жил) одного или не-скольких этапов формирования. Примечательной особенностью этих жил является унаследованность направления деформаций следующих друг за другом этапов. В этих случаях жилы последующих этапов располагаются или параллельно предыдущим, или внутри последних. Почти повсеместно наблюдаются факты, свидетельствующие о пере-сечении породами более поздних этапов развития зон разломов, бо-лее ранних по времени. При этом жильные породы последующих этапов или пересекают предшествующие структурные элементы, или располагаются вдоль или внутри первых.

Небезынтересно и то, что на некоторых участках зоны разло-мов в начальный период их становления закладывались в условиях сжатия. Этот период отмечается развитием процессов будинажа, рассланцевания и гнейсирования. Однако таких участков сравнитель-но немного, и они впоследствии нарушаются трещинами отрыва. Зо-ны разлома имеют изменчивое простирание и по своей длине распа-даются на ряд участков, ориентировка которых предопределяется доминирующей системой трещин отрыва.

К особенностям строения зон радиальных разломов относятся большая их мощность (от 100–150 до 2,0–3,5 км), крутые углы па-дения, значительная степень деформации пород, многостадийность раз-вития и т.д. Породы внутри зон разломов по системе трещин отры-ва испытывают неравномерные проседания с относительной амплитудой от нескольких до сотен метров. При этом для их наиболее ши-роких участков характерны наибольшие размеры проседаний. Таким образом, одной из характерных особенностей внутренней структуры зон разломов является их глыбовый характер с относительным про-седанием глыб. Амплитуды проседаний нарастают от краевых частей зон разломов к центру.

Показателем степени деформации вмещающих разломы пород является развитие пород выполнения в зонах разломов, которые за-нимают от 1,5–2,5 до 85–90% их мощности при среднем значении около 30%. Наибольшая степень деформации вмещающих пород при-ходится на серии сближенных трещин растяжения, залеченных раз-личными породами. Наблюдения по керну глубоких буровых скважин, пробуренных Хибиногорской ГРП до глубин 1,5–2,0 км в зоне Кулис-

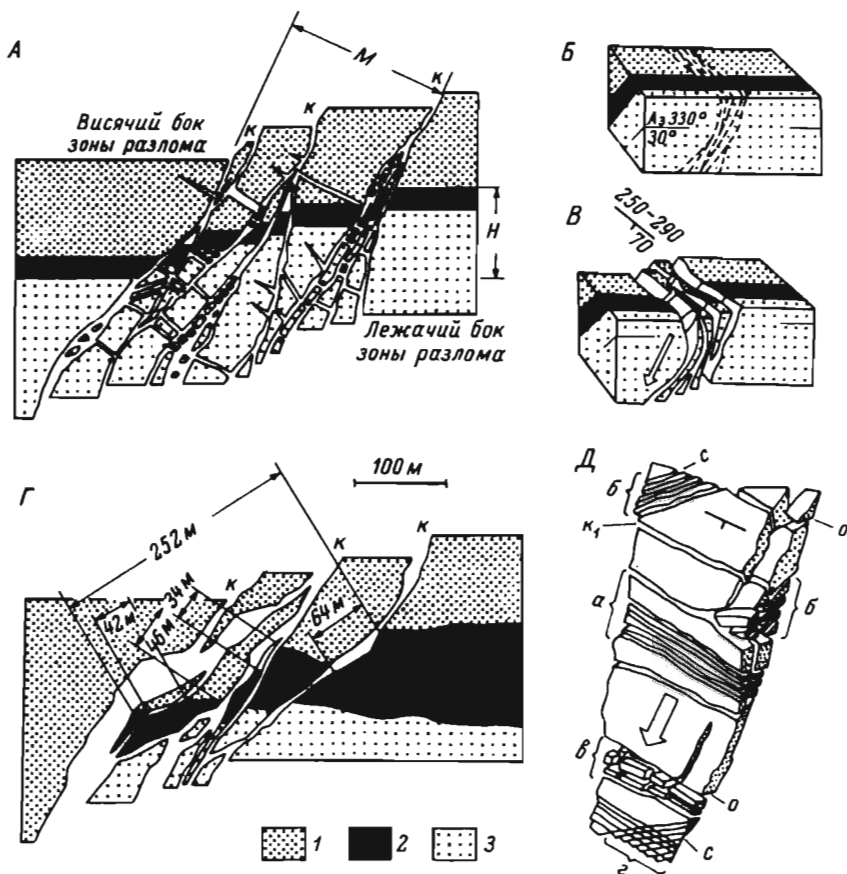


Рис. 19. Некоторые особенности формирования и внутреннего строения зон радиальных разломов.

А – схема внутреннего строения зоны Кукисвумчоррского разлома; Б, В – схема формирования внутреннего строения зоны разлома по системе кулисообразных трещин отрыва (Б – заложение главной системы кулисообразных трещин отрыва, В – формирование ступенчатого строения зоны разлома в результате приоткрытия кулисообразных трещин и „соскальзывания” плоско-удлиненных глыб); Г – характер нарушения рудного тела Кукисвумчоррского месторождения в краевой части зоны разлома по системе кулисообразных трещин отрыва вплоть до его полного исчезновения; Д – характер деформации плоскоудлиненных глыб в процессе развития зоны разлома. Для А–Д: 1 – покрывающие породы, 2 – рудное тело, 3 – под-

вумчоррского радиального разлома, подтверждают идентичность внутреннего строения глубоких горизонтов с верхними.

**Стадийность развития.** Радиальные разломы имели длительную и сложную историю развития, о чем свидетельствует наличие различных по возрасту (взаимопересекающихся) пород выполнения. Безусловно, что распространённость пород выполнения различного возраста в определенной степени характеризует как масштабы деформаций, так и масштабы проявления определенных стадий их развития (табл. 4).

Данные табл. 4 показывают, что все радиальные разломы сформировались в три последовательных периода – период сжатия, период растяжения и вновь период сжатия. Значение этих периодов явно неравноценно: наибольшую роль в процессе становления зон разломов играли растяжения (в среднем около 96% всех деформаций), сжатие сопровождало только начальный этап их становления (около 2,5%) и конечный (около 1,0%). При этом процессы сжатия развиты только на отдельных участках зон разломов и суммарно составляют в среднем около 3,5–4,0% деформаций.

Второй, самый развитый период деформаций, который по существу обусловил все основные элементы внутреннего строения зон радиальных разломов, также развивался в несколько последовательных стадий. Это очень хорошо прослеживается на примере наиболее изученного Кукисвумчоррского разлома, где выделяется минимум шесть этапов выполнения от более ранних к более поздним: ийолитовый, лепидомеланитовый, мельтейгитовый, эгиринитовый, ювитовый и пегматитовый. При этом нарастание деформаций при развитии зоны разлома происходило неравномерно; в начальный период заложения главной системы кулисообразных трещин отрыва, соответствующий ийолитовой стадии, деформации составили около 20%. Затем во вторую и третью стадии, соответствующие лепидомеланитовому и мельтейгитовому этапам выполнения, произошел спад тектонической активности внутризоны разлома соответственно до 1,5–5,0%.

---

Рис. 19. (продолжение).

стилающие породы; Н – амплитуда передвижения; М – мощность зоны разлома;  $\kappa$  – кулисообразные трещины главной системы, ограничивающие плоскоудлиненные глыбы;  $\kappa_1$  – серии мелких кулисообразных трещин, нарушающих целостность отдельных глыб; о – оперяющие трещины отрыва; с – оперяющие трещины скальвания; а – деформация глыб по сближенным оперяющим трещинам отрыва; б – деформация глыб по сближенным оперяющим трещинам скальвания; в – образование брекчий по взаимопересекающимся трещинам отрыва; г – образование брекчий по взаимопересекающимся трещинам отрыва и скальвания.

Т а б л и ц а 4

Распространенность пород выполнения внутри зон радиальных разломов ( в % )

Породы выполнения	Разлом						Среднее
	Кузнецк-чирский	Поачумчорский	Кузельпороский	Суолаувский	Ньорглахский	Коашкарский	
	I. Период сжатия						
Зоны расланцевания и гнейсирования	0,31	0,20	7,8	45,0	27,5	26,5	2,6
	II. Период растяжения						
Ияолиты . . . . .	21,83	25,5	-	20,0	42,5	52,5	21,2
Лепидомеланиты . .	1,55	-	-	-	-	-	0,9
Мельтейгиты . . . . .	3,62	-	-	-	-	-	0,2
Эгириниты . . . . .	8,80	-	-	-	-	-	5,2
Луавриты . . . . .	-	8,6	10,5	-	-	-	4,6
Ювиты . . . . .	10,07	-	-	-	-	-	6,6
Щелочные лампрофиры . . . . .	-	34,0	70,0	-	-	-	17,2
Щелочные габброиды	-	28,2	-	-	-	-	8,7
Пегматиты . . . . .	53,52	3,6	8,7	-	-	-	31,8
Итого . . . . .	99,39	99,7	89,2	20,0	42,5	52,5	96,4
	III. Период сжатия						
Зоны расланцевания и гнейсирования	0,30	0,10	3,0	35,0	30,0	21,0	1,0
Всего: . . . . .	100	100	100	100	100	100	100

П р и м е ч а н и е . Общая пересеченная мощность пород выполнения по всем разломам составляет 2900 пог. м.



Таблица 5

Распространение наиболее развитых направлений трещин отрыва внутри зон разломов (в %)

Разлом	Трещины			Итого
	поперечные	продольные	диагональные	
Кукисвумчоррский . . .	20.6	6.7	6.6	33.9
Поачвумчоррский . . .	14.9	1.4	6.5	22.8
Куэльпорский . . . . .	9.5	2.4	10.2	22.1
Ньоркпахский . . . . .	5.7	4.2	2.3	12.1
Суолуайвский . . . . .	2.2	1.1	1.2	4.5
Коашкарский . . . . .	3.3	0.6	0.6	4.5
Итого . . . . .	56.2	16.4	27.4	100

Таким образом, первые три стадии формирования зоны разлома суммарно составляют около 25% всех деформаций внутри нее.

Дальнейшее развитие деформаций характеризуется резко возрастающей тектонической активностью, которая нарастала скачкообразно вплоть до последней стадии. При этом суммарная деформация последних трех стадий составляет около 85% и каждая последующая вдвое или более превышает предыдущую по степени деформации. Наибольший масштаб проявления имела пегматитовая стадия, на долю которой приходится более 50% суммарной деформации внутри зоны разлома; поэтому во времени и размерах она является определяющей. Характер деформаций на глубинах порядка 1.5–2.0 км, судя по данным глубокой буровой разведки, точно такой же.

В связи с наличием ярко выраженных максимумов определенно ориентированных трещин отрыва зоны разломов распадаются на ряд отдельных разно ориентированных участков различной длины от нескольких до 10 км. На тех участках, где разлом представлен непрерывающимися трещинами единого направления, его зона сужена до 100–300 м. На участках, где развиты сопряженные взаимопересекающиеся трещины, зоны разломов представлены широкими до 2–3 км понижениями рельефа в виде долин, ориентированных в их направлении.

Относительно ориентировки элементов залегания вмещающих пород все трещины внутри зон разломов могут быть подразделены на поперечные, продольные и диагональные. Наибольшее значение (около 55–60%) имеют поперечные трещины, затем следуют диаго-

нальные и подчиненное развитие получили продольные трещины отрыва. В целом поперечные трещины ориентируются нормально к простиранию комплексов пород, продольные – вдоль направления их простирания и диагональные – под углом  $30-45^\circ$  к простиранию комплексов. В связи с кольцевым строением массива выделенные системы трещин разворачиваются вдоль его обшечольцевой структуры на  $360^\circ$  и являются таковыми только для определенных участков зон разломов (табл. 5).

На рис. 20 приведены схемы последовательности формирования радиальных разломов Хибинского массива на примере зоны Поачвумчоррского разлома. Развитие зон разломов начиналось из области наибольшего поднятия, которое условно названо нами „тектоническое ядро Хибин“. Этот участок характеризуется схождением всех шести разломов в одну точку в виде веера, лучи которого расходятся от нее под углом около  $30^\circ$ .

Зародышевые трещины данного этапа развивались в более крупные, которые, не смыкаясь между собой, были кулисообразно расположены в одной зоне общего направления, собственно и формирующей ориентировку будущего разлома. Относительно элементов залегания комплексов пород массива они являются поперечными и составляют 65–70% от общего количества трещин. При этом начиная от очага зарождения эти трещины постепенно искривляются (отходят) в сторону запада, образуя прерывистую дугу, которая как бы стремится выйти к нормали относительно эксцентрически смещающихся кольцевых комплексов Хибин. В соответствии с ориентировкой зародышевых трещин возможно установить направление действующих сил, вызывающих двухстороннее растяжение, и дать им азимутальную характеристику, используя для этого принцип взаимообусловленности. Действуя в прямопротивоположные стороны, растягивающие усилия при формировании данного этапа Поачвумчоррского разлома ориентировались в меридиональном направлении вдоль кольцевой структуры массива по азимутам соответственно в  $10-345$  и  $165-190^\circ$ , концентрируясь в узком секторе (всего в  $25^\circ$ ).

Рассматривая характер действия этих сил относительно всего массива, можно видеть, что они, ориентируясь вдоль кольцевых структур, должны были вызвать и вызывали появление разрывов, которые замыкали бы образовавшиеся и развившиеся зародышевые поперечные трещины, предопределяя общий радиально расходящийся характер движения отдельных блоков. Собственно с этого и начинается второй этап развития разломов – этап замыкания трещин отрыва в одну общую зону. Замыкающие трещины относятся к диагональным (30%) и продольным (около 5–10%). Они имеют азимут простирания от  $345$  до  $50^\circ$ , концентрируясь в обширном секторе ( $65^\circ$ ). Усилия, которые вызывали их образование, действовали соответственно по направлениям  $75-225^\circ$  и  $140-320^\circ$ , т.е. в направле-

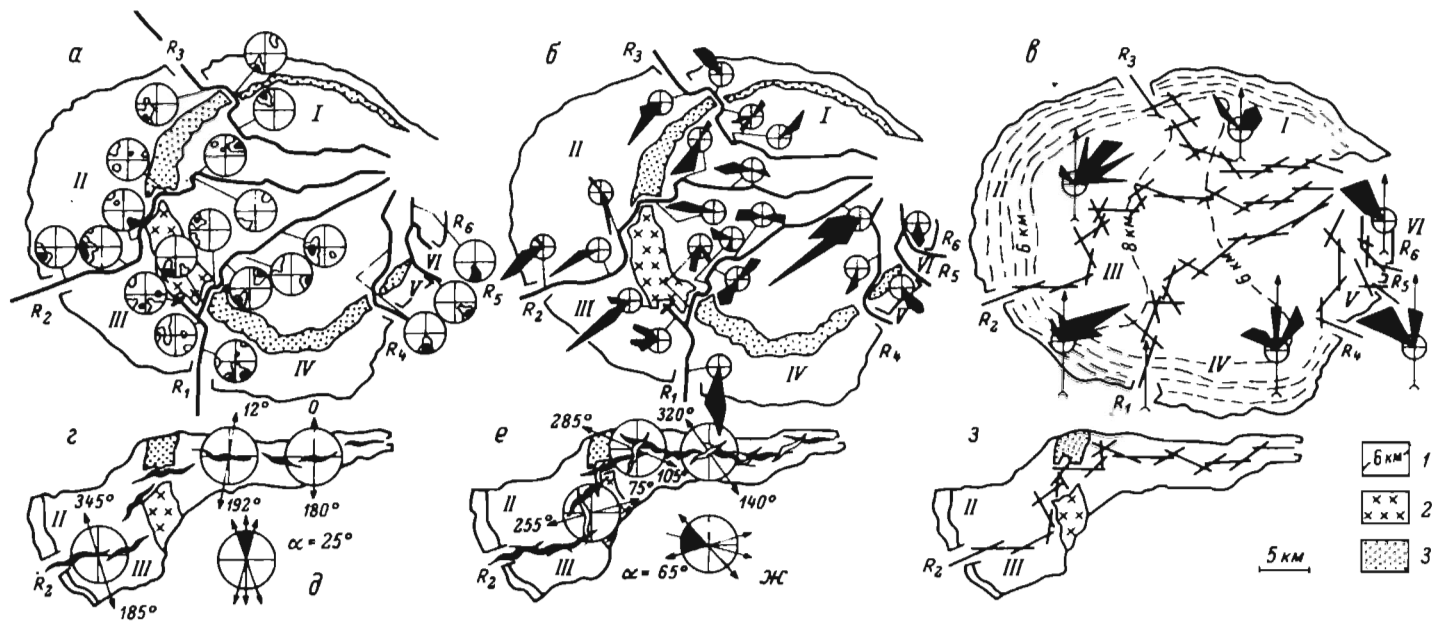


Рис. 20. Структурные схемы зон радиальных разломов.

а - круговые, б - розы-диаграммы и в - сводные диаграммы ориентировки трещин отрыва внутри зон радиальных разломов; г-з - схемы формирования зон разломов: г - заложение и развитие кулисообразных зародышевых трещин отрыва одного направления, д - диаграмма направления подвижек, е - заложение и развитие смыкающих трещин отрыва вплоть до возникновения единой зоны разлома, ж - диаграмма направления подвижек, з - схематизированное строение зоны разлома. Для а-з: 1 - изоглубины по геофизическим данным, 2 - ризчорриты, 3 - ийолит-уртиты. Наименования блоков и разломов см. на рис. 16.

нии простираения зародышевых трещин.

Возрастное положение. Радиальные разломы пересекают и смещают все возрастные комплексы пород Хибинского массива. При установлении верхней возрастной границы радиальных разломов весьма интересен факт подвижек вдоль их в послемончикитовый период формирования Хибинского массива. Данное обстоятельство имеет принципиальное значение, так как предыдущие исследователи считали, что магматическая деятельность в Хибинах закончилась дайковым этапом. Однако жилообразные пегматиты шестой стадии выполнения зоны разлома секут эти дайки, смещают их и брекчируют. Поэтому можно считать, что верхняя возрастная граница радиальных разломов распространяется за дайковый период.

Породы выполнения. В минерализации радиальных разломов этапа растяжения отчетливо выделяется два периода: ийолитовый и полевошпатовый (от более ранних стадий к более поздним). К ийолитовому относятся первые четыре стадии ее развития: ийолитовая, лепидомеланитовая, мельтейгитовая, эгиринитовая, а к полевошпатовому две последние: ювитовая и пегматитовая. Общей особенностью минерализации зон разломов является закономерное уменьшение количества нефелина от более ранних стадий к более поздним вплоть до появления безнефелиновых пегматитов, секущих мончикитовые дайки. Специальных работ по изучению минерализации зон радиальных разломов проведено не было. Однако некоторые буровые скважины вскрыли в них довольно мощные ореолы карбонатитовых жил с редкометаллической, апатитовой и сульфидной минерализацией.

Признаки радиальных разломов. На данном этапе исследований наиболее отчетливо выступают следующие признаки радиальных разломов: тектонические, магматогенные, геоморфологические, сейсмогенетические и гидрогеологические.

Тектонические признаки характеризуются: 1) несоответственным прилеганием разновозрастных комплексов пород, которое выражается на геологических картах; 2) смещенным положением отдельных комплексов пород на геологических картах относительно общего кольцевого строения массива; 3) резким (тупым) окончанием отдельных комплексов пород без уменьшения их мощности; 4) явно тектоническими контактами между разновозрастными породами; 5) прилеганием впритык пород различных стратиграфических горизонтов; 6) смещением пород вдоль нарушений; 7) наличием кулисообразно расположенных секущих тел, ориентированных поперек простираения пород; 8) пересечением, смещением и брекчированием жилообразными телами пегматитов мончикитовых даек и пород молодых интрузивных комплексов; 9) наличием обломков всех пересекаемых пород внутри зон разломов (Онохин, 1964, 1965а-в, 1966, 1967).

Магматогенные признаки выступают весьма отчетливо в силу специфических условий формирования и последующего выполнения

приоткрывающихся трещин отрыва в зонах разломов. К магматогенным признакам относятся: 1) насыщенность зон разломов жильными породами выполнения в среднем около 30% их мощности; 2) стадийность развития зон разломов, выразившаяся в проявлении нескольких последовательно пересекающихся этапов минерализации; 3) смещение и пересечение породами выполнения более поздних этапов минерализации пород выполнения предыдущих этапов развития зон разломов; 4) наличие секущих пегматитовых жилообразных тел; 5) наличие безнефелиновых жилообразных пегматитов, пересекающих все комплексы пород и дайки мончикитов; 6 - наличие пегматитовых жил с признаками многоэтапного формирования (Онохин, 1964, 1965а-в, 1966, 1967; Боруцкий, 1960; Шмакова, 1960).

Геоморфологические признаки в Хибинском массиве благодаря расчлененному рельефу выступают очень отчетливо. К ним относятся: 1) своеобразный орографический характер рельефа Хибин, резко отличающийся по геоморфологическим признакам от окружающей его местности; 2) наличие системы радиальных и кольцевых долин в массиве, совпадающих по ориентировке и положению с зонами разломов; 3) совпадение гидрографической сети с направлением системы радиальных и конических разломов; 4) наличие глубоких озер (Имандра, Умба, Ловозеро), располагающихся дугообразно вдоль границ Хибинского и Ловозерского массивов в направлении концентрических разломов; 5) совпадение очертаний береговой линии озер с границами массивов; 6) наличие по дну озер глубоких впадин (до 80 м) и хребтов, ориентированных в направлении разломов; 7) совпадение заливов озер с направлением линий разломов; 8) совпадение положительных и отрицательных форм рельефа, окружающего Хибинский массив, с системой предполагаемых концентрических и радиальных разломов (Рихтер, 1934; Куплетский, 1928а, 1928б, 1931; Арманд, Дорфман, 1959, и др.).

