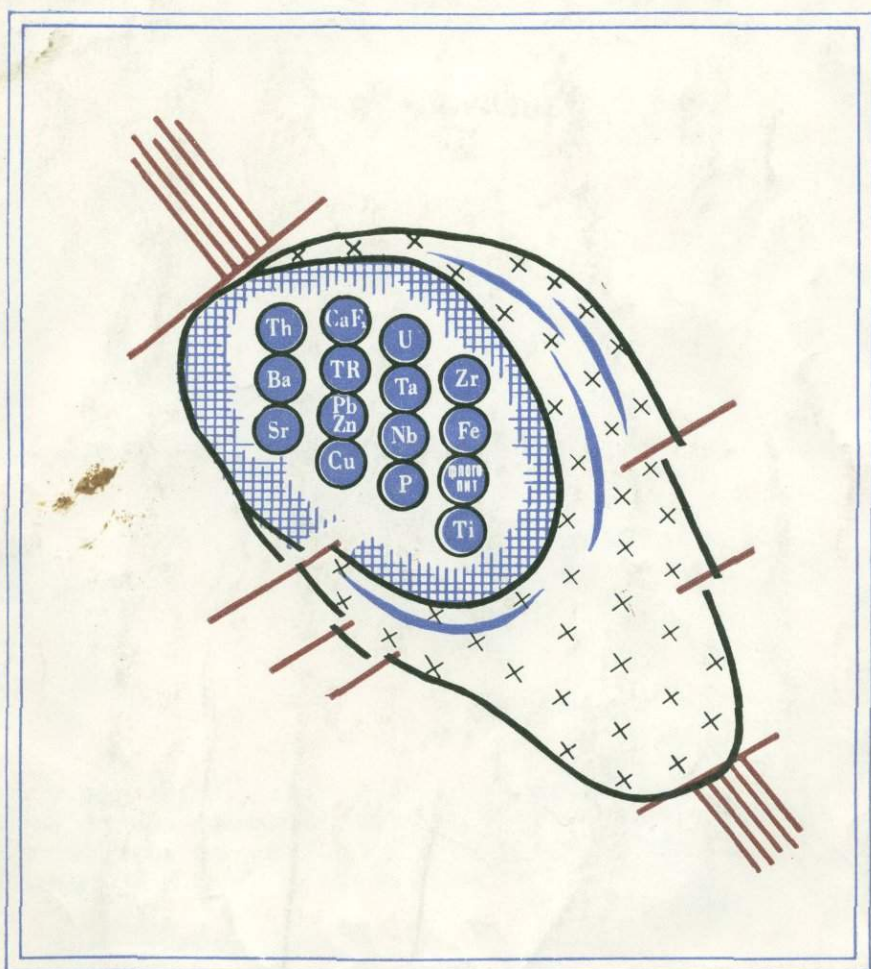


А. А. ФРОЛОВ

СТРУКТУРА  
И ОРУДЕНЕНИЕ  
КАРБОНАТИТОВЫХ  
МАССИВОВ



А. А. ФРОЛОВ

СТРУКТУРА  
И ОРУДЕНЕНИЕ  
КАРБОНАТИТОВЫХ  
МАССИВОВ

551.24  
553

1370



МОСКВА «НЕДРА», 1975



Фролов А. А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М., «Недра», 1975, 160 стр.

В работе рассматриваются основные закономерности размещения и формирования комплексных массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, факторы локализации в них оруденения и вопросы прогнозирования и поиска месторождений многих видов минерального сырья. Показаны геотектоническая позиция и время проявления щелочно-ультраосновного магматизма в ходе развития земной коры. Разработана новая классификация щелочно-ультраосновных комплексов с карбонатитами на основе критериев глубинности. Рассмотрены особенности внутренней структуры комплексных массивов и механизм их формирования. Приведена характеристика основных структурно-морфологических типов массивов, минеральных типов месторождений и рудных формаций. Значительное место уделено вертикальной и горизонтальной зональности оруденения и особенно локальным структурным и физико-химическим факторам, определяющим морфологию рудных тел, условия их залегания, степень концентрации и распределение минерализации. Разработан комплекс геолого-геофизических признаков и критериев для целей прогнозирования месторождений, связанных с формацией ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. Намечены перспективные районы для открытия новых массивов, в том числе скрытых и погребенных.

Табл. 21, ил. 42, список лит. — 179 назв.

## ВВЕДЕНИЕ

С техническим прогрессом в промышленности роль комплексного минерального сырья в общем объеме его добычи будет постоянно возрастать. Особое значение имеет рудный комплекс, связанный с массивами ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. Он служит источником получения ниобия, редких земель, железа, фосфора, меди, а также флогопита, флюорита и карбонатного сырья. Практический интерес могут представлять тантал, титан, цирконий, уран, торий, свинец, цинк, молибден, полевоы шпат, барит и минеральные краски. Геологические и технологические исследования последнего десятилетия показали, что промышленные перспективы месторождений, связанных с формацией ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, значительно возросли. Среди них выявлены уникальные комплексные объекты важного народнохозяйственного значения. Все это необходимо учитывать при дальнейшем планировании поисковых и разведочных работ.

За истекшие полвека, после открытия и обстоятельного описания В. Брегером карбонатитов массива Фен в Норвегии, в области изучения этих специфических образований сделано очень много. Выявление в 30—40-х годах большого числа карбонатитовых массивов в пределах Восточной Африки позволило В. Смигу (Smith, 1956) и В. Пекоге (Rekoga, 1956) сделать первые обобщения, подвести итоги различным точкам зрения на их генезис и дать некоторые общие выводы. Интерес к карбонатитам в нашей стране особенно возрос после опубликования первых статей Л. С. Бородина (1957), А. А. Кухаренко (1958) и сборника «Редкометалльные карбонатиты» (1958; авторы А. И. Гинзбург, Е. А. Нечаева, Ю. Б. Лавренев, Л. К. Пожарицкая), который ознакомил советских геологов с опытом изучения карбонатитов за рубежом. Опубликованный в 1962 г. сборник «Геологическое строение и минералого-геохимические особенности редкометалльных карбонатитов» под редакцией А. И. Гинзбурга отражает результаты исследований некоторых карбонатитовых массивов Восточной Сибири. В 1965 г. появилась первая крупная монография А. А. Кухаренко и его учеников, посвященная характеристике комплексов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Карелии и Кольского полуострова. Почти одновременно был опубликован сборник статей сотрудников ИМГРЭ под редакцией Л. С. Бородина. В 1966 г. В. Ферверд (Verwoerd) обобщил геологические материалы по массивам Юго-Западной Африки. В 1966 г. под редакцией Л. К. Пожарицкой был издан сборник «Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Восточной Сибири». Большое количество фактических данных по отдельным массивам и провинциям дало возможность опубликования двух фундаментальных сводок (Heinrich, 1966; Tuttle, Gittins, 1966). В 1968 г. А. И. Гинзбург и Е. М. Эпштейн обобщили опыт изучения карбонатитов в СССР и за рубежом, уделив особое внимание процессам их формирования, оруденению и вопросам генезиса.

Все указанные обобщающие работы отражают результаты многочисленных исследований, проведенных зарубежными и советскими специалистами на отдельных карбонатитовых массивах. В исследова-

ниях принимали участие Б. Афанасьев, Ю. Багдасаров, Э. Багдасаров, Л. Березина, Л. Бородин, А. Булах, А. Волженкова, Н. Евзикова, А. Глаголев, Л. Егоров, И. Егоров, А. Ельянов, А. Жабин, Т. Здорик, Ю. Капустин, О. Кожевников, В. Кузнецов, В. Кононова, А. Кухаренко, Ю. Лавренев, А. Лапин, Э. Ланда, М. Орлова, И. Паньшин, Л. Пожарицкая, Ю. Пчелкин, О. Римская-Корсакова, В. Самойлов, В. Силичев, М. Сомина, Б. Сулимов, В. Терновой, А. Фролов, Ю. Шейнманн, Л. Чистов, Е. Эпштейн, Т. Деанс, Н. Eckermann, A. Fawly, T. Jams, M. Garson, C. Williams и многие другие.

В СССР заниматься карбонатитами начали значительно позже, чем за рубежом, однако советские специалисты за последние пятнадцать лет достигли больших успехов в решении генетических и практических вопросов по карбонатитовой проблеме. Наиболее плодотворными были работы в области петрологии, минералогии, геохимии и обогащения полезных ископаемых. Структурам карбонатитовых массивов и закономерностям размещения в них оруденения уделялось меньшее внимание, хотя они имеют решающее значение при оценке промышленных перспектив месторождений и выборе направлений поисково-разведочных работ. Недостаточная разработка этих важных вопросов и определила структурный профиль наших исследований, проведенных на массивах ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Восточного Саяна, Енисейского кряжа, Чадобецкого поднятия и в меньшей мере на аналогичных объектах Кольского полуострова и Маймеча-Котуйской провинции (Север Сибирской платформы).

Полученные результаты дали возможность на новой основе подойти к обобщению литературного материала по геологии массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов СССР и зарубежных стран с целью выявления региональных и локальных закономерностей их формирования и разработки критериев прогнозирования связанных с ними комплексных месторождений полезных ископаемых.

Автор признателен Ю. А. Багдасарову, Л. А. Березиной, В. О. Валькову, А. Я. Волженковой, И. И. Егорову, В. Г. Кузнецову, И. П. Овчинникову, Ю. А. Пчелкину, В. Е. Рябенко, Л. М. Тумольскому за содействие в проведении исследований и дружескую помощь на протяжении многих лет совместного труда. Особую благодарность автор выражает Ф. Р. Апельцину, А. И. Гинзбургу, А. А. Кухаренко, В. А. Невскому, Л. К. Пожарицкой, Г. Г. Родионову, чьи советы и критические замечания во многом способствовали выполнению данной работы.

## ПРОВИНЦИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ

### 1. Общие сведения о формации ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов

Магматизм платформенного типа в связи с пониженной проницаемостью консолидированных структур земной коры проявился значительно слабее геосинклинального, но продукты его не менее разнообразны. Как показал Ю. А. Кузнецов (1964), развитые на платформах магматические породы группируются в шесть формаций: щелочно-ультраосновную, щелочно-габброидную, трапповую, кимберлитов, агпайтовых нефелиновых сиенитов и формацию гранитных и габбро-гранитных центральных интрузий. Последние возникли в областях воздымания активизированных платформенных оснований. В прогибах фундамента, перекрытого слоистыми толщами синеклиз и грабенов, формировались плутоны основного состава и связанные с ними медно-никелевые и железорудные месторождения.

На стыке областей платформенного прогибания и воздымания, а также по краям платформ, их краевым швам и консолидированным складчатым обрамлениям внедрялись производные перидотитовой магмы, представленные кимберлитами и ультраосновными-щелочными комплексами (Южная Африка, Восточный Саян). В подобной же обстановке возникли формации агпайтовых сиенитов, щелочно-габброидных и щелочно-ультраосновных пород (Кольский полуостров, Енисейский край), а также габбро-гранитная и щелочно-ультраосновная (Юго-Западная Африка, Алдан).

Такое сочетание магматических формаций в пределах отдельных районов не может быть объяснено только процессами кристаллизационной дифференциации в едином очаге базальтовой или ультраосновной магмы. Вероятно, каждая из формаций имела свой собственный магматический очаг, и гипотеза вертикальной миграции магматических очагов лучше всего объясняет своеобразие ассоциаций, встречаемых в комплексных провинциях (Кузнецов, 1964). Возникающий в зоне глубинного разлома магматический очаг, разрастаясь, продвигается вверх, вслед за потоком легких продуктов глубинной дифференциации. Поэтому магмы, появляющиеся на различных уровнях литосферы, характеризуются различным составом, но преимущественно основным или ультраосновным, в связи с малой мощностью осадочно-метаморфической оболочки в пределах устойчивых областей земной коры.

Еще Ю. М. Шейнманн (1955, 1961) отмечал, что магматические очаги щелочно-ультраосновных пород, несмотря на пространственную и временную сопряженность с трапповыми, образовались, вероятно, на большей глубине, чем последние. Если трапповая и щелочно-ультраосновная формации пород обычно близки по времени образования, то этого нельзя сказать в отношении других формаций. В некоторых провинциях они возникают последовательно при значительном разрыве во времени. Так, в восточной части Балтийского щита в верхнекарельский, каледонский и герцинский тектоно-магматические циклы возникли соответственно породы щелочно-габброидной, щелочно-ультраосновной и нефелин-сиенитовой формаций, что, по мнению А. А. Кухаренко и других

(Металлогенические особенности..., 1971), является следствием структурной перестройки подкоровых горизонтов в ходе направленного развития структуры Балтийского щита.

Формация ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, широко развитая на платформах и обрамляющих их областях завершенной складчатости, представлена сложными обычно многофазными массивами, большинство которых имеет зонально-кольцевое или концентрическое строение. Эти весьма специфические магматические образования обнаруживают четкую связь с глубинными разломами, прослеживаются на большие глубины, и механизм их формирования во многом загадочен. Они выражены типичными вулканами, гипабиссальными интрузивами или приобретают промежуточные между ними субвулканические формы проявления.

Для массивов рассматриваемого типа характерна структурная и генетическая связь ультраосновных и щелочных пород. Структурная связь ультраосновных и щелочных пород этой формации, несмотря на порой значительный разрыв во времени проявления отдельных магматических фаз, выражается в том, что их локализация в пространстве контролировалась системой кольцевых, конических, трубчатых и линейных трещинных структур, группирующихся вокруг одного или нескольких центров и образующих единые структурные постройки. Свидетельством комагматичности ультраосновного и щелочного ряда пород являются общность их петрохимических признаков (недонасыщенность пород кремнеземом, обогащенность железом и титаном), а также однотипный набор элементов — Nb, Ta, TR, Zr, Sr (Каледонский комплекс..., 1965).

Интересные результаты дают петрохимические пересчеты, выполненные по методу Г. С. Момджи (1965) для ряда массивов, различающихся уровнем эрозионного среза. Подобно тому как это показано на примере Гулинского массива (Момджи, 1965), ультраосновные и щелочные породы массивов Ковдорского, Вуориярви, Горноозерского, Средней Зимы на графике ложатся на кривые, характеризующие единые генетические серии (Фролов, 1972). При этом подтверждается последовательность образования пород, установленная по геологическим данным. Наклон кривых, по-видимому, отражает термический режим формирования массивов. Так, наибольшая крутизна кривых, построенных по Горноозерскому и Верхнесаянскому массивам, вероятно, указывает на высокий температурный градиент кристаллизации магмы, обусловленный близповерхностными условиями становления, что подтверждается широким развитием в упомянутых массивах порфировых и порфиридных фаций магматических пород.

Щелочно-ультраосновные массивы залегают в породах различного состава: известняках, песчано-сланцевых толщах, гранитоидах и гранито-гнейсах, реже основных и ультраосновных породах. Отмечаются следующие соотношения магматических образований, слагающих массивы, в зависимости от типа вмещающих пород (табл. 1)<sup>1</sup>:

1) половина от общего количества массивов, залегающих в карбонатных породах, имеет ультрабазит-ийолит-сиенитовый (18,75%) и ультрабазит-ийолитовый (31,25%) состав;

2) почти три четверти общего числа массивов, залегающих в песчано-сланцевых толщах, обладают ультрабазитовым (25%), ийолит-сиенитовым (25%) и сиенитовым (18,75%) составом;

3) в массивах, залегающих среди гранитоидов, преобладают ультрабазит-ийолитовые (25%).

Проведенная статистическая обработка выявляет некоторые особенности состава массивов, но не обнаруживает четкой причинной связи

<sup>1</sup> Учитывались породы, составляющие не менее 10% площади массивов.

Таблица 1

## Особенности состава комплексов магматических и силикатных пород, образующих интрузивные массивы в различных вмещающих породах

Комплексы пород	Карбонатные породы	Песчано-сланцевые породы	Гранитонды	Основные и ультраосновные породы
Ультрабазит-ийолит-сиенитовый	$\frac{3}{18,75}$	$\frac{1}{6,25}$	$\frac{2}{4,5}$	—
Ультрабазит-ийолитовый	$\frac{5}{31,25}$	$\frac{2}{12,5}$	$\frac{11}{25}$	—
Ультрабазит-сиенитовый	$\frac{2}{12,65}$	$\frac{1}{6,25}$	$\frac{1}{2,5}$	—
Ультрабазитовый	$\frac{1}{6,25}$	$\frac{4}{25}$	$\frac{4}{9}$	$\frac{2}{50}$
Ийолит-сиенитовый	$\frac{2}{12,5}$	$\frac{4}{25}$	$\frac{10}{23}$	$\frac{1}{25}$
Ийолитовый	$\frac{1}{6,25}$	$\frac{1}{6,25}$	$\frac{9}{20}$	$\frac{1}{25}$
Сиенитовый	$\frac{2}{12,5}$	$\frac{3}{18,75}$	$\frac{7}{16}$	—
Всего массивов	16	16	44	4

Примечание. Числитель—абсолютное количество массивов, знаменатель—относительное количество массивов в процентах.

с вмещающими породами, вскрытыми современным эрозийным срезом. Поэтому Ю. М. Шейнманн (1961), выделивший формацию ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, пришел к заключению, что загрязнение родоначальной магмы посторонним веществом было мало существенным. Однако если учесть большую протяженность пути движения первичной магмы, ее незначительные объемы и наряду с механическим прорывом вмещающих пород в какой-то мере их замещение, то трудно представить, чтобы она сохранила «стерильность» и не испытала загрязнения. Последнее, по-видимому, имело место главным образом за счет пород нижних горизонтов земной коры, так как родоначальная магма, по мнению большинства исследователей, выплавлялась из верхней мантии.

При этом одни исследователи считают, что по составу магма соответствовала базальту и в дальнейшей своей эволюции испытала ощелачивание в связи с явлениями дифференциации (Л. Егоров, Л. Леонтьев), ассимиляции (Г. Моор, К. Шихорина) или щелочных эманаций (Л. Бородин). Другие связывают происхождение описываемой формации пород с ультраосновной магмой (Ю. Шейнманн, А. Кухаренко, А. Гинзбург и др.). Н. Д. Соболев (1962) все ультрабазиты разделяет на гипермагбазиты, гиперфербазиты и гиперальбазиты, являющиеся, по его мнению, производными соответственно ультраосновной, основной и щелочно-ультраосновной магм.

Сторонники родоначальной базальтовой магмы в качестве основного аргумента используют широкое развитие базальтов во многих провинциях массивов ультраосновных-щелочных пород и на основании этого объединяют их в единую вулканоплутоническую формацию. При попытке решения затронутого вопроса нередко ссылаются на средние составы пород, слагающих массивы и отвечающих меланократовому



нефелиновому базальту (Бутакова, 1957), хатангиту (Егоров и др., 1961) и т. д. Это нельзя признать оправданным, так как указанные составы характеризуют лишь определенные горизонтальные сечения массивов, соответствующие современным эрозионным срезам. Следовательно, вычисленные таким образом средние составы будут меняться в зависимости от глубины эрозионного среза массивов, и поэтому каждый отдельный срез и соответствующий ему средний состав не характеризует действительного «объемного» состава массива и тем более не отражает первичный состав магмы.

Более обоснованной представляется точка зрения о первичной ультраосновной магме, подкрепленная экспериментами Х. Иодера и К. Тилли (1965 г.), получившими ультраосновной-щелочной расплав из эклогитов и перидотитов при высоком давлении (33 кбар) и температуре (1250°C). При этом, учитывая родство ультраосновных-щелочных комплексов с кимберлитами и нефелин-сиенитовыми массивами, выражающееся, в частности, в сходстве состава акцессорных минералов и набора элементов-примесей, А. А. Кухаренко (Каледонский комплекс..., 1965) справедливо предположил образование их из одной магмы на разных уровнях ее эволюции.

Чем же определяется тот или иной уровень эволюции ультраосновной магмы? По-видимому, характер магмоподводящих разломов, определяющих скорость подъема магмы и возможность образования промежуточных камер — «отстойников», является решающим фактором, влияющим на степень ее загрязнения в ходе подъема, на полноту дифференциации и соответственно на металлогенические особенности интрузивов. Вероятно, наиболее полная дифференциация с появлением комплексов существенно щелочных пород возможна в условиях крупных камер. Однако подобные условия скорее представляют исключение, что обуславливает уникальность таких массивов, как Ловозерский, Илмауссакский и Хибинский. Чаще возникают условия быстрого подъема магмы, практически исключающие явления контаминации и дифференциации, что приводит к прорыву магмы вверх с образованием труб кимберлитовых брекчий. Пониженная скорость подъема магмы с остатками и замедленным продвижением приводит к формированию комплексов ультраосновных-щелочных пород с последовательным появлением ультрабазитов (оливинитов, пироксенитов), якупирангит-мельтейгит-ийолит-уртитов, нефелиновых и щелочных сиенитов и связанных с ними постмагматических образований. При этом в одних случаях комплексы являются типично многофазными — щелочные породы находятся в интрузивных соотношениях с более ранними гипербазитами, в других — практически отсутствуют реакционные взаимоотношения между ними и их можно рассматривать как равновесные ассоциации пород — дифференциаты или фации однофазного интрузива четко зонального строения (Каледонский комплекс..., 1965).

Все это свидетельствует о сложности механизма формирования массивов, о несомненном наличии промежуточных магматических камер. Только этим можно объяснить появление щелочных дериватов в поздние этапы развития массивов, поступление их в верхние части массивов путем интродуирования и замещения ультрабазитов предшествующих интрузивных фаз. Если это так, то при замедленном движении магмы и особенно при «разработке» магматических камер возрастает роль взаимодействия интрузий с вмещающими породами, происходит загрязнение магмы, преимущественно передового фронта магматической колонны, и обогащение кремнеземом, глиноземом, щелочами, летучими и рудными компонентами. Следовательно, щелочная серия пород рассматриваемой формации появляется в ходе дифференциации не чистой ультраосновной магмы, а уже ее гибридизированной разновидности.

Уместно отметить, что Ю. М. Шейнманн (1961), считая загрязнение родоначальной магмы мало существенным, в ряде случаев при внедрении ее в области повышенной подвижности (Невадийская, Енисейская, Сетте-Дабанская и другие провинции) признает, что с усилением дифференциации, которое вызывается загрязнением магмы, связано усиление поздних процессов, в частности более широкое развитие карбонатитов, а иной раз и большая концентрация малых элементов.

Можно предположить, что родоначальная ультраосновная магма, в связи с особыми условиями продвижения в верхние горизонты земной коры, обогащалась петрогенными и рудными компонентами за счет усвоения материала вмещающих пород и тем самым обрела способность эволюционировать с формированием по определенной схеме комплексных массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов.

## 2. Эпохи ультраосновного-щелочного магматизма

Развитие ультраосновного-щелочного магматизма в докембрии было весьма ограниченным (табл. 2 и 3). Из большого числа известных в настоящее время массивов только около 5% имеют возраст поздний докембрий. Поэтому можно считать, что в геологической истории земной

Таблица 2

Возрастное распределение массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов в зависимости от типа провинций

Типы провинций	Количество массивов	Докембрий	Палеозой	Мезозой	Кайнозой
Провинции областей завершённой складчатости и краевых швов платформ	11	$\frac{1}{9}$	$\frac{9}{82}$	$\frac{1}{9}$	—
Провинции периферии платформ	28	$\frac{3}{11}$	$\frac{9}{32}$	$\frac{15}{54}$	$\frac{1}{3}$
Провинции сквозьструктурных разломов	33	$\frac{1}{3}$	$\frac{1}{3}$	$\frac{6}{18}$	$\frac{25}{76}$
Итого . . .	72	$\frac{5}{7}$	$\frac{19}{26,5}$	$\frac{22}{30,5}$	$\frac{26}{36}$

Примечание. Числитель—абсолютное количество массивов, знаменатель—относительное количество массивов в процентах.

коры первые проявления ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов относятся к концу докембрия и масштабы их развития возрастали в течение последующих эпох (Воробьева, 1969). В древнем докембрии геосинклинали занимали преобладающую часть поверхности земли. Только с появлением платформ и заложением в них глубокопроникающих разломов возникли условия для дифференциации ультраосновной магмы и формирования комплексов ультраосновных-щелочных пород. Наиболее проницаемыми участками оказались края платформ, краевые швы и структуры рифтового типа. В палеозое такие структуры контролировали образование абсолютного большинства массивов (Кольский полуостров, Восточный Саян, Сетте-Дабан и др.). По мере их залечивания и консолидации в верхнем палеозое и начале мезозоя глубокие расколы возобновлялись лишь в краях платформ и параллельно с ними возникали крупные, так называемые сквозьструктурные разломы, особенно активизировавшиеся в кайнозое. Именно эти глубинные разломы в мезозое и кайнозое были способны вывести глубинную магму в верхние горизонты земной коры.

Возраст массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов

Таблица 3

Провинции сквозьструктурных разломов	Провинции периферии платформ	Провинции областей завершённой складчатости и краевы: швов платформ
<p><b>Восточно-Африканская провинция</b> Торор, Тороро, Напак, Калианго, Мрима, Басоту, Лолекек, Букусу, Хананг, Садиман, Бурко, Сукулу, Секулудло, Рури, Тиндерет, Соколо, Хома, Рангва, Мосоник, Эссимингор, Ольдоньо-Ленган, Керимаси, Лашэйн, Чизанья</p> <p>Мбея, Чилва, Тундулу, Канганкунде, Сонгве Дорова, Твиривер, Шава Шпитцкоп, Гудини, Гленовер, Крюдфонтейн, Дердепурт, Палабора</p> <p><b>Рейнская провинция</b> Кайзерштуль</p> <p><b>Тиманская провинция</b> Косью</p> <p><b>Енисейская провинция</b> Енисейский</p>	<p><b>Карело-Кольская провинция</b> Ковдорский, Вуориярви, Африкандский, Себль-Яври, Лесная Варака, Озерная Варака, Салмагора, Песочный, Салаплатва</p> <p><b>Алданская провинция</b> Арбарастахский, Ингилийский</p> <p><b>Маймеча-Котуйская провинция</b> Гули, Одихинча, Бор-Урях, Кугда, Маган, Ессей, Чангит, Романиха, Немакит, Сона и др.</p> <p><b>Анабарская провинция</b></p> <p><b>Восточно-Канадская провинция</b> Ока, Немегос, Манитоу</p> <p><b>Колорадская провинция</b> Роки-Бой</p> <p><b>Восточно-Бразильская провинция</b> Араша, Тапира, Якупиранга</p> <p><b>Индийская провинция</b> Амба-Донгар</p> <p><b>Западно-Африканская провинция</b> Калькфельд, Окорусу, Ондуракоруме, Осонгомбо, Бруккарос</p> <p><b>Скандинавская провинция</b> Сев, Альнё</p>	<p>Каледонский среднепалеозойский, (300—450 млн. лет)</p> <p><b>Восточно-Саянская провинция</b> Верхнесаянский, Нижнесаянский, Большеэтагинский, Большежидойский</p> <p><b>Сетте-Дабанская* провинция</b> Горноозерский, Поворотный, Гек, Воин, Хамна</p> <p><b>Невадийская провинция</b> Маунтин-Пасс</p> <p><b>Сихотэ-Алинская провинция</b> Кокшаровский</p> <p>Средний палеозой</p> <p>Средний палеозой</p> <p>Докембрий</p> <p>Мезозой</p> <p>Докембрий</p> <p>Мезозой</p> <p>Докембрий</p> <p>Мезозой</p> <p>Мезозой—кайнозой</p> <p>Триас—юра</p> <p>Нижний мел</p> <p>Кайнозой</p> <p>Мезозой</p> <p>Мезозой—кайнозой</p> <p>Триас—юра</p> <p>Ранний палеозой (560—590 млн. лет)</p>

\* Выделена В. М. Моралевым, А. А. Ельяновым и Е. М. Эпштейном; ранее эти массивы относились к Алданской провинции.

Таким образом, в проявлении формации ультраосновных-щелочных пород во времени и пространстве имеет место определенная закономерность: существенное развитие щелочно-ультраосновной магматизм получает начиная с палеозоя в краевых швах и краях платформ с последующим сдвигом его максимума в мезозое и особенно в кайнозое в провинции сквозьструктурных разломов. При этом время внедрения интрузий рассматриваемого типа совпадает с орогенными периодами геосинклинальных поясов (Шейнманн, 1962). В частности, появление щелочно-ультраосновных интрузий в пределах Карело-Кольского региона и скандинавских стран сопряжено со складчатыми деформациями в зоне грампианских каледонид (Каледонский комплекс..., 1965). На Сибирской платформе также имеет место синхронность магматизма с тектоническими циклами геосинклиналей. Однако, по мнению В. Л. Масайтиса (1969 г.), первый не является следствием вторых, причина здесь в более общем тектоно-магматическом процессе, охватывающем обширные области.

Формирование комплексов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, по-видимому, происходило в значительный промежуток времени. Об этом свидетельствует обилие дифференциатов от ультрабазитового до нефелин-сиенитового составов, многоэтапность подъема различных расплавов в верхние слои земной коры и многостадийность образования карбонатитов. В отличие от «скоротечного» кимберлитового магматизма, щелочно-ультраосновная магма испытывала замедленный подъем с остановками в промежуточных камерах, что обеспечило ее дифференциацию. Все это, с учетом протяженности пути движения магмы от верхней мантии к поверхности земли, заняло не один миллион лет. Только расплавление вещества мантии и возникновение первичного магматического очага происходит, по мнению тектонистов и вулканологов, от 0,8 до 3 млн. лет (Велинский и др., 1969). Как показали исследования В. А. Кононовой (1966 г.) по определению абсолютного возраста нефелинов из ковдорского комплекса ультраосновных-щелочных пород, формирование только магматических пород было весьма продолжительным и протекало в течение 200 млн. лет при разрыве во времени проявления смежных фаз в 30—50 млн. лет.

Создается впечатление, что формирование массивов рассматриваемого типа занимает весьма значительный период времени, соответствующий иногда длительности крупных магматических циклов. Вместе с тем мы не можем согласиться с мнением О. К. Кожевникова (1970 г.) о формировании зиминского комплекса ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Восточного Саяна начиная с ордовика и кончая юрой. При этом речь идет не о различном возрасте отдельных массивов, а об отдельных сериях пород, становление которых при формировании одного массива занимало промежуток времени в 250—300 млн. лет. Заклчение О. К. Кожевникова нам представляется ошибочным, оно связано с использованием неточных и часто противоречивых данных по абсолютному возрасту пород. Длительность формирования ковдорского ультраосновного-щелочного комплекса, если она не завышена, скорее является исключением, чем правилом, так как время становления других комплексов рассматриваемого типа Карело-Кольской провинции оценивается в 30—50 млн. лет (Металлогенические особенности..., 1971). Продолжительность образования абсолютного большинства мезозойских и кайнозойских массивов Африки, Индии, Бразилии, Канады близка к указанным цифрам и, вероятно, не превышала 50—70 млн. лет.

Общая длительность ультраосновного-щелочного магматизма в пределах отдельных провинций более растянута во времени. Так, А. А. Кухаренко (Металлогенические особенности..., 1971) установлено, что развитие щелочно-ультраосновного магматизма в пределах Балтийского щита происходило не одновременно, а по мере продвижения

фронта активизации. Возраст интрузивов закономерно уменьшается с запада на восток по мере удаления их от норвежских каледонид: Фен (590—565 млн. лет); Альнё (560 млн. лет); Ковдорский, Вуориярви (590—400 млн. лет); Африкандский, Озерная и Лесная Варака (400—375 млн. лет); Турий мыс (380—340 млн. лет). Возрастная миграция ультраосновного-щелочного магматизма отчетливо выражена в пределах Восточно-Африканской рифтовой зоны. С раннего мезозоя на юге возраст магматизма последовательно смещался в ходе ее активизации на севере, вплоть до миоцена и плиоцена, охватив период почти в 200 млн. лет.

Формирование сложных комплексов ультраосновных-щелочных пород происходит в общем в следующей последовательности (от ранних к поздним): 1) ультрабазиты, 2) породы ряда якупирангит — мельтейгит — ийолит — уртит, 3) нефелиновые и щелочные сиениты, 4) карбонатиты кальцитовые и анкерит-доломитовые.

Как показали А. Г. Жабин и Н. П. Сурина (1970), в таком же порядке происходит образование даек и эффузий при вулканической и субвулканической формах проявления ультраосновного-щелочного магматизма: 1) пикриты, альнеиты, оливиновые меланефелиниты; 2) нефелиниты; 3) тингуаит-порфиры; 4) фонолиты и щелочные сиенит-порфиры. Завершающим звеном в эволюционном развитии рассматриваемых комплексов являются карбонатиты. Однако имеются отклонения от указанной схемы формирования ультраосновных-щелочных комплексов. В ходе развития некоторых массивов независимо от возраста, структурной позиции и строения происходило внедрение интракарбонатитовых, иногда послекарбонатитовых магматических тел, представленных лайками, реже штоками и трубками.

Так, на Арбарастахском массиве кальцитовые карбонатиты I—II стадии пересекаются дайками щелочных и нефелиновых сиенитов, тингуаитов, сельвербергитов, а наиболее поздние доломит-анкеритовые карбонатиты IV стадии пересекаются телами пикритовых порфиритов. На Ингилийском массиве после ранних кальцитовых карбонатитов образовались канкринитовые сиениты, затем тингуаиты, ийолит- и малиньит-порфиры, канкринитовые лампрофиры, а в самом конце — пикритовые порфириты (ингилиты, по Ф. Каминскому). Имеются упоминания об интракарбонатитовых дайках сиенитов в Горноозерском массиве, Поворотном, Тундулу; дайках нефелинитов, тингуаитов, мельтейгитов, альнеитов в массиве Альнё. Все это дает основание считать, что магматическая деятельность не заканчивалась внедрением сиенитов, а продолжалась в период образования карбонатитов и даже после него. При этом нередко (что имеет место в массивах Альнё, Нижнесаянском, Ингилийском и в Маймеча-Котуйском и других районах) после сиенитов появлялись дайки и трубки альнеитов и пикритовых порфиритов.

Таким образом, состав интра- и посткарбонатитовых даек меняется от щелочного лейкократового через щелочной мезо- и меланократовый до ультраосновного. На этом основании А. А. Ельянов считает, что в эволюции магматических очагов, давших начало рассматриваемой формации пород, проявлена цикличность, выражающаяся в повторном возникновении (поступлении) расплавов, близких ийолитам, затем лампрофирам и, наконец, почти нормальным ультрабазитам. Появление поздних ультрабазитов еще раз подтверждает генетическую связь щелочных пород и карбонатитов с ультраосновной магмой.

### 3. Типы провинций и особенности размещения в них массивов

Массивы ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов известны на всех континентах (за исключением Антарктиды) земного шара (рис. 1,2). Общее их число превышает 200 и они группируются в 25

провинциях (Шейнманн, 1961; Гинзбург, Эпштейн, 1968; Карбонатиты, 1969).