Геофизические признаки основываются на работах последних лет геофизиков СЗГУ. Эти признаки подтверждают наличие разломов и грабено-горстовый характер строения массива. К основным из них относятся: 1) асимметричность строения глубинной части Хибинского массива с перепадом глубин до 6 км (от 2 до 8 км); 2) пространственное совпадение наиболее глубоких участков массива с участками геологической карты, на которых несоответственное прилегание пород вырисовывается наиболее отчетливо с горизонтальной амплитудой до 2-3 км; 3) пространственное совпадение геофизических профилей и плана изоглубин с установленным характером грабено-горстовых подвижек отдельных блоков массива, ограниченных системой радиальных разломов; 4) совпадение линии Кукисвумчоррского разлома с тектонической зоной, отмеченной геофизиками в районе оз. Большой Вудьяар.

К сейсмогенетическим признакам относятся: 1) сейсмическая активность в районе Хибинских и Ловозерских тундр, продолжаю-

шаяся в наше время; 2) проявление довольно частых землетрясений, фиксируемых здесь силой 4–6 баллов; 3) расположение очагов землетрясений в непосредственной близости от массива горы Кукисвумчорр на глубине 35–55 км; 4) совпадение сейсмически активной зоны в пределах разрабатываемых месторождений с зоной установленного и разведанного Кукисвумчоррского разлома (Рихтер, 1934; Панасенко, 1957, 1963; Токарев, 1966).

Гидрогеологические признаки изучены слабо: только в последнее время буровая скважина № 557, пробуренная в зоне Кукисвумчоррского разлома, на глубине 952–958 м впервые в Хибинской тундре вскрыла теплые воды с температурой до +18°C. Обычная температура воды на таких глубинах, располагающихся вне зоны разлома, составляет 2–6°C. Вскрытые воды обладают аномально повышенным напором (более 20 атм).

В результате специально проведенных работ по изучению радиальных разломов (картирование в подземных горных выработках, специальная разведка в зонах Кукисвумчоррского и Поачвумчоррского разломов, съемка зон разломов с поверхности, учет данных глубокого структурно-поискового бурения и сейсморазведки) получен материал, который позволяет сделать их предварительную характеристику.

Кукисвумчоррский разлом ( $R_1$ ) начинается в заливе Туллилукт оз. Умба, проходит по широкой долине реки Тулюок, поднимается в узкий перевал Ворткеуай, переходя затем в наиболее крупные долины Хибинского массива Малый Вудьявр и Кукисвум, и выходит за его пределы, где он фиксируется безмянными понижениями рельефа и одним из радиальных заливов оз. Имандра (Рихтер, 1934). Зона Кукисвумчоррского разлома является наиболее изученной. К настоящему времени особенности ее строения наиболее отчетливо установлены на следующих участках: перевал Ворткеуай, северная оконечность Кукисвумчоррского месторождения.

На участке Ворткеуайвского перевала к зоне разлома с севера несогласно прилегает интрузия льявочорритов мощностью до 2,5 км, а с юга – интрузия рисчорритов мощностью в 1300 м. Они разграничены серией пегматитовых жиллообразных тел мощностью до 5,0–15,0 м, имеющих крутое падение порядка 70–85° в направлении на СВ. Жилообразные тела представлены в основном крупнозернистыми безнефелиновыми полевошпат-эгриновыми пегматитами. Вдоль этих жил обе интрузии тупо оканчиваются и не продолжают за пределы зоны разлома, хотя в других местах, где эти породы не разграничены тектонически, льявочорриты пересекают или срезают интрузию рисчорритов.

Несоответствия в строении прилегающих к зоне разлома участков наиболее характерно вырисовываются на продольных и поперечных разрезах (рис. 21, а–в), построенных по данным скважин глубокого структурно-поискового бурения. Весьма характерен про-

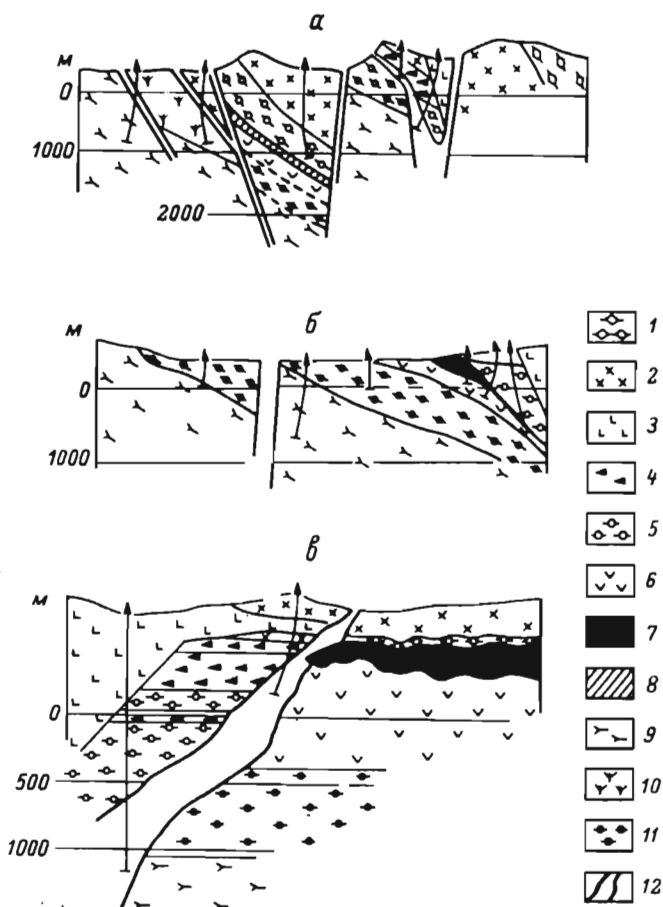


Рис. 21. Разрезы через зону Кукисвумчоррского радиального разлома (а и б - поперечные, в - продольный).

1 - фойяиты; 2 - рисчорриты; 3 - льячорриты; 4 - малинбит-луавриты; 5 - надрудные трахитоидные ийолиты; 6 - уртиты; 7 - рудные тела; 8 - предполагаемое положение сброшенной части рудного тела; 9 - трахитоидные хибиниты; 10 - роговики; 11 - подрудные трахитоидные ийолиты; 12 - границы зоны разлома.

дольный разрез (рис. 21, в), сделанный через рудное тело Кукисвумчоррского месторождения со стороны Центрального блока на площадь Маловудьяврского в районе глубокой структурно-поисковой скважины (№ 560). Здесь ясно видно, что рудное тело почти без уменьшения мощности тупо срезается разломом и не прослеживается за его пределы. То же самое относится и к уртитам, подстилающим рудное тело, и к подрудным трахитоидным ийолитам, которые на всю величину своей мощности порядка 1000 м тупо оканчиваются вдоль зоны Кукисвумчоррского радиального разлома. Со стороны всякого бока нарушения к ним впритык прилегают комплексы надрудных пород, которые в нормальных разрезах располагаются выше рудного тела. К ним относятся лывочорриты, луяврит-малиньбиты и трахитоидные полевошпатовые ийолиты. В данном случае толща надрудных пород со стороны Маловудьяврского блока оказывается опущенной и залегает ниже тех комплексов пород, которые в нормальных условиях являются для них подстилающими. Для зоны Кукисвумчоррского разлома характерно чередование участков повышенной мощности (до 3,0–3,5 км) с участками небольшой ширины (200–500 м), которые располагаются на перевалах и в седловинах.

Поачвумчоррский разлом ( $R_p$ ) протягивается в пределах Хибинского массива в широтном направлении. Мощность зоны варьирует в широких пределах от 200–300 до 1100–1200 м. Как правило, увеличение мощности зоны разлома наблюдается в пониженных частях рельефа, тогда как на перевалах и в седловинах устанавливается резкое уменьшение ее мощности. Зона разлома отчетливо фиксируется в строении рельефа и очень хорошо прослеживается по геоморфологическим признакам. Она целиком расположена в системе крупных долин Хибинского массива, пересекающих последний в направлении с запада на восток и образование которых вызвано наличием разлома.

Начиная с западных границ массива от оз. Имандра (станция Хибины) разлом проходит по широкой в устье долины р. Лутнермайок, постепенно сужающейся на востоке, и затем поворачивает на перевал Западный Петрелиус. После этого он фиксируется в седловине на северной оконечности хребта Поачвумчорр, далее на восток прослеживается на перевале Восточный Куэльпор и затем переходит в узкое и обрывистое ущелье Рисчорр. Еще далее на восток зона разлома проходит по широкой долине реки Касканьюниок, впадающей в залив Тульялухт оз. Умба. Таким образом, зона Поачвумчоррского радиального разлома прослеживается по наиболее пониженным участкам рельефа Хибинского массива, соединяющим два наиболее крупных озера Кольского полуострова с водоразделом в районе горы Куэльпор.

Наиболее доступными для наблюдений являются четыре участка в пределах зоны Поачвумчоррского разлома: западный перевал горы Петрелиуса, седловина на северной оконечности хр. Поачвум-



чорр, перевал восточный Куэльпор („Эвдиалитовая перемычка“) и устье Рисчорр. Именно по этой причине данные участки были изучены наиболее детально.

Зона разлома в районе западного перевала горы Петрелиуса представлена серией дайковых пород мощностью более 300 м с азимутом простираения порядка 150–170° и крутым падением на восток

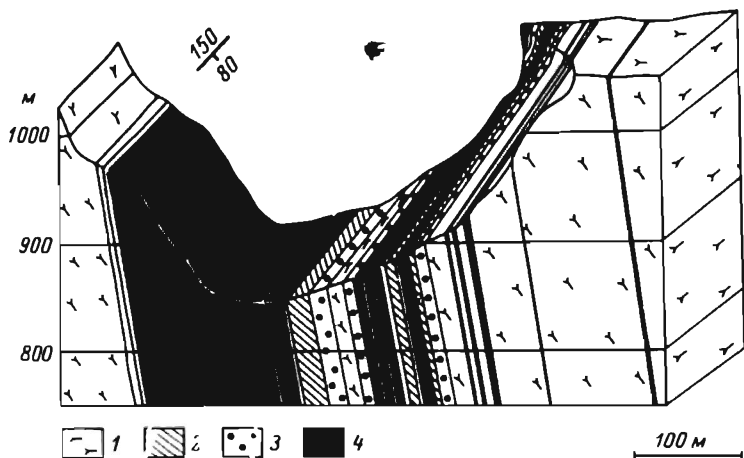


Рис. 22. Схематический разрез через зону Поачвумчоррского радиального разлома в районе западного перевала горы Петрелиуса.

1 – хибиниты; 2, 3 – соответственно меланократовая и лейкократовая разновидности щелочных габброидов; 4 – меланократовые щелочные лампрофиры.

под углом 80–85°. Дайки в зоне разлома чередуются на расстоянии от нескольких сантиметров до 5–10 м друг от друга (рис. 22). Мощность даек колеблется от нескольких сантиметров до 20–70 м. Контакты даек с вмещающими их хибинитами резкие, отчетливые; часто дайки содержат в себе обломки вмещающих пород. В целом породы выполнения внутри зоны разлома составляют 90–95% ее мощности. Дайки представлены щелочными габброидами и лампрофирами.

В пределах седловины на северной оконечности хребта Поачвумчорр зона разлома представлена несколькими мощными дайкообразными телами ийолитов, увеличивающихся с глубиной по мощности от 30–50 м на отметках +800 м и до 120–170 м на отметке +400 м. Падение их крутое на север под углом 80–85°.

Дайкообразные тела ийолитов ориентированы по азимуту 270–290° поперечно к общей кольцевой структуре пород, имеющих простирание на данном участке с севера на юг. Зона разлома разграничивает здесь два совершенно различных комплекса пород.

С южной стороны вплотную к зоне разлома подходят рисчорриты Маловудьяврского блока с горизонтальной мощностью около 3,0–4,0 км с крупными дайками люаврит–малиньитов, имеющих мощность от 50 до 250 м и более. И рисчорриты, и люаврит–малиньиты тупо обрываются на границе зоны разлома, утыкаясь в жиллообразные тела поперечно секущих ийолитов, залечивающих трещины отрыва внутри зоны разлома.

С северной стороны к зоне разлома также впритык прилегают трахитоидные ювиты, которые в непосредственной близости от нее развиты на ряд отдельных крупных глыб. Размеры глыб, включенных в ийолиты, достигают по длине более 1,0 км, а по ширине 200–300 м. Своими длинными осями глыбы трахитоидных ювитов ориентированы в направлении простирания зоны разлома. Общая мощность зоны разлома на данном участке около 500–700 м; породы выполнения (ийолиты) составляют от 20 до 50% ее общей мощности.

В районе восточного перевала горы Куэльпор („Эвдиалитовая перемычка“) зона Поачвумчоррского радиального разлома разграничивает комплексы лявчорритов и рисчорритов. Лявчорриты в виде мощной интрузии (мощностью около 3,5 км) подходят к зоне разлома с севера, а рисчорриты (мощностью 2,5 км) с юга и тупо обрываются на границе разлома. На данном участке зоны разлома широко развиты будинированные дайки лампрофиров.

В районе ушелья Рисчорр вдоль зоны Поачвумчоррского радиального разлома сочленяются комплексы рисчорритов, лявчорритов и фойяитов. Породы выполнения представлены здесь пегматитами, щелочными лампрофирами и зонами рассланцевания. Мощность их колеблется от нескольких до 10–20 м, падение крутое от 50° до вертикального.

Документация обнажения стенок ушелья Рисчорр не только подтверждает вывод о сложном строении зоны разлома, но и позволяет определить амплитуды относительных перемещений отдельных глыб в процессе ее формирования (рис. 23).

На рис. 23, а, б изображены принципиальные схемы, объясняющие возможность появления нижезалегающих комплексов пород (рисчорритов) над вышерасположенными (фойяитами) в процессе опускания всячего бока по одной из трещин отрыва, залеченной лампрофирами. На рис. 23, в приведены зарисовка стенки ушелья Рисчорр и реконструкция изначального строения данного участка, исходя из установленного факта сбросовой подвижки всячего бока нарушения. Реконструкция произведена путем восстановления первоначального положения опущенного участка за счет его приподнятия в направлении, указанном стрелкой до совмещения плоскости контакта между

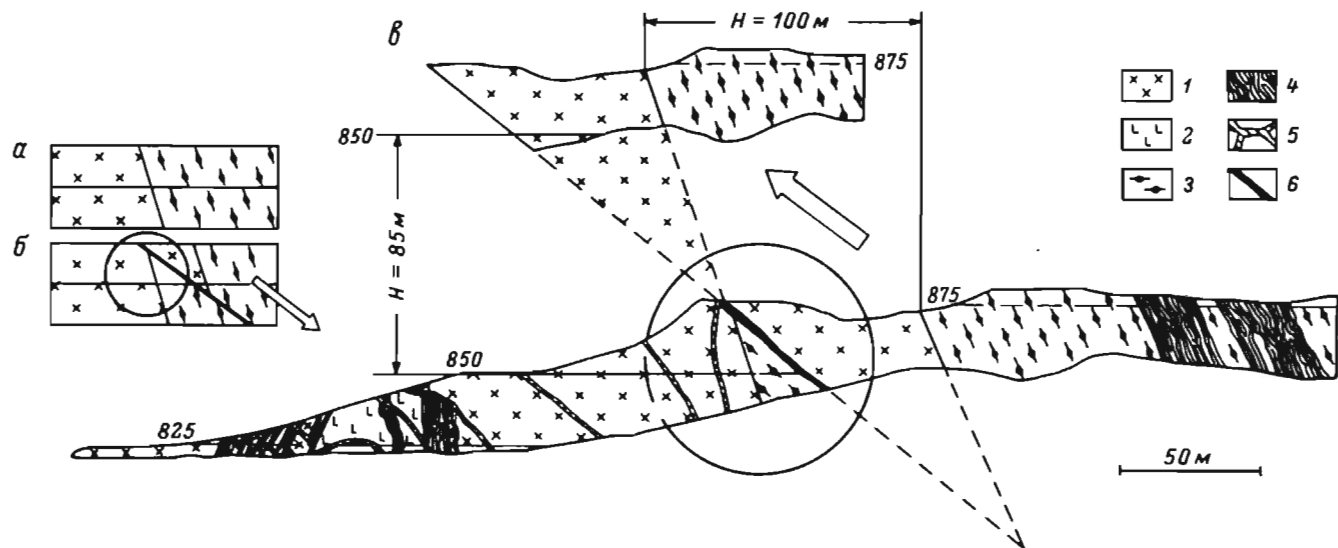


Рис. 23. Определение амплитуд подвижек методом реконструкции в зоне Поачвумчоррского радиального разлома.

а и б - схемы, поясняющие сбросовый характер движения висячего бока; в - реконструкция изначального строения. Для а-в: 1 - рихсчорриты, 2 - ляхчорриты, 3 - фойяиты, 4 - зоны расланцевания, 5 - пегматит, 6 - лампрофир.

рисчорритами и фойяитами в фактически наблюдаемом и восстановленном разрезах. Полученные таким путем амплитуды соответствуют 85 м по вертикали и 100 м по горизонтали. Этот факт свидетельствует о значительном расширении зоны разлома вдоль трещин отрыва, так как даже единичные смещения отдельных ее участков измеряются десятками метров.

Для внутреннего строения Поачвумчоррского разлома характерно наличие зон рассланцевания, сложных меланократовых жильных пород, развитие процессов будинажа и отчетливо выступающих возрастных взаимоотношений между породами различных этапов ее развития. Участки рассланцованных пород располагаются, как правило, в краевых частях зоны разлома. Представлены они сериями часто повторяющихся зон и зонок одноименного с направлением разлома простираения. Мощности их колеблется от 0,5–1,0 м до нескольких метров. В сериях они располагаются друг от друга на расстояниях от нескольких сантиметров до 2–3 м. Общая мощность отдельных прослеженных серий достигает 40 и более метров.

Для жильных пород зоны разлома характерен сложный (ломаный) характер строения, вызванный ступенчатыми изгибами, наличие внутри них обломков пересекаемых пород и тупой характер выклинивания.

Куэльпорский разлом ( $R_3$ ) от границ массива начинается в широкой долине оз. Пайкуньяяр, затем проходит по системе узких распадков в западных притоках ручья Сев. Лявойок, поворачивает в долину истоков ручья Лявойок и затем проходит на перевалах горы Партамчорр. Еще далее на юго-восток и восток зоны разлома проходит по широкой долине р. Майвальтайок и южнее оз. Верхнего Ньор-Явр смыкается с зоной Поачвумчоррского радиального разлома в районе залива Тульилухт оз. Умба. Обнаженность коренных пород в районе зоны разлома слабая: в пониженных участках рельефа она перекрыта моренными отложениями, а на перевалах, в седловинах и даже на возвышенных плато закрыта мощным слоем крупнокаменистой россыпи.

Мощность зоны разлома колеблется от 100–300 м до 2,0–2,5 км, как правило, наибольшие мощности соответствуют пониженным частям рельефа. Такой участок расположен в долине оз. Пайкуньяяр, и само озеро, располагающееся в крупной трещине отрыва, по всей вероятности, тектонического происхождения. Об этом свидетельствуют крутые склоны горы Путеличорр, спускающиеся обрывами в долину озера, и значительные глубины самого озера, резко нарастающие прямо от берегов.

Здесь широко развиты зоны рассланцованных пород мощностью от нескольких до 40 и более метров, с крутыми углами падения ( $70-90^\circ$ ).

В районе массива горы Северной Суолауйв в одном из обрывистых склонов обнажается участок зоны Куэльпорского радиального разлома, прослеженный на длине около 160 м. Примечательной особенностью этого участка является его сложное строение,

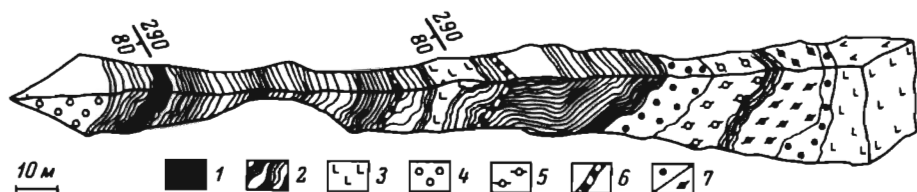


Рис. 24. Характер строения зоны разлома на участке массива Северный Суолауйв.

1 - роговики; 2 - разгнейсованные мелкозернистые нефелиновые сиениты; 2 - ливочорриты; 4 - мелкозернистые нефелиновые сиениты; 5 - трахитоидные лейкократовые нефелиновые сиениты; 6 - пегматиты; 7 - меланократовые мелкозернистые и трахитоидные нефелиновые сиениты.