Ю. М. Шейнманн (1961) выделил три типа провинций проявления ультраосновного-щелочного магматизма в соответствии с их пространственной позицией относительно основных структур земной коры: 1) провинции краевых частей платформ; 2) провинции зон сочленения платформ и консолидированных складчатых областей; 3) провинции

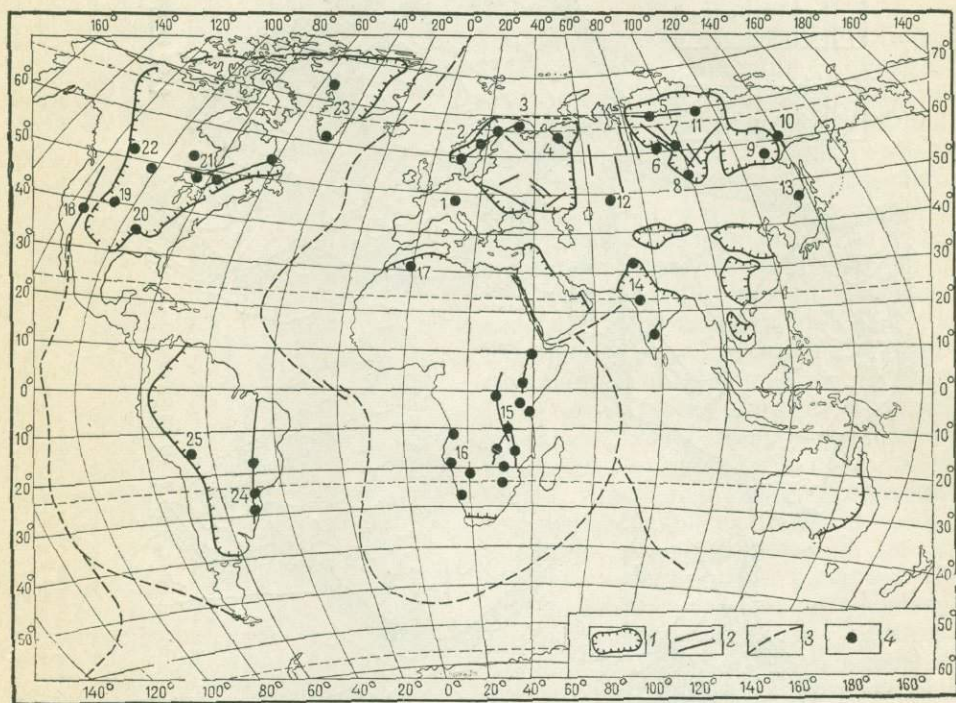


Рис. 1. Схема размещения провинций ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов  
 1 — древние платформы; 2 — континентальные зоны растяжения (рифты, авлакогены); 3 — океаническая рифтовая система, 4 — массивы ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. Провинции: 1 — Прирейнская, 2 — Скандинавская, 3 — Карело-Кольская, 4 — Тиманская, 5 — Маймеча-Котуйская, 6 — Приенисейская, 7 — Чадобецкая, 8 — Восточно-Саянская, 9 — Алданская, 10 — Сетте-Дабанская, 11 — Куонамская, 12 — Кокчетавская, 13 — Сихотэ-Алинская, 14 — Индийская, 15 — Восточно-Африканская, 16 — Западно-Африканская, 17 — Северо-Африканская, 18 — Невадийская, 19 — плато Колорадо, 20 — Степного Запада, 21 — Восточно-Канадская, 22 — Западно-Канадская, 23 — Гренландская, 24 — Восточно-Бразильская, 25 — Западно-Бразильская

зон сквозьструктурных разломов. А. И. Гинзбург и Е. М. Эпштейн (1968) дополнительно выделили группу провинций, приуроченных к срединным массивам (Кокчетавская). Однако эта региональная классификация дает представление лишь о пространственном расположении провинций, но не вскрывает их структурно-генетической позиции. Как известно, провинции ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов не прослеживаются равномерно в пределах сквозьструктурных и перикратонных разломов, не развиты они сплошным кольцом и по периферии платформ и их складчатому обрамлению. Установлено, что они приурочены к наиболее проницаемым тектоническим зонам, характеризующимся условиями максимального растяжения земной коры — к рифтам и рифтоподобным структурам типа грабенов и авлакогенов. Эта закономерность не требует особых пояснений в случае сравнительно молодых кайнозойских и мезозойских провинций. Например, хорошо известны Рейнская и Восточно-Африканская рифтовые зоны с их многочисленными проявлениями ультраосновного-щелочного магматизма (рис. 3).

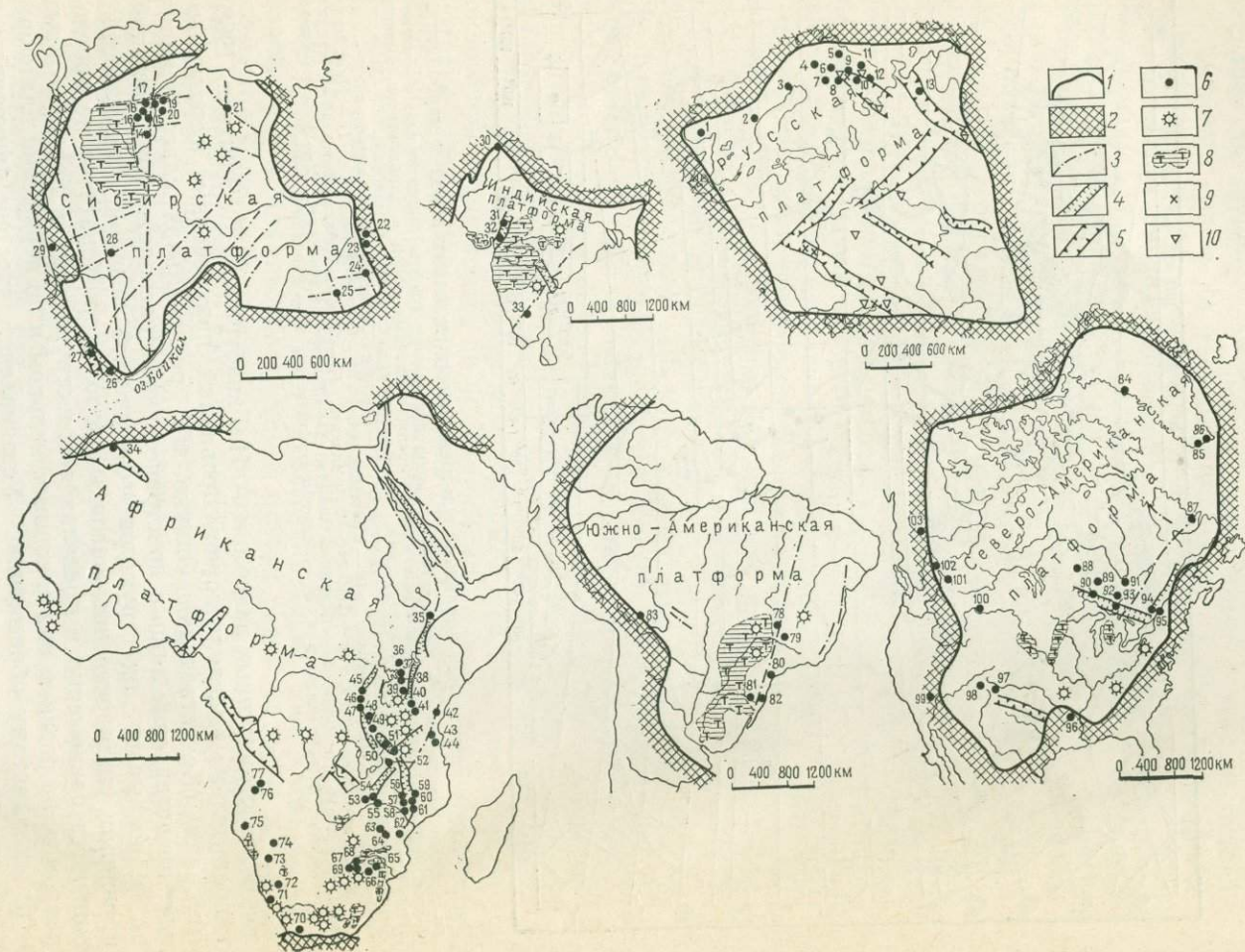


Рис. 2. Размещение массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов в пределах древних платформ

1 — граница докембрийских платформ (по В. Е. Ханину); 2 — складчатые обрамления платформ; 3 — гранитные разломы; 4 — рифтовые зоны; 5 — авлакогены; 6 — массивы ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов; 7 — кимберлитовые трубки; 8 — траппы; 9 — щелочно-ультраосновные габброиды; 10 — трубки взрыва неосредленного состава

**Русская платформа:** 1 — Фен, 2 — Стрель, 3 — Альё, 4 — Сидлинъярви, 5 — Себь-Явр, 6 — Ковдорский, 7 — Вуориярви, 8 — Ковдозеро, 9 — Африкандский, Лесная Варакка, Озерная Варакка, Салмагора, 10 — Турий мыс, 11 — Контгозеро, 12 — Песочный, 13 — Косью.

**Сибирская платформа:** 14 — Есей, 15 — Бор-Урях, 16 — Чангит, Атырдак, Романиха, 17 — Гули, 18 — Одишхинца, Кугда, 19 — Немакит, 20 — Маган, 21 — Куонамское поле карбонатитовых трубок, 22 — Поворотный, Гек, Ванг, 23 — Горноозерский, Хамна, 24 — Ингидийский, 25 — Арбарастахский, 26 — Большежидойский, 27 — Верх-несаянский, Нижнесаянский, Большестагинский, 28 — Чадобецкий, 29 — Енисейский.

**Индийская платформа:** 30 — Кога, 31 — Ниванья, 32 — Амба-Донтар, 33 — Севатур.

**Африканская платформа:** 34 — Тамазерт, 35 — Бишофту, 36 — Торор, 37 — Морото, Напак, Лелекек, Буледа, 38 — Тороро, Секулудо, 39 — Хома, Рури, Раигаа, Гиндерет, Бурю, 40 — Мосоник, Ольдоньо-Ленган, Керимаси и Пангани, Ольдоньо-Дили, Меру, Бурко, Эссимингор, Мондули-Аруша, 41 — Уфумо, Хананг и Балагидиа, 42 — Мрима, 43 — Вигу, Майн-Я-Вета, 44 — Лукомберо и Пангани, 45 — Бингу, 46 — Луэш, Нирагонго, 47 — Кавези, 48 — Каронте?, 49 — Сангу, 50 — Нгуалла, Сонгве, Мусенси, 51 — Мбоя, Научидзавайя, 52 — Нкомбва, 53 — Мквиси, Кешья, 54 — Калаве, Начомба, Мзамбуто, Казанга, 55 — Негус, 56 — Муамбе, 57 — Чуара, 58 — Чандава, 59 — Маломбе, 60 — Чаумбви, Квангануде, Падула, Мтсонимукье, Найдува, Каламба, Казари, Нсеига, Калонгоси, Монголоси, 61 — Тулдулу, Нклатонье-Матопон, Сонгве, Бангала, Намангали, 62 — Ксидуа, Кура, 63 — Дорова Шана, 64 — Чазанья, 65 — Палаборра, 66 — Шинтикои, 67 — Рудсплаат, Дердепурт, Претория-Солт-Пэн, 68 — Нунтселлахт, Твириньер, Гулинди, Кроффонтейн, 70 — Салезья, 71 — Чамай, 72 — Бруккарос, 73 — Ондуракоруме, Калыкфельд, Осонгмбо, 74 — Окорусу, 75 — Сваргбюсдриф, Элэмбе, 76 — Лонгтон, 77 — Вайдуанг, 78 — Чанга, 79 — Араша (Баррейро), 80 — Серроге, Якуирианга, 81 — Ладжес, 82 — Анитаполис

**Южно-Американская платформа:** 78 — Каталан, 79 — Араша (Баррейро), 80 — Серроге, Якуирианга, 81 — Ладжес, 82 — Анитаполис

**Северо-Американская платформа:** 84 — Уманак, 85 — Гребнедаль-Ика, Куаниг-Тигсалук, Арусук, 86 — Туунгуларифрик, Квагсисарусук, Игаллик, 87 — Айалик, 88 — Шри-берт, Биг-Биверхаус, 89 — Чипмей, 90 — Префрей, 91 — Кардальди, Клей-Хуэллс, 92 — Лэжкер, Борленд, 93 — Сиборк, 94 — Оттава, 95 — Ока, 96 — Магнет-Ков, 97 — Паудерхори, 98 — Джем-Парк, Мак-Клур, 99 — Маунтин-Пасс, 100 — Рокн-Бой, 101 — Айс-Ривер, 102 — Верити, 103 — Лонни?

Аналогичный магматизм Индии, Гренландии и частично Канады также связан с рифтогенезом. Развитие глыбовых структур Кордильерского рифтового пояса захватило в кайнозой край платформы (плато Колорадо), что обусловило проявление здесь фанолитовых магм, сходных с таковыми Восточной Африки.

Мезозойские массивы Восточно-Бразильской провинции группируются вдоль южной части субмеридионального линеамента Сан-Франциску, по-видимому, также имеющего рифтовую природу. Северная его половина погребена под мощной толщей отложений чехла, заполнивших прогиб. Если к этой части линеамента и приурочены массивы, то они недоступны для наблюдений. В целом линеAMENT протягивается на 4500 км от г. Сан-Луис до г. Порту-Алегри и представляет собой широкую полосу разломов фундамента, пространственно унаследовавших положение верхнерифтовой складчатой зоны, и вполне отвечает понятию долгоживущего глубинного разлома. На его глубинное заложение указывает контролируемое им излияние траппов на рубеже триаса и юры из открытых трещин, образовавшихся в связи с растягивающими усилиями в зоне линеамента. Параллельно ему в меловое время вдоль Атлантического побережья возникла система грабенов Баия.

По мнению С. Е. Колотухиной и др. (Геология месторождений редких элементов Южной Америки, 1968), «...такая долгоживущая ослабленная зона... аналогична Восточно-Африканским разломам...» (стр. 156) и далее... «...детальное геологическое изучение щелочных комплексов и карбонатитов Бразилии в будущем несомненно подтвердит их сходство как по составу, так и по генезису с соответствующими комплексами Восточной и Южной Африки и явится подтверждением единства этих материков» (стр. 184).

Сложнее представляется расшифровка структурной позиции более древних ультраосновных-щелоч-





бирской плиты. Между Кустанайско-Тюменским и Енисейским крайними разломами в области послегерцинской консолидации отмечается система меридиональных рифтов, заполненных продуктами триасового траппового магматизма (Колтогорско-Уренгойский, Худосеевский и др.).

По данным интерпретации материалов электро- и гравиразведки установлено, что мощность земной коры на Сибирской платформе составляет 40—50 км. Вместе с тем выделяется ряд линейных зон, где мощность уменьшена на 2—5 км. Эти зоны совпадают с байкалидами Саяно-Енисейской складчатой области и с внутривнутренними структурами типа авлакогенов. Авлакогены, особенно широко развитые в пределах Тунгусской синеклизы, сложены рифейскими карбонатно-терригенными породами мощностью до 10 км, испытавшими складчатость на рубеже 800—850 млн. лет в связи с инверсией позднепротерозойских прогибов, которые, как правило, унаследовали осевые части замкнувшихся нижнепротерозойских геосинклиналей. Авлакогены разделены крупными блоками архейско-нижнепротерозойских пород, претерпевших в рифее устойчивое поднятие и размытие.

В западной части платформы выделено 11 авлакогенов (Иркинеево-Катангский, Тунгусский, Ангаро-Курейский, Курейско-Котуйский, Кочечумский и др.), характеризующихся положительными гравитационными и отрицательными магнитными аномалиями при заметно повышенной электропроводности выполняющих их рифейских образований по сравнению с архейско-нижнепротерозойскими породами. В пределах указанных структур, преимущественно в участках их сочленения и пересечения, проявлено или прогнозируется большое число ультраосновных-щелочных массивов (Н. Н. Дашкевич, 1971 г.). Таким образом, на территории Западной и Восточной Сибири выделяется серия крупных сквозьструктурных разломов, изучение которых затруднено в связи с их закрытым характером. Тем не менее уже сейчас очевидна их роль в контроле базальтоидного и ультраосновного-щелочного магматизма.

Результаты исследований последних лет в пределах Канадского щита дали основание В. Саул и П. Компарелли высказать предположение, что система грабенов, установленных в районе Оттавы и Квебека имеет сходство с африканскими рифтами. Системы разломов, ограничивающих грабены, контролируют здесь термальные источники (Беляевский, 1968). Кроме того, исходя из анализа тектонического развития Северо-Американской платформы, устанавливается приуроченность

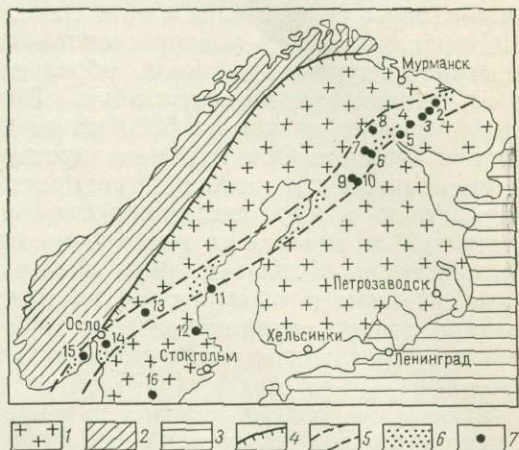


Рис. 4. Северо-восточная тектоническая зона на Фенноскандии. По А. А. Кухаренко (Металлогенические особенности..., 1971)

1 — архейско-протерозойский фундамент, 2 — каледониды, 3 — палеозой, 4 — линия надвига каледонид, 5 — северо-восточная тектоническая зона, 6 — участки повышенной сейсмичности, 7 — щелочные массивы: 1 — Конозерский, 2 — Кургинский, 3 — Ловозерский, 4 — Хибинский, 5 — Хабозерские, 6 — Вуориярви, 7 — Салаватланский 8 — Ковдорский, 9 и 10 — массивы щелочного комплекса Куусамо-Инваара, 11 — Альнё, 12 — Альмунге, 13 — Стерней, 14 — массивы щелочного комплекса грабена Осло, 15 — Фен, 16 — Норра-Карр

большинства массивов ультраосновных-щелочных пород Восточно-Канадской провинции к ядру архейской консолидации платформы, к зоне Гренвилльского перикратонного прогиба, а точнее, к системе глубинных разломов этой структуры, испытавших активизацию в последующие эпохи. Преобладающая часть ультраосновных-щелочных комплексов сосредоточена в пределах грабенов, трассирующихся системой озер Восточной Канады (Doig, 1970).

Краткий обзор особенностей пространственного размещения основных провинций ультраосновных-щелочных пород показывает, что их образование контролировалось разрывными дислокациями рифтового типа. Размеры рифтов определяют соответственно и масштабы провинций. Наиболее широко ультраосновной-щелочной магматизм проявился в сквозьструктурных разломах, образующих крупные рифтовые зоны. Такова уникальная по масштабам Восточно-Африканская рифтовая система, протянувшаяся на 6000 км от Средиземного моря до Мозамбикского пролива. Она наложена преимущественно на зону байкальской складчатости и наследует ее простирание. Наблюдается расщепление рифта к югу, сопровождаемое разновременной активизацией магматизма от мезозоя на юге до миоцена и плиоцена на севере. Рифтовая система состоит из ряда звеньев — рифтовых зон, имеющих разные размеры и простирание, но вписывающихся в ее генеральное меридиональное направление. Сочленяются эти звенья различно. Наиболее частым случаем является стык трех рифтовых зон разного простирания.

Некоторые из них слепо оканчиваются, иногда веерообразно расщепляются или кулисообразно сменяют друг друга. Все эти структурные элементы практически не выражены на площадях, лишенных платформенного чехла осадочных отложений.

Особенности возникновения рифтов лучше всего видны в наиболее молодых из них. Установлено, что при кайнозойском рифтогенезе древний анизотропный фундамент платформ раскалывается по ослабленным зонам в тех районах, которые испытали длительное устойчивое поднятие. Так, Рейнский рифт наследует варисскую зону сдвига (Бедерке, 1970), а Восточно-Африканский рифтовый пояс — систему разломов, определивших в позднем протерозое положение узкого геосинклинального прогиба (Колотухина и др., 1964). Процесс формирования рифтов начинался с образования свода, затем развертывалась мощная вулканическая деятельность, приводящая к появлению обширных базальтовых полей. Следующий этап фиксировался заложением крупного осевого грабена и сопряженной с ним серии грабенов. Ширина осевого грабена доходит до нескольких десятков километров с увеличением к краям свода, относительная видимая глубина в рельефе обычно 0,5—1,5 км при общей амплитуде опускания до 2—3 км, а иногда и более.

Почти все сбросы, которые окаймляют рифты или развиты в их пределах, относятся к нормальным сбросам. Их падение колеблется от 45° до почти вертикального (чаще 55—70°). Взбросы здесь очень редки. Рифты обычно не ограничиваются крупными единичными сбросами. Чаще развита система сбросов с разветвлениями и кулисообразным расположением. Отдельные сбросы не всегда параллельны основному грабену, они часто образуют ломаные линии, придавая уступообразные очертания краям грабена. Опущенный блок в рифте разбит, как правило, многочисленными сбросами с образованием клавиатуры небольших грабенов и горстов. Позже происходит активизация зон глубинных расколов, в пределах которых локализуется проявление в основном ультраосновного-щелочного магматизма. Как показал Е. Е. Милановский (1970), масштабы магматизма находятся в зависимости от типа рифтов. Он широко проявлен в сводово-вулканических

рифтах и слабо либо совсем не выражен в рифтах щелевого типа (Байкальский и др.). По-видимому, это объясняется тем, что главным фактором в формировании сводово-вулканических рифтовых зон служит значительный разогрев глубоких недр, вызывающий воздымание земной коры, образование магматических очагов, обрушение свода по главным разломам и, наконец, подъем ультраосновной-щелочной магмы.

Связь рифтов со сводовыми поднятиями впервые была показана Г. Клоосом (Cloos, 1939) на примере Восточно-Африканских и Рейнских грабенов и подтверждена экспериментально. Высота поднятия сводов более 2—3 км. Размеры, расположение и форма рифтов зависят от формы и размеров поднятий, с которыми они связаны. На поднятиях, имеющих в плане форму овала, рифт развивается вдоль длинной оси овала, а на периклинальных замыканиях рифт расщепляется на систему радиальных ветвей. Такое размещение рифтов на поднятиях обусловлено вертикально ориентированными снизу вверх усилиями и возникающая при этом система трещин по своей природе является разрывной. Иное объяснение причин образования рифтов дано Ф. Венинг Мейнесом (Vening Meinesz, 1950), который считает, что заложение их начинается с момента появления сколовых трещин при горизонтальном растяжении земной коры.

Е. Е. Милановский (1970), сопоставляя условия образования разного типа рифтовых зон, пришел к выводу, что развитие их протекает под влиянием одних и тех же главных факторов, но при различной их роли и масштабе проявления. Они формируются в условиях горизонтального растяжения земной коры, которое возрастает от сводово-вулканических к щелевым и межматериковым рифтовым зонам. Все рифтовые зоны характеризуются повышенным тепловым потоком, но максимальная его аккумуляция в верхах мантии и нижних частях коры происходит в условиях сводово-вулканических рифтовых зон до вскрытия их глубинными разломами. В щелевых рифтах их осевые части играют роль отдушин, отводящих тепло. Поэтому накопление тепла и регенерация магмы возможны лишь в локальных, менее проницаемых участках. Рифтовым поясам обычно свойственны высокая сейсмичность (с напряжениями растяжения в очагах землетрясений на глубине до нескольких десятков километров), повышенный тепловой поток. Земная кора имеет здесь несколько меньшую мощность, а верхняя часть мантии отличается пониженной плотностью. В общем близкие сейсмические и тепловые характеристики свойственны и океаническому рифтовому поясу. Однако в его пределах и на островах океана пока не обнаружены типичные представители формации ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов.

Среди изверженных пород океанических островов не удается обнаружить нефелиновых, щелочных сиенитов и карбонатитов и если изверженные комплексы этих островов являются производными базальтовой магмы, то «...можно будет считать, что первичные щелочно-ультраосновные магмы не свойственны областям с океанической корой» (Шейнманн, 1968, стр. 88). Л. С. Бородин (1968), исходя из своей гипотезы происхождения щелочных пород, также приходит к выводу, что рассматриваемые комплексы возникали на континентах в зонах разломов максимальной вертикальной протяженности.

Массивы ультраосновных-щелочных пород в контурах провинций располагаются неравномерно и нередко концентрируются в ряды или имеют кустовое распределение. Такая группировка имеет место как на платформах, так и в областях завершённой складчатости. Это обстоятельство указывает на следующее: массивы «насажены» на общие магмоподводящие разломы, в которых подъем магмы в приповерхностный горизонт или до земной поверхности был возможен лишь в некото-

рых местах. В большинстве случаев такими местами служили участки пересечения главного разлома поперечными разрывами. Глубиной проникновения поперечных разломов, по-видимому, и определяется место перехода трещинной интрузии в интрузию центрального типа.

Корни интрузий центрального типа залегают на глубинах в несколько километров и, возможно, нередко ниже 10 км (Свешникова, 1968). В условиях платформ они могут располагаться на границе чехла и фундамента, особенно в случае эпитропного характера магмоконтролирующих глубинных разломов при молодых поперечных разрывах чехла, не нарушающих складчатого фундамента. Здесь закладываются взрывные камеры, создающие условия для функционирования промежуточного магматического очага и образования щелочных дериватов ультраосновной магмы. В связи с этим возникает вопрос: не является ли степень разнообразия пород рассматриваемого типа массивов показателем глубины расположения корневой части интрузии центрального типа, вероятно, представляющий собой вторичный магматический очаг?

Как известно, близповерхностное залегание очага не способствует его длительной эволюции из-за быстрого остывания магмы. На весьма большой глубине с ростом давления также затрудняется дифференциация магмы. Следовательно, наиболее благоприятными для дифференциации магмы будут условия промежуточных глубин. Если это так, то можно предположить, что при прочих равных условиях массивы с глубокой и высоко расположенной корневой частью будут менее дифференцированы и будут характеризоваться менее четкой вертикальной зональностью состава комплексов пород (Маймеча-Котуйская провинция). Трудно сказать, насколько велика роль этого фактора. Ответ, по-видимому, будет дан в ходе дальнейших, в первую очередь геофизических, исследований глубинных частей ультраосновных-щелочных массивов. В настоящее время можно лишь уловить некоторую специфику в составе массивов, расположенных в пределах щитов и в пределах платформ с развитым осадочным чехлом. Так, разнообразные по набору пород ультраосновные-щелочные массивы Балтийского и Алданского щитов заметно отличаются от существенно ультрабазитовых и ультрабазит-ийолитовых массивов Маймеча-Котуйской провинции, залегающих среди кембрийских отложений чехла Анабарской антеклизы.

По форме проявления магматизма провинции ультраосновных-щелочных пород могут быть подразделены на провинции вулканического типа (Восточно- и Западно-Африканские, Рейнская, Енисейская, Индийская, Восточно-Бразильская, Маймеча-Котуйская) и плутонического типа (Сетте-Дабанская, Алданская, Тиманская, Восточно-Саянская). В связи с полной эрозией верхних частей массивов и верхнего структурного этажа вмещающих пород трудно сказать, к какому типу относятся провинции массивов Канадского и Балтийского щитов.

Пространственное размещение массивов в пределах провинций неравномерно и, как будет показано далее, носит прерывистый характер. Однако тип контролирующих разломов, их сочетание и геотектоническое положение относительно главнейших структур земной коры определяют общую форму провинций. Например, массивы, приуроченные к краевым швам платформ, авлакогенам и сквозьеструктурным разломам, группируются в провинции линейного типа, которые можно рассматривать как пояса (Сетте-Дабанская, Восточно-Саянская, Восточно-Африканская). Напротив, массивы периферии платформ более рассредоточены, их провинции не имеют заметной вытянутости и отличаются площадным характером (Маймеча-Котуйская, Карело-Кольская, Канадская, Западно-Африканская, Индийская и др.).

Распределение массивов в пределах отдельных провинций не является хаотичным, оно подчинено влиянию более локальных факторов. При детальном рассмотрении позиции отдельных массивов выясняется,

что они приурочены к наиболее проницаемым участкам: к местам разветвления, сочленения и пересечения разнонаправленных разломов. Так, большинство массивов Восточно-Африканской провинции группируется в семи узлах, расположенных на стыке рифтов, на их разветвлении или на пересечении рифта поперечными тектоническими нарушениями (рис. 5). Массивы Алданской, Сетте-Дабанской и Маймеча-Котуйской провинций располагаются в узлах пересечения меридиональных и субширотных разломов, а Восточно-Саянской — на пересечении разломов северо-западного и северо-восточного направлений. На Северо-Западе Русской платформы в пределах крупной Северо-Восточной тектонической зоны массивы группируются в три субширотных пояса. Из них

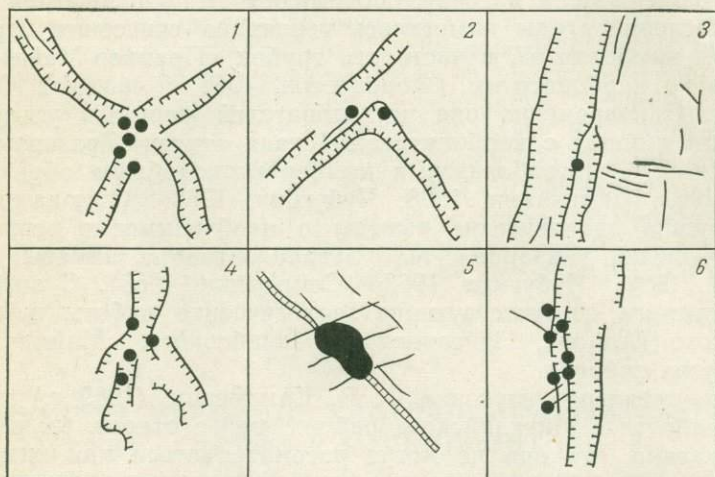


Рис. 5. Типы структурных позиций массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов

1 — крестообразный стык рифтов (Мусенси, Сонгве, Мбея, Нкомба, Начендевайя); 2 — коленчатое сочленение рифтов (Дорова, Шава); 3 — пересечение рифта поперечной зоной дизъюнктивов (Кайзерштуль); 4 — расщепление рифта (Калуве, Начомба, Мвамбуто, Чазвета); 5 — узел пересечения разнонаправленных разломов (Нижнесаянский массив); 6 — кулисообразное расположение сбросов на границе рифта (Торор, Напак, Морото, Кадам, Будеда, Букусу, Сукулу и др.)

Центральный пояс, включающий Салмагорский и Хабозерские массивы, приурочен к зоне разлома, разделяющего Кольский и Беломорский структурно-тектонические районы. Южный пояс (массивы Турьего мыса, Ковдозеро, Вуориярви, Саланлатва и др.) трассируется системой разломов, обрамляющих Кандалакшский грабен. В каждом из этих поясов размещение массивов подчинено внутренней структуре древнего фундамента: интрузии проникли в узлы сочленения протерозойских и архейских структур и в зоны разломов, ограничивающие синклиновые прогибы и грабены (Календонский комплекс..., 1965).

Поскольку в последнее время некоторые исследователи к карбонатитам стали относить эндогенные карбонатные образования, развитые в кимберлитах, необходимо кратко остановиться на их сопоставлении. Как известно, первое упоминание об карбонатных породах, локализованных в кимберлитах трубки «Премьер-Майн», было сделано Р. А. Дели (Daly, 1925)<sup>1</sup>. Значительно позже Г. фон Эккерман (Eckermann, 1963), Дж. Даусон (Dawson, 1964), Е. Хайрих (Heinrich, 1966) и А. Г. Жабин (1967) стали выделять карбонатитовый тип ким-

<sup>1</sup> Правомерность отнесения этих пород к карбонатитам оспаривается В. Фервурдом (Verwoerd, 1966).

берлитов, основываясь на наличии значительных количеств карбонатов во многих кимберлитовых трубках, появлении пластинчатого высокотемпературного («магматического») кальцита в них и т. д.

Карбонатиты и кимберлиты имеют много общего в геотектоническом размещении. Вместе с тем им свойственны свои особенности в структурной позиции. Так, в Африке, по данным Б. Кинга и Д. Сатерленд (King, Sutherland, 1960), карбонатиты приурочены непосредственно к рифтовым структурам, а кимберлиты, тяготея к ним, локализуются несколько в стороне. Та же тенденция отмечается и для Сибирской платформы (см. рис. 2).

Кимберлитовые поля, что отмечал и Ю. М. Шейнманн (1961), локализуются преимущественно в центральных участках платформы, а карбонатитосодержащие массивы опоясывают ее по периферии. Тем не менее в последние годы наметилась тенденция отнесения карбонатизированных кимберлитов, в частности трубок «Премьер-Майн», «Мир» и «Айхал», к карбонатитам (Францессон, 1968; Зольников, Маршинцев, 1967). Одновременно ряд исследователей массивов ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами стали относить развитые в них трубки и дайки ультрабазитов к кимберлитоподобным образованиям (Жабин, 1967; Семилякин, 1968; Чубугина, 1963). Отсюда возникли далеко идущие практические выводы о необходимости ревизии, поисков и разведки указанных тел ультрабазитов на алмазы (Каминский и др., 1968; Чубугина, 1963; Семилякин, 1968). С этой целью были поставлены соответствующие геологические работы в пределах Ингилийского (Алдан), Присяянского, Чадобецкого, Маймеча-Котуйского и других районов.

Однако детальное изучение Ф. В. Каминским (1969 г.) трубок и даек ультрабазитов Ингилийского района, ранее относимых в кимберлитам, показало, что они не могут рассматриваться как кимберлиты в связи с их существенно пироксеновым составом, отсутствием в них пиропы, повышенным содержанием перовскита и пикроильменита и соответствием титана и железа при пониженном количестве магния. По нашему мнению, заключение Ф. В. Каминского касается не только Ингилийского района, а имеет более широкое значение. По существу аналогичные породы (пикритовые порфириды и альнеиты) развиты в большинстве массивов ультраосновных-щелочных пород Сибирской платформы, отмечаются в Карело-Кольской провинции и в ряде провинций зарубежных стран.

К такому выводу пришли А. А. Фролов, Ю. А. Багдасаров и Е. А. Нечаева (1970), выделив среди платформенных ультрабазитовых труб два типа образований — представителей нормальной и щелочной линий эволюции ультраосновной магмы. К первой группе относятся кимберлиты. Вторая группа, кроме собственно слюдяных пикритовых порфиритов, представлена альнеитами, нефелиновыми или мелилитовыми перидотитами, их эруптивными брекчиями и пирокластами. Она занимает промежуточное положение между типичными кимберлитами нормального ряда и формацией карбонатитосодержащих комплексов ультраосновных-щелочных пород. В обеих группах пород отмечаются существенно карбонатные образования. При этом в кимберлитах они являются продуктом их автотасоматоза, а в пикритовых порфиритах, альнеитах и других породах второй группы — результатом редуцированного проявления карбонатитового процесса, обычно полно представленного в ультраосновных-щелочных комплексах.

Таким образом, карбонатиты связаны только со щелочными дериватами ультраосновной магмы. Отсюда вытекает важный практический вывод: в кимберлитовых трубках нет оснований рассчитывать на распространение редкометальной минерализации. Но это не исключает возможности развития трубок и даек щелочных ультрабазитов с кар-

бонатитами в пределах кимберлитовых провинций. Районы их совместного проявления тяготеют к краевым частям платформ, и в таких случаях кимберлитовые тела характеризуются пониженной алмазонасностью (Сарсадских, 1971).

В общей истории развития земной коры масштабы проявления ультраосновного-щелочного магматизма последовательно нарастали, начиная с конца докембрия до кайнозоя включительно, по мере охвата фронтом активизации все больших территорий устойчивых областей земной коры. При этом в соответствии с продвижением фронта активизации находилось и пространственное развитие ультраосновного-щелочного магматизма. Концентрированное проявление магматизма происходило в зонах растяжения земной коры и в связи с этим провинции ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов отчетливо контролируются структурами рифтового типа. Развитие этих структур тесно связано с внутренним строением фундамента платформ и обычно определяется пространственным положением и ориентировкой древних геосинклинальных трогов и глубинных разломов в периоды активизации платформ. Установленная ранее Ю. М. Шейнманном (1961) глобальная закономерность пространственного размещения провинций ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов вместе с указанными дополнениями структурно-генетического порядка позволяет глубже понять условия проявления ультраосновного-щелочного магматизма и сосредоточить поиски новых провинций и отдельных массивов на более локальных площадях.

## ГЛАВА II

### СТРУКТУРА МАССИВОВ УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ

Выше рассмотрены общие закономерности размещения провинций и отдельных массивов в региональном плане. Настоящая глава посвящена анализу структуры массивов, что позволит выяснить закономерности размещения оруденения внутри них.

Вопросам, связанным с изучением структуры массивов рассматриваемого типа, посвящены статьи М. Гарсона (Garson, 1955; 1960; 1962), С. Вильямса (Williams, 1952), Е. М. Эпштейна (1959), А. А. Фролова (1960) и Л. С. Егорова (1970). В последние годы автором было проведено детальное геолого-структурное картирование в м-бе 1 : 2 000—1 : 10 000 восточносибирских массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, дополненное анализом трещинной тектоники пород и микроструктурным анализом карбонатитов. Полученные результаты дали возможность на новой основе подойти к обобщению литературного материала по большому числу массивов других провинций СССР и зарубежных стран.

#### 1. Геолого-структурная классификация массивов

Существующие классификации охватывают либо карбонатиты, либо комплексы ультраосновных-щелочных пород. В 1961 г. Л. К. Пожарицкой, Е. М. Эпштейном и автором была предложена классификация карбонатитов на основе четырехстадийной схемы их формирования (табл. 4). Л. С. Бородин (1966) карбонатиты подразделяет на высоко-, средне- и низкотемпературные, относя ранние к интрузивным, а поздние — к метасоматическим образованиям (табл. 5). При этом под названием карбонатиты он объединяет все эндогенные карбонатные породы, связанные как с ультраосновной-щелочной формацией, так и с щелочно-габброидной формацией и формацией нефелиновых сиенитов.