вызванное чередованием крутозалегающих пород различного состава. Они ориентированы по азимуту  $290^\circ$  под углом падения от  $60$  до  $80^\circ$  в сторону ЮЗ (рис. 24) и располагаются в общем поперечно к кольцевой структуре вмещающих их комплексов пород. Породы выполнения представлены здесь серией мелкозернистых нефелиновых сиенитов жильного типа от лейкократовых до меланократовых разновидностей. Мощность отдельных тел нефелиновых сиенитов, вскрывающихся в обрыве склона в виде сплошной зоны, доступной для наблюдений на длине около 160 м, колеблется от 10–15 до 50 м.

Большая часть участка сильно гнейсирована и собрана во флексуорообразную складчатость, отражающую динамику перемещения граничащих вдоль зоны разлома блоков. В данном случае ЮЗ крыло нарушения, которое соответствует Куэльпорскому блоку, несет следы взбросового движения относительно его лежащего СВ крыла, соответствующего Суолауйвскому блоку.

Примечательной особенностью процесса формирования складчатости внутри пород выполнения являются ее разрывы в направлении взбросового движения, залеченные пегматитами. При этом надвига-

вые структуры вдоль этих швов фиксируются очень четко. Кроме этого, породы выполнения несут в себе обломки как пересекаемых ими пород (в частности, ливчорритов), так и обломки бывшей кровли массива (роговиков). Последнее является весьма характерным, так как точно такие же роговики, но в гораздо больших масштабах были встречены в зоне Кукисвумчоррского радиального разлома, в долине оз. Малый Вудьявр.

Ньюрпахкский разлом ( $R_4$ ) изучен недостаточно, хотя в практическом отношении он представляет несомненный интерес, так как разграничивает два самостоятельных участка рудного поля, с которыми территориально связаны месторождения Коашва и Ньюрпахк, что объясняется очень плохой обнаженностью в районе прохождения зоны разлома и недостаточным количеством разведочных данных на участке сочленения месторождений. В настоящее время Хибиногорской ГРП здесь проводится разведка, и в дальнейшем ее материалы позволят более детально охарактеризовать не только сам разлом, но и структуру этой части рудного поля.

Предположительно зона разлома в пределах Хибинского массива начинается в узкой долине между массивами гор Ньюрпахк и Суолауйв, затем проходит по перевалу между ними, опускается в долину ручья Минерального и поворачивает на перевал между горами Ньюрпахк-Коашкар (перевал Западный Коашкар). Затем она следует по ущельеобразному желобу к заливу Тульилухт оз. Умба и смыкается с другими радиальными разломами.

Наиболее значительно зона Ньюрпахкского разлома обнажается на южном склоне перевала Западный Коашкар в стенках и на порогах сбегавшего с него ручья, теряющегося в районе оз. Комариное. Здесь видимая ее мощность составляет около 60 м. Зона разлома проходит в направлении с севера на юг по азимуту  $0-180^\circ$ , имеет кругое падение под углом  $80-90^\circ$  на восток. Представлена она перемежающимися участками фойяитов с зонами рассланцевания и жильными мелкозернистыми породами. Мощность обломков фойяитов составляет от 1 до 5-7 м. Заключены они в зонах рассланцевания или среди мелкозернистых пород, залегающих почти вертикально (рис. 25). Наблюдаемый участок соответствует, по всей вероятности, центральной части зоны разлома. Он характеризуется очень частым, почти сплошным развитием пород выполнения. Выше по перевалу в направлении на СЗ по отдельным обнажениям устанавливаются уже только их единичные или групповые выходы на длине около 300 м. Нижняя часть перевала закрыта и недоступна для непосредственных наблюдений.

В связи со слабой изученностью можно предположить, что зона Ньюрпахкского разлома или разветвляется, или имеет несколько другое направление, чем указывалось ранее. Возможно, на выходе за пределы Хибинского массива она ответвляется от поворота на ручей Минеральный и проходит по узкой долине безымянного

ручья, текущего к оз. Комариное.

Суолауйвский разлом ( $R_5$ ) устанавливается на Центральном перевале массива горы Коашкар и далее в направлении на север переходит в долину, соединяющуюся через цепочку безымянных мелких озер и болот с оз. Умба. Обнаженность участка плохая. Породы обнажения удается наблюдать непосредственно только на самом перевале по отдельным выходам, так как почти вся площадь перевала закрыта осыпями.

Зона разлома представлена серией различных пород выполнения, ориентированных поперечно к залеганию комплексов участка



Рис. 25. Строение зоны разлома на перевале Западный Коашкар.

1 — рассланцованные участки; 2 — фойяиты; 3 — мелкозернистые меланократовые породы.

по аз.  $310-130^\circ$ , имеющих крутое падение на ЮЗ под углами от  $50$  до  $80^\circ$ . Среди пород выполнения установлены зоны рассланцевания, мелкозернистые меланократовые ийолиты, мелкозернистые ийолиты с титаномagnetитом и щелочные лампрофиры. Мощность их колеблется от  $2$  до  $5$  м. Наиболее развиты зоны рассланцевания. Они имеют меньшую мощность ( $0,3-1,5$  м), но повторяются в виде серий одноименного направления. Внутри серий частота зон составляет несколько метров друг от друга. Зоны рассланцевания развиваются как во вмещающих породах (фойяитах), так и по жильным мелкозернистым ийолитам. Зоны рассланцевания сопровождаются эгиринизацией и альбитизацией. Жильные ийолиты представлены обычными для пород выполнения зонами разломов мелкозернистыми меланократовыми разновидностями, местами очень похожими на щелочные лампрофиры. Общая мощность зоны разлома на участке перевала Центральный Коашкар составляет не менее  $250-350$  м.

Коашкарский радиальный разлом ( $R_6$ ) в пределах массива начинается в долине у его подножия, далее прослеживается на перевале Восточный Коашкар и после этого по широкой долине за его северным склоном уходит в залив Тульилухт оз. Умба, где смыкается в районе „Тектонического ядра“ с другими радиальными разломами. Обнаженность района плохая; площадь закрыта осыпями,

мореной и лесом. Собственно породы зоны разлома обнажаются только в стенках ручья, сбегаящего с северного склона перевала Восточный Коашкар. Сам перевал также закрыт лесом и кустарником, и на его гребне породы выходят на поверхность только в виде отдельных обнажений.

Наиболее крупное обнажение с видимой длиной более 20 м расположено в самом устье образованной разломом долины на внеш-



Рис. 26. Характер строения зоны Коашкарского радиального разлома.

1 – рисчорриты; 2 – меланократовые мелкозернистые породы; 3 – разгнейсованные породы.

ней границе Хибинского массива (рис. 26). Оно представлено почти целиком породами зоны разлома, в которые включены удлиненные обломки рисчорритов с горизонтальной мощностью в 2–3 м. Обломки цементируются мелкозернистыми трахитоидными меланократовыми ийолитами и их разгнейсованными разновидностями. Породы выполнения имеют простирание 0–180° и крутое падение на 3–ЮЗ под углом около 70°, пересекая почти поперечно вмещающие их комплексы пород.

По всей вероятности, вмещающие породы в зоне разлома испытали сильные тектонические воздействия, так как более мелкие обломки рисчорритов подверглись будинированию, а границы более крупных из них изгибаются в соответствии с изгибами зон гнейсирования. Общая мощность зоны Коашкарского разлома, прослеженная по всем обнажениям, составляет не менее 300 м. Выше, на самом перевале, породы выполнения встречаются реже, образуя зоны мощностью в 5–10 м, расположенные на расстоянии от 30 до 40 м друг от друга.



ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА  
СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА  
ДЛЯ ВЫЯСНЕНИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ ПОДВИЖЕК  
ПО РАЗЛОМАМ

Структурный анализ интрузивных тел начинается с изучения их анизотропии. Объектами изучения на первом этапе являются первичные структуры – текстуры течения и контракционные трещины, которые возникли в результате их эволюции под действием внутримагматических сил. Основные положения этого метода изложены в работах Р. Болка (1946), А.В. Пронина (1949), Н.А. Елисеева (1958, 1967), Г.Д. Ажгирея (1956), Э. Клооса (1958), Ф.И. Вольфсона, Л.И. Лукина (1960) и др. Главной задачей структурного анализа на данном этапе является определение направления движения магматического расплава и изучение истории возникновения и развития плутонов на основании наблюдений над их структурой и анизотропией.

Однако не во всех случаях формирование массивов магматических пород заканчивается образованием первично-магматических структур и контракционной трещиноватости. Иногда их развитие вследствие повторно возобновляющихся магматических импульсов, сопровождающихся образованием все новых интрузивных комплексов, приводит к нарушению первично-магматической анизотропии плутонов. В этом случае, как например в Хибинском массиве, происходят разрывы не только прототектонических элементов, но и ранее сформировавшихся магматических комплексов и их перемещение.

При этом возникающие разрывы по своей природе являются не вторичными (наложенными на массив в результате тектонической активности вмещающей его рамы или региона), а вызываются внутренней активностью формирующегося плутона. В данном случае наблюдается совершенно противоположная картина, когда сам формирующийся массив активно воздействует на раму, вызывая ее деформации в виде тектонических разрывов и смещений. Такое развитие массивов вызывает необходимость применения специальных методов исследования деформаций как внутри плутонов, так и во вмещающей раме, обусловленных природой и особенностями их формирования. Именно в этом заключается второй этап структурного анализа плутонов.

По своей природе разрывы данного типа не могут быть отнесены к обычным тектоническим нарушениям; здесь скорее всего надо иметь в виду их магматическое происхождение, вызванное механической активностью поджорового вещества. Эти разрывы относятся к формированиям магматогенно-тектонического ряда и связаны генетически с эндогенными (внутренними) процессами поджоро-

вых расплавов. Об этом свидетельствует уже сам факт выполнения приоткрывающихся трещин магматическими породами и пегматитами.

Развитие плутонов сопровождается периодическими подъемами и спадами магматической активности, физически выражающимися в подпорах или оттоках расплава от очага деформаций. В современном строении плутонов эти деформации выражаются в разноамплитудных подвижках разновозрастных комплексов или в виде их разнонаправленных движений. При этом более древние комплексы имеют большие амплитуды подвижек, а разнонаправленность движений характеризуется диаметрально противоположными векторами в направлении подпора и оттока магматического вещества. Деформации вмещающей рамы наряду с интрузивными комплексами плутонов также соответствуют характеру нарушений, вызываемых активностью подкоровых масс. Это выражается в том, что разрывы, прослеживаемые внутри плутона, продолжают за его пределы и вызывают перемещения вмещающих пород. В случае с Хибинами, например, разломы во вмещающей раме совершенно не согласуются с тектоникой региона, накладываются на нее и образуют свой собственный прихибинский тектонический узор.

При применении методов структурного анализа необходимо учитывать магмотогенную природу тектонических процессов, вызванных внутренними силами самого плутона. В связи с этим возникает необходимость в применении особой терминологии, чтобы отличить образование магмотогенной (внутренней) тектоники от тектонических структур, появление которых вызывается внешними (наложенными) силами, когда сами деформируемые элементы являются пассивными. Основные принципы классификации интрузивных массивов излагаются в работе А.А. Полканова (1946). В соответствии с предложенной им классификацией мы предлагаем называть тектонические образования подкоровых масс магмотектоническими или эндотектоническими, а само явление магмотектоникой или эндотектоникой.

К особенностям радиальных разломов относится в первую очередь образование их необычного тектонического узора в виде веера или паука, когда все они расходятся радиально из одной точки. Данное обстоятельство, помимо того что требует объяснения своей природы, значительно затрудняет и усложняет проведение структурного анализа. Именно радиальное расположение разломов вызывает необходимость применения специальных методов для определения направления подвижек и характера деформаций. Для Хибинского массива благодаря хорошей изученности слагающих его комплексов и их возрастного положения возможно применить и обосновать некоторые из методов структурного анализа плутонов для выяснения характера подвижек по системе радиальных эндотектонических разломов, а также осветить некоторые, главные их генетические особенности. Методы и приемы структурного анализа на втором этапе ис-

следования плутонов почти не освещены в специальной литературе. Поэтому наш опыт, возможно еще и не совсем совершенный, позволит другим исследователям не повторять допущенных нами ошибок и на других примерах еще больше расширить возможности структурного анализа.

В конечном итоге результаты структурного анализа имеют большое практическое значение, так как характер эндогенных деформаций, направление подвижек и их амплитуд позволяет разведчикам более уверенно вести геологоразведочные работы и выделять новые районы смещенных рудных тел.

#### А н а л и з   о с о б е н н о с т е й   п о д в и ж е к п о   к о н и ч е с к и м   р а з л о м а м

Наличие подвижек по коническим разломам в пределах рудного поля, влияющих на современное размещение его отдельных частей и морфологию, ставит перед геологами задачу определения направления имевших место движений и их амплитуд. Решение данной задачи помимо всего диктуется и практическими соображениями, так как выбор наиболее перспективных участков для производства поисково-разведочного и структурного бурения и правильного направления разведочных работ не может быть сделан без учета пространственной, качественной и количественной характеристик имевших место движений. Определить направление подвижек, их амплитуду и положение в пределах апатито-нефелиновых месторождений, соответствующих данному тектоническому этапу, возможно только на основе детального структурного анализа, используя косвенные признаки, образование которых явилось следствием происходивших процессов. Поэтому нам приходилось прибегать к специальным методам наблюдений и обобщений, основная особенность которых заключалась в массовых замерах объектов наблюдений с тем, чтобы избежать весьма вероятной в данном случае ошибки при небольшом количестве замеров. Поэтому объектом наблюдений мы избрали не отдельные участки, а все вскрытые горными выработками и доступные для производства горных работ части рудных тел на различных горизонтах разрабатываемых месторождений.

Таковыми признаками являются переориентировка элементов протектоники в результате взбросовых подвижек, ориентировка полосей разрывных нарушений и осевых плоскостей складок волочения, развившихся в надвинутой части рудного тела. С целью получения более детальных данных по их ориентировке нами были построены специальные структурно-тектонические планы по основным откаточ-

Таблица 6

Направление подвижек по коническим разломам

Блок, месторождение	Азимут простираия (в град.)				Азимут перемещения (в град.)		Угол $\alpha$
	средний	складчатых структур	прототектонических элементов	разрывных структур	взбросо-надвигов	сбросо-сдвигов	
<b>Центральный</b>							
Кукисвумчорр . . . . .	330	300	310	300	210	30	60
Юкспор . . . . .	305	275	270	275	185	5	60
Апатитовый Цирк . . . . .	297	325	320	315	240	60	60
Плато Расвумчорр . . . . .	270	-	-	300	210	30	60
<b>Маловудьяврский</b>	Опушен. Рудное тело не имеет выходов на дневную поверхность						
<b>Куэльпорский</b>							
Куэльпор . . . . .	0	-	-	320	230	50	50

ным горизонтам на всех эксплуатируемых месторождениях. Общая длина промеренных выработок составила более 20 км. Как было установлено при анализе этих планов, все они в рудном теле и подстилающих уртигах ориентированы однозначно, а полости разломов проходят в направлении простираения осей складчатых структур (табл. 6).

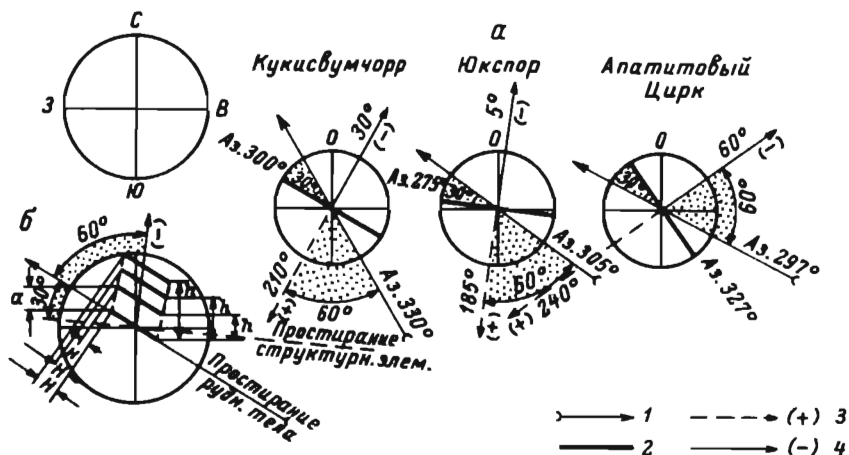


Рис. 27. Диаграммы определения направления подвижек по коническим разломам.

а - диаграммы ориентировки по сторонам света; б - диаграмма для определения сдвиговой составляющей. 1 - простираение рудных тел; 2 - простираение прототектонических элементов, осей складок и разломов; 3 - направление подвижек во взбросо-надвиговый этап; 4 - направление подвижек в сбросо-сдвиговый этап;  $H_{сдв} = h \cos \alpha$ ;  $\alpha_{сбр-сдв} = h \sin \alpha_1$ , или  $\alpha = Htg \alpha_1$ .

Как видно из данных табл. 6, осевые плоскости складчатых структур на всех месторождениях ориентированы не параллельно простираению рудных тел, а диагонально, составляя с последним угол около  $30^\circ$ . Исходя из принципа взаимообусловленности между простираением осевых плоскостей складчатых структур и направлением движений, в результате которых они возникли, становится возможным определить направление имевших место подвижек.

Если вопрос о направлении движений взбросового этапа деформаций решается однозначно по характеру и расположению (ориентировке) складок волочения на основе структурного анализа, то во-

прос о направлении подвижек сбросовой тектоники является более сложным и более важным, так как именно с этими движениями связано современное строение рудных тел на глубоких горизонтах по падению в связи с опусканием висячего бока рудного поля. Исследования пространственного положения участков трещин отрыва с увеличенной мощностью, возникших в результате сползания

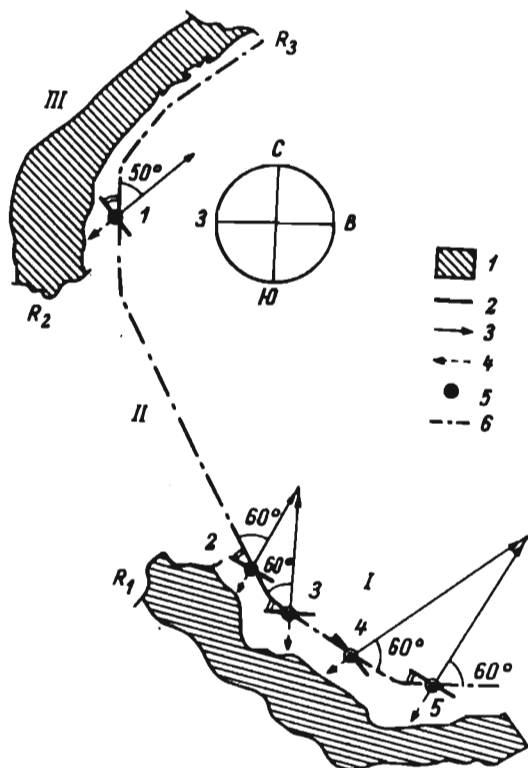


Рис. 28. Схема подвижек висячего бока по коническим разломам.

1 - рудные тела и уртиты; 2 - ориентировка осей складок и разрывных нарушений; 3 - вектора подвижек в сбросо-сдвиговый этап; 4 - вектора подвижек во взбросо-надвиговый этап; 5 - место рождения (1 - Кульпор, 2 - Кукисвумчорр, 3 - Юкспор, 4 - Апатитовый Цирк, 5 - Плато Расвумчорр); 6 - линия простираения рудных тел. Наименования блоков и разломов см. на рис. 16.

висячего бока, показали, что движения сбросового этапа унаследовали направления взбросовой тектоники, но с обратным знаком.

По направлению подвижек взбросовой и затем сбросовой тектоники относительно простираения рудных тел видно, что они развивались косо по отношению к последним под углом около  $60^\circ$ . Такой характер движений был предопределен наличием горизонтальной (сдвиговой) составляющей. Поэтому в целом характер движения блоков вдоль разломов должен быть охарактеризован не просто как взбросовый и сбросовый, а более сложно - как взбросо-надвиговый и сбросо-сдвиговый.

На рис. 27, б дана схема определения величины сдвигов в зависимости от значения угла  $\alpha$ , который характеризует угловое несоответствие между направлением простириания рудного тела и направлением сбросо-сдвига. Этот угол для месторождения Кукисвумчорр равен в среднем  $55-60^\circ$ . Отсюда становится понятным, что на каждые 100 м перемещения вдоль полости главного разлома величина сдвига будет равна 40-50 м, т.е. сдвиг играет весьма существенную роль, поскольку амплитуды перемещения сброса и сдвига относятся как 2 : 1.

Таким образом, определенная закономерность движений висячего бока по коническим разломам в пределах рудного поля от Кузельпора до Плато Расвумчорр проявляется весьма отчетливо. Она выражается в том, что на всех месторождениях движение висячего бока совершалось под углом около  $60^\circ$  к их простирианию. В силу этого при изменении простириания рудных тел вдоль кольцевой структуры рудного поля на угол  $90^\circ$  (рис. 28) направления движений висячего бока приобретают весьма своеобразный характер. Сохраняя свою ориентировку на каждом из месторождений под углом около  $60^\circ$  к их простирианию, векторы движений в связи с поворотом рудного поля оказываются разнонаправленными.

Если обратиться к фактам геологического строения рудного поля, то можно убедиться в том, что как Кукисвумчорр-Юкспорский участок рудного поля, так и участок Плато Расвумчорр-Апатитовый Цирк имеют максимальные мощности именно в направлении сходящихся векторов - подвижек сбросо-сдвигового тектонического этапа, а участок Гакман-Юкспориок, где происходит резкое утончение залежи, лежит в зоне расходящихся движений. Поэтому есть основания считать, что места утончения залежей в направлении простириания являются участками наиболее интенсивных движений расходящегося направления периода сбросо-сдвиговой тектоники. В результате ее проявления в пределах Центрального блока Кукисвумчорр-Юкспорский участок в общем смещен на СВ, а участок Апатитовый Цирк-Плато Расвумчорр - в направлении на СЗ, в связи с чем и образовался разрыв залежи в долине Гакман-Юкспориок.

#### Анализ особенностей подвижек по радиальным разломам

Наличие системы радиальных разломов и передвижек по ним ставит перед геологами задачу определения месторасположения смещенных частей рудных тел, глубины их залегания и возможной прогнозной оценки, т.е. проведения структурно-тектонического районирования и выделения на этой основе наиболее перспективных на апатит

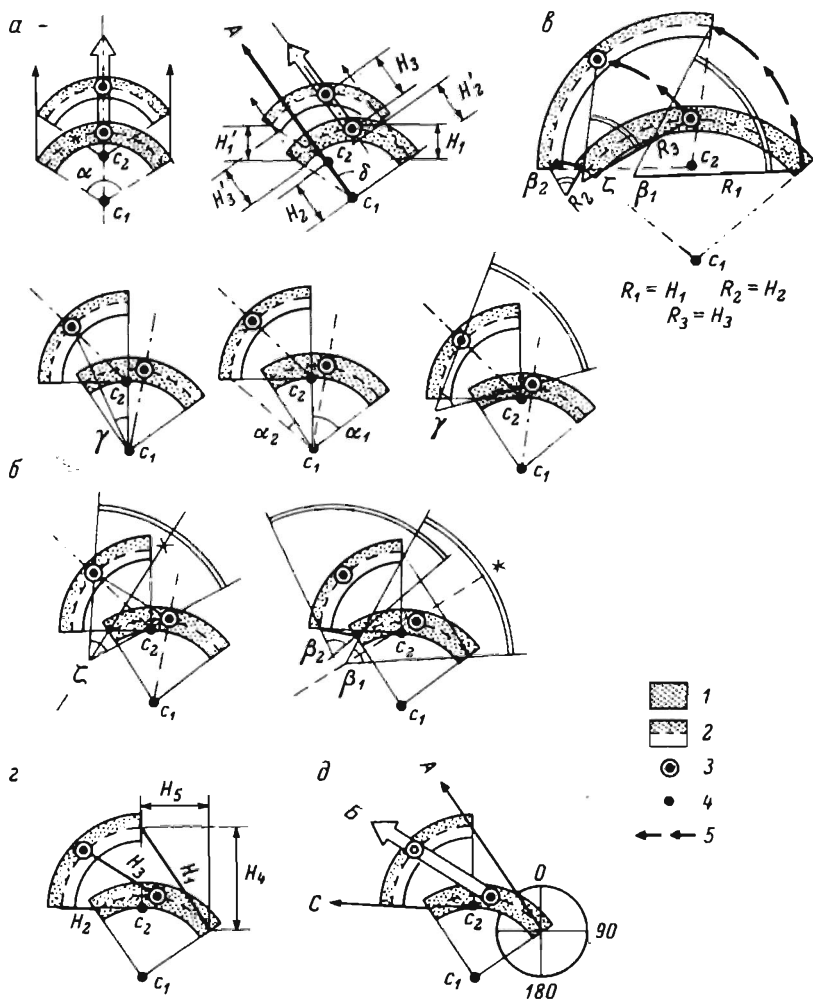


Рис. 29. Особенности подвижек дугообразного тела.

а - однонаправленное простое движение; б - угловые значения подвижек ( $\alpha_1$  и  $\alpha_2$  - центральные углы смещения флангов,  $\beta_1$  и  $\beta_2$  - траекторные углы смещения флангов,  $\gamma$  - центральный угол смещения центра тяжести,  $\zeta$  - траекторный угол смещения центра тяжести,  $\varphi$  - суммарный угол разворота); в - траектории подвижек ( $R_1$  и  $R_2$  - радиус траекторных углов смещения флангов  $\beta_1$  и  $\beta_2$ ,  $R_3$  - радиус траекторного угла смещения центра тяжести



площадей. Поэтому анализ подвижек по радиальным разломам мы начинаем с теоретических предпосылок, рассматривающих основные характеристики деформаций и направлений подвижек дугообразного и кругообразного тела (амплитуды, траектории, угловые значения), каковыми по своей морфологии являются интрузивные комплексы Хибин (рис. 29).

Однонаправленное простое движение характеризуется однозначным перемещением всех точек тела в одном направлении (рис. 29, а). В этом случае амплитуды их движения равны, а траектории движения параллельны. На рис. 29, а представлено два возможных варианта перемещения сектора или дуги; в первом варианте движение совершается по оси симметрии и переместившаяся часть дуги располагается параллельно исходному положению. Во втором варианте движение совершается по вектору  $A$  под углом  $\delta$  к оси симметрии и переместившаяся часть дуги располагается непараллельно к исходному положению. На первый взгляд может создаться впечатление, что в перемещении дуги имел значение определенный вращающий момент. Однако это не так, поскольку все амплитуды перемещений равны между собой ( $H = H'$ ;  $H_2 = H_2' = H_3$ ), а траектории движений параллельны. В противном случае амплитуды были бы разноразличными, а траектории движений носили бы расходящийся характер.

Сложное движение с поворотом перемещающегося тела на определенный угол характеризуется неоднозначным перемещением его точек в угловой и линейной размерности и расходящимся характером их траекторий. На рис. 29, б изображены угловые величины сложного движения; поскольку оно характеризуется наличием вращательного момента, то различные точки перемещающегося тела поворачиваются на разные углы в зависимости от их места относительно исходного центра ( $C_1$ ). На рисунке видно, что все определяющие место дуги точки при сложном движении смещаются на различную угловую величину и вместе с тем смещаются вершины этих углов. Основными угловыми величинами, характеризующими сложное

Рис. 29 (продолжение).

$\zeta$ );  $g$  - амплитуда подвижек ( $H_1$  - амплитуды в направлении подвижек,  $H_2$  и  $H_5$  - сдвиговые составляющие на флангах,  $H_3$  - амплитуда смещения центра тяжести в направлении подвижки,  $H_4$  - нормальная амплитуда подвижек на флангах);  $d$  - направление подвижек ( $A$  - вектор движения СВ фланга ( $325^\circ$ ),  $B$  - вектор движения центра тяжести ( $305^\circ$ ),  $C$  - вектор движения СЗ фланга ( $275^\circ$ ). Для а-д: 1 - перемещающееся тело, 2 - изначальное положение тела, 3 - центры тяжести, 4 - центры углов ( $c$ ), 5 - траектории подвижек.

движение, являются центральные углы смещения флангов ( $\alpha_1$  и  $\alpha_2$ ), траекторные углы смещения флангов ( $\beta_1$  и  $\beta_2$ ), центральный угол смещения центра тяжести ( $\gamma$ ), траекторный угол смещения центра тяжести ( $\zeta$ ) и суммарный угол разворота ( $\varphi$ ).

На рис. 29, в изображены траектории подвижек определяющих место дуги точек при сложном движении. Вектора этих движений являются дугами соответствующих углов поворота и относящихся к ним радиусов.

На рис. 29, г изображены амплитуды подвижек определяющих место дуги точек при сложном движении; здесь в отличие от простого движения подвижки разных точек характеризуются различными амплитудами, величина которых определяется вращательным моментом.

На рис. 29, д изображены вектора (направления) подвижек определяющих место дуги точек при сложном движении. Здесь в отличие от простого движения каждая точка дуги имеет разнонаправленное, а все вместе – расходящееся движение. Поэтому направление движения определенных точек дуги фиксируют движения совершенно определенных участков тела. А поскольку геолога интересует в первую очередь направление перемещения рудных тел, то он и должен рассматривать движение соответствующей точки или их групп. На рис. 29, д видно, что вектор движения А имеет азимут направления  $325^\circ$ , вектор Б –  $305^\circ$ , вектор С –  $275^\circ$ . Таким образом, угол расхождения составляет по флангам  $40^\circ$ , а суммарное перемещение тела по центрам тяжести соответствует вектору Б. Предположим, что рудное тело располагается на северо-восточном фланге дуги; тогда его новое положение определяется вектором движения А и величиной амплитуды  $H_2$ . Движение всех других точек не будет в этом случае характеризовать смещенного положения рудного тела.

Если амплитуды подвижек в плане достаточно легко фиксируются на геологической карте, то вопрос вертикальных смещений является более сложным. Для определения ориентировочных значений вертикальных подвижек можно использовать принцип, основная идея которого заключается в том, что горизонтальная подвижка является функцией вертикальной, и расчеты по которому в настоящее время подтверждены практически:

$$H_{сбр} = 0.6 \cdot H_{сдв}, \text{ так как } \operatorname{tg} 30^\circ = 0.577,$$

что соответствует среднему значению угла падения пород.

Поскольку отдельные составляющие Хибинский массив комплекссы интрузивных пород являются кольцеобразными, рассмотрим особенности деформации кольца или кольцеобразного тела в условиях растяжения (рис. 30, а). Пусть отдельные части кольца (отдельные дуги) получают радиально расходящийся характер движения, направ-

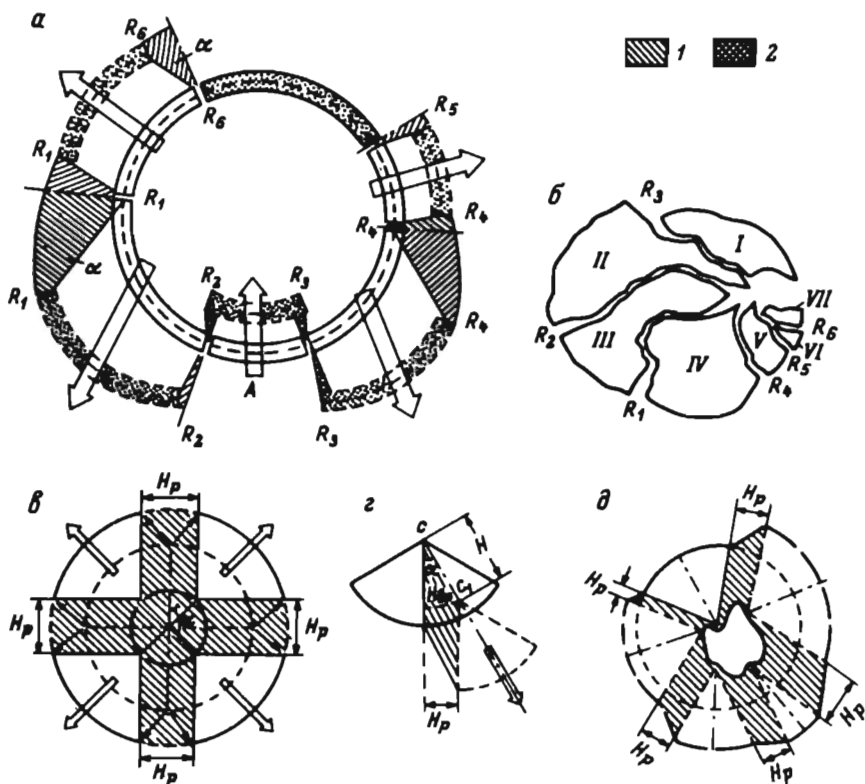


Рис. 30. Особенности деформации кольца и кругообразного тела.

а - деформации кольцеобразного тела по системе радиальных разломов; б - радиальные разломы в Хибинском массиве; в - деформации кругообразного тела по системе радиальных разломов в условиях равномерного расхождения секторов; г - принцип расчета деформации расширения ( $H_p$ ) и вращения ( $H_{вp}$ ) по радиальному разлому; д - деформация кругообразного тела по системе радиальных разломов в условиях неравномерно расходящегося движения секторов. Для а-д: 1 - области расширения, 2 - области сжатия. Наименования блоков и разломов см. на рис. 16.

ление которого показано векторами-стрелками, проведенными через центры тяжести дуг. Как видно из этого рисунка при радиальном расхождении дуг возникают области обширных растяжений, которые территориально соответствуют участкам разрыва сплошности тела, т.е. эти участки приурочиваются к областям радиальных разломов.

Таким образом, основными деформациями кольца в условиях радиально расходящихся движений его дуг являются разрывы и их последующее расширение, размеры которого пропорциональны амплитудам подвижек и углам расхождения. Имея в распоряжении эти данные, путем несложных математических расчетов можно вычислить значение величины растяжения. При этом, если дуги имеют одинаправленное радиально расходящееся движение, при любых значениях амплитуд передвижек условий сжатия не возникает. Эти условия могут возникнуть только в том случае, если дуги получают разнонаправленное радиально расходящееся движение (см, положение дуги А на рис. 30, а). Здесь в результате встречного движения дуг возникают области сжатия.

Теперь рассмотрим деформации круга или кругообразного тела, поскольку Хибинский массив в первом приближении можно рассматривать в плане именно как круг (рис. 30, б). Предположим, что кругообразное тело (рис. 30, в) деформируется по системе радиально расходящихся подвижек отдельных секторов. Тогда на участках разломов возникнут области интенсивного растяжения, линейные размеры которых определятся значением амплитуды  $H_p$ . Кроме этого, в центральной части круга, размеры которой будут характеризоваться значением радиуса растяжения, равного амплитуде перемещения секторов, также возникнет область интенсивного растяжения.

Эти положения имеют принципиально важное значение для объяснения условий возникновения растягивающих напряжений в процессе развития движений по системе радиальных разломов. К тому же они дают ключ к объяснению возникновения понижений рельефа вдоль системы радиальных разломов и на участке их схождения. Безусловно, что в областях растяжения отдельные глыбы пород перемещались за счет их проседания в свободных условиях, которые должны возникнуть обязательно. Если обратиться к геологической карте Хибин (рис. 1, 16) и схеме на рис. 30, б, то видно, что система радиальных долин, вдоль которых наблюдается тектонически несогласное прилегание пород, и их центральная область, где долины сходятся, контролируются и определяются областями максимальных растяжений. Значения растягивающих деформаций могут быть охарактеризованы математически. Принцип расчета амплитуд растяжения  $H_p$ , которые возникают в результате радиально расходящегося движения секторов круга, дан на рис. 30, г. Как видно из этого рисунка, величина  $H_p$  является функцией угла  $\alpha$  и размера подвижки  $H$ . Она определится формулой

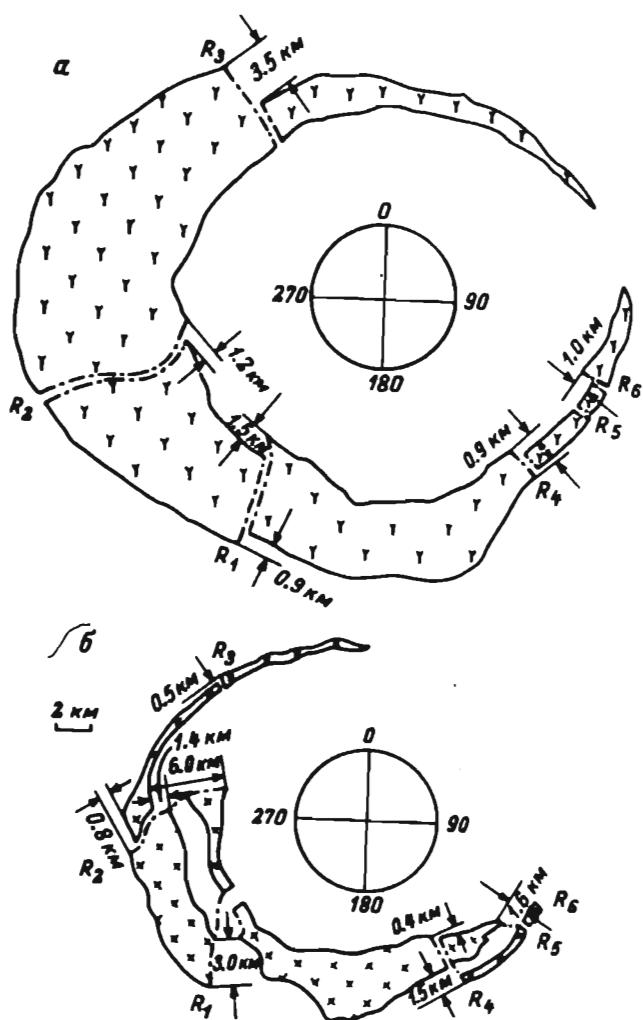


Рис. 31. Особенности деформации отдельных интрузивных комплексов Хибин на примере хибинитов и рисчорритов.

а - деформации хибинитов; б - деформации рисчорритов. Наименования блоков и разломов см. на рис. 16.

$$H_p = H \sin \alpha ,$$

а амплитуда  $H_{вр}$  (вращения) определится выражением

$$H_{вр} = 2(H \sin \frac{\alpha}{2}) .$$

Область максимальных проседаний („тектоническое ядро Хибин“), так отчетливо вырисовывающаяся в центре Хибинского массива, также может быть охарактеризована математически (рис. 30, в-д). На рис. 30, в этот центр имеет правильную кругообразную форму в связи с тем, что в условии задачи было преднамеренно задано равномерное раздвижение блоков-секторов по системе правильно расположенных радиальных разломов. В том случае если движение секторов неравномерное (рис. 30, д), кругообразное тело должно деформироваться неравномерно. В этом случае и центр схождения радиальных разломов будет иметь неправильную форму. Размер площади наибольших деформаций в центре, исходя из данных на рис. 30, в, определяется выражением

$$S = \pi \left( \frac{H_p}{2 \sin \frac{\alpha}{2}} \right)^2 ,$$

тогда при  $\alpha = 45^\circ$

$$S = 1.56 H_p^2 .$$

Основой для структурного анализа подвижек отдельных интрузивных комплексов Хибинского массива по системе радиальных разломов является геологическая карта. Для этой цели мы выделили отдельные комплексы и рассмотрели характер их деформаций раздельно (рис. 31). На этом рисунке очень отчетливо выделяются горизонтальные подвижки отдельных блоков, амплитуды которых могут быть определены путем непосредственного замера по карте. Используя ранее приведенные формулы, возможно определить и их ориентировочное погружение (сбросовую составляющую  $H_{сбр}$  в отдельных точках блоков: по внешней и внутренней дуге и среднее значение). Например, глубокие буровые скважины, пробуренные в районе Кукисвумчоррского и Поачвумчоррского радиальных разломов глубиной в 1900 и 1200 м, подтверждают вертикальное перемещение ограниченных ими блоков на амплитуду не менее 2,0–2,8 км. Расчет показывает, что эти амплитуды в различных участках переместившихся блоков колеблются от 1,8 до 5,4 км при среднем значении около 2,5–3,0 км.

Однако такой подход, решая значение амплитуд подвижек, не

даст возможности ответить на другой важный вопрос о их направлении, без знания которых вряд ли возможны поиски смещенных частей отдельных геологических тел, в том числе и рудных. Чтобы ответить на него, необходимо пояснить еще один из приемов структурного анализа, на базе которого возможно решить данную задачу.

Сущность ее решения заключается в восстановлении изначально существовавшей геологической обстановки (рис. 32). Для рассуждений возьмем комплекс ризчорритов (рис. 32, а), где показано их современное строение, вызванное подвижками по системе радиальных разломов. Следующая задача будет уже заключаться в том, чтобы с помощью структурного анализа восстановить их изначально геологическое строение, которое дано на рис. 32, б.

Задача должна решаться относительно какого-то неподвижного центра с тем, чтобы возможно было восстановить и облик других комплексов Хибин, исходя из принципиально одинаковых позиций. В качестве такого центра нами выбран Центральный блок как геологически наиболее изученный. После этого путем совмещения к Центральному блоку пристраиваются все остальные части комплекса, перемещенные относительно друг друга. Как видно из рис. 32, б, восстановление изначально существовавшего строения комплекса ризчорритов не вызывает особых трудностей, и они в отличие от показанных на рис. 32, а представляют собой уже единое целое. На этом рисунке штриховкой показаны площади, снятые эрозией, а двойной штриховкой — площади, которые не совпали при совмещении. Как видно на рис. 32, б, несовпадающие площади очень незначительны, что, возможно, связано с недостаточной изученностью контуров пород при съемке. Во всем остальном достигается достаточно полное совмещение.

Следующий этап заключается в том, что восстановленный контур совмещается с реально существующим (рис. 32, в). Эта операция довольно простая и сводится к тому, что оба контура совмещаются относительно очертаний Центрального блока, принятого за неподвижный. Таким образом получается совмещенная карта изначального и конечного моментов положения комплексов пород. После этого для каждого из блоков, ограниченных радиальными разломами, определяются центры тяжести и через них проводятся вектора подвижек. Затем определяются значения суммарных амплитуд и их направление путем простых замеров по карте (рис. 32, в).