Схема последовательности развития карбонатитового процесса в ультраосновных-щелочных массивах Сибири. По Л. К. Пожарицкой, А. А. Фролову и Е. М. Эпштейну (1961)

Тип метасоматоза	Стадии формирования	Разновидности карбонатитов (в порядке последовательной смены минеральных парагенезисов)	Минеральные парагенезисы	Структуры и текстуры пород	Форма тел	Способ отложения в пространстве
Кальциево-карбонатный	I—ранняя кальцитовая	Кальцитовые с авгит-диопсидом, кальцитовые с железистым флогопитом, кальцитовые	Кальцит, авгит-диопсид, железистый флогопит, (монтчеллит), апатит, магнетит, дизаналит, (кальциртит)	Крупнозернистые массивные, реже полосчатые	Кольцевые, полукольцевые и радиальные жилы, штокообразные и штокверковые тела	Метасоматическое замещение силикатных пород, в меньшей мере выполнение открывающихся полостей
	II—поздняя кальцитовая	Кальцитовые с диопсидом, кальцитовые с форстеритом, кальцитовые с флогопитом, кальцитовые	Кальцит, форстерит, диопсид, флогопит, монтчеллит, гумит, апатит, магнетит, (шпинель), пирротин, циркелит, гатчеттолит, урано-ториевый пирохлор, пиролор, баделит, кальциртит (циркон, торинит, луещит?, эшинит?, дизаналит?)	Среднезернистые до гигантозернистых, часто пегматоидные, иногда порфириовидные, полосчатые, реже массивные, пятнистые	Кольцевые и полукольцевые жилы, штокверковые зоны, реже штокообразные тела	Метасоматическое замещение силикатных пород, выполнение открывающихся полостей, перекристаллизация и замещение ранее сформировавшихся карбонатитов в зонах тектонических нарушений,
Магнезиально-карбонатный	III—кальцит-доломитовая	Кальцитовые с амфиболом, кальцитовые, кальцит-доломитовые, доломитовые	Кальцит, доломит, (анкерит), амфиболы—натриевый тремолит-актинолит и рибекит, флогопит, серпентин, (талк), циркон, (апатит, магнетит, ильменит, рутил, анатаз, пирротин, пирит, урано-ториевый и ториевый пирохлор, пирохлор)	Крупно- и среднезернистые, порфириовидные, массивные, полосчатые	Линейные, полукольцевые и кольцевые штокверковые зоны, полукольцевые и конические жилы, штокообразные тела	То же
Железисто-магнезиально-карбонатный	IV—анкерит-сидеритовая	Анкеритовые и сидерит-анкеритовые (доломитовые с гематитом и лимонитом)	Анкерит, сидерит, (кальцит), щелочные амфиболы—рибекит и крокидолит, хлорит, хлорит-серпентин, вермикулит, стильпномелан, (альбит), анальцим, натролит, циркон, кварц, барит, целестин, штаффелит, флксорит, ильменит, ильменорутит, гематит, пирит, марказит, (галенит, молибденит), сфалерит, пирохлор, ферсмит, колумбит, монацит, паризит, бастнезит, (анкилит), ортит	Крупно- и среднезернистые массивные, пятнистые, реже полосчатые	Жилы, штокверковые зоны и штокообразные тела	Метасоматическое замещение силикатных пород и кальцитовых карбонатитов, реже выполнение открывающихся полостей
		Анкеритовые с баритом	Гигантозернистые, мелкозернистые массивные	Жилы	Выполнение открывающихся полостей, метасоматическое замещение силикатных пород и кальцитовых карбонатитов	

Примечание. В скобках—редко встречающиеся минералы.

Общая генетическая классификация карбонатов (субвулканические и глубинные комплексы). По Л. С. Бородину (1966)

Генетическая характеристика карбонатов			I. Щелочно-ультраосновные породы и нефелиновые сиениты		II. Щелочные габброиды и нефелиновые сиениты		III. Нефелиновые и фельдшпатовидные сиениты		
Стадия процессов и тип карбонатов	Способ образования	Типоморфные элементы	Состав карбонатов	Редкометалльные минералы и месторождения	Состав карбонатов	Редкометалльные минералы и месторождения	Состав карбонатов	Редкометалльные минералы и месторождения	
I. Высокотемпературная (500—700 °C)	«Ранние карбонаты»	Интрузивные тела (штоки, дайки) и метасоматические зоны в породах любого состава	Ca, Mg, CO <sub>2</sub> , Ti, Nb, P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , Ta, Zr, U, Th	Кальцитовые, доломитовые	Уранпироклор, пироклор, дизанилит, бадделейт, кальциртит—Сев (Норвегия), Альне (Швеция), Айрон-Хилл (США), Шава, Дорова, Шпитцкоп (Африка)	Кальцитовые	Пироклор, дизанилит—Кайзерштуль (ФРГ), Стьерней (Норвегия), Восточная Сибирь (СССР)	Кальцитовые	Пироклор, бадделейт, луэшит—Луэш, Калькфельд (Африка), Греннедал (Гренландия)
		Метасоматические зоны и жилы выполнения в породах любого состава	Ca, Mg, CO <sub>2</sub> , Fe, P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , Nb, Ta, SiO <sub>2</sub> , Th, U	Кальцитовые, доломитовые, анкеритовые, полевошпат-карбонатные	Пироклор, дизанилит, рутил, монацит, циркон—Магнет-Ков, Айрон-Хилл (США), Сев (Норвегия)	Кальцитовые, доломитовые, полевошпат-карбонатные	Пироклор, монацит, бербанкит—Кайзерштуль (ФРГ), Роки-Бой, Маунтин-Пасс (США)	Кальцитовые, апатит-кальцитовые, полевошпат-кальцитовые, доломитовые	Пироклор, циркон, церианит—Луэш (Африка), Немегосенда (Канада), Урал (СССР)
		Метасоматические зоны в ранних карбонатитах и жилы выполнения в породах любого состава	Mg, Fe, CO <sub>2</sub> , Ca, Ba, SO <sub>4</sub> , Sr, SiO <sub>2</sub> , TR, F, Th, S	Анкеритовые, кальцитовые, сидеритовые, барит-карбонатные	Бербанкит, монацит, фтор-карбонаты, колумбит, ферсмит, циркон—Айрон-Хилл (США)	Доломитовые, анкеритовые, сидеритовые, карбонатные, флюорит-барит-карбонатные	Бастнезит и др. карбонаты; торит, церит, ортит, циркон—Маунтин-Пасс (США)	Барит-карбонатные, флюорит-карбонатные, сидеритовые	Карбонаты и фтор-карбонаты—Бирпо-Маунтин (США), Калькфельд (Африка), Урал (СССР)
II. Среднетемпературная (300—500 °C)									
III. Низкотемпературная (100—300 °C)									

Систематика карбонатитов. По Ю. Л. Капустину (1971)

Карбонатиты	Стадии	Типоморфные минералы		Морфология тел	Примеры (массивы)
		породообразующие	акцессорные		
Ранние	I	Кальцит, флогопит, биотит, авгит, апатит	Дизаналит, кальциртит, сфен	Штоки	Вуориярви (Тухта-Вара), Кайзерштуль
				Линейные жилы	Кайзерштуль, Ковдорский, массивы Сибири
				Линейные метасоматические тела	Ковдорский (Мого-Види), Ока, массивы Сибири
	II	Кальцит, флогопит, форстерит, эгирин, магнетит, апатит	Пироксеноиды, бадделейт	Системы конически-кольцевых жил	Вуориярви, Альнё, Тундулу, Арбарастахский, Гудини, Рангве
				Конические штоки	Гулинский, Напак, Мрима, Серроте, массивы Сибири
Доломитизированные	I—II	Кальцит, доломит, рихтерит, тетраферрифлогопит	Ниободирконолит, ильменит, циркон	Линейные метасоматические зоны	Вуориярви, Себель-Явр, Айрон-Хилл, массивы Сибири
Поздние	I	Кальцит, флогопит, пирротин	Бербанкит, карбонаты Ва	Одиночные линейные жилы	Вуориярви, Ковдорский, Себель-Явр
	II—III	Анкерит-доломит, хлорит, сульфиды, барит, кварц	Стронцианит, анкилит, брукит	Линейные и штокообразные метасоматические тела	Намо-вара, Саланлатва, Альнё, Чилва, Нкомба, Канганкунде, Шпитцкоп, Гулинский, массивы Сибири
	IV	Кальцит, цеолиты, гематит	Виноградовит, катапелит	Одиночные линейные жилы	Вуориярви, Ковдорский, Гулинский, Саланлатва

Ю. Л. Капустин (1966, 1971) выделяет среди карбонатитов ряд минералогических разновидностей (табл. 6). М. Я. Сомина (1966) дает классификацию карбонатитовых комплексов по их структурно-фациальной приуроченности. В. Фервурд (Verwoerd, 1966) все наблюдаемые породы рассматриваемой формации свел в три основные группы: вулканические ассоциации, вулканические — субвулканические ассоциации и субвулканические ассоциации. Эта классификация составлена с учетом лишь комплексов пород, распространенных в Южной и Юго-Западной Африке.

А. Вулканические ассоциации

1. Карбонатиты — туфы — вулканические брекчии (Керимаси, Квараа, Ханаанг, Бруккарес).

2. Карбонатиты — туфы — вулканические брекчии — щелочные карбонаты (Ольдоиньо-Ленгаи).

3. Карбонатиты — туфы — вулканические брекчии — лавы — метакарбонатиты (Гудини, Крюдфонтейн).

Б. Вулканические — субвулканические ассоциации

1. Карбонатиты — брекчии (Мбея, Торор, Осонгомбо, Салпетеркоп, Вигу, Чазвета).

1а. Карбонатиты — полевошпатовая брекчия (Канганкунде, Нгуалла, Муамбе, Начомба, Мвамбубо).

2. Карбонатиты — вулканические породы — ийолиты (Напак).

3. Карбонатиты — вулканические породы — ийолиты — нефелиновые сиениты (Хома, Рури).

4. Карбонатиты — вулканические породы — ункомпагриты — ийолиты — нефелиновые сиениты (Рангва).

5. Карбонатиты — вулканические породы — эссекситы (тералиты) — нефелиновые сиениты (Кайзерштуль).

6. Карбонатиты — вулканические породы — пироксениты — ийолиты — нефелиновые сиениты (Магнет-Ков).

В. Субвулканические ассоциации

1. Карбонатиты (Твиривьер, Нкомбва, Калуве, Ольдоиньо-Дили, Араша, Стерней).

1а. Карбонатиты с весьма подчиненным количеством ийолитов, нефелиновых сиенитов и др. (Сукулу, Нуттедахт, Ока).

2. Карбонатиты — сиениты (или полевошпатовая брекчия) (Чилва, Маунтин-Пасс, Магнет-Хейтс, Манитоу).

3. Карбонатиты — нефелиновые сиениты — сиениты (или полевошпатовая брекчия) (Калькфельд, Окорусу, Тундулу, Сонгве-Маузе).

3а. Карбонатиты — нефелиновые сиениты (Луэш, Ондуракоруме).

4. Карбонатиты — ийолиты — нефелиновые сиениты (Чизанья, Джомбо-Мрме, Ковдор, Немегос).

4а. Карбонатиты — ийолиты (Дорова).

5. Карбонатиты — пироксениты — ийолиты — нефелиновые сиениты (Альнё, Шпитцкоп, Тороро, Озерная Варака, Тува).

5а. Карбонатиты — пироксениты — ийолиты (Фен, Анитаполис).

5в. Карбонатиты — пироксениты (Гленовер, Мусенси, Талира).

5с. Карбонатиты — пироксениты — сиениты (Лулекоп).

5д. Карбонатиты — пироксениты — нефелиновые сиениты — сиениты (Роки-Бой, Немегосенда).

6. Карбонатиты — ункомпагриты (или турьянты) — пироксениты — ийолиты — нефелиновые сиениты (Айрон-Хилл, Турий мыс).

7. Карбонатиты — перидотиты — пироксениты — ийолиты — нефелиновые сиениты (сиениты) (Якупиранга, Букусу, Сьерра-Негра, Серроте).

7а. Карбонатиты — перидотиты — пироксениты — ийолиты (Африкандский, Вуориярви, Маймеча-Котуйская провинция).

7б. Карбонатиты — перидотиты — пироксениты.

7с. Карбонатиты — перидотиты.

7д. Карбонатиты — перидотиты — ийолиты (Шава).

Е. Хайнрих (Heinrich, 1966) в классификации комплексов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов выделил пять типов: вулканический, субвулканический, гипабиссальный (эпизона), плутонический (мезозона) и плутонический (катазона) (табл. 7).

Автором в основу систематики массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов был положен критерий, отражающий различный уровень их эрозийного среза, в зависимости от которого находится состав комплексов пород и характер промышленной минерализации (Фролов, 1968). Несколько усложненный вариант классификации

Систематика карбонатитов на основе глубинности их формирования, фиксируемой современным эрозионным уровнем. По Е. Хайриху (Heinrich, 1966)

Тип	Характеристика	Примеры
Вулканический	Преимущественно конусы; карбонатиты залегают только в слоях или отмечаются как пирокласты; диатремовые структуры	Ольдоиньо-Ленгаи, Форт Портал и другие
Субвулканический	а. Сохранились остатки конусов; многочисленные ассоциации щелочных вулканических пород; широко развиты агломераты (или брекчии); карбонатиты как пирокласты и лотоки, а также дайки и пробки. Вмещающие породы слегка изменены, фенитизация незначительна. Щелочные интрузивные породы представлены бедно. б. Нет вулканических или кольцевых комплексов. Мало щелочных силикатных пород (если они есть). Карбонатиты проявлены в виде даек. Вмещающие породы интенсивно изменены и минерализованы жилами флюорита, барита, редкоземельными и торийсодержащими минералами	Чазвета, Мвамбуто, Начомба, Напак, Тороро, Ранге, Керимаси, Кайзерштуль
Гипабиссальный (эпизона)	Трубчатые структуры, конические слои, кольцевые дайки широко развиты. Щелочные породы главным образом как интрузивные остатки вулканов. Может сохраняться часть кровли. Вмещающие породы представлены метаморфическими, вулканическими или осадочными породами. Интенсивно проявлена фельдшпатизация. Фенитизация развита умеренно. Нет вулканического карбонатитового материала. Карбонатиты образуют ядра и дайки типа конических слоев	Амба-Донгар, Чилва, Гундулу, Мрима, Мбея, Муамбе, Манитоу
Плутонический (мезозона)	Кольцевые структуры проявлены хорошо. Преобладают грубозернистые нефелиновые породы; обычны сиениты, ультрабазиты и рудные образования. Интенсивно проявлена фенитизация, некоторые щелочные породы образовались в процессе метасоматизма. Редки интрузивные брекчии и отсутствуют фельдшпатизированные метасоматиты	Альнё, Айрон-Хилл, Магнет-Ков, Дорова, Шава, Букусу, Луэш, Якупиранга, Гулинский, Ковдорский
Плутонический (катазона)	Форма и внутренняя структура комплексов резко варьируют; кольцевые структуры могут быть слабо развиты. Массив может быть частично конкордантным. Типичная контактовая фенитизация развита меньше, чем в мезозоне, но в некоторых плутонах широко распространена нефелинизация	Маунтин-Пасс, Палабора, Фен

предложил Ю. А. Багдасаров (Геология, минералогия..., 1972), использовавший те же принципы подразделения массивов и давший параллельно с этим ряд других характеристик.

Представляется, что наиболее приемлемой будет такая классификация карбонатитосодержащих ультраосновных-щелочных комплексов, которая учитывает глубинность формирования пород и связанных с ними месторождений.

Еще С. С. Смирнов (1947) указывал, что введение в классификацию глубины образования месторождений имеет первостепенную важность как в чисто научном, так и в практическом отношении. В настоящее время нет сомнения в том, что глубинность интрузивов — неперемный и основной элемент их классификации. В решении проблемы глубинности наметилось два пути исследований. Первый путь — определение мощности отложений, которые покрывали массив магматических пород или рудное месторождение в момент их образования

(Кушнарев, 1969). Он возможен в условиях хорошо изученных районов. Второй путь основывается на косвенном методе определения глубины формирования пород и месторождений по их особенностям, обусловленным условиями глубинности образования. Он менее точный и более сложный (Горжевский, Козеренко, 1963). К оценке глубины образования массивов можно подойти в результате сопоставления их различных эрозионных срезов.

Как известно, глубина эрозионного среза массива соответствует вертикальной колонке денудированной части массива, т. е. расстоянию от его апикальной части до уровня современного эрозионного среза (рис. 6). Этот параметр хотя и имеет важное значение, но в подав-

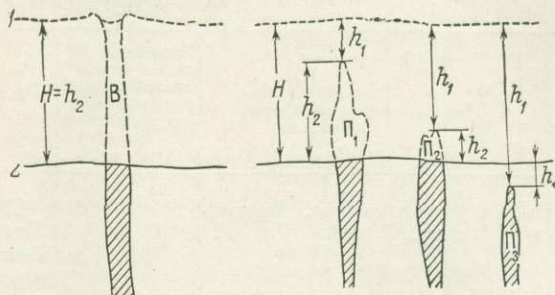


Рис. 6. Вертикальный разрез массивов вулканического (В) и плутонического ( $P_1, P_2, P_3$ ) типов  
 1 — эрозионная поверхность периода формирования массивов (палеоверхность); 2 — современная эрозионная поверхность;  $h_1$  — глубины залегания апикальных частей массивов,  $h_2$  — глубины эрозионного среза массивов,  $h_3$  — глубина залегания апикальной части скрытого массива,  $H$  — глубина залегания уровней массивов, вскрытых современным эрозионным срезом, относительно палеоверхности

ляющем большинстве случаев трудно определим даже ориентировочно. Поэтому в качестве классификационного параметра (который в дальнейшем используется без оговорок) целесообразнее принять общую глубину эрозионного среза территории массива, так как она по величине совпадает с глубиной формирования того уровня массива, который в современный период выведен на земную поверхность. Это позволяет в основу разделения массивов по глубине формирования положить их фации глубинности. Таким образом, в указанном смысле имеет место совпадение понятий глубины формирования массива и глубины его эрозионного среза и ими можно одинаково пользоваться при рассмотрении массивов как закрытого (плутонического), так и открытого (вулканического) типов.

Как известно, ультраосновные-щелочные комплексы, являясь поверхностными или близповерхностными образованиями, слагают вулканические аппараты, субвулканические и гипабиссальные интрузивные массивы. Поэтому выявление глубины их образования, когда эрозией вскрыты только верхние части рассматриваемых комплексов, не вызывает затруднений. Более сложна расшифровка глубинных частей массивов. Именно глубинные уровни массивов вскрыты современным эрозионным срезом в большинстве провинций мира (за исключением Восточной Африки). Сопоставление этих массивов показало, что по ряду геолого-структурных, петрографических и других признаков возможно относительное разделение их на менее глубинные (средней глубинности) и более глубинные.

Форма горизонтального сечения глубинных частей массивов обычно неправильная. Здесь отсутствуют явления закалки, порфиоровые фации пород, трубки взрыва, сокращается количество даек, появляются пегматиты щелочных пород, возрастает роль ультраосновных серий относительно щелочных пород и карбонатитов.

В качестве вспомогательного классификационного критерия использована «структурная позиция провинций», которая в известной мере также влияет на глубинность формирования описываемых комплексов пород и нередко определяет особенности их состава. Например, сквозьструктурные разломы обычно достигают земной поверх-

#### Геолого-структурная классификация комп

Уровень глубинности (фации глубинности)	Глубина, км	Провинции периферии платформ (массивы)	Провинции областей завершённой складчатости и краевых швов платформ (массивы)	Провинции сквозьструктурных разломов (массивы)
Поверхностный (вулканическая и субвулканическая фации)	0	Осонгомбо, Бруккарос, Чамайз		Напак, Лолекек, Керимаси, Ольдоинь-Ленгаи, Калианго, Торор, Рури, Хома, Рангава, Мрима, Сонгве, Мбея, Буру, Мвамбутто, Чазвета, Муамбе, Гудини, Мосоник, Садиман, Эссимингор, Лашэйи, Хананг, Уфиме, Вигу, Кайзерштуль
	1—1,5	Амба-Донгар, Калькфельд, Косью, Эпембе, Ондуракоруме, Куонамские трубки		Чилва, Тундулу, Канганкунде, Намангали, Енисейский
Малый (гипабиссальная фация)	2,5—3	Греннедаль, Тапира, Окорусу, Роки-Бой, Араша, Немегос, Ингили, Ньюмен	Верхнесаянский, Поворотный, Гек	Нкомбва, Луэш
		Кольский п-ов	Большегагинский	Сукулу
Средний (мезоабиссальная фация)	5—6	Ока, Паудерхорн, Альнё, Фен, Озерная Варака	Нижнесаянский	Шпитцкоп
		Маган, Салмагора, Песочный, Ессей, Якупиранга, Севантур	Большежидойский	Палабора, Дорова
Глубокий (абиссальная фация)	8—10	Африкандский, Лесная Варака, Кугда, Бор-Урях, Себль-Яври		Шава

ности и поэтому способствуют вулканическому проявлению магматизма. Наоборот, в областях завершённой складчатости магматизм носит преимущественно плутонический характер. Как отмечалось ранее, и по времени проявления магматизма они также существенно различаются: провинции сквозьеструктурных разломов характеризуются более поздним, обычно мезо-кайнозойским магматизмом. В связи с этим здесь часто сохраняются вулканические аппараты, тогда как в провинциях другого типа с более ранним магматизмом эрозией вскрыты гипабиссальные и абиссальные фации комплексов ультраосновных-щелочных пород.

Таблица 8

лексов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов

Основные формы тел	Главнейшие текстурно-структурные особенности магматических пород	Ведущие типы пород		Типы минерализации
		силикатные	карбонатные	
Некки, пробки, штоки, кольцевые и конические дайки, потоки, покровы, конусы	Порфировые, витрофиновые, реже зернистые структуры. Текстуры массивные, брекчиевые, пористые, пузыристые, обломочные	Фонолиты, нефелиниты, сиениты, их туфы, туфобрекчи и агломераты	Анкеритовые, сидеритовые, кальцит-доломитовые карбонатиты и их пирокласты	Монацитовый, пирохлоровый, апатитовый, гематитовый, флюоритовый, барит-стронцианитовый
Штоки, кольцевые, конические и линейные трещинные тела	Порфировые структуры. Массивные трахитоидные и брекчиевые текстуры	Нефелиновые и щелочные сиениты, пикриты, реже ийолиты	Анкеритовые и сидеритовые карбонатиты	Пирохлор-гаччеттолитовый, паразит-бастнезитовый, борнит-халькопиритовый, галенит-сфалеритовый, флогопитовый, апатит-магнетитовый
Интрузии центрального типа зонально-кольцевого строения, сопровождаемые кольцевыми и коническими телами; реже линейные трещинные интрузии, жильные и метасоматические зоны	Порфиroidные зернистые структуры. Трахитоидные, полосчатые, массивные, реже брекчиевые текстуры	Нефелиновые и щелочные сиениты, ийолиты, мельтейгиты, якупирангиты, нефелиновые пироксениты	Кальцитовые, доломитовые и анкеритовые карбонатиты	
Массивы неправильной округлой и овальной формы в плане	Зернистые структуры. Полосчатые, массивные, пегматтоидные текстуры	Оливиниты, пироксениты, якупирангиты—мельтейгиты	Кальцитовые и кальцит-доломитовые карбонатиты	Флогопитовый, апатитовый, перовскит-титаномангнетитовый



Таким образом, на основе двух указанных классификационных критериев дана систематика комплексов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов по их уровню глубинности и структурной позиции (табл. 8). На основании ряда косвенных признаков большинство известных ультраосновных-щелочных массивов в первом приближении подразделено на четыре группы, соответствующие поверхностному (приповерхностному), малому, среднему и глубокому уровням формирования. Массивы, обладающие признаками двух смежных групп, выделены в переходные группы, обозначенные в таблице заштрихованными полосами. Для групп массивов, выделенных по уровню глубинности формирования, в таблице приводятся классификационные геологические признаки, включающие главнейшие текстурно-структурные особенности магматических пород, ведущие типы силикатных и карбонатных образований и основные формы тел.

Приведенные в таблице значения уровней глубинности образования ультраосновных-щелочных комплексов являются ориентировочными и соответствуют в общем цифрам, принятым в работах В. И. Смирнова (1957, 1965), В. Н. Котляра (1965, 1967), Д. И. Горжевского, и В. Н. Козеренко (1965) и др. Однако в ряде случаев глубины формирования массивов и их эрозионных срезов обоснованы расчетными данными. А. А. Ельянов (1972 г.) на основании изучения стратиграфического разреза горизонтально залегающих осадочных пород Алданской провинции определил, что глубина формирования верхних частей Ингильского и Арбарастахского массивов составляла соответственно 2,2 и 0,5 км, а глубина их уровней, вскрытых современным эрозионным срезом, находится в пределах 3—4 и 1,3—2 км. Аналогичным способом рассчитаны глубины эрозионных срезов массивов Сетте-Дабанской провинции — Горноозерского (7—9,5 км), Поворотного (5,5—8,1 км), Гека (4—6,3 км) и Воина (1,5—3,7 км) (Геология, минералогия..., 1972). Однако А. А. Ельянов считает эти данные завышенными, так как упомянутые массивы, характеризующиеся признаками гипабиссальных интрузий, внедрились в уже складчатую толщу нижнепалеозойских пород, и прямой расчет глубины эрозионного среза, по его мнению, применить нельзя.

Предложенная группировка массивов, основанная на их приуроченности к региональным тектоническим структурам и глубине формирования, является предварительной, она отражает начальный этап их классификации и, естественно, не лишена недостатков и не объясняет все многообразие их особенностей. Например, массивы, расположенные в пределах даже одной зоны глубинного разлома, не всегда близки по строению и составу. Особенно заметное различие свойственно массивам, занимающим в зоне разлома различную позицию. Поэтому «лицо» каждого конкретного массива определяется, кроме того, другими дополнительными факторами, в частности типом контролирующего структурного узла. Однако для абсолютного большинства массивов связь между особенностями их строения и типом структурного узла менее всего ясна, слабо изучена и сделать какие-либо даже предварительные обобщения не представляется возможным. По-видимому, с характером сопряжения и пересечения магмоконтролирующих разломов связана та или иная структурная обстановка в верхнем ярусе земной коры, предопределяющая plutонический или вулканический тип магматизма, глубину становления апикальной части массива, тектонический режим в ходе его образования, скорость подъема магмы, отделения летучих и скоротечность метасоматических процессов и т. д. Различное сочетание указанных факторов в конечном итоге находит отражение в особенностях формы, размеров, строения, состава и оруденения отдельных массивов. В этой связи нельзя не согласиться с Ю. А. Багдасаровым, отмечающим существен-

ную роль некоторых из них в образовании массивов. Однако большинство этих факторов практически не поддается расшифровке, и использование их даже в качестве дополнительных характеристик только усложняет классификацию и делает ее абстрактной.

Трудности в пользовании предложенной нами классификации также имеются, они связаны в первую очередь со сложностью определения глубинности формирования массивов. В настоящее время пока еще мало надежных признаков — индикаторов глубины образования магматических пород. Если лавовые потоки, пирокласты вулканических конусов и различные образования жерловой фации распознаются без особых трудностей, то расшифровка глубинных пород не всегда решается однозначно. Некоторые особенности пород, которые традиционно считаются показателем их глубинности, иногда не отражают действительную глубину формирования. В общем случае при образовании интрузий в приповерхностных условиях при их большом размере и мало проницаемой кровле породы могут характеризоваться особенностями состава и структуры, свойственными более глубинным фациям. Наоборот, малые размеры интрузий при сильно нарушенной дизъюнктивами кровле, обуславливающей возможность резкого падения давления и отделения газовой фазы, служат причиной того, что магматические породы на гипабиссальных и мезоабиссальных глубинах приобретают черты субвулканических образований и нередко сопровождаются трубками взрыва, обычно характерными для более высоких уровней земной коры.

Однако, как будет показано ниже, размеры горизонтального сечения ультраосновных-щелочных комплексов меняются в узком диапазоне, а их апикальные части по глубине становления также заметно не отличаются. Поэтому осложняющие обстоятельства принципиально не меняют критерии оценки глубинности ультраосновных-щелочных пород и лишь ориентируют исследователей на более осторожный подход к ним с учетом конкретной геологической обстановки образования массивов и связанных с ними месторождений (Горжевский, Козеренко, 1963, 1965).

## 2. Форма, размеры и строение массивов

Массивы ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов в зависимости от механизма формирования имеют черты вулканов, интрузий центрального и трещинного типа. Нередко при их образовании существенную роль играют процессы магматического замещения или метасоматоза вмещающих пород. Сочетание этих процессов приводит к появлению массивов сложной формы значительной вертикальной протяженности.

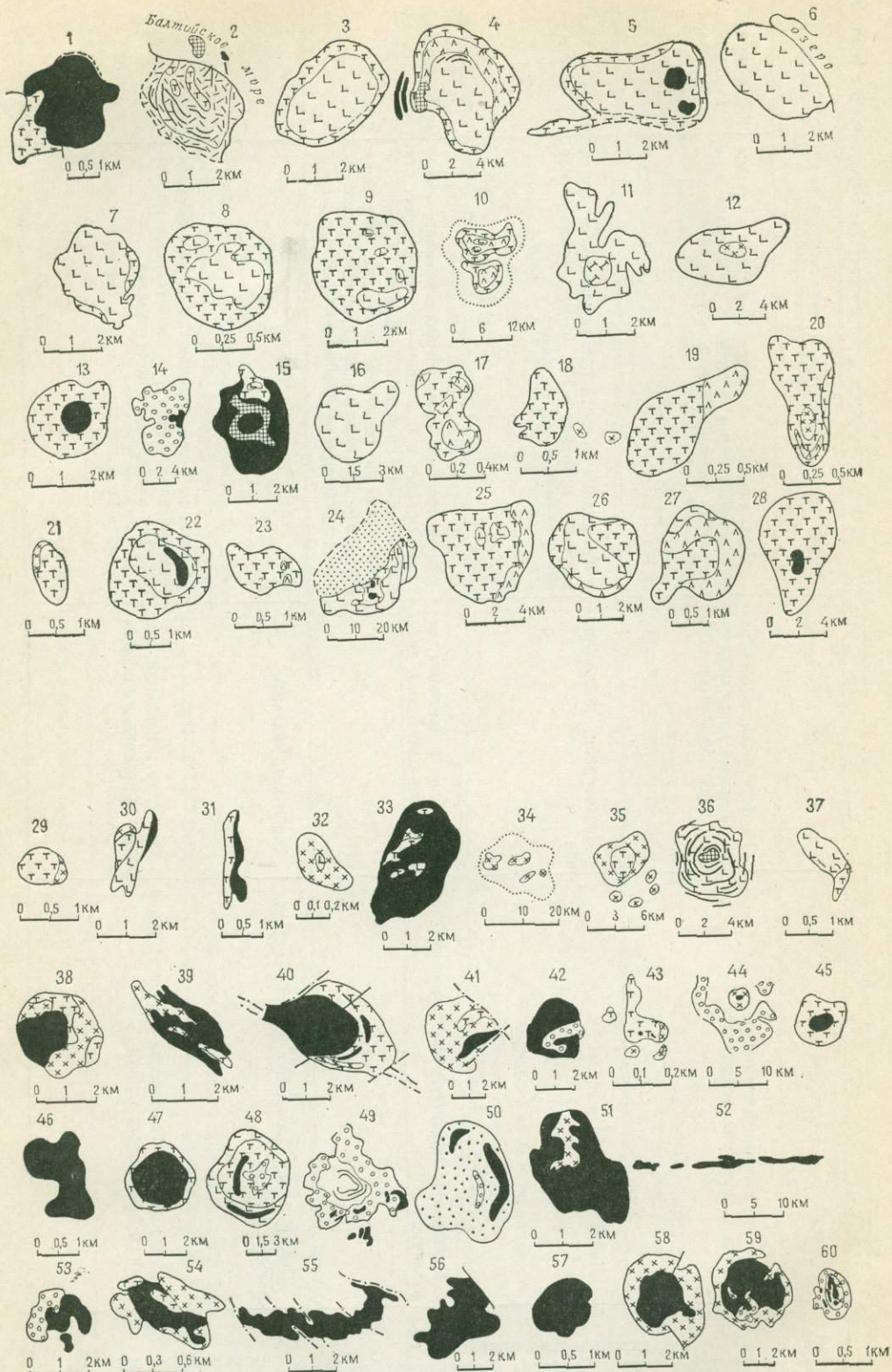
Ультраосновные-щелочные породы и карбонатиты в пределах массивов слагают тела разнообразной формы: штоки («пробки», интрузии центрального и камерного типа), кольцевые, цилиндрические и конические тела, линейные дайки, жилы и линзы, штокверки и метасоматические тела неправильной формы. Сочетание тел различной формы в пределах отдельных массивов обуславливает большое разнообразие их структурно-морфологических типов (рис. 7, табл. 9).

Наибольшим распространением пользуются массивы штокообразной формы с округлым или овальным горизонтальным сечением. Сравнительно редко встречаются массивы дайкообразной формы, образование которых от начала до конца контролировалось линейными трещинами и разломами (Сиилинярви, Икомба). Дифференциальные подвижки блоков по поперечным тектоническим нарушениям, секущим крупные разломы, приводят к появлению камер. В процессе заполнения магмой подобных камер возникают массивы с уступообразными ограничениями при общей округлой, овальной или линзовидной форме в плане (Фен,

Структурно-морфологические типы массивов

Группы массивов	Типы массивов	Форма горизонтального сечения	Контролирующие структуры, основной механизм их образования и заполнения пространства	Массивы
I Вулканические в жерлах и в кальдерах опускания	Штоки («пробки») Кольцевые тела цилиндрической или конической формы Радиальные тела Комбинация штоков с кольцевыми телами Комбинация штоков и радиальных тел Система кольцевых и радиальных тел	Округлая, овальная	Взрывы с образованием жерловин и кальдер проседания, сопровождаемых кольцевыми разломами и трещинами цилиндрического и конического типа, а также нередко радиальными линейными трещинами. Эруптивные прорывы, выбросы, экструзии и эффузии с проявлением жерловых штоков («пробок»), цилиндрических, конических и радиальных даек, вулканических конусов, полей лав и пирокластов	Лолекек, Сонгве, Торор
II Плутонические в трубках взрыва, камерах и трещинных полостях	Штоки (интрузии центрального типа) Поля штоков, трубок Штоки с кольцевыми телами Штоки с радиальными телами Система кольцевых и радиальных тел	Округлая, овальная, двоянно-овальная	Вертикальное силовое воздействие магмы и взрывы в узлах пересечения разломов с образованием трубок брекчий, кольцевых, иногда радиальных трещин. Эти структурные элементы определили пути движения и локализации магматических дифференциатов и их гидротермальных производных	Ока, Арбарастахский, Якупиранга, Гленовер
	Штоки (камеры) Штоки с кольцевыми телами	Уступообразная, изометричная, удлиненная	Раздвигание блоков в зоне основного разлома в ходе дифференциальных подвижек по секущим поперечным дизъюнктивам при активном заполнении образованных камер и кольцевых разрывов магмой	Нижнесаянский, Енисейский, Фен, Луэш

Группы массивов	Типы массивов	Форма горизонтального сечения	Контролирующие структуры, основной механизм их образования и заполнения пространства	Массивы
II Плутонические в трубах взрыва, камерах и трещинных полостях	Штоки (тела проплавления) Штоки с серией кольцевых тел	Неправильная, амебообразная, нередко приближающаяся к округлой или овальной	Магматическое замещение вдоль системы кольцевых трещин, а также в зоне стыка и пересечения разнонаправленных разрывов	Африкандский, Песочный, Палабора
	Линейные дайки и жилы	Линзовидная, дайкообразная	Трещинные полости приоткрывания в зонах разломов, интрузия в них магматических расплавов и инфильтрация растворов	Икомба, Силянъярви
	Комбинация кольцевых и линейных тел различной формы	Округлая и овальная, осложненная линейными телами	Возникновение ранних трубок брекчий, кольцевых трещин и осложнение их на поздних этапах развития линейными разрывами в связи с движениями по разломам. Сочетание интрузий, магматического замещения, жильного выполнения и метасоматоза вмещающих пород	Вуориярви, Сибрук, Будада
III Вулкано-плутонические	Сложный тип. Сочетание штоков с кольцевыми телами	Округлая, овальная	Сочетание вулканических, плутонических и тектонических структур и свойственных им механизмов «завоевания» пространства	Тундулу
	Сложный тип. Сочетание штоков с линейными и кольцевыми телами	Округлая и овальная, нередко осложненная линейными телами		



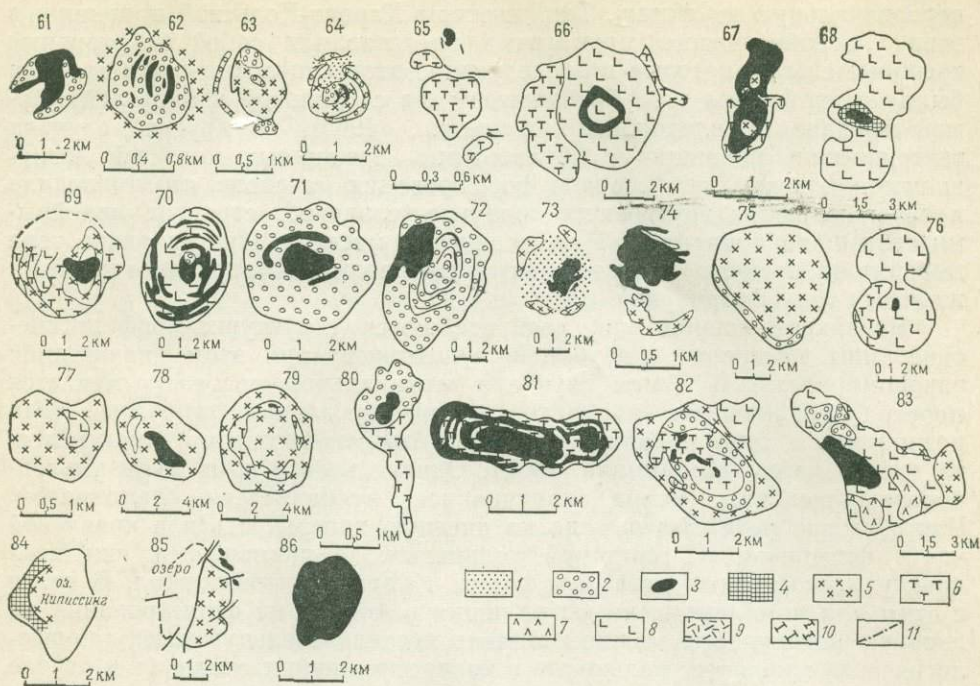


Рис. 7. Схемы геологического строения массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов

1 — четвертичные отложения и кора выветривания; 2 — эффузивно-экструзивные образования ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов; 3 — карбонатиты; 4 — форстерит-апатит-магнетитовые породы; 5 — щелочные и нефелиновые сенинты; 6 — ийолиты, мельтейгиты, якупирангиты; 7 — турьяниты, оканты и другие мелилитсодержащие породы; 8 — пироксениты, оливиниты; 9 — фениты; 10 — гидротермально измененные породы; 11 — тектонические нарушения

Массивы: 1 — Фен, 2 — Альнэ (Н. von Eskermann, 1950 г.); 3 — Себль-Явр, 4 — Ковдорский, 5 — Вуориярви, 6 — Лесная Варакка, 7 — Африканский, 8 — Озерная Варакка, 9 — Салмагора, 10 — Турий мыс, 11 — Песочный, 12 — Курга, 13 — Саланлатва (Календонский комплекс..., 1965, по Кухаренко); 14 — Кайзерштуль (Wimmenauer, 1963), 15 — Ессей, 16 — Бор-Урях, 17 — Кара-Мени, 18 — Далыха, 19 — Выхит-Западный, 20 — Выхит-Восточный, 21 — Урукит, 22 — Романиха, 23 — Атырдык, 24 — Гули, 25 — Одихича, 26 — Кугда, 27 — Немакит, 28 — Маган, 29 — Кындым (Егоров, 1969; Эпштейн и др., 1961); 30 — Поворотный, 31 — Гек, 32 — Воин, 33 — Горное озеро, 34 — Хамна, 35 — Ингилийский, 36 — Арбарастакский (Гамбова и др., 1965; Эпштейн и др., Геология, минералогия..., 1972); 37 — Большежидовский, 38 — Большеатагинский, 39 — Верхнесаянский, 40 — Нижнесаянский, 41 — Енисейский (Фролов, 1971); 42 — Торор, 43 — Будеда, 44 — Напак, 45 — Лолекек (King, Sutherland, 1960); 46 — Тороро (Williams, 1952); 47 — Сукулу, 48 — Букусу (Baldock, 1971); 49 — Хома (E. P. Saggerson, 1952 г.); 50 — Мрима (Coetzee, Edwards, 1959); 51 — Луш (Meyer, Bethune, 1960); 52 — Сангу, 53 — Мбея (Fick, Van der Heyde, 1959); 54 — Начендзвайя, 55 — Калуве, 56 — Чазвета, 57 — Начомба 58 — Мвамбуту, 59 — Муамбе (Bailey, 1960); 60 — Канганкунде, 61 — Чылва, 62 — Сонгве, 63 — Намангали, 64 — Тундулу (Garson, 1960, 1962); 65 — Дорова, 66 — Шава (Johnson, 1961); 67 — Чизаяня (Swift, 1952); 68 — Палабора (Herbert, 1967); 69 — Шпитцкоп (Straus, Truter, 1951); 70 — Гленовер, 71 — Крюдфонтейн, 72 — Гудини, 73 — Калькфельд, 74 — Ондуракоруме, 75 — Сепроте (Verwoerd, 1966; Heinrich, 1966; Gittins, 1966 г.); 76 — Якупиранга, 77 — Анитаполис (Melcher, 1954); 78 — Грённедаль-Ика (С. Н. Emeleus, 1964); 79 — Лэкнер, 80 — Сибрук, 81 — Ока (Parsons, 1961); 82 — Магнет-Ков (Erickson, Blade 1963); 83 — Паудерхорн (Temple, Grogan, 1965), 84 — Мантоу (Rowe, 1958); 85 — Немегосенда, 86 — Файрсэнд (Parsons, 1961).

Нижнесаянский). Неправильные, амебообразные формы горизонтально-го сечения массивов возникают при значительных масштабах проявления магматического замещения (массивы Песочный, Палабора и др.), по-видимому, контролируемого узлами пересечения разнонаправленных трещин.

В случае магматического замещения, протекающего вдоль кольцевых трещин, образующиеся массивы приближаются к округлой или овальной форме. При этом решающее значение в образовании общего контура массива в плане принадлежит либо ранним магматическим этапам, когда более поздние магматические и постмагматические проявления локализируются внутри ультрабазитовых массивов, либо поздним щелочным дериватам, осложняющим или коренным образом меняющим

первоначальную их форму. Так, массивы Карело-Кольской провинции в этап ультрабазитового магматизма представляли собой интрузивные трещинные тела, которые в последующие этапы щелочного магматизма были переработаны в трубообразные тела с овальной и округлой формой в плане (Каледонский комплекс..., 1965). В других случаях тектонические подвижки с образованием трещинных полостей возникли в заключительный период формирования массивов, что приводило к осложнению их внутреннего зонально-кольцевого строения линейными телами карбонатитов (Нижнесаянский массив). Иногда такие тела выходят за пределы массивов и прослеживаются в виде протяженных жильных зон (Вуориярви).

Возникает вопрос: как распределяются структурно-морфологические типы массивов с глубиной, существует при этом какая-либо закономерность? В общем случае в вертикальном разрезе отмечается переход вулканических аппаратов в гипабиссальные трубчатые тела центрального типа и дайки, а еще глубже, по-видимому, имеют место только дайки (Шейнманн, 1961). Однако не все комплексы ультраосновных-щелочных пород оканчивались вулканическим аппаратом. Часть из них не имела выхода на дневную поверхность и в кровлевой части фиксировалась системой кольцевых, радиальных и линейных даек ультраосновных-щелочных пород и карбонатитовых жил. В связи с этим для комплексов, не вышедших в момент их формирования на дневную поверхность, можно наметить последовательную смену морфологических типов тел: кольцевые и конические дайки, жилы (а в случае приуроченности массива непосредственно к разломам — линейные дайки и жилы) — штокообразные тела, которые на еще большей глубине приобретают вытянутую в плане форму, подобно тому как это имеет место в случае изменения формы кимберлитовых трубок, переходящих с глубиной в дайки. Указанная тенденция в изменении общей формы не исключает того, что на одном уровне в пределах единого массива часто встречаются штокообразные и трещинные тела.

Такое пространственное совмещение тел различной формы связано с изменением условий их формирования во времени. Как известно, изменение формы кимберлитовых трубок уже отмечается в однокиллометровом глубинном диапазоне. Этого нельзя сказать в целом о массивах ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. Более того, они не переходят в дайки на глубинах до 8—10 км, о чем свидетельствует округлая и овальная форма глубокоэродированных массивов, сложенных в основном ультрабазитами (Шава, Африкандский, Лесная Варака, Большежидойский). Вместе с тем сиениты и карбонатиты в них образуют дайки и жилы, тогда как в малоэродированных массивах они обычно представлены штокообразными телами (Поворотный, Верхнесаянский и др.). Поэтому для сиенитов и карбонатитов, развитых в пределах общего контура массивов, можно предполагать переход штоков в трещинные тела в интервале глубин до 5—7 км. Общее изменение формы массивов, по-видимому, имеет место на глубинах более 10—15 км.

Для массивов ультраосновных-щелочных пород характерна подчиненность поперечных параметров их протяженности на глубину. Размеры горизонтальных сечений массивов варьируют от долей до 56 км<sup>2</sup>. Исключение представляет Гулинский массив, площадь выхода на поверхность которого составляет 2 тыс. км<sup>2</sup>. Площадь горизонтального сечения большинства массивов не превышает 25 км<sup>2</sup> (рис. 8). В среднем по 85 массивам она составляет 14 км<sup>2</sup>. При этом установлено, что в интервале вскрытых эрозией глубин (0—7 км) площадь массивов несколько возрастает. В общем случае наибольшие ее размеры характерны для массивов в разломах по периферии платформ.

Наши представления, касающиеся глубины распространения массивов, в значительной мере гипотетичны, так как прямые наблюдения

в обнажениях и по буровым скважинам пока возможны в пределах только одного километра. В частности, пробуренные к настоящему времени скважины на одном из сибирских массивов достигли глубины 550 м. С учетом эрозионного вскрытия массива рельефом общая глубина изученного разреза составила 750 м. В этом диапазоне не происходит сколько-нибудь заметного изменения минерального состава карбонатов, их текстурно-структурных особенностей и содержания акцессорной редкометаллической минерализации. Учитывая, что карбонаты в этом массиве образуют крупное штокообразное тело площадью в плане около 10 км<sup>2</sup>, можно предполагать снятие эрозией не менее километрового интервала карбонатитового штока и продолжение его на глубину ниже забоя скважины на 1—1,5 км. Таким образом, только протяженность

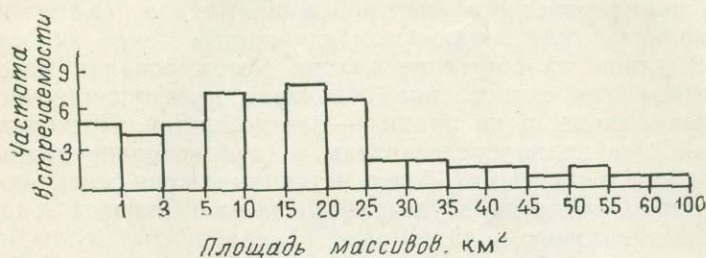


Рис. 8. Гистограмма площадей горизонтального сечения массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов (85 массивов)

карбонатитового тела по вертикали превышает 3 км и ориентировочно может достигать 5—7 км.

Что касается вмещающего материнского комплекса ультраосновных-щелочных пород, то учитывая обычно верхнее положение карбонатитов в массивах, можно экстраполировать их протяженность на еще большую глубину. Приуроченность массивов к глубинным разломам и наличие в их составе пород ультрабазитового ряда дают основание считать протяженность массивов на глубину, по аналогии с кимберлитовыми трубками, весьма значительной, измеряемой десятками километров. При этом с глубиной форма массивов меняется. В частности, нередко проявленный в пределах отдельных провинций цепочечный или кустовой характер распределения массивов позволяет предполагать объединение их в единые тела в зоне магмоконтролирующих разломов. Так, ультрабазитовая полоса пород Первомайского массива прослежена на десятки километров вдоль глубинного разлома. Вместе с тем по сравнению с другими магматическими формациями пород щелочно-ультраосновной магматизм обычно не приводит к появлению больших интрузивных и эффузивных масс пород, что свидетельствует о локализованном характере магматических очагов.

Продвижение первичной магмы вверх сопровождалось появлением промежуточных магматических очагов, особенно на границе осадочного чехла и фундамента платформ. Существование промежуточных очагов на небольшой глубине в какой-то мере подтверждается следующими исследованиями Г. фон Эккермана и М. Гарсона (Карбонатиты, 1969). Обилие конических даек альнеитов, тингуаитов, нефелинитов и других пород в массиве Альне в Швеции позволило Г. фон Эккерману на основании статистического анализа данных об углах падения вычислить расположение фокусов их зарождения, находящиеся соответственно на глубинах 4000, 5200 и 9000 м ниже поверхности земли. Примерно такие же цифры приводит М. Горсон для даек массива Тундулу. Г. фон Эккерман связывает образование конических даек с тремя последовательными силовыми импульсами взрывной природы, происходившими на



все более высоких уровнях. Этим объясняется более пологое падение поздних даек.

Было бы односторонним утверждение о формировании ультраосновных-щелочных комплексов как об интрузиях и вулканах центрального типа или как только о трещинных интрузиях. Фактический материал свидетельствует о более многообразных формах «завоевания» магмой пространства. Вместе с тем необходимо учитывать, что комплексы ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов зонально-кольцевого строения по сравнению с линейными массивами имеют явно преимущественное распространение. При этом для одних характерна смена ранних пород более поздними от периферии к центру, а для других — обратное расположение. Л. С. Бородин (1960) первый случай отнес к зональности центрального (центростремительного) типа, второй — к зональности периферического (центробежного) типа (Капустин, 1971).

Оба крайних типа зональности в «чистом» виде не проявлены, имеет место лишь их сочетание в ходе формирования массивов. На поздних этапах их становление подчинено преимущественно центростремительной схеме, а на ранних — центробежной. Поскольку ранние породы наиболее полно представлены в глубокоэродированных массивах, то именно в последних более четко выражена зональность центробежного типа, когда ядра ультрабазитов окаймляются зонами пород ийолит-мельтейгитового ряда (Шава, Африкандский, Себль-Явр и др.). На поздних этапах образования массивов основные масштабы локализации сиенитов и карбонатитов тяготеют к внутренней их части. Поэтому мало- и среднеэродированные массивы с существенным развитием сиенитов и карбонатитов несут элементы зональности центростремительного типа. В большинстве случаев нет чисто центростремительной или центробежной смены пород, а существует сложная схема строения массивов.

Осложнение зональности в строении массивов возникает также в связи со «смещением центра» в ходе их формирования с образованием массивов асимметричной структуры (Большеатагнинский, Нижнесаянский, Паудерхорн и др.). Нередко массивы характеризуются двумя или тремя кольцевыми центрами (Палабора, Тундулу, Якупиранга, Канганкунде). Некоторые массивы зонально-кольцевого строения осложняются секущими линейными телами, образование которых связано уже с влиянием не внутренних эруптивных, а внешних тектонических факторов. Их роль заметно возрастает при формировании массивов непосредственно в зонах разломов, испытывающих активизацию. В этих случаях отмеченная зональность строения нарушается в связи с развитием внутри массивов и вне их линейных трещинных тел, иногда группирующихся в дайковые или жильные зоны значительной протяженности.

В частности, массивы, расположенные в складчатом обрамлении платформ и их краевых швах, отличаются в основном вытянутой в плане формой; зональное строение в них проявлено менее четко и затушевано развитием линейных тел. Это можно видеть на примере массивов Восточного Саяна (Нижнесаянский, Верхнесаянский) и Сетте-Дабана (Гек, Воин, Поворотный). Вместе с тем влияние структурной позиции массивов отражается в их строении даже в пределах отдельных провинций. Примером могут служить Большеатагнинский и Нижнесаянский массивы (рис. 9).

Нижнесаянский массив приурочен непосредственно к разлому, Большеатагнинский расположен в стороне от него. Для Нижнесаянского массива характерны: 1) удлинено-овальная форма горизонтального сечения; 2) осложнение кольцевых и трубчатых структур линейными; 3) проявление четкой стадийности в развитии карбонатитового процесса в связи с интраминерализационными подвижками в плоскости разлома; 4) широкое развитие перекристаллизации карбонатитов с

образованием в них полосчатости и линейности; 5) наличие карбонатных тел за пределами материнского интрузива и распространение их вдоль разлома в виде главным образом жилеобразных тел поздних карбонатов. Для Большетагнинского массива отметим следующее: 1) становление всего комплекса пород, включая карбонаты, протекало при кольцевом плане структур и только в контурах интрузивного массива; 2) отсутствие интраминерализационных подвижек обусловило однообразие состава карбонатов и определило слабую трещиноватость пород; 3) крайне незначительное развитие получили полосчатые текстуры карбонатов.

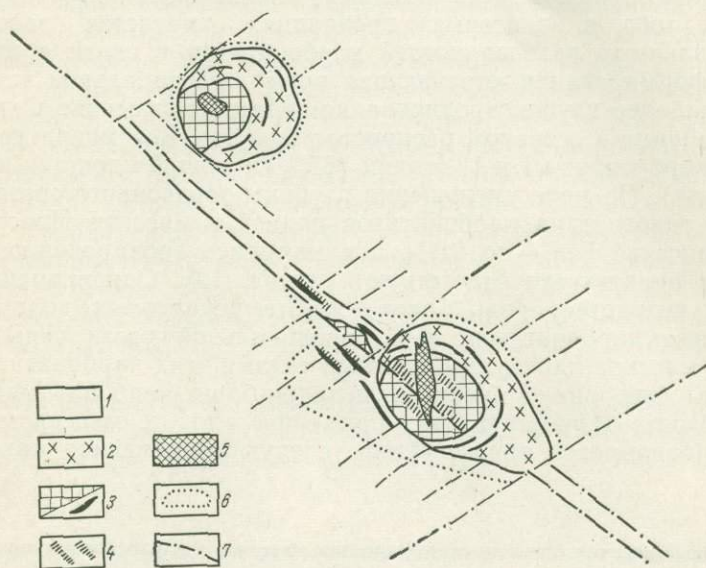


Рис. 9. Особенности формы и строения массивов в зависимости от их структурной позиции

1 — протерозойские осадочно-метаморфические породы; 2 — комплекс ультраосновных-щелочных пород; 3 — ранние кальцитовые карбонаты; 4 — зоны перекристаллизации ранних карбонатов; 5 — поздние анкеритовые и кальцит-доломитовые карбонаты; 6 — ореол фенитизации вмещающих пород; 7 — тектонические нарушения

Сочетание внутренних и внешних структурных факторов определяет также изменение строения массивов в вертикальном разрезе. Однако выявить эти изменения не удастся, так как в конкретных массивах в диапазоне глубин вскрытия рельефом и буровыми скважинами (600—1000 м) они в общем незначительны. При сравнении массивов с различной глубиной эрозионного среза удалось заметить, что с увеличением уровня эрозионного среза возрастает площадь развития ультраосновных-щелочных пород и падает относительная роль карбонатов (Smith, 1956; Редкометалльные карбонаты, 1958; Гинзбург, Эпштейн, 1968; Шейнманн, 1961; Бородин, 1960). При этом среди докарбонатных образований увеличивается доля ультрабазитов. Было также выявлено более высокое структурное положение щелочных серий по отношению к ультраосновным породам (Кухаренко, 1962; Фролов, 1968; Гинзбург, Эпштейн, 1968; Капустин, 1971).

К настоящему времени изученность массивов различных провинций мира значительно возросла. Их сопоставление показывает, что для всех структурных групп весьма четко проявлена вертикальная зональность состава массивов (см. рис. 35), которая выражается в убывании с глубиной роли фанолитов, нефелинитов и меланефелинитов, развитых

в вулканических и субвулканических комплексах, и возрастании масштабов развития нефелиновых, канкринитовых и щелочных сиенитов и их дайковой серии, а также ийолит-мельтейгитов в гипабиссальных массивах. Ультрабазиты становятся ведущими породами на наиболее глубоких уровнях становления массивов. Начиная со средних глубин, заметно возрастает роль пегматитов и одновременно уменьшаются масштабы карбонатитов. Если в субвулканических и малоэродированных комплексах площадь карбонатитов составляет 50—80% от общей площади, то в умеренноэродированных она падает до 10—50% и, наконец, в глубокоэродированных не превышает 5—10% (в большинстве случаев карбонатиты образуют здесь отдельные жильные тела).

Более того, в некоторых провинциях отмечается закономерная смена различных разновидностей карбонатитов в связи с изменением глубины формирования, отвечающая прямой вертикальной зональности. Так, в наиболее глубокоэродированном Озерном массиве Сетте-Дабанской провинции в основном распространены высокотемпературные кальцитовые карбонатиты I и II стадии (67% от общей площади карбонатитового поля). По мере уменьшения глубины эрозионного среза площадь развития такого типа карбонатитов падает в массиве Поворотном до 44%, в массиве Гек — до 21%, а в наименее эродированном массиве Воин они практически отсутствуют (табл. 10). Одновременно в этих массивах возрастает роль более низкотемпературных доломитовых и анкеритовых карбонатитов, а в надапикальной части скрытого Хамнинского массива наряду с жильными телами этих карбонатитов широко проявлены флюорит-карбонатные и кварц-барит-карбонатные прожилки.

Необходимо отметить, что применительно к массивам плутонического (закрытого) типа имеется следующее мнение: максимальное

Схема изменения геологического строения массивов ультраосновных-щелочных пород  
По Е. М. Эпштейн

Массивы	Возраст вмещающих пород	Глубина эрозионного среза массивов, рассчитанная по стратиграфической колонке (от — до)	Площадь выхода, км <sup>2</sup>	Форма
Озерный	Верхний протерозой (сильный)	7,0—9,5	10	Трубообразная, эллипсовидная в плане
Поворотный	Нижний и средний кембрий	5,5—8,1	3	Трубообразная, коротколинзовидная в плане
Гек	Средний кембрий	3,5—6,3	1	Плитообразная
Воин	Ордовик	1,5—3,7	0,03	Трубообразная, коротколинзовидная в плане

развитие карбонатитов проявлено на глубине в удалении от апикальных частей массивов (Геология, минералогия и генезис карбонатитов, 1972). Как уже отмечалось, такой вывод основан на сомнительном подходе к определению глубины эрозионного среза массивов Сетте-Дабанской провинции, кроме того, он противоречит фактическим данным по Карело-Кольской и Восточно-Саянской провинциям.

Учитывая, что выявление относительной глубинности формирования массивов осуществляется путем изучения их различных эрозионных срезов, целесообразно дать краткую характеристику в разной степени денудированных ультраосновных-щелочных комплексов.

**Вулканические комплексы** характеризуются наличием округлых жерл зонально-кольцевого строения, заполненных агломератами, туфами, туфобрекчиями ультраосновных и щелочных пород и карбонатитами. В некоторых районах сохраняются остатки наземных вулканических аппаратов — конусов пепла, пирокластов и лав фонолитов, нефелинитов, меланефелинитов, авгититов, иногда карбонатитов. Карбонатиты образуют пробки, радиальные жилы и штокверковые тела преимущественно анкерит-доломитового состава с примесью барита, флюорита, кварца, альбита, апатита, пирохлора, пирита, сфалерита и других минералов. Характерно наличие пост- и интракарбонатитовых даек щелочных и ультраосновных пород. К числу рассматриваемых образований относятся многие вулканы Восточно-Африканской провинции — Напак, Лолекек, Ольдоиньо-Ленгаи, Керимаси, Мбея, Тороро, Хома и др.

**Малозэродированные массивы** имеют в плане округлую и овальную форму с отклонением до линзовидных очертаний в провинциях периферии платформ и их обрамлений. Соответственно зонально-кольцевое

Таблица 10

и карбонатитов Сетте-Дабанской провинции в зависимости от глубины формирования. (Геология, минералогия. ., 1972)

Отношение ширины к длине	Распределение пород в современном срезе. %		Распределение интрузивных пород в массиве до образования карбонатитов. %			Распределение карбонатитов в современном срезе в пересчете на площадь, занятую карбонатитами	
	интрузивные породы и докарбонатитовые силикатные метасоматиты	карбонатиты и послекарбонатитовые карбонатно-силикатные породы	гипербазиты и апогипербазитовые силикатные метасоматиты	гипербазиты	сиениты	высокотемпературные и поздние кальцитовые карбонатиты (I и II стадии)	средне- и низкотемпературные кальцит-доломитовые и анкеритовые карбонатиты (III и IV стадий) и послекарбонатитовые образования
1:2	13	87	82	13	5	67	33
1:3	57	43	71	13	16	44	56
1:7	61	39	31	14	55	21	79
1:3	99	1	8	—	92	—	100

строение осложняется линейными телами, а в некоторых массивах отмечаются только тела линейного типа (Гек, Поворотный, Верхнесаянский). Ведущий комплекс пород представлен нефелиновыми, щелочными сиенитами, их дайковой серией и карбонатитами. Весьма характерно проявление порфировых и порфировидных фаций магматических пород, среди которых нередки остатки кровли вмещающих пород. Иногда сохраняются пирокласты жерловой фации глубокопроникающих корней вулканов. Широко развита калишпатизация ийолитов, альбитизация и канкринитизация сиенитов, фенитизация пород рамы массивов и образуют в их контурах штокообразные, жилообразные тела, штокверки и неправильной формы метасоматические залежи кальцитового, анкеритового, сидеритового и доломитового состава с пироклор-гатчеттолитовой, редкоземельной, апатитовой, иногда флюоритовой минерализацией. Постоянно присутствуют магнетит, гематит, сульфиды железа, молибдена, свинца, цинка, меди. К массивам рассматриваемого типа можно отнести Чилва, Тундулу, Нкомбва, Немегос, Окору-су и др.

**Среднеэродированным массивам** свойственны в плане преимущественно округлая и овальная форма и зонально-кольцевое строение, осложненное линейными структурами, особенно характерными для заключительных стадий формирования массивов, расположенных в краевых швах платформ и эпикратонных прогибах. Основная роль в строении массивов принадлежит породам серии якупирангит—мельтейгит—ийолит, карбонатитам и в меньшей мере пироксенитам. Наряду с дайками нефелиновых сиенитов, ийолитов и пикритовых порфиритов отмечаются щелочные пегматиты и пегматоидные пироксениты. Широко проявлена нефелинизация пироксенитов, калишпатизация ийолит-мельтейгитов и фенитизация пород рамы массивов. Карбонатиты (много-стадийные образования), занимающие от 10 до 50% площади массивов, слагают главным образом крупные штокообразные тела с системой радиальных и кольцевых жил вокруг них. Наиболее полно представлен кальцитовый тип карбонатитов с пироклор-гатчеттолитовыми и апатит-магнетит-флогопитовыми рудами. В массивах краевых швов платформ анкеритовые карбонатиты содержат промышленные концентрации карбонатов редких земель и сопутствующие им сфалерит, молибденит, галенит, халькопирит и др. К массивам, имеющим средний уровень эрозийного среза, относятся Фен, Паудерхорн, Ока и др.

**Глубокоэродированные массивы**, характеризующиеся округло-овальными, обычно извилистыми очертаниями в плане, сложены в основном ультрабазитами (оливинитами, пироксенитами) и развившимися по ним метасоматитами. Широко распространены ийолит-пегматиты и сиенит-пегматиты. Карбонатиты и щелочные породы образуют трещинные тела, на долю которых падает от 1 до 5%, максимум до 10% общей площади массивов. Промышленное значение имеют флогопит, апатит и титаномагнетит-перовскитовые руды. К таким массивам относятся Шава, Африкандский, Лесная Варака и Большежидойский.

Помимо обнаженных эрозией массивов в ряде районов отмечаются скрытые массивы, которые прогнозируются глубинными геофизическими методами в тех участках разломов, где отмечается концентрация жильных проявлений анкерит-доломитовых карбонатитов, даек и трубок щелочных (сиенит-порфиры) и ультраосновных пород (пикритовые порфириты, альнеиты и их брекчии). Кроме того, весьма характерны окварцевание, альбитизация, флюоритизация и карбонатализация вмещающих пород кровли массива в зоне контролирующего регионального разлома. Распространенные здесь анкерит-доломитовые жилы, прожилки и штокверковые зоны содержат кварц, барит, бастне-

зит, пироклор, гематит, пирит, галенит, апатит, альбит, флюорит и другие минералы. Подобные проявления известны в ряде районов Восточной Сибири и Кольского полуострова.

Таким образом, абсолютное большинство массивов представляет собой сложно дифференцированные обычно многофазные комплексы зонально-кольцевого строения.

В их составе принимают участие: 1) ультрабазиты, 2) породы серии якупирангит — мельтейгит — ийолит — уртит, 3) нефелиновые и щелочные сиениты, 4) карбонаты, 5) эффузивно-экструзивные аналоги вышеуказанных образований и их пирокласты. Для дифференцированных массивов характерно многоярусное строение, которое выражается в постепенном убывании снизу вверх относительной роли ультрабазитов и якупирангит-мельтейгит-ийолитов, в увеличении объемов сиенитов и карбонатитов, а в случае вулканических аппаратов — их эффузивных и жерловых аналогов. Эта общая черта внутреннего строения массивов обусловлена их направленным развитием в пространстве, когда более поздние щелочные дериваты и карбонатиты обычно проникают в верхние горизонты относительно ультрабазитов.

Однако неодинаковая степень дифференциации магмы (табл. 11, рис. 10), обусловленная провинциальными, главным образом структурными условиями ее продвижения в верхнем ярусе земной коры, вызывает появление ряда массивов, крайние члены которого характеризуются сокращенной и полной вертикальной зональностью состава. К числу массивов, эволюционировавших по сокращенной схеме, можно отнести некоторые ультраосновные-щелочные комплексы Маймеча-Котуйской провинции, представленные в малом эрозионном срезе преимущественно ультрабазитовыми и ийолит-мельтейгитовыми сериями пород (Гули, Урукит, Кындым, Одихинча и др.).

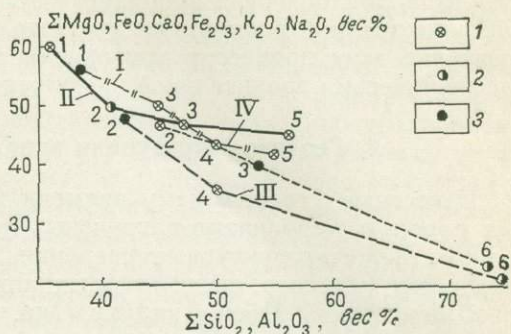


Рис. 10. Изменение средних содержаний основных и феррических окислов в зависимости от кислотных в сериях ультраосновных-щелочных пород ряда провинций СССР.

Провинции: I — Маймеча-Котуйская, II — Карело-Кольская, III — Восточно-Саянская, IV — Сетте-Дабанская.

Ультраосновные-щелочные породы:

1 — оливинит, 2 — пироксенит, 3 — нефелиновый пироксенит, 4 — оливиновый меланефелинит, 5 — ийолит-мельтейгит, 6 — сиенит. Относительная распространенность магматических серий пород (в % от общей их площади): 1 — 5—25; 2 — 30—40; 3 — более 50

Таблица 11

Распространенность различных серий пород в массивах основных провинций СССР (площади распространения пород в процентах от общей площади массивов провинции)

Провинции	Ультрабазиты	Меллилитовые породы	Ийолиты и мельтейгиты	Нефелиновые и щелочные сиениты	Карбонатиты
Карело-Кольская	68	5	24	—	2
Маймеча-Котуйская	53	2	41,5*	0,5	3
Сетте-Дабанская	13	—	3	7	77
Восточно-Саянская	4	—	32	20	44

\* В том числе оливиновый меланефелинит и нефелиновый пикрит.

Большинство массивов других провинций СССР и зарубежных стран более дифференцированы, с относительно полным набором петрографических серий пород, закономерно распределенных в вертикальном разрезе.

В зависимости от механизма формирования ультраосновные щелочные комплексы несут черты вулканов, интрузий центрального и камерного типа или обычных трещинных тел. Нередко массивы образуются при существенной роли магматического и гидротермального замещения. Сочетание этих процессов приводит к появлению сложно построенных массивов весьма значительной протяженности по вертикали.

### 3. Геолого-структурная характеристика массивов

Известные к настоящему времени массивы ультраосновных щелочных пород и карбонатитов изучены крайне неравномерно. Наиболее полные геолого-структурные сведения имеются лишь по небольшому количеству массивов, среди которых можно отметить следующие: Палабора, Фен, Альнэ, Мбея, Тундулу, Ока, а также Ковдорский, Африкандский, Нижнесаянский, Верхнесаянский, Большетагнинский, Горноозерский и др. Приведенная ниже характеристика массивов основана на примерах Восточно-Саянской провинции, в пределах которой развиты все структурные типы плутонических массивов.

Массивам этой провинции свойственны черты как сходства, так и различия в структуре и составе комплексов пород, в характере и масштабах оруденения. Массивы различаются формой и размерами горизонтального сечения. Установлен существенно пироксенитовый состав Большежидойского массива, сиенит-карбонатитовый — Верхнесаянского, ийолит-карбонатитовый — Нижнесаянского и ийолит-сиенит-карбонатитовый — Большетагнинского массивов, а также соответственное различие в типах их оруденения. Указанные особенности в значительной мере связаны с различной степенью эрозионного вскрытия этих массивов. Верхнесаянский массив является малозеродированным, а Большежидойский — глубокозродированным; Большетагнинский и Нижнесаянский занимают промежуточное положение, а жильные участки редкоземельной минерализации, по-видимому, располагаются над скрытым на глубине щелочно-ультраосновным массивом. Ниже приводится краткая геолого-структурная характеристика массивов в порядке уменьшения их эрозионного среза.

**Большежидойский массив.** Залегает в архейских биотитовых и пироксен-биотитовых гранито-гнейсах, в 10 км к югу от юго-западной границы распространения платформенного кембрия. На основании геологических наблюдений и данных магнитометрической съемки, выполненной под руководством Г. С. Вахромеева, представляется, что массив имеет в плане овально-линзовидную форму и вытянут в северо-западном направлении почти на 2 км при средней ширине 0,5 км. Таким образом, площадь выхода основного массива на поверхность составляет 1 км<sup>2</sup>, без учета серии сопровождающих его трещинных тел пироксенитов и нефелиновых сиенитов, залегающих в гранито-гнейсах (см. рис. 7). Половина площади массива перекрыта аллювиально-делювиальными отложениями р. Большой Жидой. В строении массива участвуют следующие породы (от ранних к поздним): пироксениты, ийолиты, нефелиновые и щелочные сиениты, пегматиты и карбонатиты (Конев, 1960).

Более чем на 90% выход массива сложен пироксенитами, которые представлены в основном средне- и мелкозернистыми породами, обычно с четко выраженной трахитоидностью. Судя по ориентировке трахитоидности, массив обладает крутым (60—70°) падением к юго-западу и, по-видимому, склоняется к юго-востоку, так как в этом

направлении продолжается контур магнитной аномалии и имеет место серия выходов трещинных тел сиенитов и карбонатитов. Во вмещающих гранито-гнейсах вокруг массива отмечается ряд даек пироксенитов, залегающих согласно внешней границе массива. Протяженность их по простиранию составляет первые сотни метров.

Пироксениты обладают призматически-зернистой, в отдельных участках сидеронитовой структурой. Они сложены длиннопризматическим пироксеном (60—75%), перовскитом (3—15%), титаномagnetитом (10—25%) и апатитом (5—15%). Рудные минералы образуют равномерную сингенетическую вкрапленность в виде сростков неправильной формы, заключенных между идиоморфными кристаллами пироксена; размер рудных выделений от 0,2—0,5 до 1 мм. Перовскит и титаномagnetит иногда заметно корродируют пироксен и в меньшей мере апатит. Это свидетельствует о кристаллизации рудного расплава в заключительную стадию магматического процесса. Трахитоидность обусловлена плоскостной ориентировкой призматических кристаллов пироксена и апатита. Пироксен замещается бурым амфиболом, близким к катафориту, здесь же появляются крупные выделения сфена, иногда составляющие до 10—25% объема породы.