Такой анализ возможно провести гораздо глубже, если в этом возникнет необходимость. Покажем это на примере Суолауйвского блока (рис. 32, г) для определения основных характеристик движения, на которых мы останавливались ранее. На рисунке видно, что все необходимые характеристики движений могут быть определены путем не очень сложных геометрических построений с использованием методов структурного анализа. Здесь же приведены их числовые величины. Таковы основные принципы восстановления изначально-

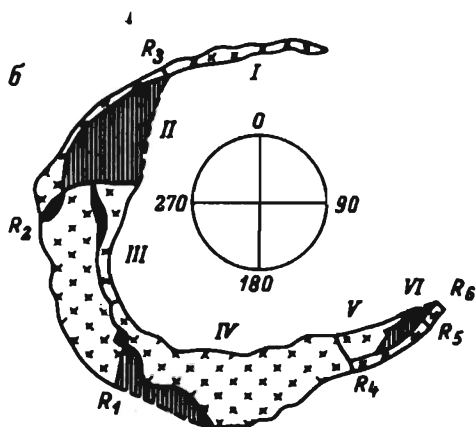
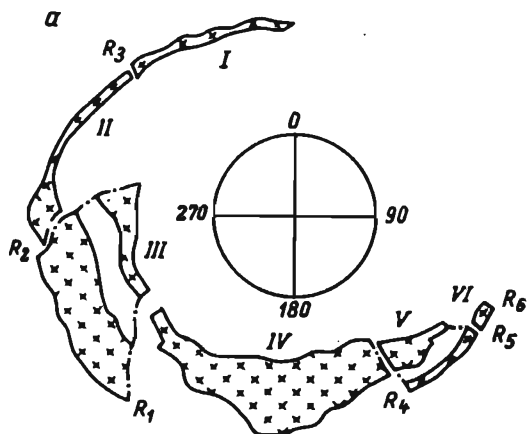


Рис. 32. Принципы восстановления изначально существовавшего строения комплексов Хибин и определения основных характеристик движений.

а - существующее строение комплекса рисчорритов; б - восстановленное изначально строение комплекса рисчорритов; в - совмещенная карта существующего и изначально строения комплекса рисчорритов; г - схема определения основных элементов подви-



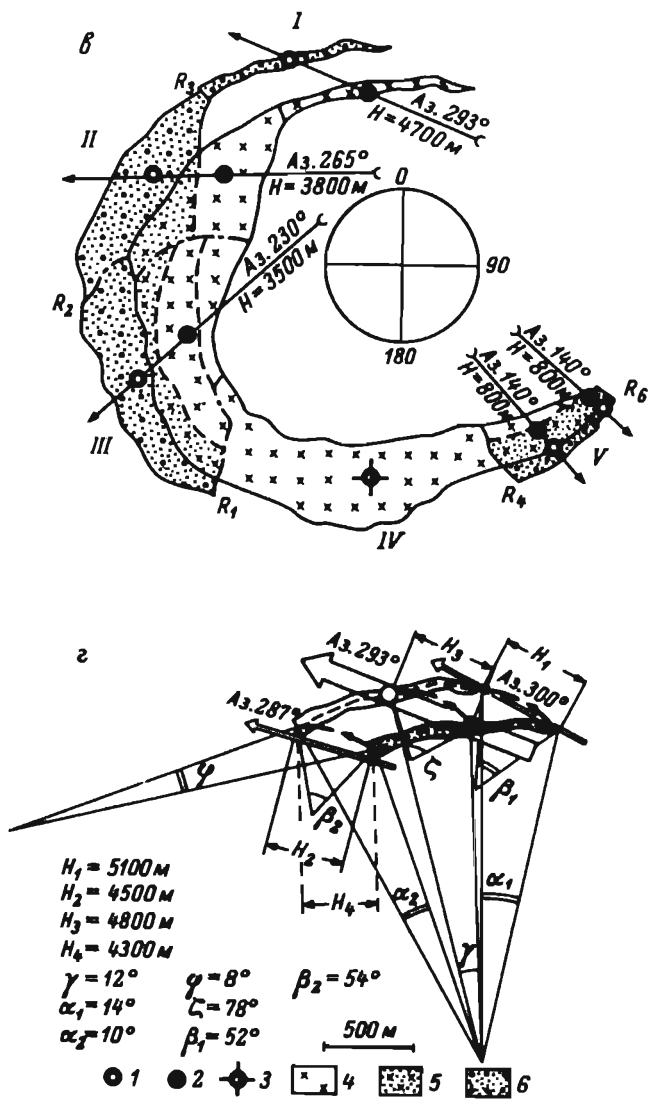


Рис. 32 (продолжение).

жек на примере Суолувайского блока. Для а-г: 1 - неподвижный, 2 - подвижный и 3 - перемещенный центры тяжести, 4 - риджорриты Центрального блока, 5 - совмещенный контур риджорритов, 6 - контур несоответствия. Наименования блоков и разломов см. на рис. 16.

но существовавшего строения комплекса Хибин и определения основных характеристик движений.

Проведенный нами анализ показал, что движения блоков совершались в направлении восстановления комплексов пород, т.е. от центральных областей к периферии, и имели радиально расходящийся характер. Анализ амплитуд подвижек показывает, что они были наибольшими в более древних комплексах. Некоторые комплексы, помимо поступательного испытывали незначительное вращательное движение на величину в  $3-5^{\circ}$ .

Для восстановления возможного размаха движений в процессе эндотектоники весьма наглядны специальные диаграммы. Особенности этих диаграмм заключается в том, что на них в определенном масштабе строятся области, захваченные движениями определенного направления. Границами этих областей являются площади, ограниченные перемещением осей симметрии концентрических интрузий и их центров тяжести. Для этого вначале на карте восстанавливаются изначальные контуры интрузивного комплекса, определяются центры тяжести отдельных его участков (блоков), ограниченных разломами, и через них проводится ось симметрии. Затем на этой же карте устанавливаются названные выше параметры для соответствующих комплексов в их конечном положении и области разнонаправленных движений покрываются различной штриховкой.

Эти графики показывают, что в начальный период деформаций движения блоков совершались от центра к краям, т.е. за счет расширения. В более позднее время, в результате начавшейся просадки в пределах эндотектонического очага в связи с общим спадом эндогенной активности, наблюдаются движения противоположного направления — от периферии к центру. Особенно заметно это на примере малиньит-луяваритов и предпоследнего интрузивного комплекса — ляхочорритов. Здесь отчетливо вырисовываются области площадного сокращения или сжатия, предопределенные движениями диаметрально противоположного направления.

## ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Результаты структурного анализа могут быть использованы для решения целого ряда практических задач. Сюда в первую очередь относятся вопросы, связанные с особенностями структуры рудного поля на глубоких горизонтах, вызванными наличием конических и

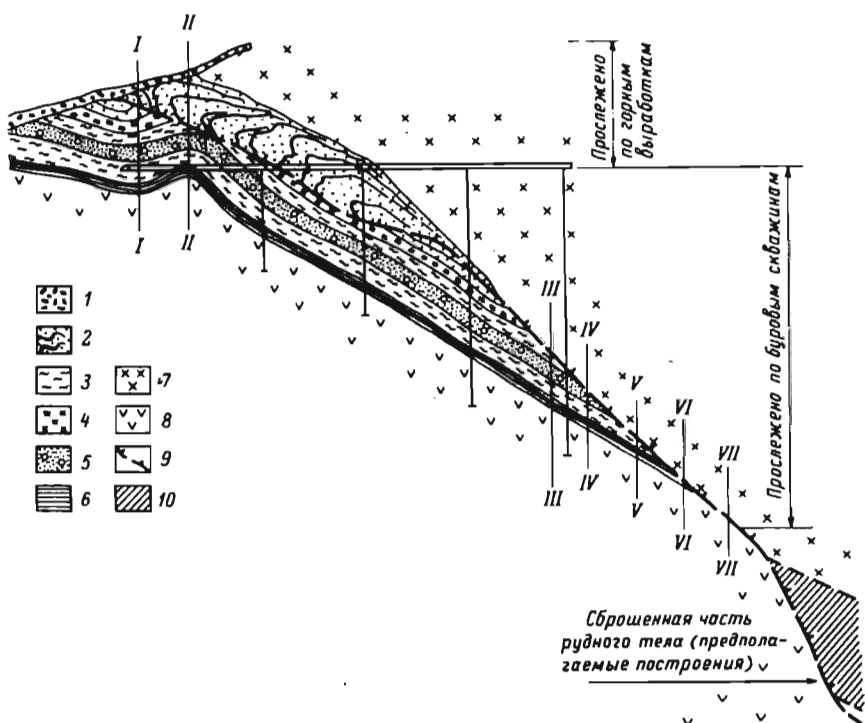


Рис. 33. Характер строения рудного тела, вызванный опусканием всячего бока по главному коническому разлому.

1 - моренные отложения; 2-6 - руды: 2 - пятнисто-полосчатые, 3 - линзовидно-полосчатые, 4 - сетчатые, 5 - крупноблоковые, 6 - полосчатые и уртит с апатитом; 7 - рихсчорриты; 8 - уртиты; 9 - главный конический разлом; 10 - предполагаемое положение сброшенной части рудного тела; 1-VII - типы структурно-тектонических сочленений.

радиальных разломов, использование метода реконструкции для проведения структурно-тектонического районирования в Хибинах для установления наиболее перспективных на апатит участков. Поэтому в данной главе мы и остановимся на рассмотрении положений, позволяющих охарактеризовать особенности воздействия конических и радиальных разломов на формирование современной морфологии рудного поля.

Конические разломы в связи с проявлением сбросо-сдвиговых подвижек вызывают смещения висячего бока рудного поля на более глубокие горизонты, срезая не только отдельные стратиграфические горизонты внутри рудных тел, но и обуславливая опускание их нижних частей с разрывом сплошности в направлении падения. Поэтому в строении рудных тел на глубину намечается несколько типов их структурно-тектонических сочленений с вмещающими породами от частичного до полного разрыва залежей (рис. 33).

Морфологической особенностью главного конического разлома на глубоких горизонтах является значительное увеличение угла его падения; если на верхних горизонтах угол падения разлома составляет около  $40^\circ$ , то с глубиной он увеличивается до  $65-70^\circ$ . В результате опускания возникла хорошо выраженная сбросовая структура прилегания пород висячего и лежащего бока вдоль поверхности главного конического разлома.

Исходя из общей структурно-тектонической оценки выделяется три основных морфологических типа в строении рудных тел: 1) без разрыва сплошности, 2) с частичным разрывом сплошности и 3) с полным разрывом сплошности.

В первом случае плоскость главного разлома не выходит за пределы рудного тела и все нарушения носят характер внутрирудных (внутриформационных). Значение амплитуды подвижек в данном случае могут быть определены по смещению маркирующих горизонтов. Этот тип характерен для центральных частей месторождений Кукисвумчорр-Расвумчоррского участка рудного поля. Совершенно иной характер носит морфологический тип, когда полость главного разлома выходит за пределы рудного тела, в связи с чем происходит частичный или полный разрыв залежи. Этот морфологический тип характерен для участка Гакман-Юкспорнок между Кукисвумчорр-Юкспорской и Расвумчоррской группами месторождений (рис. 28); для данного структурного типа характерны резкие пережимы мощности рудных тел.

Для морфологического типа с полным разрывом залежи характерным должно быть постепенное возрастание мощности головной части сброшенной залежи, так как это явление вызвано тем же самым процессом, что и уменьшение (рис. 34). В общем можно считать, что угловое несоответствие между полостью нарушения и падением залежи ( $\gamma$ ), соответствующее несброшенной ее части, будет сохраняться и для сброшенной части рудного тела, т.е. величина будет равна величине  $\gamma_1$ .

Выклинивание рудных тел по падению становится возможным только благодаря тому, что тектоническое нарушение проходит более круто по отношению к падению рудного тела. Анализ их совме-

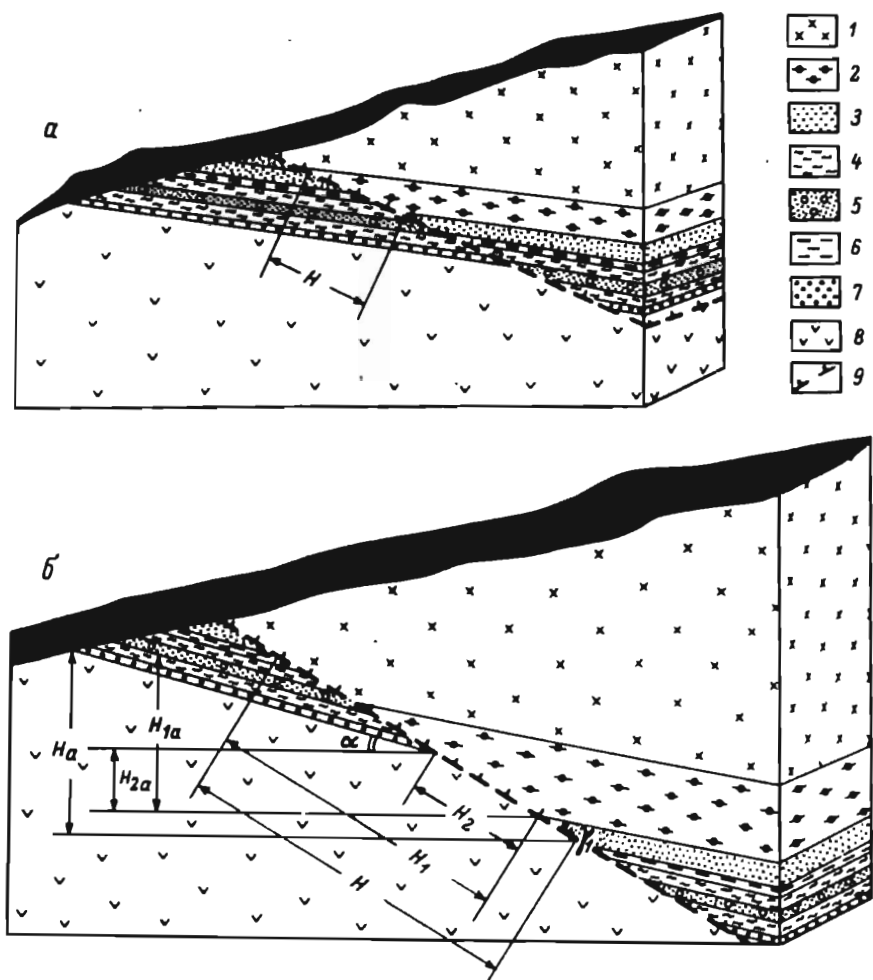


Рис. 34. Предполагаемая схема строения глубинной части рудного тела, вызванная воздействием конических разломов.

а - частичный и б - полный разрыв залежи; 1 - рихсчорриты; 2 - малиньиты; 3 - пятнистые руды; 4 - линзовидно-полосчатые руды; 5 - крупноблоковые руды; 6 - сетчатые руды; 7 - уртит с апатитом; 8 - уртит; 9 - главный конический разлом.

стного залегания показывает, что нарушение сечет рудное тело под углом в  $5-12^{\circ}$  и вызывает в связи с этим его тектоническое утончение, а не нормальное выклинивание. В связи с этим вопрос о поисках и разведке апатитовых залежей приобретает совершенно иное направление. В первую очередь он становится в области поисков сброшенных частей рудных тел. Поэтому необходимо установить амплитуду сбросовых движений всяческого бока, определение которой является задачей весьма сложной; в силу описанных выше причин она не является одинаковой для всех участков рудного поля.

На рис. 34 дана предполагаемая схема расположения сброшенной части всяческого бока апатитовых месторождений и обозначены амплитуды смещения в вертикальном разрезе. Здесь нами выделяется три значения амплитуды смещения, характеризующие положение сброшенной части по различным направлениям. Амплитуда  $H$  является истинной и измеряется расстоянием от одного маркирующего горизонта до другого вдоль плоскости нарушения. Амплитуда  $H_1$  определяет размеры смещения зоны богатых апатитовых руд и обозначает возможное положение головы сброшенной части в разрез, т.е. указывает на положение ее за пределами безрудного участка. Таким образом она может явиться критерием, предопределяющим верхний контур рудного тела, за которым возможно нахождение сброшенной рудной залежи. При этом надо напомнить, что не во всех частях рудных тел должен присутствовать безрудный участок. Там, где процесс распространился не до полного разрыва залежи, безрудный участок может отсутствовать.

Амплитуды  $H_a$ ,  $H_{1a}$  и  $H_{2a}$  характеризуют вертикальное смещение рудного тела. Амплитуда  $H_a$  соответствует полной величине смещения, амплитуда  $H_{1a}$  соответствует смещению головы сброшенной части и амплитуда  $H_{2a}$  соответствует смещению, образуемому безрудный участок. Размеры вертикальных смещений могут быть определены аналитически по формулам:

$$H_a = H \sin \alpha, \quad H_{1a} = H_1 \sin \alpha, \quad H_{2a} = H_2 \sin \alpha.$$

В том случае, когда плоскость нарушения проходит под углами, близкими в  $30-40^{\circ}$ , вертикальные амплитуды будут составлять около половины расстояния соответствующих амплитуд смещения вдоль полости разлома.

Переходя к рассмотрению численных значений выделенных амплитуд, следует иметь в виду, что по большинству разрезов мы имеем подсечение рудных тел в пределах нулевой отметки; глубже рудные тела разведаны очень слабо. Таким образом, в направлении падения главный конический разлом прослежен буровыми скважинами на глубину от 400-500 м с поверхности до 800-1200 м, но при этом ни в одной точке не подсечена сброшенная часть рудного тела. Поэтому надо полагать, что вскрытая часть главного конического

разлома является верхним его участком, имеющим продолжение на глубину за линию опорных скважин. По всей вероятности, на отметках до -400 м в пределах Кукисвумчоррского месторождения мы имеем дело с участком разлома, срезающим рудное тело, и еще не вышли разведочным бурением в его сброшенную часть, т.е. опорные скважины располагаются в верхней половине амплитуды  $H$  (рис. 34). При угле падения разлома порядка  $40-45^\circ$  вертикальная амплитуда только в разведанной его части составляет соответственно от 250-350 до 550-850 м. Поэтому можно считать, что полная амплитуда передвижения как в плоскости нарушения, так и соответствующая ей вертикальная составляющая будут иметь гораздо большие величины. Это подтверждается глубокой структурной скважиной (рис. 14), где разлом по падению прослежен на 2.0 км и по глубине на 1.5 км. Это пока единственная скважина, которая вышла в безрудный участок ( $H_2$ ) и подтвердила полное срезание рудного тела в направлении его падения.

Направления подвижек сбросо-сдвиговой тектоники и предварительно определенное значение амплитуд перемещения по главному коническому разлому позволяют наметить предполагаемые места расположения сброшенных частей рудного тела в пределах Кукисвумчорр-Расвумчоррского и Куэльпорского участков рудного поля (рис. 28 и табл. 6). Во всех случаях на основе проведенного структурного анализа можно предположить заложение профилей опорных скважин в направлении развития сбросо-сдвиговых подвижек для подсечения сброшенных частей рудных тел.

Радиальные разломы вызывают разобщение некогда единого кольца рудного поля на отдельные блоки с перемещением их относительно друг друга. Эти перемещения хорошо фиксируются по несоответственному прилеганию различных по возрасту комплексов пород на геологической карте. Наиболее крупные несоответствия наблюдаются на пограничных структурах Маловудьяврского блока вдоль зон Кукисвумчоррского и Поачвумчоррского разломов.

Однако при анализе геологической карты и рисовке контуров комплексов пород сказываются особенности сильно расчлененного рельефа Хибин и наличие покрова моренных отложений, что не дает возможности представить их истинные (неискаженные) очертания. Поэтому для более полного представления о несоответствии в залегании пород и возможных нарушениях общего кольцевого строения на более глубоких горизонтах массива мы применили широко используемый в структурных построениях способ последовательных горизонтальных срезов на различных гидсометрических отметках (+200, +0, -500, -1000 м), что соответствует глубинам от 1.5 до 2.0 км (рис. 35).

В соответствии со схемой, приведенной на рис. 17, можно считать, что движения блоков совершались относительно друг друга с прямо противоположными знаками, в связи с чем на одинаковых

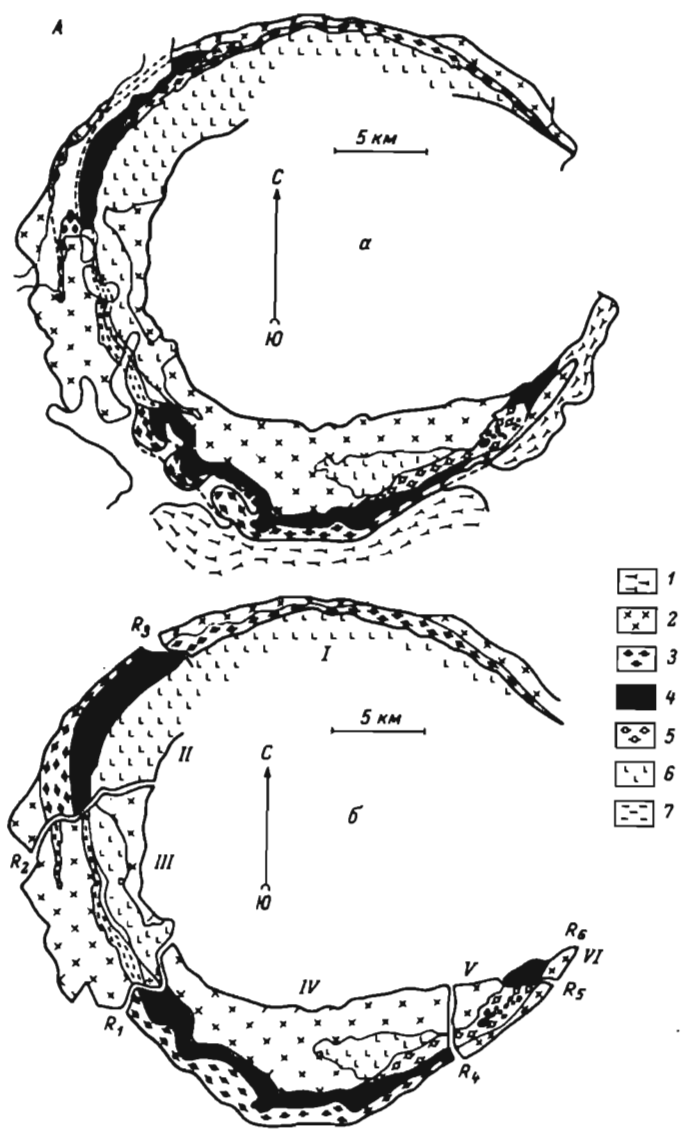


Рис. 35. Геологическая карта и срезы рудного поля на различных гипсометрических отметках.

А - геологическая карта по данным предыдущих исследований (а) и дополненная системой радиальных разломов по автору (б): 1 - хибиниты, 2 - рисчорриты, 3 - подрудные ийолиты, 4 - рудные тела и уртиты, 5 - надрудные ийолиты, 6 - лявошорриты, 7 - малиньбит-луйавриты;



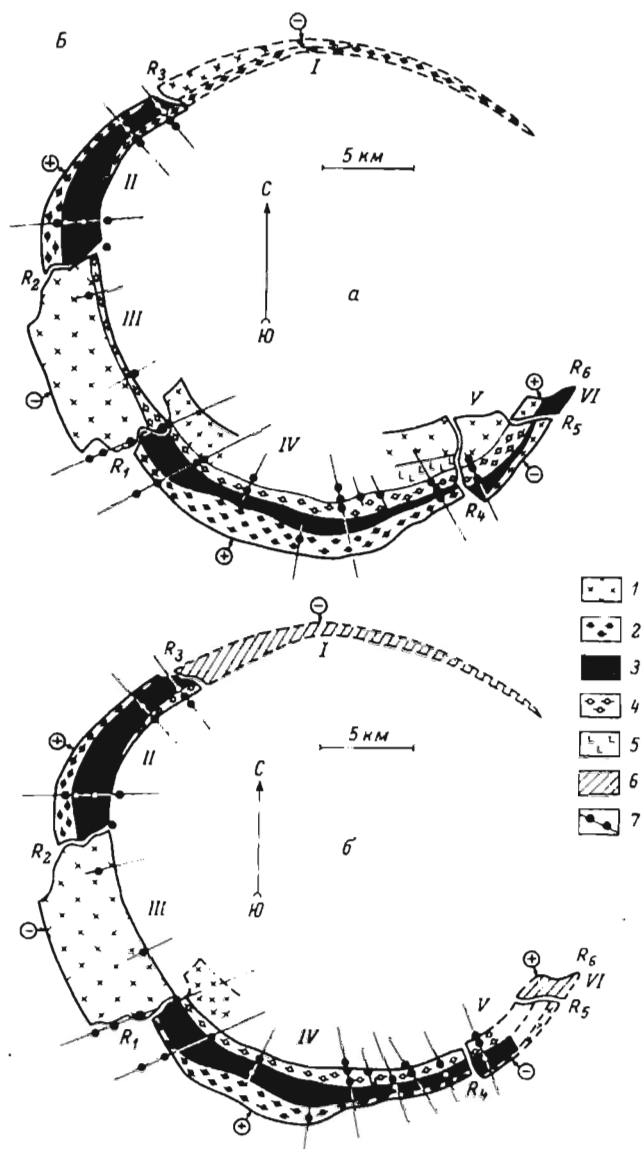


Рис. 35 (продолжение).

Б - срезы рудного поля на отметках +200 м (а) и +0 м (б): 1 - рисчорриты, 2 - подрудные ийолиты, 3 - рудные тела и уртиты, 4 - надрудные ийолиты, 5 - лявочорриты, 6 - неразбуренные участки рудного поля, 7 - разведочные профили и скважины (плюс - поднявшиеся и минус - опустившиеся блоки);

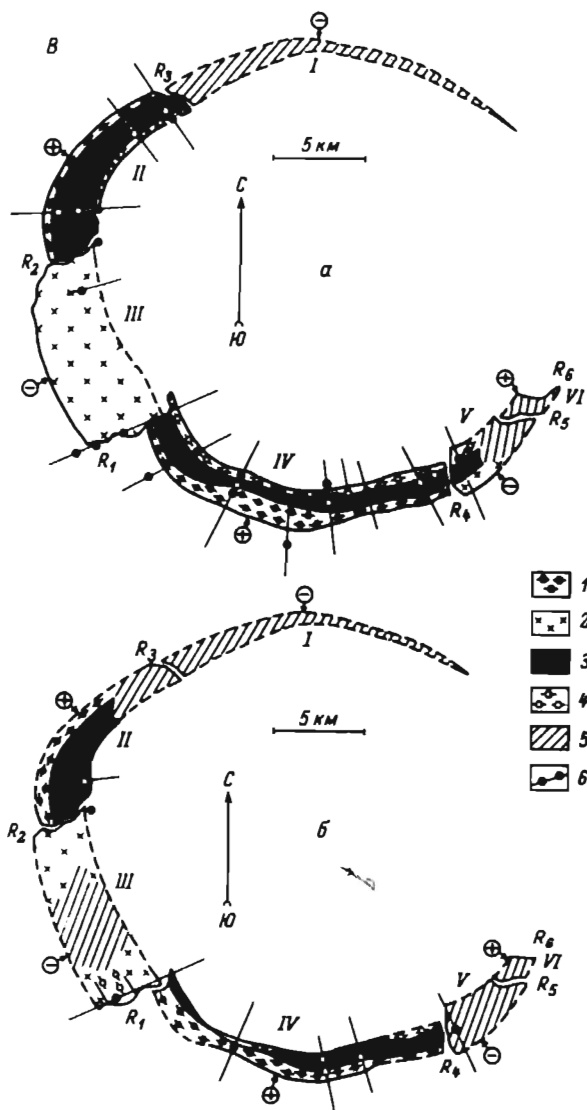


Рис. 35 (продолжение).

В - срезы рудного поля на отметках - 500 м (а) и - 1000 м (б): 1 - подрудные ийолиты, 2 - рихсорриты, 3 - рудные тела и ургиты, 4 - надрудные ийолиты, 5 - неразбуренные участки рудного поля, 6 - разведочные профили и скважины (плюс - приподнятые и минус - опустившиеся блоки);

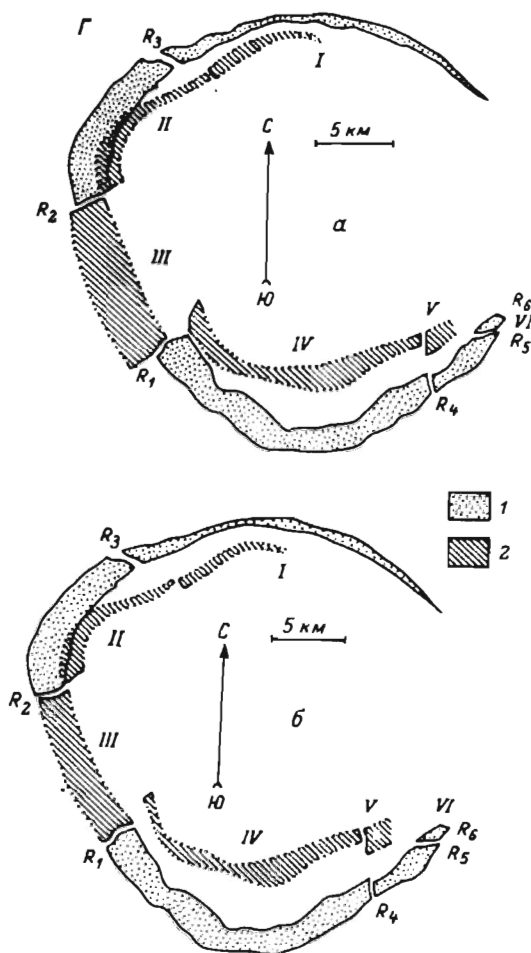


Рис. 35 (продолжение).

Г - положение ийолит-уртитов по геофизическим данным на отметках -1500 м (а) и - 2000 м (б); 1 - выходы ийолит-уртитов на дневную поверхность, 2 - положение ийолит-уртитов по геофизическим данным. Наименования блоков и разломов см. на рис. 16.

современных гипсометрических отметках мы имеем дело с горизонтами, располагающимися в ненарушенном залегании на различных глубинах. Этим и объясняются несоответствия геологического строения рудного поля в направлении всей его дуги.

Последние работы геофизиков дали возможность определить положение ийолит-уртитов рудного поля на отметках -1500 и -2000 м, что соответствует глубинам от 2,0 до 3,0 км. Выделенные участки несоответствия в залегании пород рудного поля отчетливо выступают и на этих глубинах. Таким образом, тектонические несоответствия устанавливаются в глубь массива по всей проследенной части разреза от горизонта горных работ, где были проведены специальные разведочные работы, через скважины глубокого структурно-поискового бурения до данных геофизических исследований.

Данные разведки в зоне Кукисвумчоррского разлома на границе Центрального и Маловудьяврского блоков показали тектоническую природу их современного сочленения и позволили установить относительное опускание Маловудьяврского блока по отношению к Центральному с разрывом всех комплексов пород и нарушением общей кольцевой структуры массива. Это обстоятельство дает право предположить, что часть рудного поля в пределах Маловудьяврского блока опущена и не имеет выхода на дневную поверхность, что подтверждают и геофизические исследования, которые указывают на наличие под ризчорритами данного блока тела ийолит-уртитовых пород мощностью до 1000-1500 м на глубине в 2,0-2,5 км, а это как раз те самые средние мощности продуктивного комплекса, которые соответствуют наиболее крупным месторождениям апатито-нефелиновых руд. Масштабы несоответствия в прилегании комплексов пород на границе сочленения других блоков гораздо меньше, хотя по природе они аналогичны вышеописанным.

Особенно отчетливо эти несоответствия выделяются на продольных разрезах, проведенных нормально к линиям радиальных разломов (рис. 36). Здесь не только вырисовываются описанные выше несоответствия, но и определяются относительные амплитуды смещений. Так, например, амплитуда перемещения Маловудьяврского блока (III) относительно Центрального (IV) по линии Кукисвумчоррского разлома составляет не менее 2,0-2,5 км. Амплитуды перемещения других блоков в связи со слабой разведанностью на участках их сочленений пока еще не выявлены, но они будут значительно меньшими, порядка 300-500 м до 1,0 км.

С использованием метода структурного анализа становится вполне вероятным применение способа реконструкции для разработки основных принципов структурно-тектонического районирования в пределах Хибинского массива. До сих пор такой попытки сделано не было. Это объясняется тем, что работы подобного рода были начаты сравнительно недавно и только результаты специальных исследований последних лет по структуре и тектонике апатито-нефели-

новых месторождений позволяют в первом приближении разработать эти принципы для прогнозирования поисков слепых рудных тел.

Отправным моментом в решении этого вопроса следует считать наличие системы радиальных разломов Хибинского массива, расчленивших некогда единое рудное поле на ряд отдельных относительно переместившихся блоков по типу грабено-горстов. Установление грабено-горстового характера строения рудного поля позволяет по-новому, со структурно-тектонических позиций подойти к

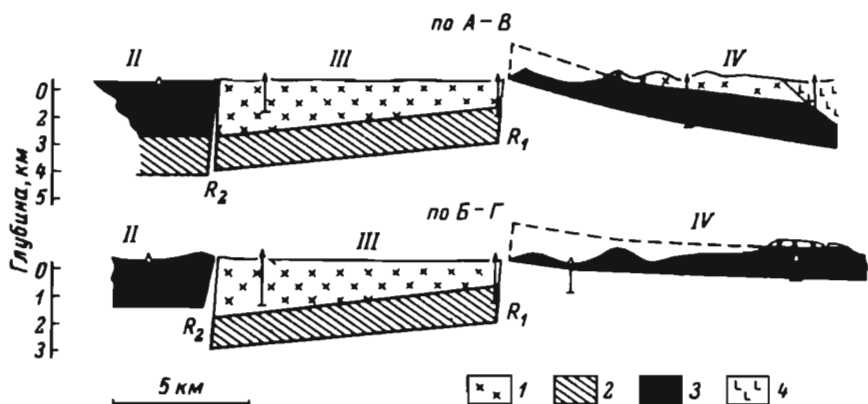


Рис. 36. Продольные разрезы через Маловудьявский блок с учетом данных глубокого бурения и сейсморазведки.

1 - рисчорриты; 2 - положение ийолит-уртитов по геофизическим данным; 3 - положение разведанных участков ийолит-уртитовой интрузии; 4 - лявчорриты. Наименования блоков и разломов см. на рис. 16.

перспективной оценке тех или иных участков, исходя из предположения о том, что некогда единое рудное тело было разобщено радиальными разломами, часть его опустилась на более глубокие горизонты и не имеет выходов на дневную поверхность.

В основу принципа структурно-тектонического районирования нами положен метод реконструкции изначально существовавшего строения, опирающийся на факты точно установленного положения маркирующих горизонтов в разрезе рудного поля. Такими горизонтами являются (снизу вверх): трахитоидные ийолиты, уртиты, рудные тела, полевошпатовые ийолит-малиньиты и рисчорриты. В настоящее время лучше всего возможности этого метода можно показать на примере реконструкции изначально положения Маловудьявского блока как наиболее изученного. Метод реконструкции заключается

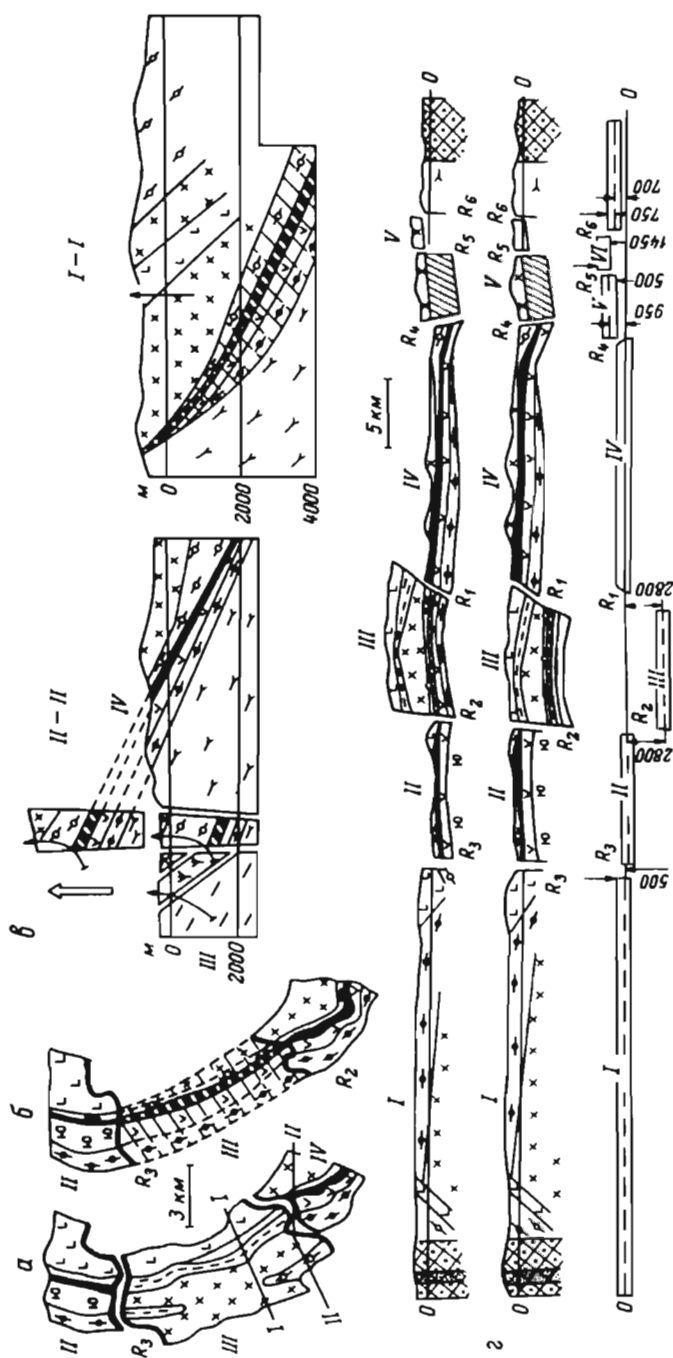


Рис. 37. Принципиальная схема использования метода реконструкции для разработки основ структурно-тектонического районирования в пределах рудного поля Хибинского массива.

а - геологическая карта рудного поля в пределах Маловудьявского (11) блока; б, в - реконструкция участка рудного поля в пределах Маловудьявского блока в плане и поперечном разрезе; г - реконструкция кольцевого строения рудного поля. Для а-г: 1 - предполагаемое положение рудного тела по данным реконструкции, 2 - положение ийолит-уртитов по геофизическим данным, 3 - луварит-маллинциты, 4-6 - соответственно роговообманковые, массивные и трахитоидные фойиты, 7 - лавочорриты, 8 - ювиты, 9 - уртиты, 10 - надрудные ийолиты, 11 - подрудные ийолиты, 12 - рудные тела, 13 - рисчорриты, 14-16 - соответственно трахитоидные, массивные и грубозернистые хибиниты, 17 - зоны сиенитизации, 18 - ромбен-порфиры, 19 - роговики, 20 - повышенные аномалии силы тяжести, связанные с неизвестными породами, 21 - локальные гравимагнитные аномалии  $\Delta g$  и  $\Delta Z$ , связанные с ксенолитами роговиков и других пород кровли. Наименования блоков и разломов см. на рис. 16.

в построении определенных сечений, которые позволяют не только восстановить изначальное строение участка, но и путем обратного анализа определить наиболее вероятное местоположение опущенных частей рудных тел, амплитуды их перемещений и ориентировочную глубину залегания (рис. 37). На рис. 37, в показан принцип реконструкции в поперечном разрезе, где его восточная часть представлена данными эксплуатационной разведки и горных работ на площади Центрального блока, а западная, со стороны опустившегося Маловудьявского блока, - данными глубокого структурно-поискового бурения и сейсморазведки. Определенная путем совмещения положения комплексов пород в направлении восстания амплитуда передвижки составляет 2,5-2,8 км.

Однако этот прием не дает возможности определить пространственное положение сброшенной части рудного тела для проектирования геологоразведочных работ. Подтвердить амплитуду и установить положение опустившейся части возможно путем восстановления первоначального строения рудного поля в продольном сечении и плане (позиции рис. 37, б и г). Если приподнять на величину в 2,5-2,8 км ийолит-уртитовое тело, расположенное под рисчорритами Маловудьявского блока, наличие которого отмечает сейсморазведка и частично уже подтвердили глубокие буровые скважины, то ийолит-уртитовая интрузия в пределах этого блока сомкнется в сплошную дугу без каких-либо перерывов и несоответствий как в продольном разрезе, так и на гео-

логической карте. При этом уже не представляет труда определить и местонахождение смещенной части рудного тела путем простого соединения его окончаний со стороны Центрального и Кузельпорского блоков, где оно точно установлено данными разведки и эксплуатации.

Эти примеры указывают на возможность применения метода реконструкции в наиболее сложных по строению участках, в частности на продольных разрезах, где несоответствие в залегании рисчорритов и ийолит-уртитов вырисовываются наиболее отчетливо. Здесь отчетливо видно, что если приподнять Маловудьяврский блок на величину около 2,5–2,8 км, то ийолит-уртитовая интрузия сожмется полностью по верхнему контакту с рисчорритами и станет возможным реконструировать положение рудного тела в данном сечении, что очень важно. Точно так же при реконструкции в плане совершенно четко увязывается внешняя граница рудного поля, которое в результате воздействия системы радиальных разломов было нарушено, в связи с чем и наблюдаются все отмеченные ранее несоответствия в залегании отдельных комплексов пород как на карте, так и на разрезах.

При знании трехмерных сечений (поперечным, продольным и горизонтальным) уже нет особых затруднений для воссоздания объемной фигуры опустившегося блока и пространственного определения слагающих его комплексов пород и рудного тела. После этого обратным методом – опусканием на определенную ранее величину амплитуды – можно установить и их положение в современном залегании.

После определения амплитуд перемещения и особенностей структурного положения Маловудьяврского блока в пределах рудного поля и Хибинского массива можно перейти к практическим задачам по поискам опущенной части рудного тела в пределах этого блока. В настоящее время прогнозы апатитоносности Маловудьяврского блока делаются только на основании косвенных признаков – данных структурного анализа. Исходя из структурно-геологического положения, участок Маловудьяврского блока может оказаться весьма перспективным.