После формирования пироксенитового массива развитие последующих магматических и постмагматических образований контролировалось трещинными структурами северо-западного, северо-восточного и реже субмеридионального направления. При этом наиболее крупные их тела находятся в участках пересечения или сопряжения разрывных нарушений. В частности, пироксен-нефелиновые породы, наряду с дайкообразными телами северо-западного простирания, образуют сравнительно крупное тело сложной морфологии в юго-восточном окончании массива, приуроченное к узлу сочленения северо-восточного и субмеридионального дизъюнктивов. Нефелин-пироксеновые породы — средне-крупнозернистые образования, иногда грубозернистые, пегматоидного облика, среди которых по составу могут быть выделены разновидности от якупирангита до уррита.

Нефелиновые сиениты слагают два штокообразных тела в 700 м к югу от пироксенитового массива. Их структурная позиция определяется узлами пересечения тектонических нарушений. Кроме того, нефелиновые и щелочные сиениты слагают серию крутопадающих маломощных (0,5—2 м) даек северо-западного и северо-восточного простирания, залегающих как в теле пироксенитового массива, так и в удалении от него во вмещающих гранито-гнейсах. В дайках и краевых частях крупных тел сиениты часто характеризуются трахитоидностью. В ряде случаев от крупных даек сиенита, залегающих в пироксенитах, ответвляется система маломощных апофиз. При этом в приконтактовых частях даек не происходит изменения зернистости породы. Зоны закалки отсутствуют и в целом для даек характерно крупнозернистое, иногда пегматоидное сложение. Все это, наряду с отсутствием типичных сиенит-порфиров, дает основание считать, что их становление происходило на значительной глубине. Об этом свидетельствует также наличие типичных пегматитовых жил, сложенных гигантскими кристаллами эгирина, нефелина и полевого шпата.

Карбонатиты образуют несколько маломощных крутопадающих жил северо-восточного и северо-западного простирания. Одна из них залегаєт в юго-западной части массива и структурно приурочена к контакту дайки сиенитов, две другие расположены в юго-восточной части массива. Карбонатиты относятся к типу лейкократовых биотит-кальцитовых карбонатитов и характеризуются крупно- и грубозернистым строением. В участках их перекристаллизации появляются эгирин, пирротин и обильная, но мелкая вкрапленность пирохлора и апатита. Перекристаллизация проявлена в виде узких линейных полос, приуро-



ченных к зальбандам жил. В одной из жил четко проявлено директивное строение, обусловленное расположением крупных лейстовидных кристаллов кальцита перпендикулярно ее контакту. Пироклор присутствует в форме мелких (0,1—1 мм) октаэдрических кристаллов в тесной ассоциации с апатитом.

**Нижнесаянский массив.** Массив представляет собой сложный многофазный интрузив (рис. 11). Он имеет форму вертикально ориенти-

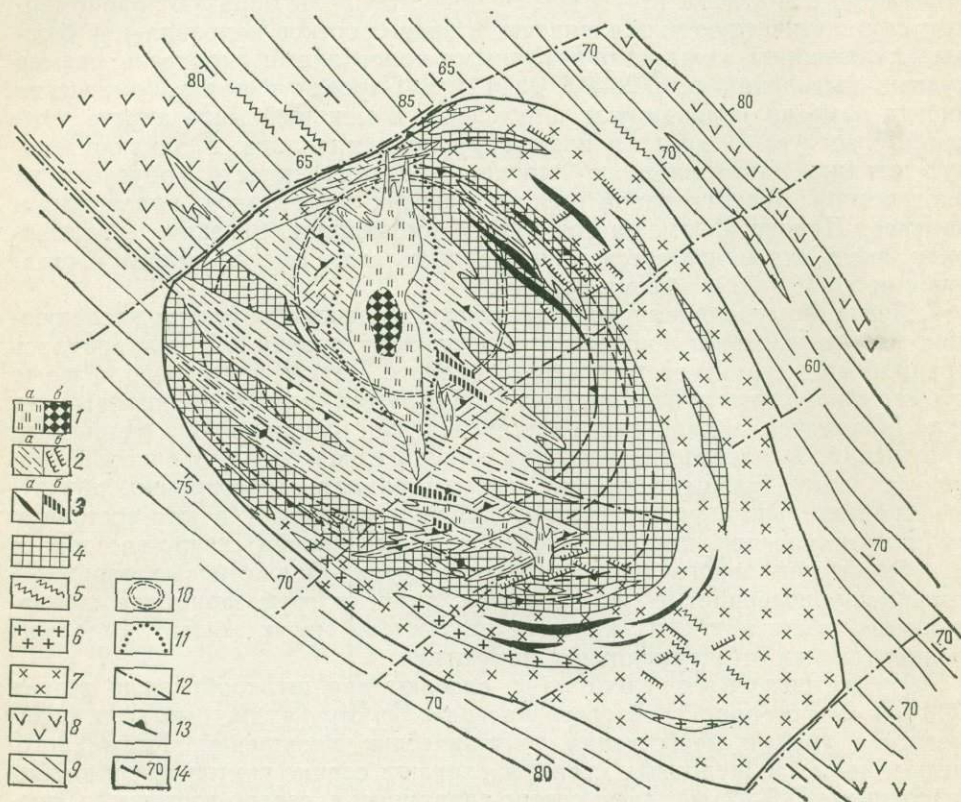


Рис. 11. Схема геологического строения Нижнесаянского массива ультраосновных-щелочных пород и карбонатов

1 — анкеритовые карбонаты (а — мелкозернистые, б — крупнозернистые); 2 — амфибол-кальцитовые карбонаты (а — зоны, б — жилы); 3 — пегматоидные форстерит- и диопсид-кальцитовые карбонаты (а — жилкообразные тела, б — останцы и реликты в более поздних образованиях); 4 — крупнозернистые авгит-биотит-кальцитовые карбонаты; 5 — пикритовые порфиры—альбиты; 6 — щелочные и нефелиновые сиениты; 7 — породы серии якупирангит—ийолит—уртит; 8 — габбро-диориты; 9 — кварцево-слюдистые сланцы и песчаники; 10 — площадь развития останцов пикритовых порфиритов—альбитов; 11 — ореол анкеритизации кальцитовых карбонатов; 12 — разрывные нарушения; 13 — полосчатость в карбонатах; 14 — элементы залегания сланцеватости — слоистости

рованной трубы с овальным горизонтальным сечением площадью 18 км<sup>2</sup>. Массив вытянут в северо-западном направлении (аз. 325°), согласно с простиранием контролирующего его разлома, и имеет длину около 6 км при средней ширине 3 км. В целом массив характеризуется кольцевым строением, осложненным на поздних этапах развития линейными структурами. Срединная часть массива сложена различными типами карбонатов. Ультраосновные-щелочные породы сохранились в виде полукольцевой полосы по периферии комплекса.

Трубчатая форма массива, крутое, почти вертикальное падение контактов и положение его в зоне крупного разлома дают основание считать, что он распространяется на большую глубину. Максимальная глубина вскрытия карбонатов буровой скважиной составила 550 м,

а суммарная глубина с учетом их естественного вскрытия рельефом равна 750 м.

Л. К. Пожарицкой, Ю. Б. Лавреневым и автором установлена следующая генетическая схема формирования массива (от ранних образований к поздним): 1) внедрение пироксенитов в ослабленный узел (камеру) пересечения разнонаправленных разломов, 2) нефелинизация пироксенитов и внедрение нефелин-пироксеновых пород серии мельтейгит-ийолит-уртит, 3) внедрение нефелиновых сиенитов и калишпатизация нефелин-пироксеновых пород, 4) образование пикритовых порфиритов — альнеитов и их брекчий, 5) формирование карбонатитов.

Все разновидности нефелин-пироксеновых пород характеризуются постепенными переходами и различаются лишь количественными соотношениями главных породообразующих минералов. Среди этих пород наиболее широко распространены ийолиты, значительно меньше мельтейгиты и нефелинизированные пироксениты, которые слагают среди ийолитов ряд участков с неправильными очертаниями и постепенными переходами от нефелинизированных пироксенитов и мельтейгитов к ийолитам. Уртиты встречаются крайне редко в виде небольших (10×20 м) участков неправильной формы с распылчатыми контактами. Геолого-петрографическое изучение ультраосновных-щелочных пород выявило широкое развитие процессов нефелинизации, которые, видимо, и обусловили все разнообразие состава пород массива. Эти процессы, вероятно, замаскировали элементы первичной прототектоники, в частности следы течения, которые характерны для интрузивов центрального типа.

Нефелиновые сиениты распространены в южной части полосы ультраосновных-щелочных пород и слагают здесь дайки мощностью от нескольких до 100 м и иногда более при протяженности до 1000 м. С образованием даек нефелиновых сиенитов связано появление зоны фельдшпатизации в ийолит-мельтейгитах, ориентированной, как и дайки, параллельно контакту массива с вмещающими его породами.

Пикритовые порфириты — альнеиты залегают в виде останцов в северной части карбонатитового ядра, реже слагают отдельные дайки в ийолитах и в сланцах. Мощность даек обычно 1—10 м, иногда достигает 100 м. Взаимоотношения пикритовых порфиритов — альнеитов с карбонатитами сложные. Поздние карбонатиты отчетливо пересекают и замещают их. С наиболее ранними крупнозернистыми кальцитовыми карбонатитами пикритовые порфириты — альнеиты часто имеют четкие контакты и иногда создается впечатление, что они секут карбонатиты. Однако в ряде участков отмечено пересечение пикритовых порфиритов жилами крупнозернистых кальцитовых карбонатитов. Кроме того, в телах пикритовых порфиритов — альнеитов, расположенных среди кальцитовых карбонатитов, отмечаются характерные изменения, не проявленные в жилах, залегающих среди ийолитов и сланцев. Все эти факты позволяют считать, что основная масса пикритовых порфиритов — альнеитов возникла позже нефелиновых сиенитов, но раньше образования крупнозернистых кальцитовых карбонатитов. В то же время не исключена возможность того, что часть жил в основном альнеитового состава образовалась после крупнозернистых кальцитовых карбонатитов и является интракарбонатитовой. Реликты пикритовых порфиритов — альнеитов сосредоточены в пределах округлого участка, по-видимому, первоначально они слагали систему небольших штоков и кольцевых тел, расположенных на площади около 1 км<sup>2</sup>.

Карбонатиты образуют крупное штокообразное тело в центре массива и широкую жильную зону по его периферии. Центральное штокообразное тело характеризуется крайне неоднородным составом и сложной структурой. Оно представляет собой сочетание разновоз-

растных метасоматических образований и тел выполнения полостей. Среди карбонатитов штокообразного тела, особенно в его краевых частях, встречаются остатки силикатных пород, сохранивших первоначальный состав и структуру. Эти остатки преимущественно сложены породами ийодит-мельтейгитового состава, в северной части массива много реликтов пикритовых порфиритов и их брекчий.

Сочетание процессов карбонатного метасоматоза, выполнения трещинных полостей и перекристаллизации, приведших к образованию карбонатитов, обусловило их сложное геологическое строение. Среди карбонатитов рассматриваемого массива можно выделить (Пожарицкая, 1962; Фролов, 1962) четыре структурно-минералогических типа, отвечающих различным стадиям карбонатитового процесса (от ранних к поздним).

1. Крупнозернистые кальцитовые карбонатиты I стадии, состоящие на 80% из кальцита и подчиненных ему апатита, эгирин-авгита, форстерита, биотита и титаномagnetита. Они безрудны и служат вмещающей средой для более поздних редкометалльных карбонатитов. В начальный период формирования карбонатитов они слагали штокообразное тело и систему жилообразных тел вокруг него.

2. Пегматоидные форстерит- и диоксид-кальцитовые карбонатиты II стадии с апатитом, флогопитом, магнетитом, пирротинном и акцессорными пирохлором и гатчеттолитом. Эти карбонатиты образуют ряд крупных жилообразных тел, главным образом по периферии массива и реже в его центре.

3. Мелкозернистые амфибол-кальцитовые карбонатиты III стадии, содержащие магнетит, апатит, флогопит, пирит и акцессорный пирохлор, слагают крупные линейные зоны северо-западного, реже северо-восточного простирания, возникшие в результате интраминерализационной перекристаллизации ранних кальцитовых карбонатитов I и II стадий.

4. Анкеритовые карбонатиты IV стадии образуют крупное меридиональное тело сложной морфологии и серию тел меньшего размера. С ними связана акцессорная редкоземельная (паризит-бастнезит-монацитовая) прожилково-вкрапленная минерализация с сопутствующими ей апатитом, пиритом, флюоритом, гематитом, молибденитом, сфалеритом, галенитом и другими минералами.

Ниже приводится краткая характеристика основных элементов структуры карбонатитов.

*Штокообразное тело.* Примерно около 80—85% карбонатитов сосредоточено в сложно построенном штокообразном теле, составляющем «ядро» описываемого массива ультраосновных-щелочных пород. Оно имеет площадь около 10 км<sup>2</sup> и приближается в плане к форме эллипса, вытянутого в северо-западном направлении и несколько расширенного в северо-западной части. Прослеженная глубина штока с учетом его естественного вскрытия рельефом составляет около 750 м. Шток карбонатитов расположен в пределах массива эксцентрично, он несколько смещен к северо-западу относительно центра массива. В результате карбонатиты на северо-западе непосредственно контактируют с породами рамы (сланцами, песчаниками и габбро-диабазами), а в остальных частях карбонатиты окаймляются полосой ультраосновных-щелочных пород. Общая форма и размеры штокообразного тела карбонатитов определились уже в первую стадию карбонатитового процесса; в последующие стадии произошло усложнение его внутреннего строения.

Среди карбонатитов отмечаются останцы силикатных пород, которые располагаются главным образом в периферической части штокообразного тела и часто соединяются перемычками с общим полем развития магматических пород массива. Основная часть останцов

имеет в плане сильно вытянутую линзовидную форму; они ориентированы параллельно внешней контуре штокообразного тела карбонатитов и подчеркивают его округлую форму. Кроме силикатных пород на глубоких горизонтах в кальцитовых карбонатитах появляются амфиболитизированные реликты апатит-магнетит-флогопитового рудного комплекса, напоминающие подобные образования массивов Ковдорского и Вуориярви на Кольском полуострове.

*Кольцевые жилы.* Штокообразное тело опоясывается целой системой карбонатитовых жил мощностью 100 и более метров и протяженностью от десятков метров до 1 км. Падение жил вертикальное или крутое ( $65-85^\circ$ ) к центру или от центра массива. Образование наиболее мощных (до 100—200 м) жил обусловлено раскрытием крупных трещин, а также связано с выполнением системы сближенных параллельных трещин и метасоматическим замещением разделяющих их блоков ийолит-мельтейгитов, остатки которых обычно наблюдаются в мощных жилах карбонатита. Контакты жил не всегда четкие и часто сопровождаются полосой сильно карбонатизированных ийолит-мельтейгитов. В плане наиболее протяженные жилы характеризуются дуговидной формой, тогда как жилы протяженностью до 200—300 м картируются как относительно прямолинейные. Таким образом, эти жилы в отдельности не являются законченными кольцевыми центро-клинальными и периклинальными телами и только в целом составляют кольцевую зону.

*Зоны перекристаллизации.* В ранних кальцитовых карбонатитах очень часто проявлен процесс их перекристаллизации, наиболее широко развитый в пределах штокообразного тела карбонатитов и реже в жилах кольцевой зоны. Перекристаллизация связана с тектоническими нарушениями в основном северо-западного и реже северо-восточного простирания и сопровождается их в виде линейных зон различной мощности (до 400 м) и протяженности (до 1500 м). В результате перекристаллизации крупнозернистые и пегматоидные кальцитовые карбонатиты превращены в мелкозернистые, обычно четко полосчатые разновидности, которые характеризуются совершенной ориентировкой минеральных зерен и являются типичными В- и S-тектонитами. Иногда зоны имеют сложное строение: интенсивно перекристаллизованные разновидности чередуются с полосами, не затронутыми перекристаллизацией, и с полосами, в которых она проявлена весьма незначительно.

*Жилы в тектонических трещинах.* Подвижки по тектоническим нарушениям, наряду с процессом перекристаллизации карбонатита, привели к появлению сетки трещин как в самих карбонатитах, так и в менее пластичных ийолитах. В результате минерализации трещин образовалась серия в основном маломощных (0,1—1,0 м) жил мелкозернистых кальцитовых карбонатитов, несущих вкрапленность акцессорного пирохлора, а в более позднюю IV стадию — также крупные тела анкеритовых карбонатитов. Анкеритовые карбонатиты являются самыми поздними образованиями карбонатитового процесса. Они слагают крупное тело субмеридионального направления и сравнительно меньшее по размерам субширотное тело, а также образуют серию мелких жило- и линзообразных тел различного направления. Длина основного тела составляет 3 км, мощность в центре достигает 600 м и убывает по направлению к северу и югу.

*Посткарбонатитовые тектонические нарушения.* Посткарбонатитовые разрывы представлены тектоническими нарушениями типа сдвигов и сбросов, зонами расщепления и интенсивной трещиноватости. Все они в основном развиты в пределах карбонатитового ядра и имеют северо-западное, северо-восточное, широтное и меридиональное простирания и крутое падение. Наиболее широко распространены зоны рас-

сланцевания и нарушения типа сдвигов, имеющие северо-западное и северо-восточное простирание. Меридиональные и широтные нарушения встречаются сравнительно реже и в отличие от вышеуказанных нарушений характеризуются небольшими размерами. С подвижками по основным тектоническим нарушениям связано образование не только широтных и меридиональных более мелких нарушений, но и широкое развитие мелкой тектонической трещиноватости, наложенной в той или иной мере на все образования массива.

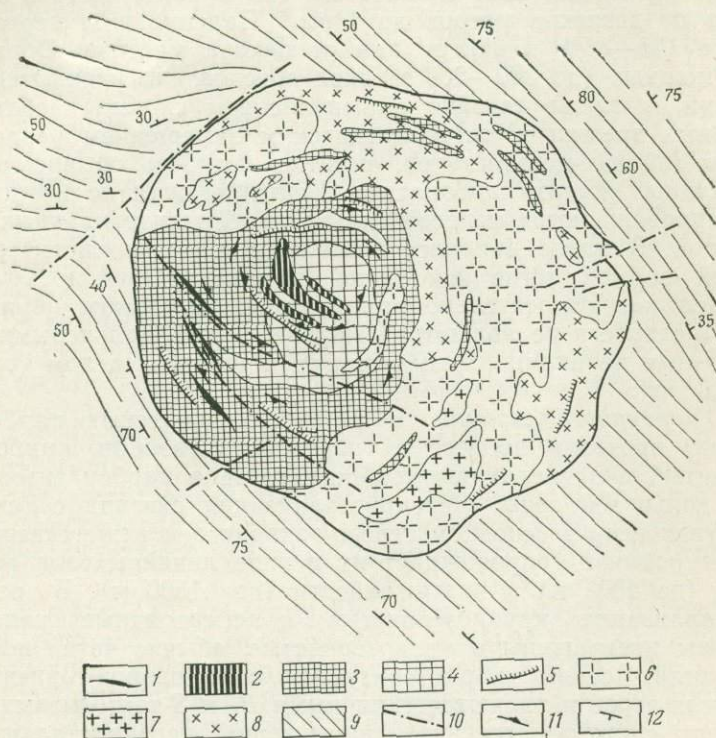


Рис. 12. Схема геологического строения Большетажнинского массива ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. Составил А. А. Фролов с использованием материалов Б. П. Поляничко, И. П. Овчинникова, А. П. Тычины

1 — гематитовые руды; 2 — кальцитовые карбонатиты и доломитовые карбонатиты флюоритсодержащие; 3 — кальцитовые карбонатиты крупно- и мелкозернистые; 4 — кальцитовые карбонатиты крупнозернистые; 5 — пикритовые порфиры — альенисты; 6 — субщелочные сиениты; 7 — нефелиновые сиениты; 8 — ийолиты, мельтейгиты; 9 — кварцево-слюдистые сланцы и песчаники; 10 — разрывные нарушения; 11 — полосчатость карбонатитов; 12 — элементы залегания сланцеватости — слонистости

**Большетажнинский массив.** В отличие от Нижнесаянского Большетажнинский массив ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов располагается несколько в стороне (северо-восточнее) от контролирующего разлома (рис. 9 и 12). Внедрение его произошло в участке развития поперечных дизъюнктивов. Формирование массива протекало в несколько последовательных этапов (от ранних к поздним): 1) мельтейгиты-ийолиты, 2) нефелиновые и субщелочные сиениты, 3) пикритовые порфиры — альенисты. Постмагматические производные представлены карбонатитами (Фролов, Багдасаров, 1967). В плане массив имеет зонально-кольцевое строение, обусловленное последовательной сменой в пространстве разновозрастных магматических и гидротермальных образований в ходе формирования массива.

В современном эрозионном срезе самые ранние породы серии мельтейгит — ийолит — уртит сохранились в виде прерывистой полосы по периферии массива и серии блоков среди сиенитов. Остальная площадь в докарбонатитовый этап была сложена сиенитами, обладающая часть которых представлена субщелочными разновидностями, а нефелиновые сиениты образуют лишь небольшие поля неправильной формы в юго-восточной части массива. Сиениты — красноватые породы от мелко- до крупнозернистой структуры. Формирование их сопровождалось существенным воздействием на вмещающие ийолиты. Процесс калишпатизации ийолитов привел к появлению пород промежуточного состава, отвечающих следующему ряду: полевошпатовые ийолиты, эгириновые нефелиновые и щелочные сиениты, лейкократовые щелочные сиениты, мономинеральные полевошпатовые породы. В целом для этих образований характерны коррозионные структуры и крайняя неоднородность строения. Это преимущественно крупно- и грубозернистые породы, иногда пегматоидного облика.

Пикритовые порфириды — альнеиты в виде серии дуговидных даек приурочены, как правило, к внутренней части массива. Число их заметно убывает по направлению к периферии массива, где они прорывают ийолиты и сиениты. Дайки круто падают преимущественно внутрь массива; мощность их колеблется от первых десятков сантиметров до 10—20 м, а протяженность по простиранию достигает нескольких сот метров.

Взаимоотношения пикритовых порфиритов с карбонатитами сложные. В ряде случаев пикритовые порфириды наблюдаются среди карбонатитов в виде дайкоподобных тел с четкими резкими контактами, что дало основание Б. П. Поляничко (1959 г.) отнести их по возрасту к посткарбонатитовым образованиям. Однако детальные структурно-петрографические исследования автора позволили выявить дополнительные факты, свидетельствующие о докарбонатитовом возрасте пикритовых порфиритов.

Карбонатиты занимают третью часть площади массива; они образуют крупное штокообразное тело и систему дуговидных жилообразных тел, залегающих в окаймляющей их полосе ультраосновных-щелочных пород. Штокообразное тело расположено в пределах массива эксцентрично: оно несколько смещено к юго-западу относительно центра массива; карбонатиты в этой части массива контактируют непосредственно с осадочно-метаморфическими породами рамы.

Строение штокообразного тела неоднородно: внутренняя часть представлена в основном крупнозернистыми кальцитовыми карбонатитами, а периферия — неравномернозернистыми, крупно- и мелкозернистыми разновидностями. В связи с тем что формирование штокообразного тела сопровождалось метасоматическим замещением трещиноватых вмещающих пород, вокруг него образовалась зона типичной метасоматической брекчии. Такого типа брекчии, окаймляющие крупные блоки сиенитов, отмечаются и в центральной части карбонатитового штока.

Среди карбонатитов выделяется большое количество разновидностей, различающихся по текстурно-структурным особенностям и вещественному составу. Вместе с тем для всех карбонатитов массива исключительно характерен лейкократовый облик, свидетельствующий о том, что главная масса карбонатитов образовалась в результате метасоматического замещения субщелочных сиенитов, практически не содержащих темноцветных минералов. Различаются три главных структурно-минералогических типа карбонатитов, соответствующих трем последовательным стадиям карбонатитового процесса: 1) крупнозернистые кальцитовые карбонатиты; 2) неравномернозернистые, крупно-

мелко-, среднезернистые кальцитовые карбонаты; 3) мелкозернистые кальцитовые и реже кальцит-доломитовые карбонаты.

Крупнозернистые кальцитовые карбонаты развиты в центральной части штокообразного карбонатитового тела. Кроме центрального штока, они образуют систему центроклинальных полукольцевых жил вокруг него во вмещающих породах. Характеризуются однородным составом и сложены на 90—98% крупным (4—7 мм) кальцитом с незначительным количеством апатита. Это, как правило, массивные крупнозернистые практически мономинеральные кальцитовые породы, большая часть которых почти не содержит блоков и реликтов вмещающих пород. Редко отмечаются биотит-кальцитовые и биотит-хлорит-кальцитовые разновидности, возникшие при метасоматическом замещении ийолитов и пикритовых порфиритов. В последнем случае карбонатитом обычно наследуется структура пикритовых порфиритов. В более или менее неизменном виде описываемые карбонатиты сохранились в срединной части штока, первоначально же они почти целиком слагали штокообразное карбонатитовое тело. Последующие стадии карбонатитового процесса проявились в пределах этого штока и привели к усложнению его структуры.

Неравномернозернистые кальцитовые карбонатиты возникли путем замещения и перекристаллизации крупнозернистых разновидностей. Эти процессы проявились как в центре, так и по периферии штока карбонатитов. В зонах перекристаллизованных карбонатитов появляются акцессорный пирохлор, апатит, пирит, реже эгирит, рибекит и другие минералы. Перекристаллизация не сплошная, образуются лишь мелкозернистые агрегаты в интерстициях крупных зерен кальцита. В связи с этим карбонатиты часто приобретают неравномернозернистую, иногда «порфировидную» структуру, обусловленную наличием реликтовых крупных зерен кальцита среди новообразованного мелкозернистого кальцитового агрегата. В карбонатите часто находится большое количество незамещенных обломков сиенита, что придает породе вид типичной метасоматической брекчии. Под микроскопом отчетливо видна альбитизация реликтовых зерен калиевого шпата и новообразования мелкокристаллического альбита.

В отдельных участках штокообразного тела отмечаются локальные проявления мелкозернистых полосчатых эгирин-рибекит-кальцитовых карбонатитов, содержащих вкрапленность акцессорного пирохлора и апатита. Эти образования по составу, структуре и внутреннему строению весьма близки к амфибол-кальцитовым карбонатитам III стадии Нижнесаянского массива.

Наиболее полно процессы III стадии прошли в центральной части штокообразного тела крупнозернистых кальцитовых карбонатитов. Здесь образовался ряд крупных зон мелкозернистых, иногда полосчатых карбонатитов с флюоритом, гематитом, апатитом, сфалеритом, акцессорным пирохлором и другими минералами. Гематитизация и флюоритизация проявлены неравномерно и придают породе пятнистый, а в ряде случаев полосчатый вид. Полосчатость обусловлена план-параллельной ориентировкой реликтов сиенита и чередованием кальцитовых и флюоритовых полос. В участках интенсивной переработки ранних карбонатитов появились образования, содержащие 25—60% флюорита, 10—25% гематита, 4—5% апатита. Протяженность такого рода минерализованных карбонатитовых тел достигает 1 км при мощности 50—70 м и прослеженности на глубину более 200 м. Гематитизация тоже проявилась настолько широко, что все породы в той или иной степени затронуты ею. Иногда отмечаются обособления сплошных гематитовых руд в карбонатитах и реже в сиенитах.

Для пород массива весьма характерно незначительное развитие мелкой трещиноватости и тектонических нарушений. Формирование

всего комплекса пород происходило при кольцевом плане расположения трещин.

**Верхнесаянский массив.** Представлен многофазным комплексом ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов (рис. 13). Дифференциация магмы в ходе развития плутона, последовательное поступление ее дериватов в ослабленный структурный узел верхних горизонтов среднепротерозойской толщи осадочно-метаморфических пород, а

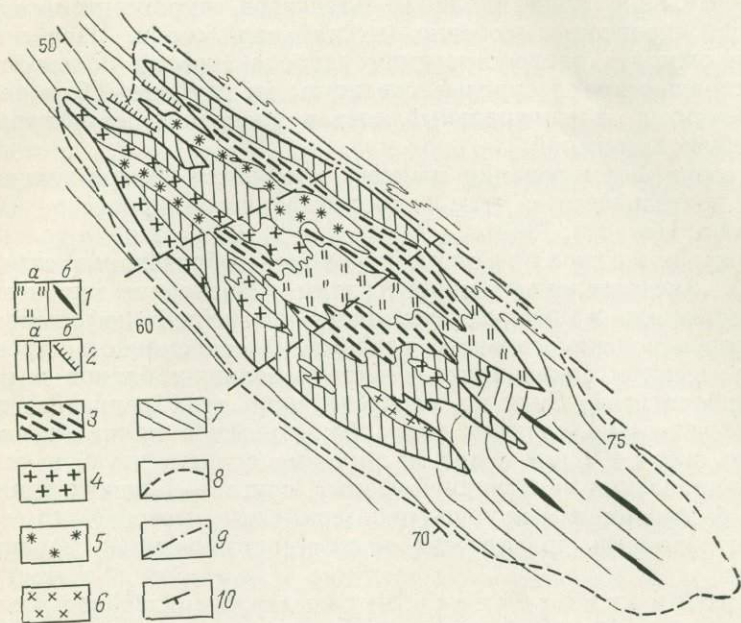


Рис. 13. Схема геологического строения Верхнесаянского массива ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов

1 — анкеритовые и доломитовые карбонатиты (а — зоны, б — жилы); 2 — эгирин-биотит-кальцитовые карбонатиты (а — зоны, б — жилы); 3 — биотит-кальцитовые карбонатиты; 4 — субщелочные сиениты; 5 — нефелиновые сиениты; 6 — мельтейгиты и ийолиты; 7 — кварцево-сланцевые сланцы; 8 — ореол фенизации сланцев; 9 — разрывные нарушения; 10 — элементы залегания сланцеватости — слоистости

также постмагматическое преобразование возникшего интрузивного комплекса гидротермальными процессами привели к формированию сложно построенного массива. В его строении принимают участие следующие породы (от ранних к поздним): пироксениты, ийолит-мельтейгиты, нефелиновые сиениты и их дайковая серия, канкринитовые сиениты, субщелочные сиениты и сиенит-порфиры, кальцитовые и анкерит-доломитовые карбонатиты.

Массив имеет в плане линзовидную форму площадью 2,6 км<sup>2</sup> (3,2×0,8) и вытянут в северо-западном направлении вдоль контролирующего его разлома. На северо-западе и юго-востоке массив осложнен серией апофиз, обуславливающих в плане пилообразную форму его границ. Контакты с вмещающими породами в основном интрузивные четкие, в ряде случаев несколько осложненные на поздних этапах его формирования в связи с развитием метасоматических карбонатитов. Южный контакт круто (80—85°) падает к юго-западу, северный контакт падает в том же направлении, но более пологий (60—65°).

Верхнесаянский массив расположен близ Нижнесаянского и Большешетагинского, однако имеет ряд существенных особенностей: 1) четко выраженный линейный план строения, 2) резкое преобладание поздних



магматических образований над ранними, 3) относительно более широкое развитие карбонатитов и дайковой серии магматических пород.

Широкое распространение незамещенных останцов сланцевой кровли в контурах массива дает основание считать, что упомянутые особенности его строения связаны не только со спецификой структурных условий формирования, они обусловлены также малым эрозионным срезом, вскрывшим самую верхнюю часть массива. Возможно, с глубиной форма массива будет приближаться к овальной, при возрастании в нем относительной роли ийолит-мельтейгитов, пироксенитов и уменьшения роли сиенитов и особенно их дайковой серии. При этом есть основание ожидать распространения карбонатитов на большую глубину. В настоящее время буровые скважины на глубине 400 м не вышли из карбонатитов, и минеральный состав последних не обнаруживает существенных изменений.

В истории формирования массива отмечается четыре этапа магматической деятельности и этап гидротермального процесса (Фролов, Волженкова, Нечаева, 1969).

Первый магматический этап — образование самых ранних пород, представленных пироксенитами. Внедрение пироксенитовой магмы произошло в центральную часть интенсивно деформированной полосы пород в зоне основного разлома. В современном эрозионном срезе пироксениты сохранились в виде небольших блоков и реликтов среди карбонатитов. Судя по распределению этих реликтов, пироксениты первоначально слагали два сближенных в плане тела общей площадью около 0,2 км<sup>2</sup>. Одно из них имело вытянутую в северо-западном направлении линзовидную форму, другое — близкую к округлой. Эти тела были сложены крупно-грубозернистыми массивными и трахитоидными породами, практически нацело состоящими из моноклинного пироксена.

Второй магматический этап характеризовался появлением ийолитов и мельтейгитов в виде серии даек, параллельных основному разлому. Внедрение их произошло в трещинные полости северо-западного простирания в различных участках деформированной полосы пород. При этом в северо-восточной и юго-восточной частях этой полосы образовались два наиболее крупных линзообразных тела, протяженностью в плане 600—1000 м и мощностью до 150 м. Длина большинства остальных даек не превышает 200 м и мощность их не выходит за пределы 20 м. Все ийолиты и мельтейгиты характеризуются неравномерным распределением пироксена и нефелина. Значительная часть ийолит-мельтейгитов замещена кальцитовыми карбонатитами и картируется в основном по их останцам и реликтам.

В третий магматический этап в результате внедрения нефелиновых сиенитов определилась общая линзовидная форма массива с серией апофиз, венчающих его на северо-западном и юго-восточном флангах. Основное тело нефелиновых сиенитов и вмещающие осадочно-метаморфические породы юго-западного контакта рассечены рядом даек нефелиновых микросиенитов и сиенит-порфиоров, вытянутых согласно длинной оси массива. В дайках и в некоторых участках основного тела в сиенитах проявлена трахитоидность, имеющая, как правило, северо-западное простирание и крутое падение на юго-запад и свидетельствующая о кристаллизации магматического расплава в процессе его внедрения в зону разлома. В этот этап наиболее полно проявилась асимметрия в строении массива, которая выразилась в том, что юго-западная периферия массива, в отличие от северо-восточной, представляла собой серию сближенных параллельных даек в породах рамы, которые по направлению внутрь массива сменялись вытянутым полем сиенитов с останцами сланцев. Указанное строение массива в последующие этапы его развития определило соответствующую локализацию

более поздних магматических и постмагматических образований. В экзоконтакте массива отмечаются явления сиенитизации сланцев.

Среди нефелиновых сиенитов по составу выделяются биотитовые, эгириновые и биотит-эгириновые разновидности, как правило, в результате последующих метасоматических процессов в различной степени альбитизированные и канкринитизированные. По структуре это в основном среднезернистые, обычно порфиroidные породы массивного или трахитоидного облика.

Жильная серия нефелиновых сиенитов представлена сиенит-порфирами с тонко- и мелкозернистой основной массой трахитоидного сложения. Основная дайка рассекает массив с северо-запада на юго-восток, имеет протяженность около 3 км и мощность 120 м в центре и 20—30 м на окончаниях. В северо-западной и юго-восточной частях массива отмечается также несколько даек меньшего размера. Контакты даек с нефелиновыми сиенитами массива достаточно четкие. Они не сопровождаются зоной закалки, что, по-видимому, связано с внедрением даек в еще окончательно не остывший массив.

Формирование канкринитовых сиенитов, по-видимому, не представляло собой самостоятельного магматического этапа и было связано, на наш взгляд, с позднемагматической и постмагматической стадиями образования нефелиновых сиенитов. Канкринитовые сиениты не имеют какого-либо закономерного развития в пределах массива и не образуют четко локализованных тел. Все известные их проявления не выходят за контур развития нефелиновых сиенитов, среди которых они слагают отдельные пятна или неправильной формы площади.

Внешне канкринитовые сиениты весьма сходны с нефелиновыми сиенитами. В них также преобладают породы лейкократового облика; отмечаются массивные и трахитоидные разновидности. По характеру темноцветных различаются биотитовые, эгириновые и эгирин-биотитовые разновидности.

Четвертый магматический этап — образование субщелочных сиенитов, слагающих в плане широкую полосу, приуроченную к юго-западной периферии массива нефелиновых сиенитов. Длина полосы около 2,5 км, ширина до 300 м в центре и 50—60 м на флангах. В конце этапа в зону юго-западного эндоконтакта произошло внедрение даек субщелочных и щелочных сиенитов. По размерам они значительно уступают дайкам нефелиновых сиенит-порфиров.

Среди группы пород четвертого магматического этапа резко преобладают субщелочные сиениты. Это массивные крупнозернистые, реже среднезернистые породы, содержащие не более 3—5% биотита. Их дайковые разновидности обладают четко выраженной трахитоидностью, ориентированной параллельно контактам даек. Значительная часть сиенитов замещена карбонатитами.

В завершающий пятый этап произошло образование карбонатитов, занимающих 55% общей площади массива. Среди них по минеральному составу и текстурно-структурным особенностям выделяется большое количество разновидностей, что является следствием многостадийности и различия в механизме их образования. На основании детальных геологических исследований среди карбонатитов автором выделяются четыре структурно-минералогических типа, отвечающих четырем стадиям карбонатитового процесса.

I стадия — мелко-, среднезернистые, преимущественно биотит-кальцитовые, реже эгирин-кальцитовые карбонатиты с апатитом, иногда магнетитом.

II стадия — средне-крупнозернистые, нередко пегматоидного облика, эгирин-кальцитовые и эгирин-биотит-кальцитовые карбонатиты с апатитом, магнетитом, пирротином и аксессуарным гатчеттолитом и пирохлором.

III стадия — мелкозернистые четко полосчатые амфибол-кальцитовые карбонатиты с апатитом, магнетитом, флогопитом, пирротинном и аксессуарным пиррохлором.

IV стадия — мелко-, крупнозернистые анкерит-доломитовые карбонатиты, содержащие апатит, барит, стронцианит, пирит и аксессуарные минералы — пиррохлор, колумбит, анкилит, бербанкит.

*Карбонатиты I стадии.* Судя по многочисленным останцам и реликтам в различных частях массива среди более молодых образований, первоначально они слагали около 50% площади массива. В более поздние стадии развитие карбонатитового процесса, как правило, не выходило за контуры карбонатитов I стадии. Главная масса карбонатитов представляла собой метасоматические образования при подчиненной роли тел выполнения трещинных полостей. Замещению подверглись главным образом сиениты, которые до карбонатизации занимали около 85—90% площади массива. Развитие метасоматического процесса контролировалось густой сеткой трещиноватости и зонами брекчирования в сиенитах. По ориентировке полосчатости карбонатитов можно заключить, что это была в основном система крутопадающих на юго-запад трещин северо-западного простирания, при подчиненной роли трещин северо-восточного направления.

*Карбонатиты II стадии.* Геологическое строение массива в период непосредственно перед проявлением II стадии карбонатитов характеризовалось большой неоднородностью, особенно свойственной краевым его частям. Поэтому возобновившиеся тектонические подвижки привели к образованию трещиноватости главным образом по периферии массива и в значительно меньшей мере во внутренней его части. Это обусловило соответствующее размещение возникших жилообразных тел и метасоматических зон редкометальных эгирин-кальцитовых и эгирин-биотит-кальцитовых карбонатитов. При этом преимущественное и наиболее интенсивное развитие II стадия получила в зоне юго-западного эндоконтакта массива, характеризовавшегося максимальной анизотропией. Здесь возникла карбонатитовая полоса протяженностью 3,0 км и мощностью от 30—50 до 100—150 м.

*Карбонатиты III стадии.* Деформация пород массива после формирования карбонатитов II стадии привела к незначительной перекристаллизации ранее образованных карбонатитов и появлению неравномернозернистых мелко-, крупнозернистых разновидностей карбонатитов, в которых по эгирину обычно развивается амфибол. Такого рода перекристаллизация захватила в основном периферию массива и наложилась преимущественно на кальцитовые карбонаты II стадии.

*Карбонатиты IV стадии.* Представлены анкерит-доломитовыми образованиями мелко-, крупнозернистой структуры и распространены в основном в юго-восточной половине массива, где они слагают крупное тело сложного строения и серию маломощных жил. Общая площадь распространения карбонатитов этого типа около 0,50 км<sup>2</sup> (18% площади массива). Основное тело имеет северо-западное простирание и длину около 1,8 км при непостоянной ширине (100—500 м). Для северо-западного и юго-восточного контактов характерна пилообразная форма, свидетельствующая о том, что развитие основного тела контролировалось системой трещин северо-западного направления.

После формирования карбонатитов произошло образование зон расланцевания и тектонических нарушений в основном северо-западного (в меньшей мере северо-восточного) простирания.

Таким образом, на всем протяжении становления массива четко проявилась контролирующая роль тектонических нарушений двух направлений. Тектонические нарушения северо-западного простирания в виде зон трещин скалывания и дробления пространственно тяготеют к

основному разлому и проявились преимущественно в северо-восточной половине массива. Нередко тектонические нарушения имеют как бы прерывистый характер: участки брекчирования и будинажа сменяются участками смятых или рассланцованных карбонатитов. Тектонические нарушения северо-восточного простирания имеют подчиненное значение. Наиболее крупные из них, как и основной разлом, контролируют развитие речной сети, погребены под делювиальными отложениями и фиксируются по данным магнитометрии и буровых скважин.

**Жильная зона.** Эта зона с аксессуарной редкометальной минерализацией находится вблизи Нижнесаянского и Большетагнинского массивов, непосредственно примыкая с юго-запада к контролирующему их локализацию региональному разлому. Минерализация приурочена к прерывистой системе тектонических нарушений северо-западного простирания с образованием узких линейно вытянутых полос, локализуемых систему жил и прожилков, секущих и цементирующих кварцевосланцевую брекчию. Участки их сгущения пространственно обычно сопряжены с дайками пикритовых порфиритов и жилами анкеритовых карбонатитов. Временная последовательность формирования минерализованных зон приводится Ю. Б. Лавреневым: 1) образование открытых трещин и внедрение по ним пикритовых порфиритов; 2) брекчирование сланцев и цементирование их микроклином; 3) повторное брекчирование и залечивание кварцем; 4) дробление кварцевых брекчий и проникновение по трещинам альбита, барита, кварца II генерации, аксессуарных редкоземельных и ториевых минералов; 5) образование открытых трещин и выполнение их анкеритовым карбонатитом; 6) образование пострудных сухих брекчий.

Минерализация описываемого типа отмечается также на продолжении Верхнесаянского массива, в 1,5—2 км к юго-востоку от него. Характерно, что структурно она приурочена к трещинным зонам, в которых локализованы также дайки пикритовых порфиритов, монтичеллитовых альнеитов и жилы анкеритовых карбонатитов. К северо-западу от массива все эти проявления отсутствуют, они имеют место лишь к юго-востоку, т. е. в направлении погружения массива. Вероятно, минерализация этого типа была проявлена в ныне эродированной кровле саянских карбонатитовых массивов.

Наличие подобного рода минерализации, особенно в ассоциации с трубками и дайками пикритовых порфиритов и сиенитов, может служить критерием наличия скрытых массивов ультраосновных-щелочных пород на глубине.

Сходные гидротермальные проявления имеют место в Сетте-Дабанской провинции. На одном из участков пересечения меридионального и широтного разломов отмечается концентрация значительного количества даек и мелких штоков сиенит-порфиров и флюорит-карбонатных жил с баритом, кварцем, альбитом, гематитом, аксессуарными паризитом, бастнезитом, торитом, ортитом, монацитом и в меньшей мере пиритом, галенитом, магнетитом, эгирином и апатитом. А. А. Ельянов высказал мнение о существовании на этом участке слепого интрузивного массива. Основанием для такого предположения служит следующее: 1) скопление на небольшом изометричном участке многочисленных даек, штоков сиенитов и типоморфной гидротермальной минерализации, 2) наличие тел эруптивных брекчий, 3) многофазность интрузивных и гидротермальных образований, свидетельствующая о наличии на глубине крупного очага, 4) широкий ореол метасоматически измененных пород, не соизмеримый с количеством и размерами тел щелочных пород на современном эрозионном срезе, 5) расположение участка в пределах крупной магнитной аномалии. Н. Колпаков в пределах этой аномалии выделяет более локальную значительной интенсивности, которая, по-

видимому, связана с интрузивным массивом площадью около 60 км<sup>2</sup>, залегающим на глубине 2 км. Тела сиенитов и зоны с гидротермальной минерализацией, вероятно, являются перимагматическими образованиями, залегающими в кровле этого массива.

В этом же регионе подобные гидротермальные проявления развиты в пределах так называемой Лединской зоны. Здесь два массива ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами, расположенными в зоне меридионального разлома, сопровождаются полосами карбонатизированных, альбитизированных и окварцованных пород, насыщенных жилами флюорит-кварц-карбонатного состава с аксессуарной редкоземельной минерализацией. Эти полосы в виде протяженных шлейфов прослеживаются к югу от обоих массивов.

Жильные проявления аналогичного типа давно известны на территории Тимана. В. Г. Черный (1972) обосновал их связь со скрытыми на глубине ультраосновными-щелочными массивами.

Таким образом, имеется много фактов, свидетельствующих о наличии не затронутых эрозией массивов рассматриваемого типа и позволяющих ставить вопрос о их прогнозирования и поисках.

В заключение отметим, что провинция ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Восточного Саяна по структурной позиции и геологическим особенностям массивов весьма близка к Сетте-Дабанской. Последняя располагаясь в пределах авлакогена между Охотским срединным массивом и Сибирской платформой, включает четыре ультраосновных-щелочных комплекса с карбонатитами (с севера на юг) — Горноозерский, Поворотный, Гек и Воин и две зоны щелочных пород — Хамнинскую и Юдомо-Майскую (табл. 12). Эта цепочка массивов и зон обнаруживает последовательное уменьшение глубины эрозионного среза. К наиболее глубокоэродированному относится Горноозерский массив (7—10 км), менее эродированному — Воин (1,5—4,5 км), а Хамнинская и Юдомо-Майская зоны щелочных пород, сопровождаемые кварц-карбонат-флюорит-редкоземельными жилами и прожилками, располагаются над слепыми ультраосновными-щелочными массивами (Геология, минералогия и генезис..., 1972).

Если последовательное уменьшение глубины эрозионного вскрытия рассматриваемых массивов при движении с севера на юг обосновано достаточно убедительно, то сам расчет глубины среза вызывает сомнения. Расчет был выполнен по стратиграфическому разрезу, в котором вмещающие породы образуют пологопадающую толщу. На самом деле, как показал А. А. Ельянов, массивы внедрились в складчатую структуру Сетте-Дабана, и залегание их в породах различного возраста не может даже качественно характеризовать глубину эрозии, не говоря о количественных подсчетах. Прямой расчет в этом случае исключается. Что касается косвенных методов, то они скорее свидетельствуют о более умеренной глубине среза массивов. По мнению А. А. Ельянова, глубина 6—10 км для Горноозерского и Поворотного массивов и даже глубина 4—7 км для массива Гек, возраст которых определен как среднепалеозойский, не может быть принята. Основанием для этого служат следующие доводы: 1) значительная часть отложений района в верхнем силуре-девоне была снята эрозией до образования массивов; 2) кровля массивов была смыта в карбоне; 3) форма тел штокообразная и дайкообразная.

Вскрытые эрозией глубинные уровни упомянутых массивов, вероятнее всего, соответствуют гилабиссальным и в крайнем случае мезоабиссальным условиям. Об этом свидетельствуют порфиновые и порфиритовидные структуры магматических пород, широкое распространение даек сиенитов, сиенит-порфиров, ийолит-порфиров, лампрофилов, а также наличие анкеритовых и барит-анкеритовых карбонатитов с крустификационными и кокардовыми структурами.

## Геологическая характеристика массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатов Сетте-Дабанской провинции. По А. А. Ельянову (1968 г.)

Массив	Геолого-структурное положение	Вмещающие породы	Форма и размер массивов	Породы, слагающие массив (в порядке возникновения)	Изменения вмещающих пород	Общая глубина эрозион. среза, км
Горно-озерский	На границе Сетте-Дабанского и Юдомо-Майского поднятий, на пересечении Бурхалинского сквозного (меридионального) и Горно-озерского эпипроного (широтного) разломов. Приурочен к крупной поперечной флекуре, осложняющей моноклиналь	Верхнепротерозойские терригенно-карбонатные	Каплевидный в плане, круто наклоненный на восток субсогласно с вмещающими породами. Внутреннее строение линейно-кольцевое. Размер 5,4×2,7 км	1) пироксениты; 2) ийолит-уртиты, пироксеновые метасоматиты; 3) нефелиновые сенииты I; 4) кальцитовые карбонатиты I; 5) кальцитовые карбонатиты II; 6) нефелиновые сенииты II, альбититы, щелочные лампрофиры; 7) кальцитовые и доломитовые карбонатиты III; 8) доломитовые и анкеритовые карбонатиты IV; 9) жилы анкеритовых и барит-анкеритовых карбонатитов	Фенитизация, перекристаллизация, карбонатизация	Менее 3,5 (?)
Поворотный	Аналогично Горноозерскому, на пересечении Бурхалинского разлома и Менджельского (широтного) эпипроного разлома. Приурочен к ядру горст-антиклинали, осложненной разломами	Нижнекембрийские карбонатные породы и сланцы	Линзовидный в плане, субвертикальный с линейным внутренним строением. Размер 3×1 км. К югу — поле даек щелочных пород	1) пироксениты; 2) кимберлиты; 3) ийолиты, пироксеновые метасоматиты; 4) нефелиновые сенииты I; 5) кальцитовые карбонатиты II; 6) кальцитовые карбонатиты III; 7) нефелиновые сенииты II; 8) анкеритовые и доломитовые карбонатиты IV	Фенитизация, ороговывание	Менее 3,5 (?)
Гек	Аналогично Поворотному (7 км к северу от него). Залечивает меридиональный разлом	Среднекембрийские известняки и сланцы	Линзовидный в плане, субвертикальный с линейным внутренним строением. Размер 0,3×2,3 км	1) пироксениты; 2) ийолиты, пироксеновые метасоматиты; 3) щелочные и нефелиновые сенииты; 4) карбонатиты I, II, III, IV, аналогичные карбонатитам массива Поворотный	Фенитизация, перекристаллизация	Менее 3,5 (?)
Воин	Аналогично Поворотному (13 км к северу от него). На крыле моноклинали	Нижнеордовикские известняки	Штокообразное тело. Размер 150×400 м	1) пироксениты; 2) щелочные и нефелиновые сенииты; 3) кальцитовые карбонатиты III	То же	Менее 3,5 (?)
Хаминская зона щелочных пород (массив)	На западе Юдомо-Майского поднятия, на пересечении Нижнедыюкатского сквозного (меридионального) и Баслюкатского эпипроного (широтного) разломов. Приурочена к замыканию антиклинали, осложненному разломами	Верхнепротерозойские терригенно-карбонатные; перекрыты нижнеюрскими	Штокообразные тела (от 10×10 до 370×700 м) и дайки, являющиеся саттелитами крупного скрытого массива	1) нефелиновые сениит-порфиры; 2) эгириновые нефелиновые сениит- и малинит-порфиры; 3) щелочные сенииты, бостониты, сениит-порфиры; 4) брекчии, сцементированные альбитизированными сениит-порфирами; 5) автобрекчии, сцементированные порфиривидными щелочными сениитами, флюоритом и сидеритом. Барит-флюорит-карбонатные зоны и жилы	Интенсивная площадная фенитизация, карбонатизация	Главный массив не вскрыт
Юдомо-Майская зона, дайки щелочных пород	В центральной части Юдомо-Майского поднятия. Вблизи Нижнедыюкатского разлома	Верхнепротерозойские и кембрийские терригенно-карбонатные	Дайки мощностью до 3 м и протяженностью до 600 м	1) нефелиновые сенииты и сениит-порфиры, феоидиты, тингуанты; 2) щелочные сенииты и сениит-порфиры, альбититы; 3) камптониты	Альбитизация, флюоритизация	Менее 2 (?)

#### 4. Структурные особенности массивов

Расшифровка механизма образования массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов возможна лишь в результате анализа их геологических особенностей, в первую очередь структурных элементов. Специальные структурные исследования проведены на всех четырех массивах Восточного Саяна в ходе их детального геологического картирования и включали изучение мелкой трещиноватости пород, ориентировки минералов карбонатитов и их текстурно-структурных особенностей.

**Общие черты и особенности строения массивов.** Массивы Восточного Саяна обладают целым рядом общих черт (рис. 14). Для них характерны:

1. Приуроченность к зоне глубинного разлома, что определило соответствующую вытянутость большинства массивов в северо-западном направлении, особенно четко выраженную у Верхнесаянского и Большежидойского массивов.

2. Отсутствие следов мощного взрывного взламывания и брекчирования вмещающих пород. Трубки взрыва имеют локальное развитие и проявились на различных этапах становления массивов. Вокруг массивов во вмещающих породах отмечается ореол наложенной мелкой трещиноватости, связанной с механизмом формирования плутонов.

3. Отсутствие в контурах массивов экстремальных проявлений жерловой фации. В районе и на прилегающих к нему площадях не известны излившиеся аналоги ультраосновных-щелочных пород. Это дает основание считать, что массивы не имели выхода на дневную поверхность.

4. Общая направленность эволюции интрузивного и постмагматического процессов, выразившаяся в последовательном образовании пород сходного состава (от ранних к поздним): пироксенитов, пород серии мельтейгит-йеолитов, нефелиновых и щелочных сиенитов, пикритовых порфиритов, кальцитовых карбонатитов, анкеритовых (доломитовых) карбонатитов.

5. Наличие внутрикарбонатитовых интраминерализационных тектонических подвижек, обусловивших изменение физико-химических условий и появление различных редкометалльных парагенезисов.

6. Сочетание процессов выполнения трещинных полостей и метасоматической переработки боковых пород. Мощные жилообразные тела часто образуются в результате замещения зон интенсивно трещиноватых магматических пород. Нередко такие зоны контролируются дробленными дайками сиенитов, залегающими среди более пластических сланцев.

Кроме того, рассматриваемые массивы обладают рядом особенностей, отличающих их не только от массивов других провинций мира, но и друг от друга. Каждый из четырех массивов характеризуется своими размерами и формой горизонтального сечения, различными масштабами и соотношением кольцевых и линейных структур, различным соотношением пород в целом, карбонатитовых и ультраосновных-щелочных образований в частности, наличием или отсутствием дайковой серии пород и т. д. (табл. 13). Рассматриваемые массивы имеют весьма значительную вертикальную протяженность. Упомянутые особенности являются следствием не только структурных условий формирования, они связаны также с глубиной их становления и степенью последующего эрозийного вскрытия. Реставрировать поверхность Земли, отвечающую эпохе формирования массивов, и тем самым определить глубину формирования верхних частей массивов не представляется возможным из-за отсутствия необходимой геологической информации. Можно говорить лишь приблизительно о глубине становления массивов.

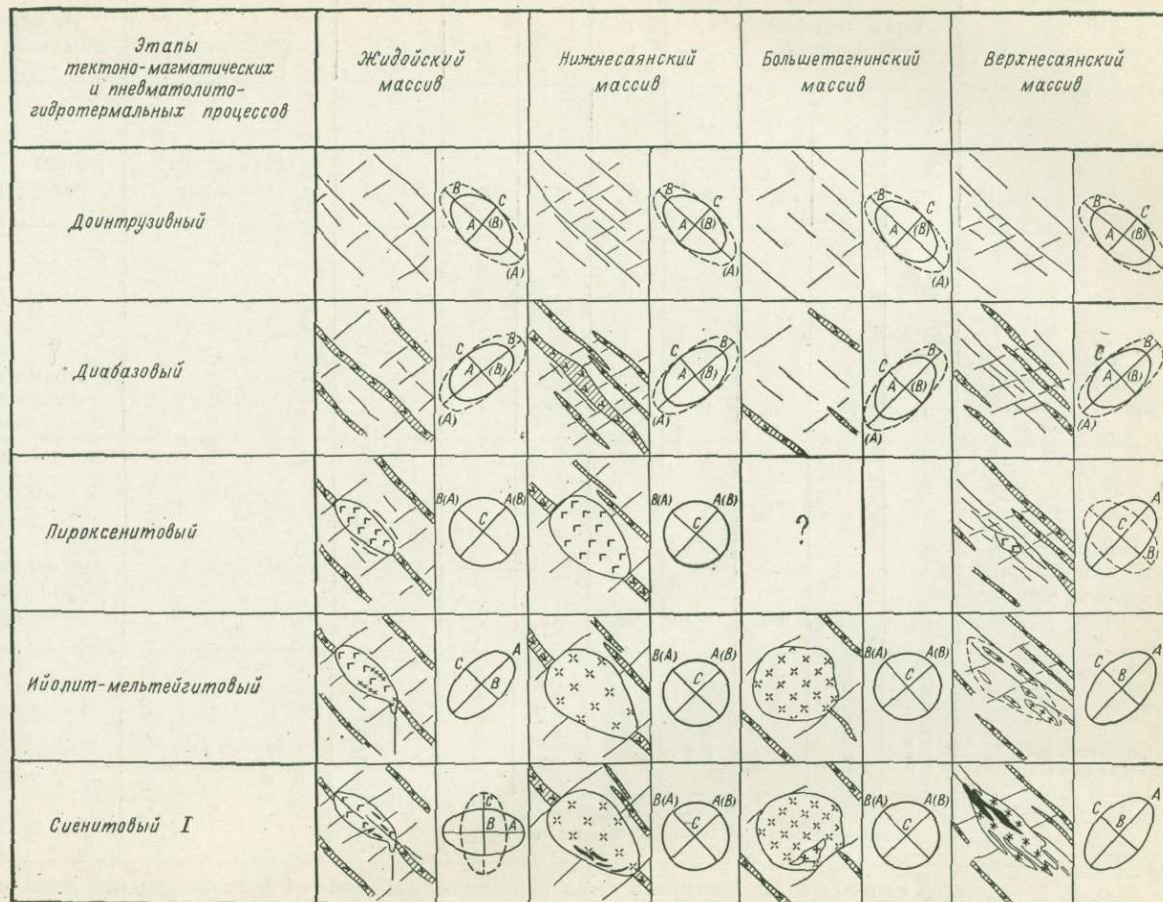
Сравнительная характеристика массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатов Восточного Саяна

Массивы	Вмещающие породы	Форма горизонтального сечения	Площадь выхода массива на поверхность, км <sup>2</sup>	Площадь выхода пород до их карбонатизации, %				Площадь выхода карбонатов, %			Наличие останцов вмещающих пород
				пироксениты	ниболит-мельтейгиты	нефелиновые и щелочные сиениты	шикристовые порфириты	общая	кальцитовые	анкеритовые (доломитовые)	
Верхнесаянский	Среднепротерозойские преимущественно слюдястые сланцы и песчаники	Линзовидная	2,6	5	10	75	—	60	40	20	Большое количество останцов кровли—слюдястых сланцев (10% площади массива)
Большетагнинский	Верхнепротерозойские слюдястые сланцы и песчаники	Округлая	12,5	?	35	60	5	35	34	1	Единичные останцы слюдястых сланцев только у контакта с рамой
Нижнесаянский	Верхнепротерозойские слюдястые сланцы, песчаники и конгломераты	Овальная (грушевидная)	18,0	2	80	10	8	50	35	15	То же
Большежидойский	Архейские биотит-пироксеновые гнейсы	Линзовидная	1,0	94	5	1	—	Отдельные маломощные жилы			Нет



Рис. 14. Структурная схема формирования массивов ультраосновных - щелочных пород и карбонатов Восточного Саяна (схемы геологического строения и ориентировка осей деформации).

Этапы тектоно-магматических и пневматолито-гидротермальных процессов: доинтрузивный—формирование изоклиальных складок и систем разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простирания; диабазовый—приоткрытие разломов северо-западного направления и внедрение в них габбро-диабазов; пироксенитовый—возникновение узлов пересечения и сочленения разломов северо-западного и северо-восточного направлений и внедрение в эти ослабленные участки пироксенитовой магмы; ийолит-мельтейгитовый—внедрение в кольцевые и линейные разломы ийолит-мельтейгитов, а также нефелинизация пироксенитов; сиенитовый I—образование дуговидных даек нефелиновых сиенитов по периферии округлых массивов, а в зонах линейных разломов — линзовидных массивов и дайковой серии в них; сиенитовый II — возникновение крупных массивов, дайкообразных тел и метасоматических зон щелочных сиенитов по периферии массивов; пикритовый—образование трубчатых, кольцевых и линейных трещинных структур и внедрение в них пикритовых лорфиритов; карбонатитовая стадия I — формирование штокообразных тел и кольцевой зоны жил вокруг них, а также линейных метасоматических зон крупнозернистых,



реже мелкозернистых пироксен-биотит-кальцитовых карбонатитов; карбонатитовая стадия II — заложение дугообразных и линейных трещин, зон мелкой трещиноватости и образование в них жильобразных тел и штокерков крупнозернистых форстерит-, эгирин-, диоксид-кальцитовых карбонатитов; карбонатитовая стадия III — выполнение растворами открытых полостей, интраминерализационная перекристаллизация ранних кальцитовых карбонатитов в зонах тектонических нарушений и вне их по периферии штокообразных тел и образование мелкозернистых амфибол-кальцитовых и кальцитовых карбонатитов; карбонатитовая стадия IV — возникновение системы крупных трещин и опоясывающей их сетки мелкой трещиноватости и образование жильных и метасоматических тел анкеритовых и доломитовых карбонатитов; посткарбонатитовый — формирование кальцитовых и кальцит-гематитовых жил и иногда широкое развитие гематитизации с образованием интенсивно гематитизированных кальцитовых карбонатитов вплоть до линзовидных тел сплошных гематитовых руд

		<i>Сиенитовый II</i>							
		<i>Пикритовый</i>							
Карбонатитовый этап									
		<i>Посткарбонатитовый</i>							

вов и об относительных глубинах их эрозионного среза на основании косвенных признаков.

Широкое развитие трещин и тектонических зон в ходе формирования отдельных комплексов пород, а также наличие порфириовидных и дайковых фаций сиенитов на Верхнесаянском массиве дают основание считать, что глубина образования апикальных частей была небольшой и, вероятно, не превышала первых километров. Вместе с тем верхние части массивов, по-видимому, не достигали единого уровня. В частности, представляется, что Нижнесаянский массив, расположенный непосредственно в зоне разлома, проник в более верхние части протерозойской толщи, и последующие процессы денудации вскрыли его на большую глубину по сравнению с Верхнесаянским и Большетагнинским массивами, расположенными в стороне от крупных разломов в менее проницаемых участках. В Нижнесаянском массиве сиениты имеют подчиненное развитие, а дайковая фация их практически отсутствует. Вместе с тем здесь широко распространены ийолит-мельтейгиты, которые на Верхнесаянском массиве отмечаются лишь в виде дайкоподобных тел, по-видимому, представляющих апикальные части еще не вскрытых эрозией крупных тел.

Однако степень эродированности массивов определяется не только глубиной проникновения массивов во вмещающие породы, она находится в прямой связи с приподнятостью районов в последующие тектонические этапы. Современным эрозионным срезом вскрыты уровни разной глубинности, которые, согласно классификации, соответствуют малому уровню на Верхнесаянском массиве, среднему — на Большетагнинском и Нижнесаянском массивах и глубокому — на Большержидойском массиве. Наблюдаются следующие изменения в структуре и составе комплексов пород в направлении увеличения глубины формирования массивов в пределах единой Восточно-Саянской провинции.

1. Линейный план строения сменяется кольцевым и затем вновь линейным.

2. Многочисленные дайки сиенитов сменяются единичными трещинными телами, появляются пегматитовые жилы нефелиновых сиенитов.

3. В интрузивных массивах постепенно уменьшается роль сиенитов, возрастает относительная доля ийолитов-мельтейгитов, которые в свою очередь уступают место пироксенитам.

4. Сокращаются масштабы развития карбонатитов.

5. Резко уменьшается количество останцов кровли вмещающих пород, а затем полностью исчезают.

Эродированная кровля рассматриваемых массивов в зонах контролируемых их разломов, по-видимому, вмещала дайки сиенитов, пикритовых порфиритов, кварц-баритовые, анкеритовые жилы и связанную с ними аксессуарную редкоземельную минерализацию жильного типа.

Указанные изменения в вертикальном разрезе ультраосновных-щелочных комплексов Восточного Саяна характерны не только для этой провинции, они проявлены в массивах Карело-Кольской провинции, Алдана, Восточной Африки. Их можно рассматривать как закономерность, общую для дифференцированных массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов.

**Трещиноватость пород.** Установление типов деформаций ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, а также особенностей их проявления в процессе формирования комплексных массивов является важным моментом в познании истории развития их структуры. С этой целью при детальном геологическом картировании массивов было проведено изучение трещинной тектоники разновозрастных образований. В каждом типе пород изучались «сухие» неминерализованные трещины, минерализованные трещины (жилы и прожилки), а в карбонатитах,

кроме того, и полосчатость. Замеры элементов залегания неминерализованных трещин осуществлялись на площадке обнажения, не превышающей, как правило, 10—15 м<sup>2</sup>. Массовые замеры трещиноватости производились отдельно по различным породам с соответствующим изучением морфологии трещин. Для каждого типа пород измерение трещин выполнялось в двух-трех различных пунктах массива с составлением по ним отдельных диаграмм. Диаграммы строились на полярной стереографической сетке А. К. Болдырева с помощью палетки А. В. Пронина. При построении диаграмм ориентировки жил и полосчатости использовались данные замеров, полученные в пределах отдельных участков площадью от 0,5 до 1—1,5 км<sup>2</sup>. В каждую диаграмму сводились элементы залегания жил и полосчатости только по одному типу карбонатитов.

Верхнесаянский массив. Образование апикальной части интрузивного массива и связанных с ним постмагматических дериватов контролировалось линейными преимущественно северо-западными трещинами. Многоэтапность формирования массива обусловила развитие сложной системы трещин в слагающих его породах. Установлено, что в магматических образованиях первичная трещиноватость проявилась главным образом в виде крутопадающих сколов и разрывов. Эти трещины на круговых диаграммах не образуют сплошного пояса максимумов, как это отмечается в типичных интрузивах центрального типа, а имеет место разорванный пояс за счет отсутствия трещин широтного и субмеридионального простирания (рис. 15, а, б, в).

Вместе с тем тенденция к образованию поясного рисунка на круговых диаграммах свидетельствует о том, что заложение рассматриваемой мелкой трещиноватости в известной мере связано с локальной деформацией, обусловленной давлением магмы на верхнюю затвердевшую часть массива в ходе его формирования. В большей части первичные трещины маскируются в связи с наложением более поздних тектонических, преимущественно сколовых трещин. Эти трещины, появившиеся в результате подвижек по дизъюнктивам северо-западного и северо-восточного простирания, широко распространены в карбонатитах, в которых они группируются в две системы крутопадающих трещин, подчиненных направлению основных разломов (см. рис. 15, г, д).

Вмещающие массив осадочно-метаморфические породы рамы характеризуются наличием двух или трех систем трещин, образующих на диаграммах четкие разрозненные максимумы, лежащие в зоне проекции плоскости сланцеватости (см. рис. 15 е, ж, з). По мере приближения к массиву характер трещиноватости усложняется, по-видимому, за счет появления трещин, связанных с формированием массива. Поэтому диаграммы, характеризующие трещиноватость пород, непосредственно обрамляющих массив, хотя и не обнаруживают типично поясового строения, но имеют тенденцию к этому (см. рис. 15 и, к, л, м).

В целом для формирования массива характерно унаследование основного структурного плана деформаций. Однако отдельные участки массива, даже в пределах одной зоны, характеризовались своими особенностями предрудной тектонической подготовки. К моменту проявления рудной (II) стадии карбонатитового процесса массив имел весьма неоднородное строение. Одни участки, особенно зона юго-западного эндоконтакта массива, были сложены разновозрастными породами с резко различающимися физико-механическими свойствами (сланцы, ранние карбонатиты, сиениты, ийолиты). Другие участки характеризовались породами с близкими прочностными параметрами (нефелиновые, субщелочные сиениты и их дайковая серия). В связи с этим предрудные тектонические подвижки в участках неоднородного строения привели к дроблению наиболее хрупких пород (сиенитов) и их последующей избирательной переработке растворами. Фенитизированные сланцы и

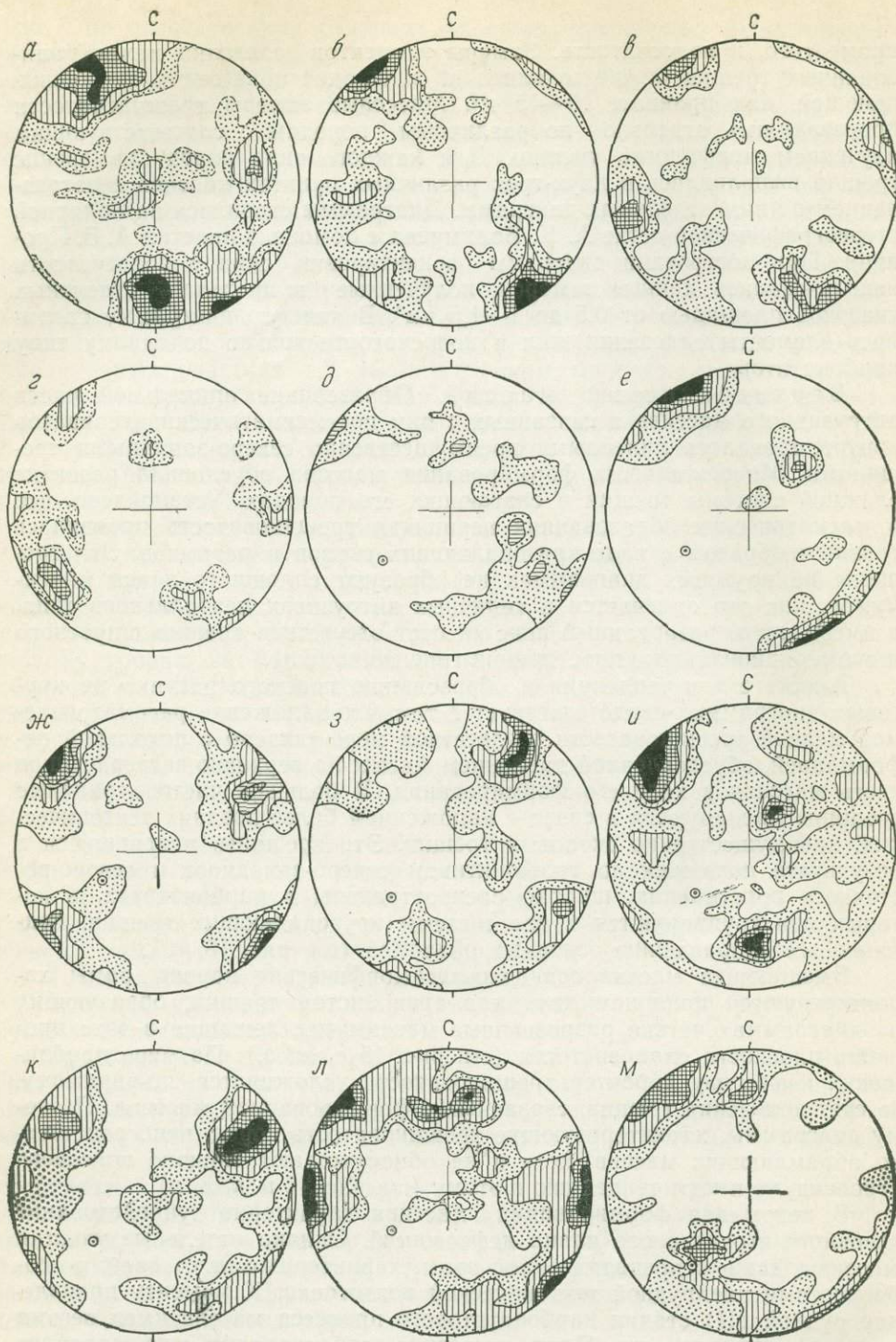


Рис. 15. Круговые диаграммы мелкой трещиноватости пород Верхнесаянского массива и рамы

Спелиты: а — 128 измерений, изолинии: 1—2—4—6%; б — 152 измерений, изолинии: 2—4—6—10%; в — 138 измерений, изолинии: 2—4—6%. Карбонаты: г — 50 измерений в доломитовых карбонатах, изолинии: 1—2—4%; д — 110 измерений в кальцитовых карбонатах, изолинии: 2—4—6% (сводная по массиву). Сланцы и песчаники вдали от массива: е — 50 измерений, изолинии: 1—2—5—7%; ж — 110 измерений, изолинии: 1—3—5—7—10%; з — 110 измерений, изолинии: 1—3—5—7%. Сланцы и песчаники в обрамлении массива: и — 160 измерений, изолинии: 1—3—5—7%; к — 247 измерений, изолинии: 2—5—10—15%; л — 155 измерений, изолинии: 2—5—7%; м — 150 измерений, изолинии: 2—4—6%. Черные точки — полюс сланцеватости—слоистости

ранние карбонатиты испытывали в основном пластическую деформацию, характеризовались слабой трещиноватостью и были менее подвержены замещению.