Во-первых, его длина по простиранию составляет около 11 км и он по размерам мало уступает центральному блоку, где сосредоточены основные запасы промышленных руд. Во-вторых, мощность ийолит-уртитов под рисчорритами Маловудьяврского блока составляет около 1,5–2,0 км, что соответствует наиболее мощным частям апатито-нефелиновых руд на главных месторождениях. В-третьих, двумя глубокими скважинами уже вскрыты сфеновые породы, что может указывать на наличие под ними основного апатитового оруденения. В-четвертых, и это является самым главным, ийолит-уртиты в пределах Маловудьяврского блока должны сохраниться полностью. Поэтому здесь мы имеем возможность установить геологи-



ческое строение ийолит-уртитовой интрузии от ее головной части, проследить особенности в распределении апатитовой минерализации и обнаружить незеродированную часть рудного тела.

Для количественной оценки рудного тела мы использовали метод пересчета по коэффициенту рудоносности на массу ийолит-уртитов, приняв за эталон участок основных месторождений в пределах

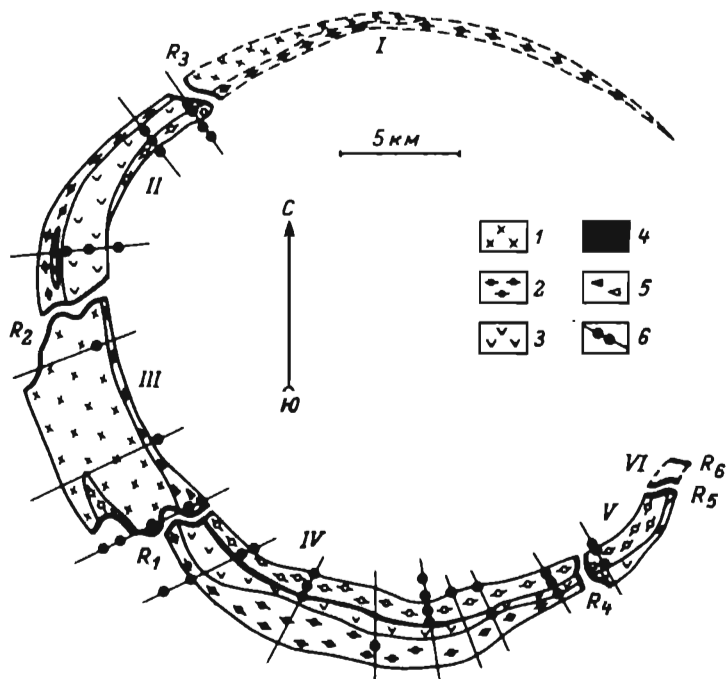


Рис. 38. Срез рудного поля на отметке +200 м по данным разведочного бурения.

1 - рихсчорриты; 2 - подрудные ийолиты; 3 - уртиты; 4 - рудные тела; 5 - малиньит-луявриты; 6 - разведочные профили. Наименования блоков и разломов см. на рис. 16.

Центрального блока. Коэффициент рудоносности составляет здесь около  $0,05 \text{ т/м}^3$ . Простой пересчет дает очень большую цифру - 1,8 млрд тонн апатито-нефелиновых руд. Таким образом, прогнозные запасы в пределах Маловудьяврского блока могут быть весьма существенными (предполагаемое их пространственное расположение см. на рис. 37, б, г).

Точно такой же анализ можно провести и для других блоков

на основе обобщения данных результатов разведки. Поэтому об амплитудах перемещения других блоков из-за слабой разведанности участков их сочленения пока следует говорить лишь приближенно. Но безусловным является то, что амплитуды подвижек по ним значительно меньше (рис. 37, г). На рис. 37 приведена принципиальная

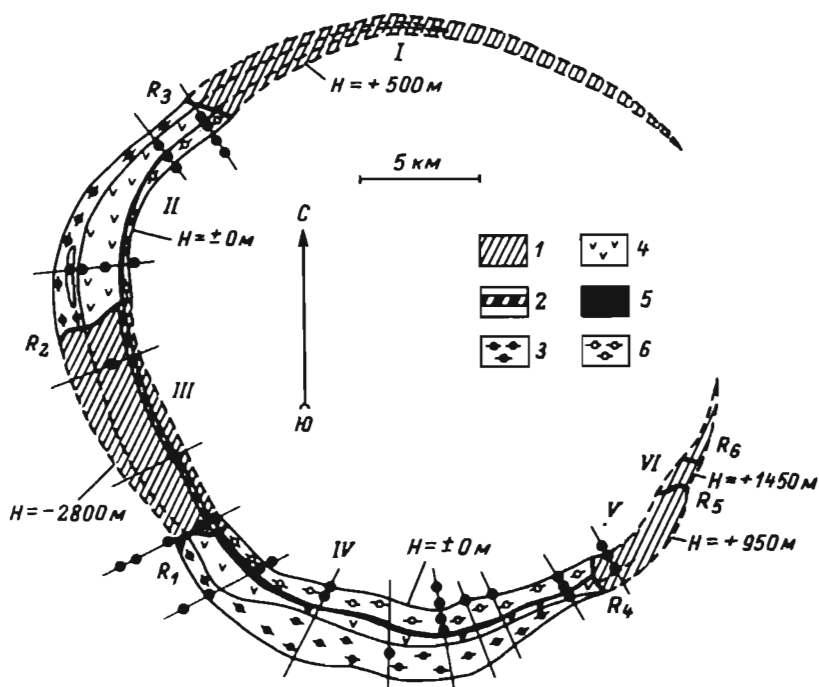


Рис. 39. Реконструкция рудного поля на отметке +200 м.

1 - реконструированные участки; 2 - реконструированное положение рудного тела; 3 - подрудные нефелиты; 4 - уртиты; 5 - рудные тела; 6 - надрудные нефелиты. Наименования блоков и разломов см. на рис. 16,

схема движения блоков, на которой видно, что в целом проседание развивалось в сторону Маловудьявского блока, образуя грабеногорстовый характер строения рудного поля. Отдельные блоки имеют амплитуды относительных подвижек от 0,5 до 2,8 км, а общая относительная величина их перемещения составляет более 4,0 км.

Безусловно, что на современном этапе изученности дать научно обоснованную характеристику апатитоносности всех блоков весь-

ма затруднительно. Однако на примере реконструкции Маловудьявр-ского блока довольно отчетливо видны возможности применения принципов структурно-тектонического районирования для поисков смещенных частей рудных тел, ведущего к ряду принципиально новых направлений в проведении научно-исследовательских и геолого-разведочных работ для решения специальных задач.

Необходимо изучить характер сочленения остальных блоков между собой, установить точные амплитуды подвижек, пространственное расположение перемещенных участков и наметить на основе этого наиболее перспективные на апатит районы. Если в пределах Маловудьяврского блока ориентировочные глубины залегания смещенной части ийолит-уртитовой интрузии составляют от 1,0-1,5 км в головной части и до 4,0-5,0 км в центральной (рис. 37, г), то в пределах других блоков эти величины могут быть значительно меньшими.

В зоне Кукисвумчоррского радиального разлома установлено наличие крупных обломков роговиков размерами до 1,0 км и более, которые представляют древнюю кровлю Хибинского массива. Это дало нам возможность произвести реконструкцию бывшей кровли и определить, что верхняя часть массива около 50% его мощности была уничтожена ледниковой эрозией. В результате, как следует полагать, рудные тела полностью могли сохраниться только в пределах Маловудьяврского блока в связи с его опусканием ниже уровня денудационного среза.

Пользуясь методом реконструкции, можно восстановить изначальное строение всего комплекса ийолит-уртитов и рудного поля, приподняв или опустив различные блоки на величину амплитуды, соответствующую их подвижкам (рис. 37, г). Для этого выбирается какой-либо определенный срез (например, +200 м) как наиболее изученный и по линиям опорных разрезов производятся соответствующие построения. На рис. 38 и 39 приведены соответственно срезы существующего строения рудного поля на отметке +200 м и реконструкция его изначального строения до воздействия системы радиальных разломов.

Из рис. 37 явствует, что северная часть рудного поля (Суолауйвский блок) и юго-восточная его часть (Ньорклахкский и Коашкарский блоки) значительно приподняты и денудированы в большей степени, чем Центральный блок. Они приподняты относительно последнего на величину от +500 м (Суолауйвский блок) до 1450 м (Коашкарский блок). Таким образом в пределах Центрального блока сохранилась неденудированной значительно большая часть интрузии ийолит-уртитов, чем в северной и юго-восточной частях массива на длине по восстанию от 500 до 1500 м. Отсюда становится понятным, что перспективы этих участков на апатит соответственным образом снижаются, и здесь мы имеем дело с гораздо более глубокими частями ийолит-уртитовой интрузии, чем в пределах

Центрального блока. Совершенно иная картина может быть предложена для участка Маловудьяврского блока, где интрузия ийолитуртитов сохранилась полностью, поскольку она погружена на величину порядка 2,5–2,8 км, и где рудное тело не было захвачено эрозией.

#### НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ РАДИАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ ХИБИН

Основные черты тектонического строения Кольского полуострова изложены в работах Л.Я. Харитонова (1956), К.О. Кратца и К.А. Шуркина (1960). В этих работах рассматриваются вопросы геологии, стратиграфии, выделяются крупные структурные элементы. Непосредственно вопросам проявления разрывной тектоники на Кольском полуострове посвящены работы А.П. Карпинского (1920), Г.П. Рихтера (1934), Г.Д. Панова (1939), А.А. Полканова (1955), Н.А. Волоховской (1960), М.К. Граве, В.Я. Евзерова (1963), В.А. Токарева (1966, 1972), М.Т. Козлова (1972).

По Л.Я. Харитонову, Кольский полуостров представляет собой сложноскладчатую область, характерной чертой тектоники которой является чередование антиклинориев, сложенных породами архея, и синклинориев, сложенных породами верхнего архея, протерозоя и частично палеозоя. Территориально Хибинский массив расположен в пределах ЮВ (Варзугского) участка на северном крыле синклинория свиты имандра-варзуга. Свита имандра-варзуга образует синклинорий, осложненный складками второго и более низких порядков и соответствующими складчатостями нарушениями дизъюнктивного характера. По мнению Л.Я. Харитонова, наличие сбросов, затрагивающих контактные роговики Хибинского массива, позволяет говорить о проявлении в данном районе тектонических движений последевонского возраста.

В соответствии с представлениями Г.Д. Рихтера для Кольского полуострова намечается две системы разломов: север-северо-западная (главная) и восток-северо-восточная. Ориентировка разломов первой системы совпадает с простиранием пород фундамента. Некоторые разрывы совпадают с контактами различных формаций. Массивы щелочных пород Хибинской и Ловозерской тундр образовались в палеозое на пересечениях разломов двух указанных направлений. Вокруг этих разломов возникла самостоятельная система концентрических и радиальных разломов, являющихся результатом более быстрого подъема щелочных массивов.

Н.А. Волотовская (1960) в пределах Карело-Кольского региона выделяет три ослабленных пояса: южный (Кандалакшский), центральный (Ковдорско-Салмагорский) и северный (Себляврский). Эти пояса маркируются интрузиями палеозойских ультраосновных, щелочных и карбонатных пород. К Кандалакшскому поясу приурочены интрузии Турьего мыса, Ковдозерский массив, массив Большой Vuориярви, массив Малый Vuориярви и Салланлатвинский массив; к Ковдорско-Салмагорскому – массивы Песочный, Салмагорский, Африкандский, Лесная и Озерная Вараки, Большой Ковдорский; к Себляврскому – массивы Эгириновый Наволок и Себляврский. По ее данным, эти массивы тяготеют к крупным радиальным разломам СЗ направления, с которыми связаны грабенообразные опускания в районе Кандалакшского залива и Кильдина-Рыбачьего. А.В. Галахов (1965) считает, что такое расположение массивов может быть предопределено или существованием древних радиальных разломов или пересечением их с системой более молодых расколов, контролировавших размещение магматического расплава. К ним можно отнести куполовидные и вытянутые структурные неровности нижней границы земной коры, в апикальных частях которых размещается магна. Подтверждением этому являются данные геофизических исследований Г.Д. Панасенко (1963), который отмечает под Хибинским массивом поднятие подошвы земной коры и соответственно подкорового вещества с амплитудой до 15 км. Именно с этим поднятием генетически связано образование Хибинского субвулкана.

Щелочной магматизм достиг, по всей вероятности, максимального развития в палеозое: в этот период возникла группа каледонских интрузий ультраосновных щелочных пород, карбонатитов и группа герцинских интрузий преимущественно нефелиновых сиенитов. Помимо них, по данным определения абсолютного возраста (Полжанов, Герлинг, 1960) выделяется группа более древних протерозойских щелочных массивов: Гремяха-Вырмес и Сахариокский. Таким образом, магматическая деятельность на Кольском полуострове прослеживается от протерозоя до палеозоя.

По представлениям Козлова М.Т. (1966), в центральной и ЮВ частях Кольского полуострова намечается несколько основных разрывных структур. Сюда относятся разломы глубинного типа ССВ направления (Цагинский и Стрельнинско-Святоносский), которые были указаны еще Г.Д. Рихтером, глубинные разломы СЗ, местами субширотного направления (Имаюдра-Варзугский и Колмозеро-Воронья-Кейвский), которые также были отмечены Г.Д. Рихтером. Кроме этого, к данной группе относятся разломы Карпинского, ограничивающие блок Кольского полуострова со стороны Баренцева и Белого морей, Хибинский грабен (Хибинский глубинный разлом) и пограничная флексура между Балтийским щитом и Русской платформой.

Непосредственно тектоника Прихлебинского участка Кольского полуострова изучена недостаточно, хотя по времени исследования имеет уже довольно длительную историю. Так, Г.Д. Рихтер (1934) по характеру строения района и наличию присущих ему характерных черт рельефа выделяет данный участок в самостоятельную орографическую единицу, центральное место в которой занимает Хибинский массив. Он считает, что рельеф прилегающего к Хибинам района создан в основном за счет его воздействия. Хибинский массив с запада и востока окружен глубокими тектоническими озерами Имандра и Умба, а с севера и с юга — обширными низинами. Эти низины располагаются кольцеобразно вокруг массива. Озеро Имандра правильно повторяет очертания последнего, а береговая линия его образует ряд губ, вытянутых в этом же направлении. Почти точно параллельно берегу на расстоянии 1-2 км по дну озера протягивается глубокий желоб, наибольшие глубины которого достигают 67 м при угле наклона дна до 46°.

Кроме указанных орографических линий, в районе намечается еще одна система радиально расходящихся направлений низменностей; в самом массиве эти линии выражены в виде широких и довольно глубоких плавных долин. При этом заливы западного берега оз. Имандра расположены как раз напротив глубоких и широких долин, расчленяющих массив на отдельные части. Отсюда Г.Д. Рихтер делает вывод о наличии в Прихлебинском районе системы концентрических и радиальных разломов, возникновение которых связано со становлением массива. На это же указывал и Б.М. Куллетский (1928, 1931).

Ф.В. Крогиус (1932), проводя изучение оз. Умба, отделяющего Хибинский массив от Ловозерского, установил, что по дну оз. Умба в направлении его большой оси тянется широкий подводный хребет, разграничивающий две глубокие впадины (до 80 м). Эти впадины хорошо укладываются в систему Хибинских и Ловозерских концентрических разломов и территориально располагаются в районе залива Тульилухт, соответствуя „тектоническому ядру“ Хибин (рис. 18).

Хибинский грабен (или Хибинский глубинный разлом, по В.А. Токареву) прослеживается щелочными интрузиями среднепротерозойского возраста — Хибинской, Ловозерской, Кургинской, Контозерской, и до сих пор сопровождается дифференцированными движениями блоков в пределах грабена.

Ряд исследователей (Мурзаев, 1935; Арманд, Дорфман, 1959; Карпов, 1960, и др.) указывают на признаки послеледниковых подвижек в пределах Хибинского массива, что подтверждается данными о землетрясениях в его пределах. Так, Г.Д. Панасенко относит впадину оз. Б. Имандра и долину Кукисвум, пересекающую Хибинский массив, к тектоническим образованиям. Им же были отмечены очаги землетрясений в полосе, приуроченной к району рудников комбината „Апатит“, которая территориально совпадает с зоной Кукис-

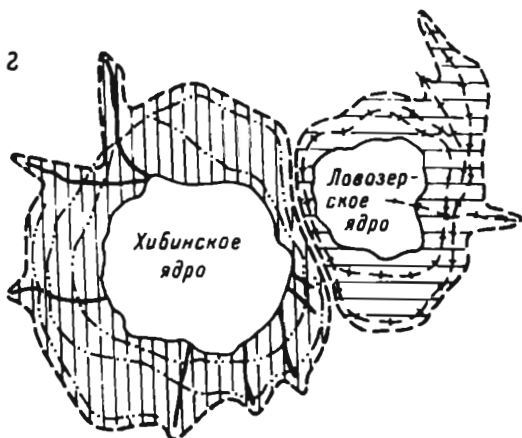
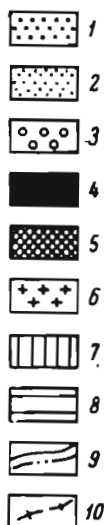
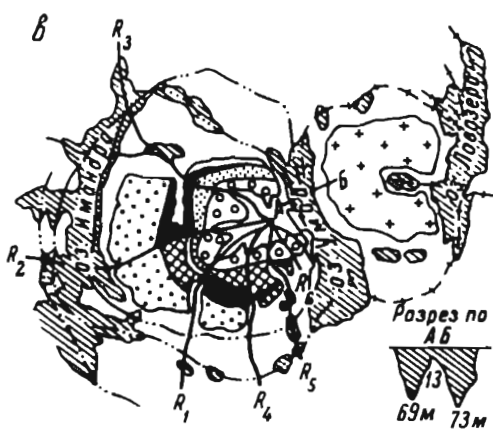
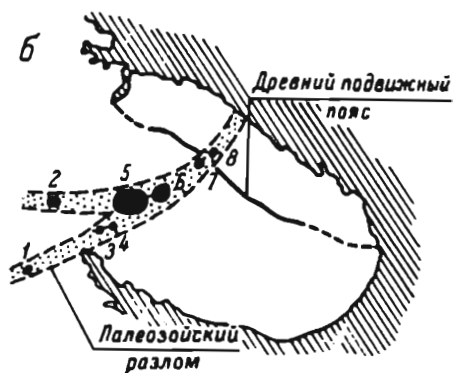
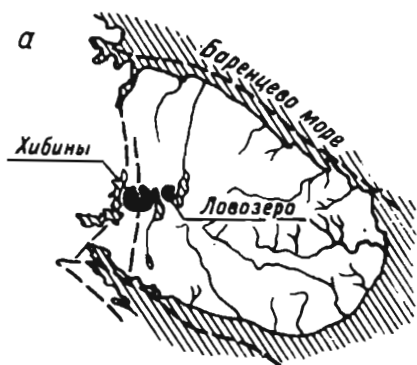
вумчоррского радиального разлома. Б.И. Кошечкин (1972), рассматривая дифференцированные новейшие тектонические движения, отмечает их наибольшие амплитуды в районе Хибинских и Ловозерских тундр с плюсовым знаком до 1,5–2,0 мм в год в послеледниковое время.

Сопоставление геологических и геоморфологических данных с землетрясениями позволяет, по мнению Г.Д. Панасенко, не только выделить зоны разломов с признаками современной тектонической деятельности, но и судить о мощности и строении коры Кольского полуострова, которая в пределах Хибинско-Ловозерского участка составляет от 49 до 53 км при мощности гранитного слоя в 21 км.

В.А. Токарев, рассматривая историю развития древнего подвижного пояса Колмозеро-Воронья и Хибинского разлома на Кольском полуострове, также останавливает внимание на их региональном значении (рис. 40). Хибинский и Ловозерский массивы приурочены к месту пересечения этих структур. Хибинский разлом протягивается от Хибин, Ловозера, Курги до Кантозера, а в пределах Мурманского блока фиксируется зонами брекчирования, миланитизации, дайками основных пород, небольшими массивами щелочных сиенитов и элементами рельефа. В пределах Хибин ширина этого разлома составляет около 40 км, длина его превышает 300 км.

Некоторые исследователи (Граве, Евзеров, 1963) высказывают предположение о горстовом характере Ловозерского массива, который ограничен системой разломов как на периферии интрузива, так и за его пределами. Ими же предполагается, что тектонические элементы присущи и самому массиву, – в частности, они считают впадину оз. Сейдьявр результатом опускания данного участка массива по сбросам. Другая группа исследователей (Буссен, Сахаров, 1967) не видит оснований для выделения в пределах массива крупных тектонических элементов и объясняют расчлененность рельефа только действиями эрозионных факторов в направлении интенсивной трещиноватости. К сожалению, нет специальных работ, посвященных тектонике Ловозерского массива, и все представления о ней могут быть сделаны только на основании отдельных исследований. Однако И.В. Буссен и А.С. Сахаров указывают на сбросовый характер Умбозерской впадины и, таким образом, признают наличие разломов во вмещающей раме.