Большетагнинский массив. Становление рассматриваемого массива в отличие от Нижнесаянского произошло не непосредственно в плоскости разлома, а в стороне от его основного сместителя, у участка пониженной проницаемости вмещающей осадочно-метаморфической толщи. Это обстоятельство определило характер и план деформаций, а именно: образование сиенитов, пикритовых порфиритов и карбонатитов контролировалось трещинами кольцевого типа. Катаклаз и перекристаллизация карбонатитов также подчинены кольцевым направлениям. Формирование массива связано с неоднократным возобновлением трещинообразования. При этом в различных породах появились крутопадающие трещины скола и разрыва. Эти трещины на круговых диаграммах образуют симметричные пояса максимумов, приуроченные к периферии диаграмм (рис. 16, а, б, в).

В целом породы массива слаботрещиноваты и характеризуются низкой удельной трещиноватостью (5—10 трещин на 1 пог. м). Первичные трещины в зонах тектонических нарушений затухевываются развитием более поздних трещин. Удельная трещиноватость здесь возрастает (до 40—50 и более трещин на 1 пог. м) и на круговых диаграммах, характеризующих трещиноватость пород таких участков, плотность отдельных максимумов значительно возрастает.

Вмещающие массив осадочно-метаморфические породы разбиты двумя или тремя системами трещин, образующими на диаграммах частные разрозненные максимумы, лежащие в зоне проекции плоскости сланцеватости. В отличие от преимущественно нетектонических трещин, развитых в породах массива, указанные системы трещин являются тектоническими. Закономерное положение относительно сланцеватости — слоистости свидетельствует о их образовании в связи с региональной деформацией внешнего силового воздействия (Невский, 1964).

По мере приближения к массиву характер трещиноватости усложняется из-за появления в породах вертикальных и крутопадающих трещин, обусловленных локальными деформациями, возникшими в процессе разработки камеры интрузирующим плутоном. В связи с этим вокруг массива имеет место ореол наложенной трещиноватости, которая придает диаграммам поясовое строение (см. рис. 16, г, д, е).

Формирование всего комплекса пород контролировалось кольцевыми трещинами, появление которых обусловлено вертикально ориентированными усилиями в связи с интрузирующим воздействием магматических расплавов. При этом в ходе формирования массива, особенно на поздних его этапах, имело место смещение к западу структурного центра кольцевых трещин, что обусловило эксцентричность кольцевой структуры массива.

Нижнесаянский массив. Изучение трещиноватости пород массива позволило выявить характер поэтапных деформаций и восстановить особенности формирования его структуры<sup>1</sup>.

1. Внедрение пироксенитовой магмы произошло в ослабленный узел в месте пересечения Белозиминского разлома северо-западного простирания поперечными тектоническими нарушениями северо-восточного направления. Дифференциальные перемещения по последним блокам пород создавали камеры приоткрывания в плоскости Белозиминского разлома. В связи с этим воздействие магмы на вмещающие породы было, по-видимому, невелико, так как они не несут значительных следов деформации. Последняя, как будет показано ниже, привела лишь к

<sup>1</sup> Описание трещиноватости всех типов пород было дано ранее (Фролов, 1962) и здесь не приводится.

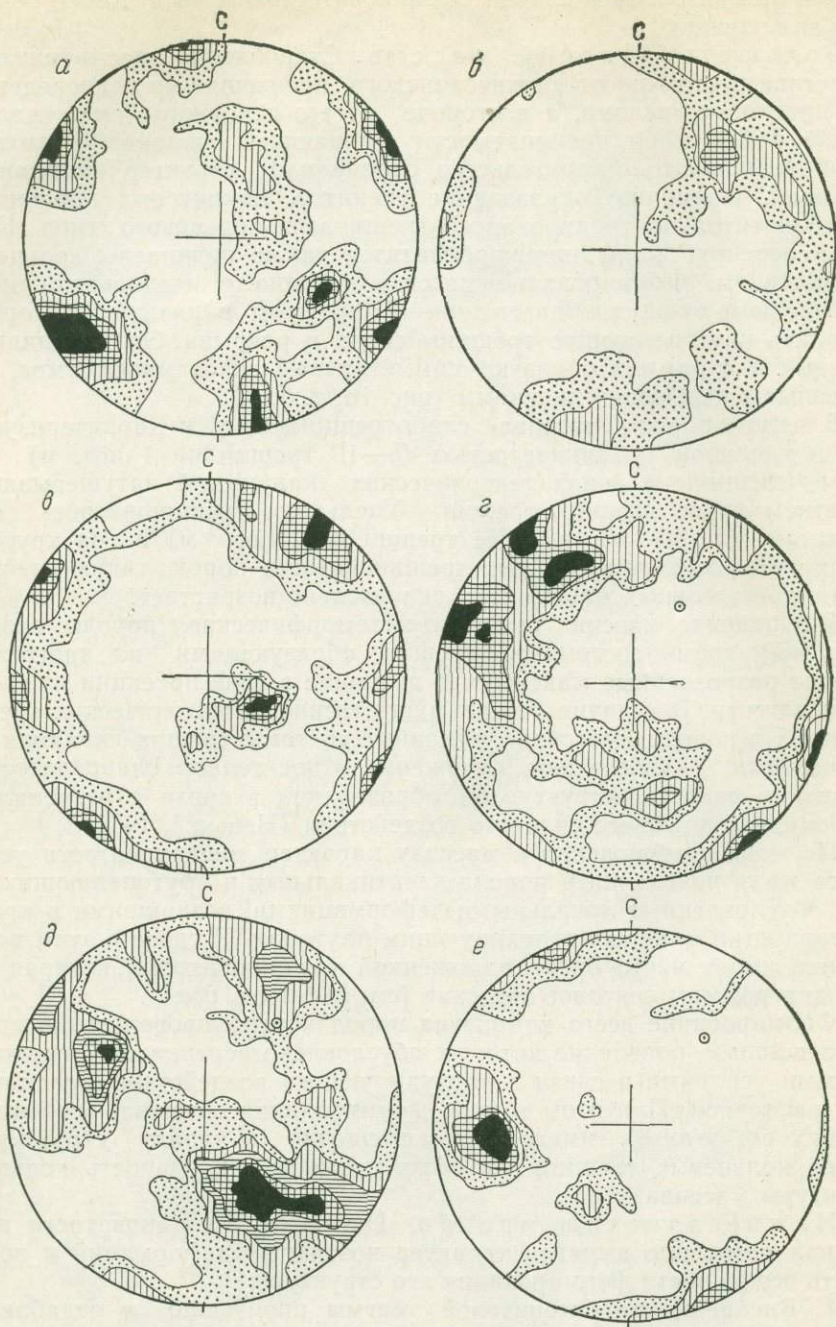


Рис. 16. Диаграммы ориентировки трещин в породах Большетагнинского массива и рамы

Мельтейгиты: *a* — 125 измерений, изолинии: 1—3—5—7%; *б* — 70 измерений, изолинии: 1—3—5%. Кальцит-флюоритовый карбонатит: *в* — 137 измерений, изолинии: 2—4—6—8%. Сланцы: *г* — 111 измерений, изолинии: 2—4—6%; *д* — 157 измерений, изолинии: 2—4—6—8%; *е* — 102 измерения, изолинии: 2—4—6—10%

появлению мелкой трещиноватости в нешироком ореоле окружающих плутон сланцев и песчаников (рис. 17, а—з). Это подтверждает также отсутствие крупных конических, цилиндрических даек магматических пород и, следовательно, отсутствие трещин подобного типа в раме массива.

2. В габбро-диабазовых дайках выделить трещины, связанные с определенными этапами формирования массива, не представилось возможным, так как все они являются неминерализованными. Поэтому можно только говорить о суммарной деформации габбро-диабазов, которая проявилась в образовании поперечных вертикальных и крутых трещин скальвания, трещин разрыва горизонтального и пологого залегания (см. рис. 17, и, к).

3. Ранняя трещиноватость пироксенитов утрачена в результате их сплошной нефелинизации и преобразования в породы ряда мельтейгит—ийолит—уртит. Процесс нефелинизации полностью затушеввал элементы первичной прототектоники пироксенитов.

4. Ранняя деформация ийолит-мельтейгитов выразилась в образовании в них крупных и мелких трещин. Крупные трещины заложилась параллельно контакту комплекса с вмещающими сланцами и определили положение даек нефелинового сиенита и ранних карбонатитов (см. рис. 17, л, м, н). Мелкая трещиноватость, представленная трещинами скола и разрыва различного простираения среднего и реже крутого падения (см. рис. 17, о, п), проявилась в ийолит-мельтейгитах по южной периферии комплекса, т. е. там, где распространены дайки нефелинового сиенита. Эта трещиноватость обусловила широкое развитие процесса фельдшпатизации ийолит-мельтейгитов, примыкающих к дайкам нефелиновых сиенитов, с превращением их в существенно полевошпат-пироксеновые породы. Трещины этого этапа, характеризующиеся диаграммами поясного строения, по своей природе являются нетектоническими (согласно классификации В. А. Невского, 1964) и связаны с локальным силовым воздействием сиенитовой магмы.

5. Отсутствие нефелиновых сиенитов в северной части комплекса позволяет определить здесь характер деформации ийолит-мельтейгитов, связанной с формированием более молодого члена комплекса—пикритовых порфиритов. Как отмечалось, пикритовые порфириты и их брекчии распространены в северной части комплекса, где они слагали серию штоков и кольцевых тел, формирование которых сопровождалось интенсивным брекчированием и растрескиванием ийолит-мельтейгитов. В отличие от предыдущего этапа интенсивность деформации была несравненно выше и обусловила образование крупных разрывных трещин крутого и вертикального падения по кольцевым и, вероятно, радиальным (в середине комплекса) направлениям. Степень трещиноватости была максимальной около штоков пикритовых порфиритов и убывала по удалении от них. Наоборот, степень раскрытия отдельных трещин была максимальной по периферии массива и минимальной в его центре. Такая зональность в характере и степени трещиноватости ийолит-мельтейгитов, по-видимому, обусловила и ход карбонатитового процесса, который в центре структуры происходил в основном путем метасоматоза интенсивно трещиноватых и брекчированных пород, а по периферии главным образом путем выполнения открытых полостей. Приоткрытие трещин крутого и вертикального падения свидетельствует о том, что в ранний период карбонатитообразования сжимающие усилия были вертикально ориентированными. Следовательно, тип и план деформации сохранились прежними.

6. Ранняя деформация крупнозернистых кальцитовых карбонатитов выразилась в образовании сопряженной системы крутопадающих трещин скальвания северо-западного и северо-восточного простираения (см. рис. 17, с—х), выполненных жилами рудных кальцитовых карбо-



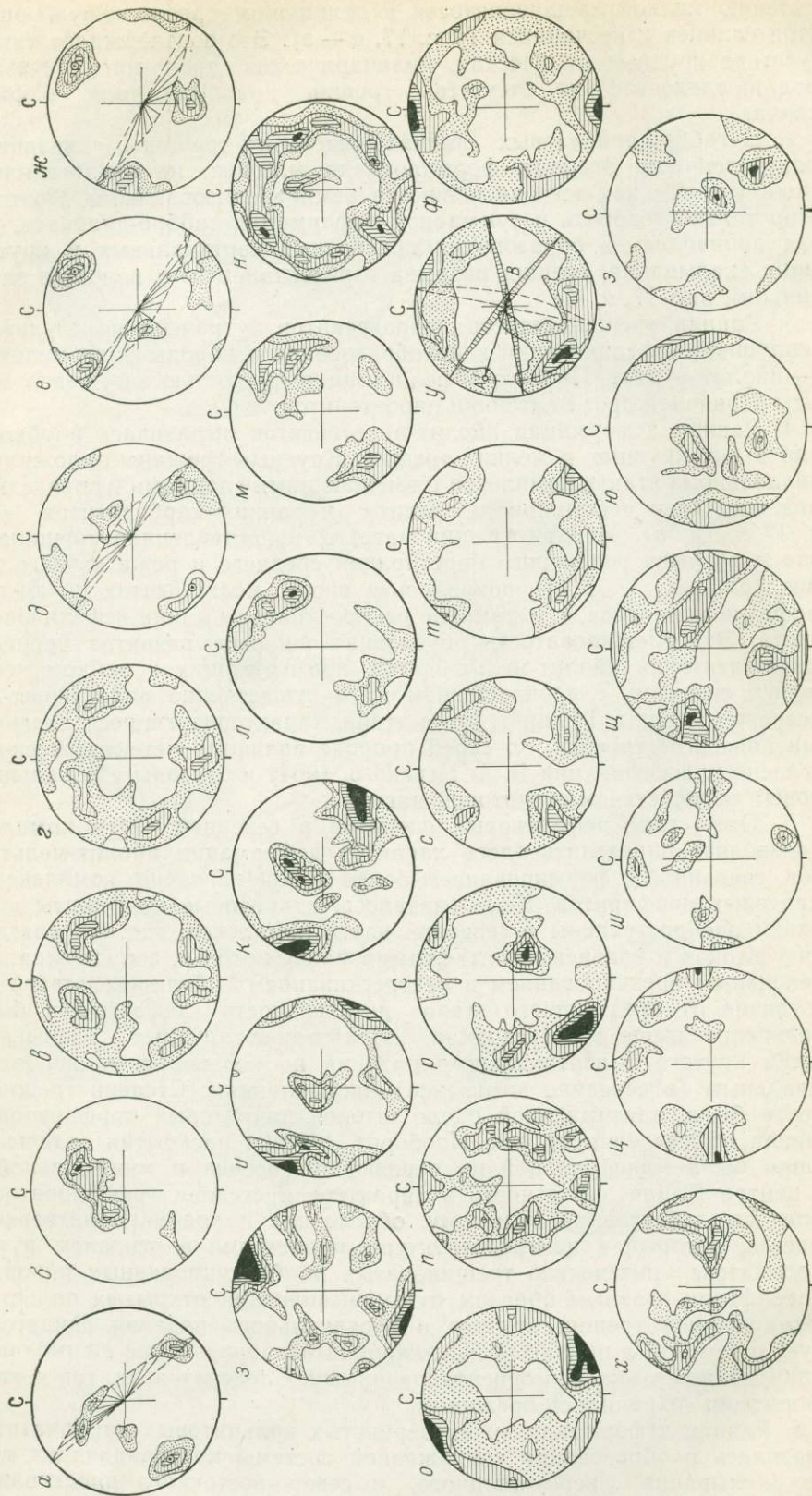


Рис. 17. Диаграммы ориентировки трещин в образованиях Нижнесаянского массива и во вмещающих его породах

Неминерализованные трещины в конгломератах: а — 175 измерений, изолинии: 0,8—2,4—4,0%; б — 180 измерений, изолинии: 1,2—2,4—3,6—5,0%; в — 234 измерения, изолинии: 0,8—1,3—2,6—3,9%; г — 124 измерения, изолинии: 0,8—2,4—4,0%. Неинерализованные трещины в сланцах: д — 200 измерений, изолинии: 1—3—6%; е — 200 измерений, изолинии: 2—5—10—12%; ж — 150 измерений, изолинии: 2—6—9%; з — 217 измерений, изолинии: 1—1,5—2,5—3,0—4,5%. Неинерализованные трещины в габбро-диабазе: и — 165 измерений, изолинии: 1,8—2,7—4,5—6,3%; к — 110 измерений, изолинии: 1,8—2,7—4,5—6,3%. Жилы и полосчатость кальцитовых карбонатитов I стадии: л — 80 измерений в южной части массива, изолинии: 1,2—2,4—4,8—7,2%; м — 80 измерений в северной части массива, изолинии: 1,2—2,4—4,8—7,2%; н — 220 измерений по всей площади массива, изолинии: 0,4—1,2—2,0—2,4%. Неинерализованные трещины в ийолит-мельтейтах: о — 200 измерений, изолинии: 0,5—2,0—3,0—6,0%; п — 100 измерений, изолинии: 1—3—5%. Неинерализованные трещины в рудных кальцитовых карбонатитах: с — 90 измерений в южной части массива, изолинии: 1,1—4,4—7,7%; т — 70 измерений в северной части массива, изолинии: 1,4—4,2—8,4%; у — 250 измерений по всей площади массива, изолинии: 1,6—2,4—2,8—3,6%. Неинерализованные трещины в осевых кальцитовых карбонатитах: в — 4—2—250 измерений, изолинии 0,8—2,4—4,0—8,8%; х — 100 измерений, изолинии: 1—2—3—4—7%. Жилы анкеритовых карбонатитов: ч — 90 измерений, изолинии: 2,4—4,2—6,0%; ц — 100 измерений, изолинии: 1,1—3,3—5,5%. Неинерализованные трещины в рудных кальцитовых карбонатитах: ш — 160 измерений, изолинии: 1,2—3,6—6,0%; щ — 85 измерений, изолинии: 1—3—4—6%. Неинерализованные трещины в анкеритовых карбонатитах: ю — 85 измерений, изолинии: 0,8—2,4—4,0%.

натитов. Интенсивные скальвающие деформации, проявившиеся в виде крутопадающих трещин того же северо-западного и северо-восточного направлений, обусловили перекристаллизацию крупнозернистых массивных кальцитовых карбонатитов в мелкозернистые четко полосчатые кальцитовые карбонатиты.

Построения на диаграмме 17, у позволяют определить ориентировку осей эллипсоида деформации: ось А — ориентирована по аз. 280° под углом 8° к горизонту, ось В — по аз. 100° под углом 82° к горизонту и ось С — горизонтально по аз. 10°. Острый угол 48°, образованный сколовыми плоскостями в зоне оси А, наряду с отсутствием трещин разрыва, указывает на существенно пластический характер ранней деформации крупнозернистых кальцитовых карбонатитов, которая, по-видимому, была обусловлена сдвиговым перемещением по контролирующему разлому. Вместе с тем имело место некоторое унаследование прешествующего плана деформации, что отражается на круговых диаграммах трещин тенденцией к образованию поясного рисунка, хотя принципиально произошла смена локального типа деформации на тектонический региональный тип, связанный с подвижками по крупным разломам.

7. Тектонический этап, прешествующий формированию анкеритовых карбонатитов, выразился преимущественно в деформации кальцитовых карбонатитов, которая привела к образованию крупных трещин разрыва меридионального направления с крутым падением к западу и востоку и крутопадающих трещин скальвания широтного, северо-западного и, вероятно, северо-восточного простирания (см. рис. 17, ч, ш, щ). Деформация охватила в основном центральную часть карбонатитового ядра, и, по-видимому, была также связана со сдвиговым перемещением вдоль разлома северо-западного простирания. Густота, морфология и степень раскрытия трещин определили форму и размеры тел анкеритовых карбонатитов. План и тип деформации в этот период были аналогичны прешествующему этапу, однако большая величина и скорость перемещений блоков пород определили в основном хрупкий характер деформации.

8. Послекарбонатитовый этап деформации проявился в подновлении старых и заложении новых тектонических разломов северо-западного и северо-восточного простирания. В процессе подвижек по этим разломам возникли тектонические трещины скальвания меридионального, северо-восточного и реже северо-западного простираний, а также пологие трещины разрыва различного простирания и крутые субширотные трещины (см. рис. 17, э, ю). Эта трещиноватость наложилась в той или иной степени на все обра-

зования массива, при этом наблюдается уменьшение густоты трещин в породах по мере удаления от нарушений северо-западного и северо-восточного направления. Ориентировка и морфология посткарбонатных трещин, а также наличие на их плоскостях почти горизонтальных штрихов свидетельствуют о существенно сдвиговом характере подвижек, обусловивших их образование. Установлено, что по северо-восточным нарушениям южные блоки, как правило, перемещались к юго-западу относительно северных. Однако имеются и обратные соотношения, что может объясняться различной скоростью перемещения смежных блоков.

Рассмотрение трещинообразования отдельных этапов позволило установить закономерность в развитии деформаций пород в ходе формирования массива. Эта закономерность выражена в последовательной смене региональной существенно плоской деформации (до внедрения плутона) на локальную объемную с вертикально ориентированной малой осью деформации (период формирования магматических пород, включая крупнозернистые кальцитовые карбонатиты) и позже снова на региональную существенно плоскую с почти горизонтально ориентированными осями сжатия — растяжения.

Любопытно, что локальная объемная деформация связана преимущественно с последовательным внедрением магматических расплавов (пироксенитов, нефелиновых сиенитов, пикритовых порфириров). Она привела к появлению нетектонических дуговидных трещин, образующих кольцевую зону, и, возможно, радиальных трещин (в центре массива), а также к заложению мелкой трещиноватости различного простирания, но единого крутого и среднего падения. Наоборот, региональная деформация обусловлена в основном тангенциальными усилиями в связи с преимущественно сдвиговыми подвижками по разломам северо-западного и северо-восточного простирания. В результате этих существенно сдвиговых подвижек возникли линейные тектонические трещины скалывания северо-западного и северо-восточного простирания, которые определили положение рудоносных зон и жил мелкозернистых кальцитовых карбонатитов; в более поздний этап образовались меридиональные разрывы и осложняющие их крутопадающие трещины скалывания северо-западного, широтного и северо-восточного простирания, контролировавшие локализацию анкеритовых карбонатитов. Длительный и многоэтапный процесс формирования Нижнесаянского массива, сопровождавшийся последовательной сменой типа и плана деформации, обусловил его сложное строение, при котором ранние кольцевые тела сочетаются с поздними линейными.

Большежидойский массив. Практически сплошная задернованность массива и развитие коры выветривания существенно затрудняют изучение трещиноватости пород. Автору удалось произвести изучение морфологии трещин и массовые замеры их элементов залегания лишь в одном искусственном обнажении пироксенитов и в гнейсах, обнажающихся в виде скальных выступов в левом борту р. Большой Жидой. На круговых диаграммах (рис. 18) отражена ориентировка трещин в пироксенитах юго-западной части массива (см. рис. 18, *г*) и в гранито-гнейсах, отстоящих от пироксенитового массива на различном расстоянии.

Выявляются два общих максимума, соответствующих крутопадающим трещинам северо-западного и северо-восточного простирания. Эти трещины характеризуют общий тектонический план района, так как отражают основные направления крупных разрывных и складчатых структур Присаянья. Вместе с тем диаграммы заметно отличаются по рисунку: имеет место переход от сплошного пояса (*а*) к прерывистому (*б*) и, наконец, к отдельным изолированным максимумам (*в*). В связи с этим можно предположить, что крутопадающие трещины различного

простираются, создающие сплошной симметричный пояс по периферии диаграммы *a*, характерны только для пород, примыкающих к пироксенитовому массиву. В удалении от него на 0,5 км их роль падает, а на расстоянии 1,5 км они вовсе не проявлены. Таким образом, появление мелких трещин в ближайшем обрамлении массива, по-видимому, обусловлено внедрением пироксенитовой магмы и механическим воздействием ее на раму.

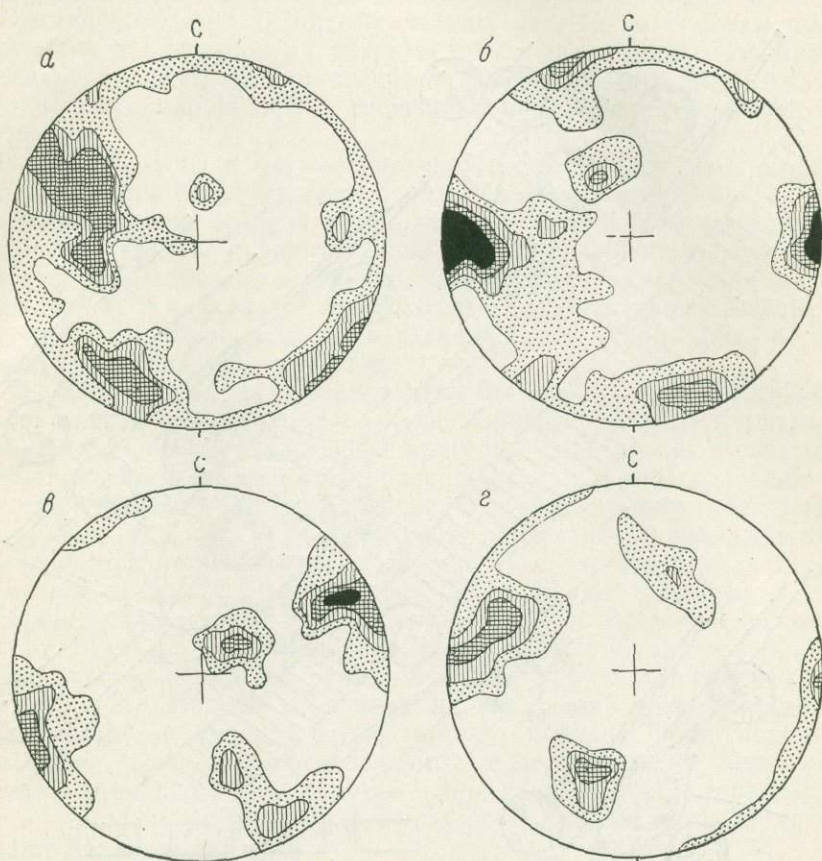


Рис. 18. Диаграммы ориентировки трещин в породах Большежидойского массива и во вмещающих его породах

Гранито-гнейсы: *a* — 0,2 км от контакта с массивом, 157 измерений, изолинии: 2—4—6%; *б* — 0,5 км от контакта с массивом, 170 измерений, изолинии: 2—5—7—10%; *в* — 1,5 км от контакта с массивом, 125 измерений, изолинии: 2—5—7—10%. Пироксениты массива: *г* — 50 измерений, изолинии: 1—3—5%

Посткарбонатитовая тектоника выразилась в унаследовании раннего структурного плана и проявилась в широком развитии дизъюнктивов северо-восточного и северо-западного простирания. Массив оказался разбитым на ряд блоков, смещенных по поперечным нарушениям относительно друг друга. Наличие расланцевания и трещиноватости вдоль тектонических нарушений обусловило интенсивное выветривание пород и образование линейной коры выветривания. Это обстоятельство при речной эрозии способствовало формированию в северной части массива резко расширенной (до 800—1000 м) долины р. Большой Жидой, ширина ее за пределами массива обычно не превышает 70—100 м.

Суммируя результаты изучения трещиноватости в породах всех четырех массивов, отметим следующее:

1. Для магматических пород Нижнесаянского и Большетагнинского массивов характерно наличие нетектонических, преимущественно кру-  
 тых и вертикальных трещин различного простирания, что отражается  
 на круговых диаграммах в виде симметричного пояса максимумов по  
 их периферии (см. рис. 16, 17, 19). Появление трещин этого типа  
 связано с локальными деформациями, возникшими в ходе внедрения  
 магматических расплавов.

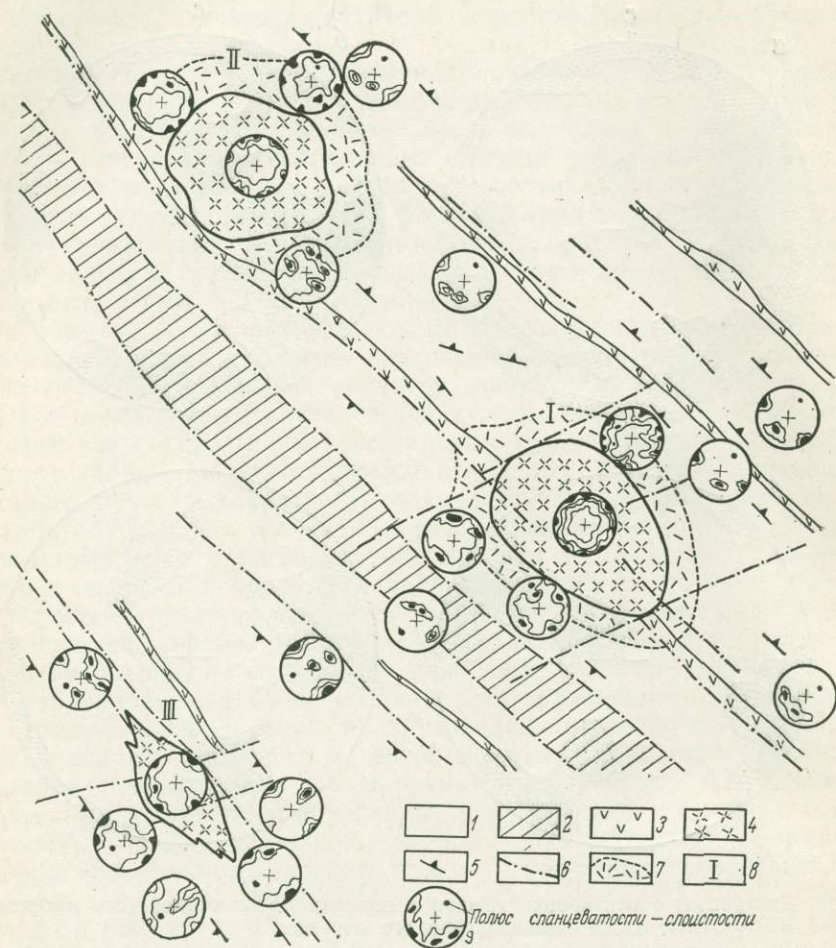


Рис. 19. Схема развития трещиноватости в щелочно-ультраосновных массивах Восточного Саяна и во вмещающих их осадочно-метаморфических породах

1 — протерозойские сланцы и песчаники; 2 — протерозойские (кембрийские?) конгломераты; 3 — габбро-диабазы; 4 — комплекс ультраосновных-щелочных пород и карбонатиты; 5 — элементы залегания сланцеватости — слюистости; 6 — тектонические нарушения; 7 — ореол вторичной (наложенной) трещиноватости; 8 — массивы: I — Нижнесаянский, II — Большетагнинский, III — Верхнесаянский; 9 — круговые диаграммы трещиноватости

2. В магматических породах Верхнесаянского и Большежидойского массивов хотя и развиты нетектонические трещины вышеуказанной ориентировки, но не настолько широко. Это находит выражение в отсутствии сплошного пояса максимумов на круговых диаграммах (см. рис. 15, 18, 19).

3. Трещиноватость постмагматических карбонатитовых образований трех массивов рассматриваемого района имеет свою специфику и

отличается от трещиноватости магматических пород. Тенденция к образованию пояса крутопадающих трещин имеется только для ранних кальцитовых карбонатитов Нижнесаянского и Большетагнинского массивов, так как на развитие деформаций в них сказалась трубчатая форма тел.

Поздние кальцитовые и анкеритовые карбонатиты, завершающие формирование массивов, характеризуются исключительно тектонической трещиноватостью. В них проявлены отдельные системы трещин, образующие на диаграммах разрозненные максимумы. Заложение их обусловлено региональными деформациями в связи с подвижками по тектоническим нарушениям северо-западного и северо-восточного простирания.

Таким образом, в рассматриваемых массивах от ранних образований к поздним четко проявлено различие в характере и ориентировке трещиноватости, которое выражается в постепенном уменьшении и исчезновении крутых и вертикальных трещин различного простирания, что отражает изменение условий и механизма формирования массивов от ранних этапов к поздним: происходит смена локальных деформаций, вызванных давлением магмы, на региональные деформации, появляющиеся при движении по разломам.

Трещины в осадочно-метаморфических породах образуют обычно три или четыре системы, определенно ориентированные относительно осей складок. Они отражаются на круговых диаграммах соответствующим числом четких максимумов, расположенных в зоне проекции плоскости сланцеватости, это доказывает их региональную тектоническую природу. Как правило, все эти системы представлены ровными прямолинейными трещинами скола протяженностью от нескольких десятков сантиметров до 5 м и иногда более. Преобладают трещины не более 3 м. Значительно реже отмечаются короткие (до 0,5 м) неровные трещины разрыва пологого падения, выполненные кварцем. Удельная трещиноватость пород варьирует от 5 до 20—30 на 1 м (в среднем 10—15 трещин на 1 м). Вблизи тектонических нарушений трещины, генетически связанные со складчатостью, обычно подновляются, появляются также новые трещины, обусловленные подвижками по нарушениям. Густота трещин около них заметно возрастает. Новообразованные трещины в основном характеризуются пологим падением, среди них преобладают трещины разрыва.

В зоне непосредственного обрамления Нижнесаянского и Большетагнинского массивов также отмечается увеличение в 1,5—2 раза удельной трещиноватости пород (40—50, иногда до 100 трещин на 1 м) за счет появления круто- и вертикальнопадающих мелких разрывов. На круговых диаграммах это выражается в том, что по их периферии увеличивается число максимумов, образующих симметричный пояс. В удалении от массивов количество крутопадающих трещин постепенно убывает, что обуславливает нарушение поясового рисунка диаграмм, пояс становится прерывистым или распадается на изолированные максимумы. Таким образом, вокруг Нижнесаянского и Большетагнинского массивов развиты наложенные (вторичные) трещины кругового и вертикального падения. Ширина ореола такого рода трещин составляет 200—500 м (см. рис. 19). Подобная трещиноватость в породах, окружающих Верхнесаянский и Большежидойский массивы, проявлена весьма слабо или совсем отсутствует: диаграммы, построенные для пород непосредственного обрамления этих массивов, не обнаруживают четкого поясового строения; лишь в некоторых из них проявлена тенденция к образованию пояса максимумов.

**Текстуры и структуры карбонатитов.** Предметом специальных исследований они не служили и рассматривались главным образом фрагментарно при изучении карбонатитовых массивов различных провинций

мира (Williams, 1952; Garson, 1955; Fawley, 1955; Smith, 1956; Гинзбург, Пожарицкая и др., 1958; Вологовская, 1958; Эпштейн, 1959; Фролов, 1960, 1966; Егоров, 1964; Кухаренко и др., 1965; Жабин, 1966, 1967; Ланда, 1969, Капустин, 1966, 1971). В последние годы Л. К. Пожарицкая, В. С. Самойлов (1972) и А. Г. Жабин (1971) наиболее подробно рассмотрели текстуры и структуры карбонатитов.

Л. К. Пожарицкая на примере карбонатитов Восточного Саяна и Сетте-Дабана показала, что их ранние разновидности (I и II стадий карбонатитообразования) характеризуются преимущественно лейстовой, пегматоидной и скелетной структурой, массивной и пятнистой, реже полосчатой текстурой. Напротив, поздние карбонатиты III и IV стадий обладают существенно иными текстурно-структурными особенностями, Карбонатитам III стадии свойственны «унаследованные» структуры и структуры перекристаллизации с чрезвычайно типичной для них полосчатой текстурой. Что касается анкеритовых и доломитовых карбонатитов, то их мелкозернистые разновидности имеют гранобластовую, переходную к мозаичной и роговиковой, структуру. Обычным признаком крупнозернистых карбонатитов служит наличие большого числа пустот, стенки которых сложены кристаллами паризита, анкерита, сфалерита, альбита и кварца. Текстура пород однородная, массивная, реже нечеткополосчатая или пятнистая.

В поздних карбонатитах, в отличие от ранних, уже наблюдается псевдоморфное замещение минералов из пород субстрата, отложение новообразованных минералов и т. п. Такое резкое изменение текстурно-структурных особенностей Л. К. Пожарицкая объясняет изменением свойств раствора в связи с понижением температуры: в температурном интервале между II и III стадиями находится критическая точка раствора. По ее мнению главным фактором различия минерального состава карбонатитов, их текстур и структур является снижение температуры, значение которой для карбонатитов последовательно менялось в следующих пределах: I стадия 550—650°C, II стадия 430—520°C, III стадия 330—400°C и IV стадия 230—300°C.

А. Г. Жабин (1971) описал кальцитовые сениит-порфиры, ийолит-порфиры, карбонатитовые кимберлиты — породы с таблитчатым кальцитом магматического происхождения, так как взаимоотношения кальцита с нефелином и пироксеном, по его мнению, не оставляют сомнения в их одновременной кристаллизации. Однако, как будет показано ниже, таблитчатый кальцит нередко является псевдоморфным по пироксену, флогопиту и другим минералам, в результате избирательного метасоматоза пород субстрата. Вместе с тем А. Г. Жабин считает, что наличие таблитчатой по (0001) габитусной формы кальцита служит характерным признаком сингенетических структур карбонатитов, а большая часть других видов отражает их метаморфическую эволюцию. Это заключение будет справедливым, если первичными карбонатитами считать только их ранние типы, а все последующие разновидности — результатом их преобразования. На самом деле карбонатиты разных стадий формирования различаются составом породообразующих и рудных минералов и им свойственны свои текстуры и структуры, хотя в ряде случаев они являются унаследованными в силу метасоматического генезиса карбонатитов.

В настоящей работе текстуры и структуры рассматриваются в плане расшифровки способа образования карбонатитовых тел.

**Текстурно-структурные особенности карбонатитов.** Все текстуры и структуры целесообразно разделить на две группы: первичные (сингенетические), возникшие в процессе образования карбонатитов, и вторичные (эпигенетические), появившиеся в результате их преобразования в процессе деформации и перекристаллизации. Первичные текстуры и структуры подразделяются на группы, свойственные карбонатитам

различного способа образования, а именно: карбонатитам, возникшим метасоматическим путем, и карбонатитам, образовавшимся в ходе выполнения открытых полостей.