Рассматривая процесс становления тектоники Хибин, необходимо увязывать данное явление с движениями вмещающей рамы. Эти движения были обусловлены внедрением мощных интрузий центрального типа в районе Хибин и Ловозера. На рис. 40, в приводится схематическое изображение предполагаемой системы сопряженных разломов во вмещающей раме, сопровождающих формирование Хибинского и Ловозерского массивов, а на рис. 40, г представлена конфигурация наиболее активных в тектоническом отношении участ-





ков рамы в процессе становления плутонов. Активные участки хорошо отражаются на местности системой понижений рельефа и кольцом вытянутых озер. Особенно заметно это по взаимному расположению массивов и крупнейших озер на Кольском полуострове – Имандра, Умба и Ловозеро. Эти озера почти сплошным кольцом опоясывают массивы, располагаясь непосредственно у их подножий. Можно констатировать, что образование этих интрузий вызвало активность вмещающей рамы, которая сопровождалась образованием системы концентрических и радиальных разломов.

Возбуждающее воздействие на вмещающую раму вызвано сложным и длительным процессом формирования центральных интрузий; так, например, Н.А. Елисеев в пределах Хибинского массива выделяет семь интрузивных фаз, а Б.М. Куллетский – пять. Этот факт, по мнению Н.А. Елисеева, свидетельствует о том, что центр ритмично возобновляющихся кольцевых и конических разломов в процессе становления Хибин неуклонно перемещался в восточном направлении. Срезание более древних интрузий молодыми в результате перемещения центров конических разломов привело к тому, что все комплексы, за исключением фойяитов, имеют в плане серповидную форму. Лишь самое последнее коническое тело фойяитов сохранило свои первоначальные очертания.

С.И. Зак отмечает, что тектонические деформации вызвали на территории Хибин появление зон огнейсования ризчорритов и

Рис. 40. Новые представления о тектонике Кольского полуострова.

а – современные сейсмические зоны Кольского полуострова, по Г.Д. Панасенко (1957); б – схема расположения древнего (протерозойского) подвижного комплекса Колмозеро–Воронья и Хибинского разлома на Кольском полуострове, по В.А. Токареву и М.Т. Козлову (массивы: 1 – Vuoriaarvi, 2 – Ковдор, 3 – Африканда, 4 – Лесная Варака, 5 – Хибины, 6 – Ловозеро, 7 – Кантозеро, 8 – Пулозеро); в и г – схемы разломов вмещающей рамы, возникшие в процессе становления Хибинского и Ловозерского массивов: в – тектоническая схема концентрических и радиальных разломов, г – наиболее активные в тектоническом отношении участки вмещающей рамы в процессе становления массивов (1 – хибиниты, 2 – лязочорриты, 3 – фойяиты, 4 – ийолит–уртиты, 5 – ризчорриты, 6 – Ловозерский массив, 7 – Хибинская тектоническая зона, 8 – Ловозерская тектоническая зона, 9 – Хибинская система разломов, 10 – Ловозерская система разломов; АБ – профиль через оз. Умба, по Ф.В. Крогиусу; разломы:  $R_1$  – Кукисвумчоррский;  $R_2$  – Поачвумчоррский;  $R_3$  – Куэльпорский;  $R_4$  – Суолуайвский;  $R_5$  – Ньоркпахский;  $R_8$  – Коашкарский).

Таблица 7

Перемещения центров интрузий Хибинского массива в процессе их становления (по С.И. Заку)

Интрузивная фаза	Породы, слагающие интрузии	Азимут длинной оси интрузии, град.	Размер длинной оси, км	Размер короткой оси, км	Эксцентриситет	Местоположение центра данной интрузии			
						по отношению к центру предшествующей		по отношению к центру интрузии хибинитов	
IУ	Фойяиты . . . . .	82	26.0	18.5	0.71	84	1.6	66	12.8
У	Среднезернистые нефелиновые сиениты . . .	88	29.0	26.0	0.89	75	2.0	63	11.9
IУ	Ийолит-уртиты	85	29.5	28.8	0.96	-	-	60	9.5
III	Рисчорриты . . .	83	31.0	29.8	0.93	60	2.7	60	9.5
II	Трахитоидные хибиниты . . .	274	38.0	34.0	0.89	60	6.8	60	6.8
I	Хибиниты . . . . .	302	41.0	27.4	0.67	-	-	-	-
	Весь массив . .	-	44.0	35.0	0.79	-	12.1	-	-

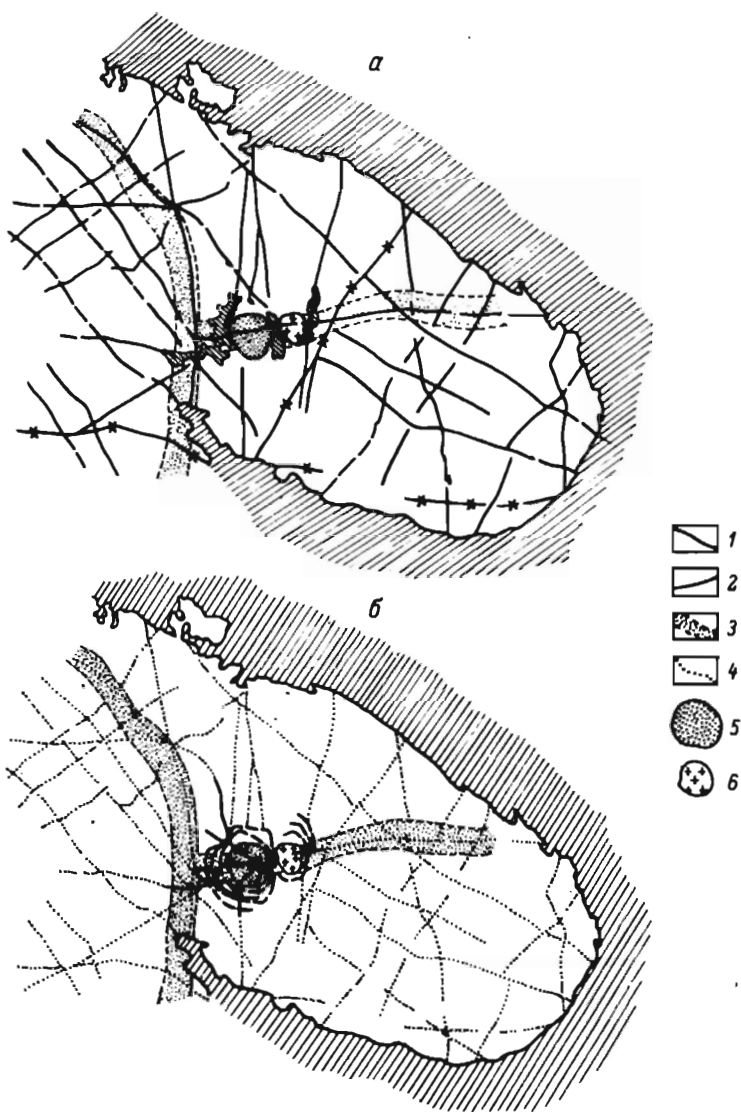


Рис. 41. Тектоническое строение Кольского полуострова.

а - по В.А. Токареву (1972); б - дополненное системой Хибинских разломов; 1 - палеозойские разломы; 2 - протерозойские разломы; 3 - древние подвижные пояса; 4 - дохибинские разломы; 5 - Хибинский массив; 6 - Ловозерский массив.

среднезернистых нефелиновых сиенитов (Рестиньон), а на Коашкаре -- перекристаллизацию хибинитов и фойяитов. К западу Коашкарская тектоническая зона переходит в Эвеслогчоррскую зону смятия, сложенную перекристаллизованными и катаклатизированными сиенитами, гнейсовидными ристчорритами, полосами рассланцованных и буднированных пород с зеркалами скольжения. Протяженность этой зоны 18 км при ширине до 2 км.

Для понимания проблемы пространства интересны данные С.И. Зака по определению геометрических параметров каждой из концентрических интрузий, образующих Хибинский массив, с расчетом перемещения центров интрузий при движении с запада на восток (табл. 7).

Как следует из данных табл. 7, в процессе формирования всего Хибинского массива и его интрузивных комплексов происходила значительная деформация рамы, вызванная внедрением расплава и его механической активностью. Эти деформации, судя по перемещению центров с запада на восток, должны были вызвать ее нарушения, которые и выразились в появлении системы сопряженных радиально-концентрических разломов. Деформации развивались в несколько этапов -- соответственно количеству интрузивных фаз; при этом каждый раз центр смещался на расстояние от 1,6 до 6,8 км, а общее его смещение превысило 12 км. Первоначально заложенные разломы развивались на протяжении всей геологической истории Хибинского массива.

Интрузивная деятельность Хибинского массива нашла отражение во вмещающих его архейских и протерозойских образованиях в виде многочисленных мелких сателлитовых тел нефелиновых и щелочных сиенитов. Они расположены в зонах концентрических разломов, опоясывающих Хибины, простирающие их параллельно очертаниям Хибинского массива. Во вмещающих гнейсо-гранитах и габбро отмечаются зоны милонитизации мощностью до 50 м, ориентированные согласно контактам массива. Эти зоны могут служить доказательством наличия разломов и зон тектонической активности во вмещающей раме.

В.А. Токарев (1972) приводит ряд карт Кольского полуострова, где выделены основные разрывные нарушения по данным геофизических наблюдений, дешифрирования аэрофотоснимков и частично по данным непосредственных геологических наблюдений. На основе обработки этих материалов были получены сходные представления о структуре региона и намечен ряд разрывных нарушений на всей территории полуострова (рис. 41). По ориентировке все они разделяются им на четыре группы (СЗ, СВ, субмеридионального и субширотного направления). Наибольшее значение отводится разломам СЗ простираения, продолжающимся на глубину до 35-40 км.

Если наложить схему радиальных разломов Хибинского массива и Прихибинского участка на карту В.А. Токарева, то становится очевидным, что она попадает в зону сгущения и пересечения всех

выделенных им разломов, как бы веерообразно расходящихся от границ Хибинского и Ловозерского массивов (рис. 41, б). Еще Г.Д. Рихтер и Б.М. Куллетский указывали на сильное воздействие крупнейших интрузий Кольского полуострова на формирование тектоники прилегающего к ним фундамента и давали общее описание ее характера. Как видно из рис. 41, б, часть радиальных разломов смыкается с разломами, выделенными В.А. Токаревым, и продолжается далее в их направлении. Отсюда можно сделать вывод о том, что проблема пространственного размещения интрузий Хибин и Ловозера разрешалась за счет деформации вмещающей их рамы путем очень сильного механического воздействия на последнюю.

Предложенная нами схема воздействия интрузивных комплексов на структуру всего региона, безусловно, требует проверки, дальнейшего уточнения и доработки. Большинство разломов Кольского полуострова относятся к протерозойским образованиям, а субвулканы Хибин и Ловозера расположены в одной из региональных зон глубинных протерозойских разломов (рис. 41). Поэтому весьма вероятно, что эти массивы, имея палеозойский возраст, использовали при своем становлении уже ослабленные участки земной коры и в определенной степени сами повлияли на формирование тектоники прилегающего к ним участка вмещающей рамы.

## ЛИТЕРАТУРА

- Антонов Л.Б. Апатитовые месторождения Хибинской тундры. – В кн.: Хибинские апатиты, т. УІ. Л., 1934.
- Арманд А.Д., Дорфман М.Д. К вопросу о происхождении отрицательных форм рельефа Хибинского массива. – Изв. Карельск. и Кольск. филиалов АН СССР, 1959, № 1.
- Ажгирей Г.Д. Структурная петрология. М., 1956.
- Боруцкий Б.Е. Пегматиты в северной приконтактной полосе Хибинского массива. – В кн.: Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1958–1959 гг. М., 1960.
- Болк Р. Структурные особенности изверженных горных пород. М.–Л., 1946.
- Буссен И.В., Сахаров А.С. Геология Ловозерских тундр. Л., 1967.
- Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И. Крупномасштабное геологическое картирование как основной метод изучения структур рудных полей и месторождений. – В кн.: Основные вопросы и методы изучения рудных полей и месторождений. М., 1960.
- Волотовская Н.А. Карело–Кольская петрографическая провинция ультраосновных, щелочных и карбонатных пород. – В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические породы. М., 1960 (МГК, XXI сес., докл. сов. геол., пробл. 13).
- Вировлянский Г.М., Благодетелева Ю.Н., Онохин Ф.М., Карташов Н.Г. Главнейшие черты структуры Хибинских апатитовых месторождений и их поисковое значение. – В кн.: Хибинские апатитовые месторождения. М., 1965 (Тр. ГИГХС, вып. 10).
- Галахов А.В. Рисчорриты Хибинского щелочного массива. М.–Л., 1959.
- Галахов А.В. Краткая характеристика проявления щелочного магматизма на Кольском полуострове в связи с апатито-

- носностью. – В кн.: Материалы совещания, посвященного сырьевой базе апатитовой промышленности на Кольском полуострове, 12–13 марта 1964 г. Апатиты, 1965.
- Граве М.К., Евзеров В.Я. Новейшие и современные тектонические движения в центральной части Кольского полуострова. – В кн.: Современные движения земной коры, вып. 1, М., 1963.
- Елисеев Н.А., Ожинский И.С., Володин Е.Н. Геологическая карта Хибинских тундр. Л.–М., 1939 (Тр. Ленингр. геол. упр., вып. 19).
- Елисеев Н.А. Структурная петрология. Л., 1953.
- Елисеев Н.А. Основы структурной петрологии. Л., 1967.
- Зак С.И. Контактно–метасоматические изменения у границ Хибинского щелочного массива. – В кн.: Магматизм и геология Кольского полуострова. М., 1963.
- Зак С.И., Каменев Е.А. Новые данные о геологии Хибинского щелочного массива. – Советская геология, 1964, № 7.
- Иванова Т.Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. М., 1963.
- Каменев Е.А. Геология и структура Коавшинского апатитового месторождения. Автореф. канд. дисс. М.–Кировск, 1971.
- Карпинский А.П. К тектонике Европейской России. – Изв. Российской АН СССР, 1919, 1920.
- Кошечкин Б.И. Дифференцированные новейшие тектонические движения позднеплейстоценового голоценового времени в северо–восточной Фенноскандии. – В кн.: Исследования строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне. М., 1972.
- Куплетский Б.М. Геофизический очерк, рельеф и гидрография Хибинских и Ловозерских тундр. – В кн.: Хибинские и Ловозерские тундры, т. П. М., 1928а (Тр. Инст. по изуч. Севера, вып. 39).
- Куплетский Б.М. Петрографический очерк Хибинских тундр. – В кн.: Хибинские и Ловозерские тундры, т. П. М., 1928б. (Тр. Инст. по изуч. Севера, вып. 39).
- Куплетский Б.М. География и орография Хибинских тундр. – В кн.: Путеводитель по Хибинским тундрам. Л., 1931.
- Куплетский Б.М. Геолого–петрографический очерк Хибинских тундр. – В кн.: Сборник в честь 50–летнего юбилея академика В.И. Вернадского. Л., 1937.
- Козлов М.Т. Некоторые черты глубинного строения Кольского полуострова и характер современных движений. – В кн.: Исследования строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне. М., 1972.

- К р о г н у с Ф.В. Исследования оз. Умба. – В кн.: Хибинские апатиты, т. II. Л., 1932.
- К р а т ц К.О., Ш у р к и н К.А. Геология докембрия восточной части Балтийского щита. – В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия. М.–Л., 1960. (МГК, XXI сес., докл. сов. геол., пробл. 9).
- К р е й т е р В.М. Структуры рудных полей и месторождений. М., 1956.
- К л о о с Э. Линейность. – В кн.: Вопросы структурной геологии. М., 1958.
- М у р з а е в П.М. О возрасте и образовании ушей южного склона Хибинского массива. – Изв. Ленингр. геол.–геофиз. треста, 1935, № 1 (6).
- Н е в с к и й В.А. Особенности внутреннего строения, минерализации и история развития разломов некоторых рудных районов Средней Азии. М., 1959.
- О н о х и н Ф.М. Складчатые структуры Хибинских месторождений апатита. – Советская геология, 1963, № 9.
- О н о х и н Ф.М. Первичные текстуры течения на Кукисвумчоррском месторождении апатито–нефелиновых руд. – В кн.: Хибинские апатитовые месторождения. Апатиты, 1965а (Тр. ГИГХС, вып. 10).
- О н о х и н Ф.М. Тектонические особенности строения Кукисвумчоррского месторождения апатита и некоторые прогнозные вопросы поисков апатитовых руд. – Советская геология, 1965б, №
- О н о х и н Ф.М. Новые данные по тектонике Кукисвумчорр–Юкспорского месторождения апатита. – В кн.: Материалы совещания, посвященного сырьевой базе апатитовой промышленности на Кольском полуострове, 12–13 марта 1964 г. Апатиты, 1965в.
- О н о х и н Ф.М. Новые данные о структурных условиях формирования Юкспорского апатито–нефелинового месторождения. – Геология рудных месторождений, 1966, т. 8, № 2.
- О н о х и н Ф.М. Анализ проявления структурно–тектонических элементов Кукисвумчоррского месторождения при производстве горных работ. – В кн.: Разработка апатитовых месторождений Хибин. М., 1967.
- О н о х и н Ф.М. Радиальные разломы Хибинского массива и их поисковое значение. – Советская геология, 1970, № 6.
- О н о х и н Ф.М. Тектоника Хибинского массива, ее роль в размещении и прогнозировании апатитовых месторождений, задачи дальнейших исследований. – В кн.: Основные проблемы развития комбината „Апатит“, ч. I. Апатиты, 1971 (Матер. совещ. в г. Апатиты с 18 по 20 марта 1970 г.).



- Панов Г.Д. О четвертичной тектонике Восточного Мурмана и связанных с ней проблемах. – Уч. зап. Ленингр. пед. инст., 1939, т. XXI.
- Павлинов В.Н. О классификации интрузивных массивов. – В кн.: Сборник статей № 2 (МГРИ). М., 1947.
- Пейве А.В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 1.
- Полканов А.А. Генетическая систематика интрузий платформы-кратогена. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 6.
- Полканов А.А., Герлинг Э.К. Геохронология докембрия Балтийского щита. – В кн.: Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций. М.–Л., 1960 (МГК, XXI сес., докл. сов. геол., пробл. 3).
- Полканов А.А. Тектоника, кинематика и магматизм эпохи хогландия–иотния южной части Балтийского щита. М., 1955.
- Пронин А.В. Статистическая обработка в стереографической проекции ориентированных величин. – Советская геология, 1949, № 37.
- Панасенко Г.Д. Землетрясения в Хибинах. – Природа, 1957, № 7.
- Панасенко Г.Д. О мощности земной коры на Кольском полуострове. – В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 4. М., 1963.
- Рихтер Г.Я. Физико–географический очерк озера Имандра и его бассейна. Л., 1934.
- Титов В.В., Козловский А.Д., Красильщиков Я.С., Кузнецов Ж.М. Основные черты структуры апатитовых месторождений Хибинского массива. – Изв. вузов, Геол. и разв., 1970, № 5.
- Токарев В.А. О древнем подвижном поясе Колмозеро–Воронья и Хибинском разломе на Кольском полуострове. – В кн.: Геофизика и тектоника Кольского полуострова. М.–Л., 1966.
- Токарев В.А. Главные и глубинные разломы Кольского полуострова. – В кн.: Исследования строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне. М., 1972.
- Фивег М.П. Внутренняя апатитовая дуга и ийолитовые породы Хибинских тундр. – Тр. НИУ, 1934, вып. 115.
- Харитонов Л.Я. Опыт тектонического районирования восточной части Балтийского щита. Л., 1956.
- Шмакова З.В. Пегматиты приконтактной полосы хибинитов СЗ части Хибинского массива. – В кн.: Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1958–59 гг. М., 1960.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие . . . . .	3
Существующие представления о геологическом строении Хибинского массива и апатито-нефелиновых месторождений . . . . .	5
Новые данные о структуре апатито-нефелиновых месторождений, рудного поля и Хибинского массива . . . . .	11
Прототектонические структуры рудного поля . . . . .	13
Складчатые структуры рудного поля . . . . .	18
Конические разломы рудного поля . . . . .	22
Радиальные разломы рудного поля . . . . .	31
Применение метода структурного анализа для выяснения особенностей подвижек по разломам . . . . .	57
Анализ особенностей подвижек по коническим разломам . . . . .	59
Анализ особенностей подвижек по радиальным разломам . . . . .	63
Практическое применение результатов структурного анализа . . . . .	74
Некоторые общие особенности истории формирования радиальных разломов Хибин . . . . .	82
Л и т е р а т у р а . . . . .	102

Федор Михайлович О н о х и н

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ ХИБИНСКОГО МАССИВА  
И АПАТИТО-НЕФЕЛИНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Утверждено к печати

Президиумом ордена Ленина Кольского филиала  
им. С.М. Кирова АН СССР

Редактор издательства Н.П. Скорынина. Художник В.П. Сысалов. Техниче-  
ский редактор Н.И. Каллунова. Корректор Г.Н. Атлас.

Сдано в производство и подписано к печати 31/X 1975 г. Формат 60x90 1/16.  
Бумага № 1, Печ. л. 8 3/4 = 6,75 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 7,08. Изд. № 5978.  
Тип. зак. № 769. М-31893. Тираж 600. Цена 71 коп.

Ленинградское отделение издательства „Наука“  
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская линия, д. 1

---

1-я тип. издательства „Наука“  
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12