Первичные текстуры и структуры карбонатитов метасоматического происхождения. При образовании текстур и структур этой группы важное значение имеют минеральный состав, текстурно-структурные особенности замещаемого субстрата и степень его тектонической подготовки (трещиноватости, подробленности и т. д.), так как при метасоматозе обычно имеет место унаследование особенностей распределения минералов, их ориентировки и нередко размеров. Карбонатиты массивной текстуры образуются при метасоматозе ненарушенных или слаботрещиноватых пород. При этом нередко избирательное замещение кальцитом нефелина или калишпата в ийолит-мельтейгитах и сиенитах приводит к сохранению первоначального текстурно-структурного облика породы. Структура карбонатита обычно гипидиоморфнозернистая, призматически-зернистая, обусловлена наличием идиоморфных кристаллов пироксена и ксеноморфных зерен кальцита. Неравномерное распределение в карбонатите темноцветных (пироксена, амфибола, эгирина, слюд, оливина) или рудных минералов (пирохлора, магнетита, апатита, гематита, флюорита и др.) обуславливает вкрапленную или пятнистую текстуры пород.

При образовании карбонатитов в различной мере проявлены все формы замещения, приводящие к развитию структур графических, венцовых, разведения, реакционных, скелетных, идиоморфнозернистых, аллотриоморфнозернистых. При замещении ультраосновных-щелочных пород повышенной трещиноватости возникают характерные прожилкообразные и петельчатые текстуры, переходящие в участках развития субпараллельной трещиноватости в полосчатые. Четко полосчатые карбонатиты возникают при псевдоморфном и направленном коррозионном замещении вдоль текстурно-структурных проводников, какими являются слоистость и сланцеватость исходных пород. При этом нередко наследуется текстура замещаемого субстрата. Имеет место также сохранение кластического облика исходной породы при замещении карбонатом цемента брекчий сиенитов, ийолитов и сланцев. Вокруг обломков сиенитов появляются реакционные биотитовые оторочки. Наилучшей сохранностью в обломках брекчий обладают породы мелкозернистого строения, такие, как сланцы, фенитизированные сланцы и сиениты дайковой серии. Нефелиновые сиениты, ийолиты и мельтейгиты в обломках брекчий встречаются редко в силу очень быстрого замещения в них нефелина кальцитом.

Рост крупных, обычно резко удлиненных зерен кальцита (доломита, анкерита) контролируется трещинками, границами зерен силикатных минералов замещаемого субстрата, что определяет различную направленность лейст карбонатов и нередко приводит к образованию пегматоидных структур.

Как показала Л. К. Пожарицкая (Пожарицкая, Самойлов, 1972), пегматоидные карбонатиты характерны для образований II стадии карбонатитового процесса. Они сложены крупными пластинчатыми кристаллами кальцита, между которыми находятся подчиненные им по форме остроугольные выделения форстерита, диопсида и магнетита. Такого типа карбонатиты характерны для внутренних частей жилообразных тел Нижнесаянского и Верхнесаянского массивов.

Первичные текстуры и структуры карбонатитов, образованных при выполнении полостей. Эта группа текстур и структур менее распространена, особенно на ранних стадиях образования карбонатитов. Заполнение минералами открытых трещин в подробленных и интенсивно трещиноватых породах приводит к образованию прожилковых, полосчатых, петельчатых, брекчиевых и брекчие-



видных текстур с формированием нередко крупных штокверковых зон или зон и трубок брекчий, в которых обломки магматических и осадочно-метаморфических пород цементируются карбонатом. Карбонатит при этом характеризуется идиоморфнозернистой, аллотриоморфнозернистой, порфирированной, иногда пойкилитовой, радиальнолучистой структурами. Прожилки эгирин-кальцитового карбонатита II стадии и магнезио-арфведсонит-кальцитового состава III стадии, образовавшиеся в открытых трещинах, характеризуются директивной текстурой, обусловленной нарастанием эгирина или магнезиоарфведсонита, ориентированных длинной осью зерен перпендикулярно стенкам трещины. К концу карбонатитового этапа, когда происходит формирование доломитовых, анкеритовых и сидеритовых карбонатитов, роль процессов выполнения возрастает. Здесь появляются типичные прожилковые, петельчатые, друзовые, симметрично-полосчатые и директивные, иногда жеодовые текстуры.

Вторичные текстуры и структуры. В этой группе объединены текстуры и структуры, образовавшиеся в результате дробления, смятия или перекристаллизации карбонатитов. При перекристаллизации, в силу высокой пластичности карбонатного материала, часто происходит перегруппировка минералов, изменение их формы и ориентировки с образованием четко полосчатых, сланцеватых, пльчатых, вихревых, очковых и будинажных текстур. При неполной перекристаллизации появляются вкрапленные, пятнистые, очково-полосчатые или полосчато-линзовидные и разнообразные бластические структуры. В результате перекристаллизации кальцита и собирания реликтовых и новообразованных темноцветных минералов в параллельные полосы, порода приобретает четко полосчатую текстуру и мелкозернистую ориентированную структуру. В связи с тем что данный процесс контролируется системой тектонических трещин, обычно наблюдается чередование полностью перекристаллизованных и неизмененных карбонатитов. При этом часто видны переходы от мелкозернистых полосчатых разновидностей через неравномерно-крупнозернистым массивным карбонатитам. В ходе бластеза характерна тенденция к упорядочению ориентировки минералов с образованием ориентированных структур по типу *B*- и *S*-тектонитов. При развитии хрупкой деформации в карбонатитах, возникающей преимущественно при взрывных явлениях, появляются просечковые, брекчиевые и брекчиевидные текстуры.

В многочисленных работах советских и зарубежных геологов часто отмечалось полосчатое строение карбонатитов. Нередко происхождение их полосчатости загадочно. Имеется множество различных точек зрения. Так, С. Вильямс (Williams, 1952), отмечая полосчатость в карбонатитах, образующих пробку в жерле потухшего вулкана Торор, считает, что она обусловлена явлениями течения в процессе их формирования, а также указывает на наличие вторичной линейности в зонах тектонических нарушений. М. Гарсон (Garson, 1955) в карбонатитах Малави описывает три типа полосчатости: 1) полосчатость магматического течения, лучшим доказательством которой он считает параллельность вытянутых кристаллов темноцветных и рудных минералов и ксенолитов фенита, 2) полосчатость в связи с местным течением карбонатного вещества при внедрении в карбонатит даек фойяита и 3) полосчатость, обусловленную дислокациями карбонатита; последняя, по его мнению, проявлена локально и имеет подчиненное значение.

Такой трактовки генезиса полосчатости карбонатитов придерживается целый ряд зарубежных исследователей. В частности, А. Фаули и Т. Джеймс (Fawly, James, 1955) полосчатость карбонатитов массива Мбея рассматривают как результат магматического течения карбонатной магмы. Некоторые советские геологи также допускают возможность образования карбонатитов в результате инъекции магматического рас-

плава или вязкой карбонатной массы (Егоров, Сурина, 1970; Егоров, 1964; Жабин, 1966, 1967<sup>1,2</sup>). Именно таким механизмом А. Г. Жабин объясняет возникновение трахитоидных, флюидално-вихревых текстур в дайковых и камерных телах карбонатитов некоторых районов Маймеча-Котуйской провинции. Большинство советских геологов считает карбонатиты пневматолито-гидротермальными образованиями и появление в них полосчатости связывает с процессом их перекристаллизации в условиях ориентированного давления (Редкометальные карбонатиты, 1958; Мотычко, 1959; Волотская, 1958; Каледонский комплекс..., 1965).

Карбонатиты характеризуются большим разнообразием минерального состава и текстурно-структурных особенностей. Детальные геолого-структурные исследования, проведенные автором на карбонатитовых массивах Восточного Саяна, позволяют выделить метасоматический и тектонический типы полосчатости. Первый тип полосчатости образовался при карбонатном метасоматозе различных пород; второй возник в результате тектонических деформаций, здесь можно выделить: 1) полосчатость перекристаллизации, обусловившую минеральные преобразования и приведшую к появлению новых минеральных типов карбонатитов и 2) полосчатость пластического течения карбонатитов без их минерального преобразования (Фролов, 1966).

Метасоматическая полосчатость. Направленное метасоматическое замещение, контролируемое сланцеватостью или системой сближенных параллельных трещин, приводит к образованию полосчатости (рис. 20). В зависимости от удельной трещиноватости пород, которые подвергаются замещению, появляются четко- или грубополосчатые кальцит-пироксен-флогопитовые карбонатиты, часто разобщенные участками массивных кальцитовых образований или блоками слабо карбонатизированных ультраосновных-щелочных пород.

В ряде случаев в карбонатитах наблюдалась грубая полосчатость, выраженная сменой зон различного минерального состава (зон метасоматической колонки), возникших при метасоматозе пироксен-нефелиновых пород. Как показано Л. К. Пожарицкой и Е. М. Эпштейном (1964), при этом имеет место последовательность в развитии зон — полос колонки.

- Зона 0. Пироксен-нефелиновые породы
- Зона 1. Диопсид, флогопит, кальцит
- Зона 2. Форстерит, флогопит, кальцит
- Зона 3. Флогопит, кальцит
- Зона 4. Кальцит

Такого рода полосчатость, обусловленная зональным распределением минеральных парагенезисов, является наиболее совершенным выражением метасоматоза и в связи с этим она в большинстве случаев проявлена не четко и развита весьма ограниченно.

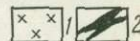
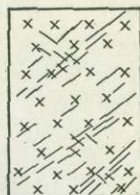


Рис. 20. Схема образования полосчатости метасоматического типа  
1 — ийолиты. 2 — карбонатиты

При метасоматическом образовании карбонатитов их текстурно-структурные особенности зависят не только от трещиноватости и первичного вещественного состава замещаемой породы, но и от особенностей ее внутреннего строения, размера минеральных зерен и т. д. Установлено, например, что при формировании анкеритовых карбонатитов за счет полосчатых амфибол-флогопит-магнетит-кальцитовых разновидностей полосчатая текстура их часто наследуется. Даже при их образовании по мономинеральным кальцитовым карбонатитам ориентированной структуры, особенно в зонах их расщепления, возникают анкеритовые карбонатиты полосчатого строения.

Полосчатость перекристаллизации. Для всех четырех массивов весьма характерен процесс перекристаллизации более ранних карбонатитовых образований. Он выражается в появлении новых зерен и минеральных агрегатов на месте обычно более крупнозернистых пород и является следствием интраминерализационной деформации. Процесс перекристаллизации начинается с образования линейных полос мелкозернистых агрегатов, приуроченных к плоскостям спайности, двойникования и к границам зерен карбоната. Некоторые минералы, особенно пироксен, оказываются неустойчивыми в условиях ориентированного давления и превращаются в амфиболы. В ходе перекристаллизации карбонатитов возникает энергетическая неоднородность поля, которая обуславливает перераспределение новообразованных минералов и приводит к образованию полосчатости. Особенно четко процесс перекристаллизации проявляется вдоль сколовых трещин, часто образующих сопряженные системы, в зоне которых карбонаты и темноцветные минералы приобретают форму вытянутых в одном направлении зерен с образованием не только полосчатости, но и четкой линейности.

В связи с тем что описываемый процесс контролируется системой тектонических трещин, обычно имеет место чередование полностью перекристаллизованных и неизмененных карбонатитов. При этом часто наблюдаются переходы от мелкозернистых полосчатых разновидностей через неравномернозернистые к крупнозернистым массивным карбонатитам. Последнее явление широко распространено в пределах Нижнесаянского карбонатитового штока. Такая полосчатость, обусловленная сменой зернистости, хорошо видна даже в практически мономинеральных разновидностях и ранее отмечалась Е. М. Эпштейном (1959) в карбонатитах Гулинского массива. Ширина полос различной зернистости 1—2 см и более. В крупных тектонических нарушениях и участках, примыкающих к ним, зоны перекристаллизации получают значительное развитие; их протяженность по простиранию достигает 1500 м при общей мощности 300—400 м.

Полосчатость пластического течения. Развита в зонах смятия и посткарбонатитовых тектонических нарушениях. Образование ее выражается в последовательном развитии двойникования, трансляционного скольжения, грануляции минеральных зерен и появлении более мелкозернистых ориентированных агрегатов без каких-либо признаков дробления и изменения вещественного состава породы. В участках наиболее интенсивных тектонических дислокаций наблюдаются явления типичного пластического течения породы. Эти явления особенно четко выражены там, где среди карбонатитов заключены блоки жестких ультраосновных-щелочных пород, которые полосчатость как бы обволакивает с образованием плейчатости (рис. 21).

По времени появления в карбонатитах различаются первичная (сингенетическая) полосчатость, возникшая одновременно с образованием карбонатита, и вторичная (эпигенетическая), связанная с последующей его деформацией. Метасоматическая полосчатость и полосчатость перекристаллизации относятся к первичной, а полосчатость, обусловленная пластической посткарбонатитовой деформацией,

к вторичной. Представляется, что при отсутствии перерыва в интраминерализационных и постминерализационных тектонических подвижках полосчатость пластического течения может являться непосредственным завершением полосчатости, возникшей в момент формирования карбонатита. В отличие от первичной, вторичная полосчатость образуется в связи с процессами, не приводящими практически к изменению минерального состава карбонатита. Нередко вторичная полосчатость развивается согласно с первичной, тем самым подчеркивая и совершенствуя ее.

Вопрос об ориентировке минералов в карбонатитах в геологической литературе детально не освещался. Различные геологи касались его в связи с рассмотрением полосчатости карбонатитов (Garrison, 1955; Фролов, 1960; Паньшин, Эпштейн, 1972; Фролов, Эпштейн, 1962; Барт и др., 1969). В 1970 г. опубликована работа Л. С. Егорова

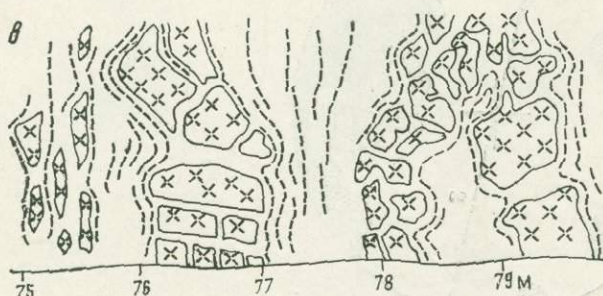
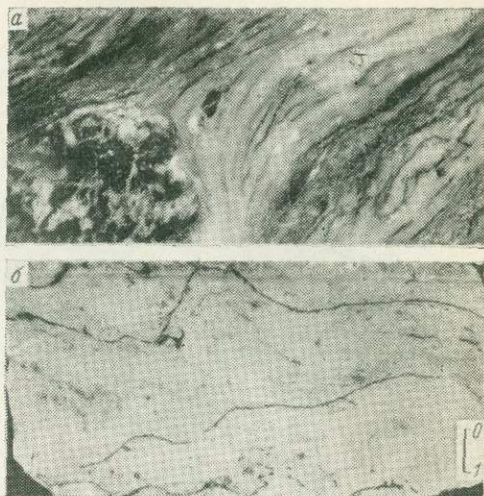


Рис. 21. Текстуры пластического течения карбонатитов  
*a* — обтекание амфибол-кальцитовым карбонатитом обломка апатит-магнетитовых пород; *б* — плейчатость в кальцитовом карбонатите, выраженная гофрировкой амфиболовых полос; *в* — обтекание биотит-кальцитовыми карбонатитами блоков сиенитов

и Н. П. Суриной о внутренней структуре карбонатитов Гулинского массива.

Существенно карбонатный состав и присутствие других одноосных минералов — апатита, флогопита и форстерита — позволяют рассматривать карбонатиты как исключительно благоприятный объект для микроструктурного анализа. В процессе детального геологического изучения массивов Восточного Саяна был выполнен микроструктурный анализ ориентированных образцов разных структурно-минералогических типов карбонатитов. Ориентировка слагающих их минералов оказалась различной либо по характеру, либо по степени совершенства.

В ориентированных шлифах производились замеры двойниковых швов (полоскостей *e*) и оптических осей кальцита и анкерита, а также оптических осей апатита; определялась ориентировка осей *c* амфиболов и плоскостей спайности (001) флогопита. В каждом шлифе измерялись кристаллографические элементы различных минералов, коли-

чество зерен которых было достаточным для последующей статистической обработки.

Ниже приводится описание типов ориентировки минералов в наиболее распространенных разновидностях карбонатитов, соответствующих четырем стадиям карбонатитового процесса (Фролов, 1966).

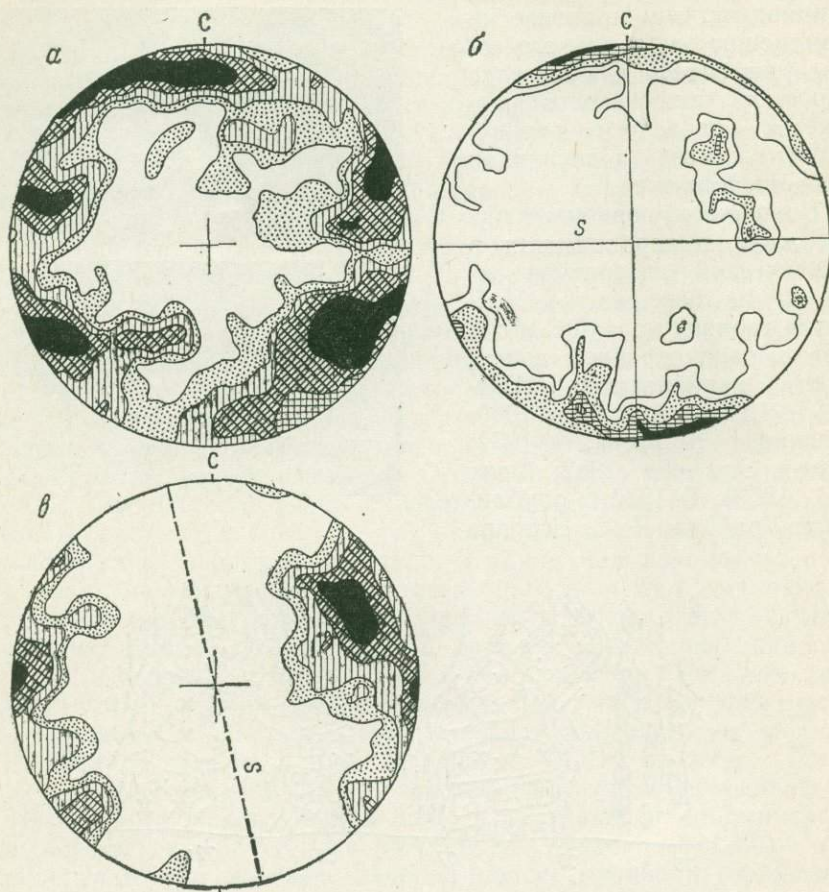


Рис. 22. Диаграммы ориентировки двойниковых швов кальцита в крупнозернистых авгит-биотит-кальцитовых карбонатитах I стадии

Двойниковые швы кальцита: а — 122 измерения, изолинии: 0,8—1,6—2,4—4,0%, шлиф 1278; б — 70 измерений, изолинии: 1,4—2,8—4,2—5,6%, шлиф 1173; в — 127 измерений, изолинии: 1,6—2,4—2,0—6,4%, шлиф 1270

Крупнозернистые авгит-биотит-кальцитовые и кальцитовые карбонатиты (I стадия), метасоматически развившиеся по ийолит-мельтейгитам, обычно отличаются отсутствием закономерностей в ориентировке минералов (рис. 22). Однако в ряде случаев внутреннее строение описываемых карбонатитов характеризуется упорядоченным расположением чешуек биотита и двойниковых швов (плоскостей *e*) кальцита. Наиболее совершенная ориентировка их отмечается в жильных телах периферической части массива. Таким образом, среди крупнозернистых авгит-биотит-кальцитовых карбонатитов различаются разновидности ориентированной и неориентированной структуры.

Диоксид-форстерит-кальцитовые и эгирин-кальцитовые карбонатиты (II стадия), характеризующиеся пегматоидной структурой, отличаются закономерной ориентировкой

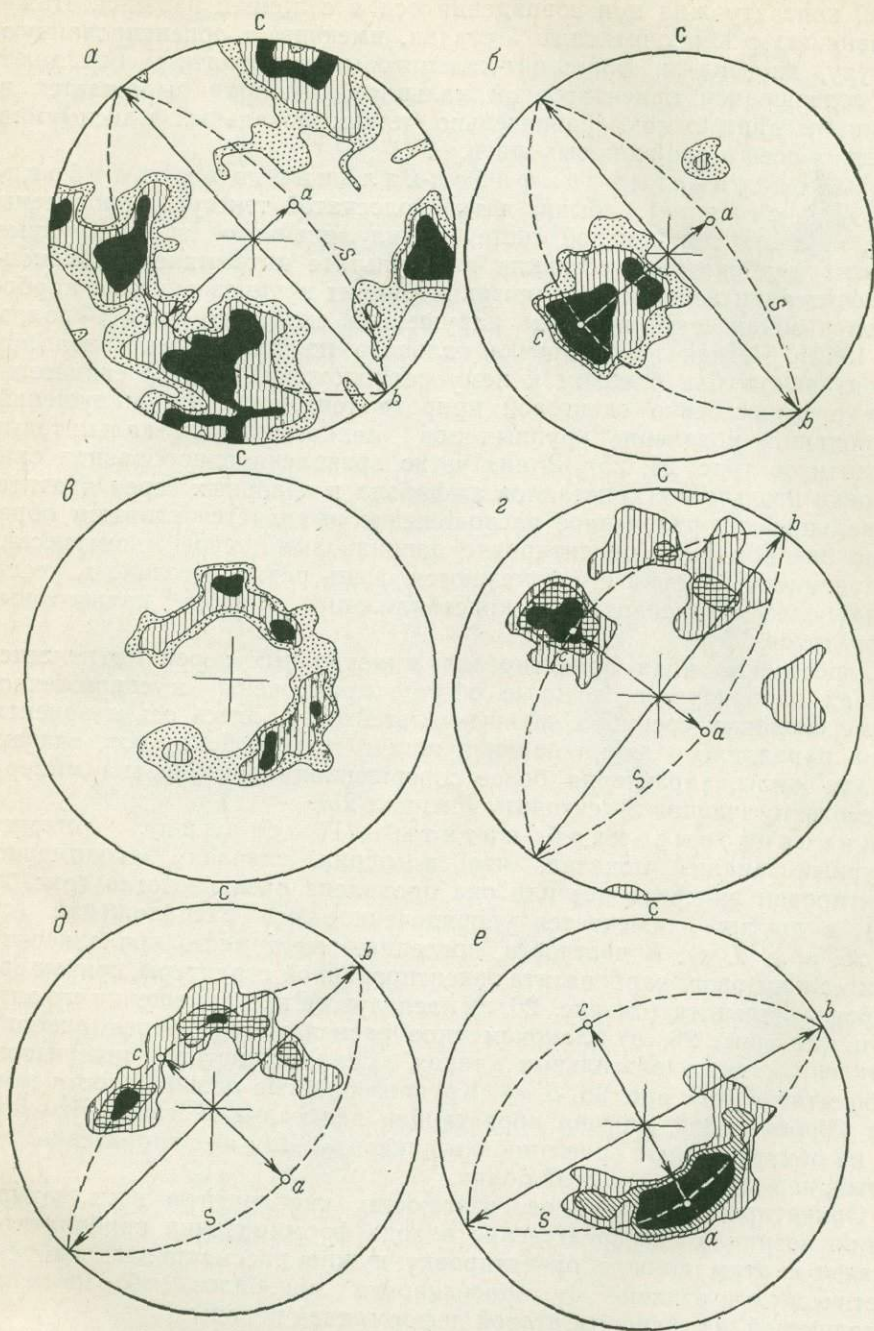


Рис. 23. Диаграммы ориентировки апатита и кальцита в пегматоидных форстерит-кальцитовых карбонатах II стадии

Двойниковые швы кальцита: *a* — 84 измерения, изолинии: 2,4—4,8—7,2%, шлиф 220/24; *г* — 100 измерений, изолинии: 1—2—3%, шлиф 1/9. Оптические оси кальцита: *б* — 83 измерения, изолинии: 3,6—7,2—12%, шлиф 220—24; *д* — 100 измерений, изолинии: 2—4—8%, шлиф 1/9. Оптические оси апатита: *в* — 146 измерений, изолинии: 2,1—4,2—7,0%, шлиф 220/24; *е* — 100 измерений, изолинии: 2—4—6%, шлиф 1/9

двойниковых швов кальцита и оптических осей кальцита и апатита (рис. 23). При этом плоскость  $S$  (плоскость  $ab$ ) оказывается параллельной контакту жил при совпадении оси  $a$  с линией падения. Даже по сравнению с карбонатами I стадии, имеющими ориентированную структуру, диопсид- и форстерит-кальцитовые карбонаты обладают более совершенной ориентировкой кальцита, которая выражается в наличии на диаграммах сравнительно четких локальных максимумов оптических осей и двойниковых швов.

Мелкозернистые амфибол-кальцитовые карбонаты (III стадия), обычно четко полосчатой текстуры, проявлены в виде крупных тел и целой системы жил линейного типа. Крупные тела этих карбонатов возникли в результате интраминерализационной деформации и перекристаллизации ранних крупнозернистых карбонатов в зонах тектонических нарушений сколового типа (Фролов, 1960, 1962). Четкая ориентировка кальцита по типу  $B$ -тектонита при горизонтальном или близком к нему расположении оси  $a$  свидетельствует о существенно сдвиговой природе тектонических нарушений, обусловивших появление крупных зон мелкозернистых кальцитовых карбонатов (рис. 24, 25). В них четко проявлена однообразная ориентировка игольчатых кристаллов амфибола и овальных зерен апатита. Для кальцита упорядоченное расположение выявляется главным образом по закономерной ориентировке двойниковых швов и оптических осей; удлиненные зерна его отмечаются очень редко и только в участках наиболее интенсивной перекристаллизации ранних кальцитовых карбонатов.

Существенно иная ориентировка минеральных зерен отмечается в жилах карбонатов, которые обычно приурочены к сопряженной системе сколовых трещин в ийолит-мельтейгитах. Здесь ось  $a$  ориентирована параллельно линии падения жил и для карбонатов, слагающих эти жилы, характерна более совершенная ориентировка минералов, соответствующая  $S$ -тектониту (см. рис. 25).

Анкеритовые карбонаты (IV стадия). Микроструктурный анализ показал, что в одних случаях закономерной ориентировки анкерита нет или она проявлена очень нечетко (рис. 26,  $a, б$ ), в других — отмечается упорядоченное его расположение (см. рис. 26,  $в, г, д, е$ ). В частности, последнее имеет место при анкеритизации кальцитового карбоната ориентированной структуры, причем ориентировка кальцита (см. рис. 26,  $г$ ) наследуется при замещении его анкеритом (см. рис. 26,  $в$ ). Закономерное расположение зерен анкерита проявлено также в жильных телах мелкозернистых анкеритовых карбонатов (см. рис. 26,  $д, е$ ). Крупнозернистые разновидности этого типа карбонатов, обычно образующие центральные части крупных тел, не обнаруживают ориентировки анкерита. Для них характерен массивный, нередко кавернозный облик.

Ориентировка минералов, слагающих карбонаты всех четырех стадий, возникла непосредственно в ходе формирования карбонатов. В связи с этим данную ориентировку нужно рассматривать как сингенетическую в отличие от ориентировки минералов, обусловленной последующей посткарбонатитовой деформацией породы.

Карбонаты в зонах тектонических нарушений и расланцевания обладают самой совершенной, часто линейной ориентировкой минералов и отвечают типичным  $S$ -тектонитам (рис. 27). Для игольчатых, листоватых и столбчатых минералов (амфибола, пироксена, апатита, флогопита) эта ориентировка отчетливо наблюдается макроскопически. Под микроскопом кальцит и анкерит обнаруживают упорядоченность расположения вытянутых чечевицеобразных зерен.

Высокая степень ориентированности внутренней структуры карбонатов не является спецификой восточно-сянских массивов. Об этом

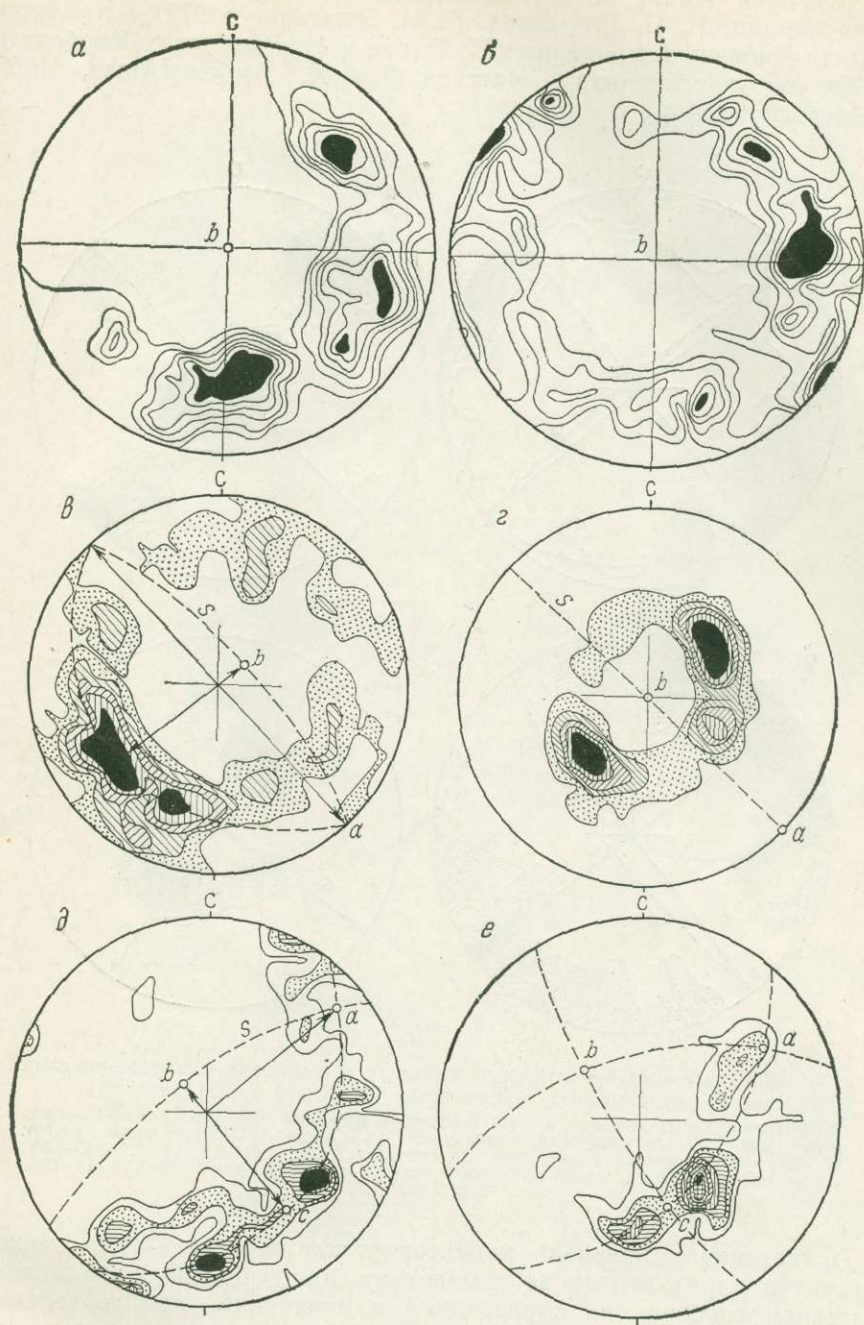


Рис. 24. Диаграммы ориентировки кальцита в мелкозернистых амфибол-кальцитовых карбонатах III стадии (зоны перекристаллизации)

Двойниковые швы кальцита: а — 150 измерений, изолинии: 0,7—1,4—2,1—2,8—3,5—4,2%, шлиф 1103; б — 158 измерений, изолинии: 1,2—2,4—3,6—4,8—6,0%, шлиф 1207; в — 63 измерения, изолинии: 1,6—3,2—4,8—6,4%, шлиф 1103. Оптические оси кальцита: г — 140 измерений, изолинии: 0,7—1,4—2,1—2,8—3,5%, шлиф 1103; д — 100 измерений, изолинии: 2—5—8—10—12%, шлиф 1207; е — 40 измерений, изолинии: 2,5—5,0—7,5—10%, шлиф 1103



свидетельствуют работы Е. М. Эпштейна (1959), Л. С. Егорова и Н. П. Суриной (1970) по карбонатитовым массивам Маймеча-Котуйской провинции; И. П. Паньшина, Е. М. Эпштейна (1972) — по массивам Сетте-Дабанской провинции; Т. Барта и И. Рамберга (Карбонатиты, 1966) по карбонатитам массива Фен, Х. Амбса (Ambs, 1966) по Кайзерштулю и другим массивам.

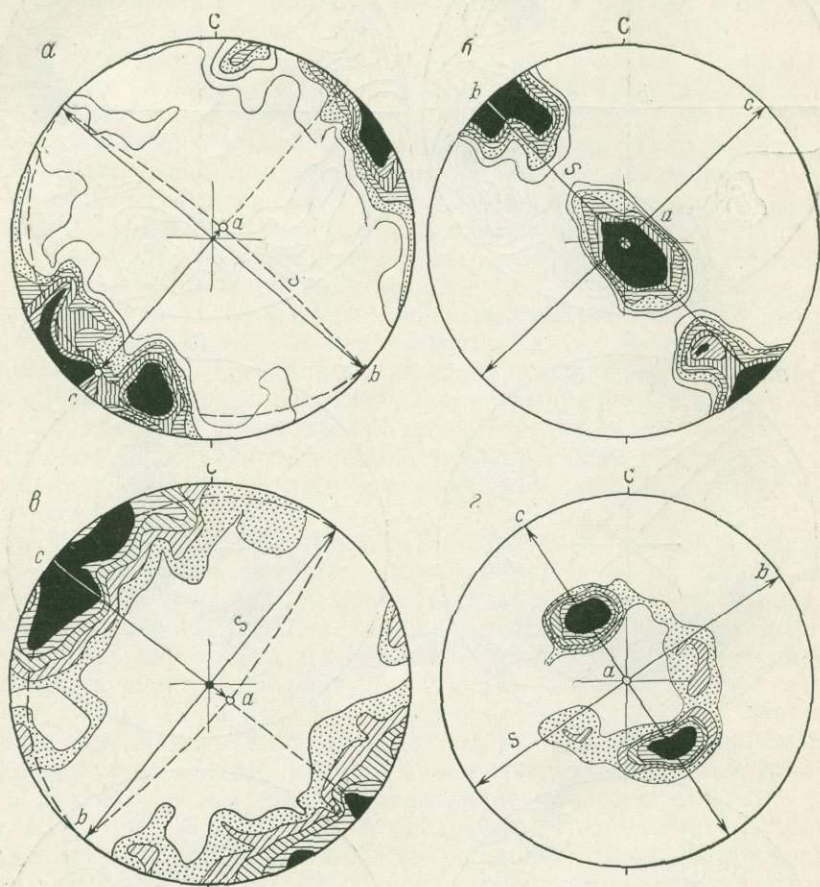


Рис. 25. Диаграмма ориентировки кальцита и амфибола в мелкозернистых амфибол-кальцитовых карбонатитах III стадии (жилыные тела)

Двойниковые швы кальцита: *a* — 110 измерений, изолинии: 0,9—1,8—2,7—3,6—4,5—5,4%, шлиф 1139; *в* — 188 измерений, изолинии: 0,5—1,5—2,5—3,5—4,5%, шлиф 1207-А; *б* — 120 измерений осей с амфибола (актинолита), изолинии: 0,8—1,6—2,4—3,2—4,0%, шлиф 1139; *г* — 100 измерений оптических осей кальцита, изолинии: 2—5—8—10—12%, шлиф 1207-А

Приведенная краткая характеристика и систематика текстур и структур карбонатитов показывает их многообразие, что является следствием способа их образования и изменения под воздействием последующих деформаций. Следовательно, правомерным будет вывод о возможности использования текстурно-структурных признаков в качестве генетических индикаторов процесса образования карбонатитов. Как текстурный признак, отражающий строение минеральных агрегатов, так и структурный, показывающий форму, размеры и взаимоотношения минеральных зерен, несут в себе информацию об условиях и способе формирования карбонатитов. Хотя оба они не всегда позволяют однозначно расшифровать механизм образования отдельных тел.

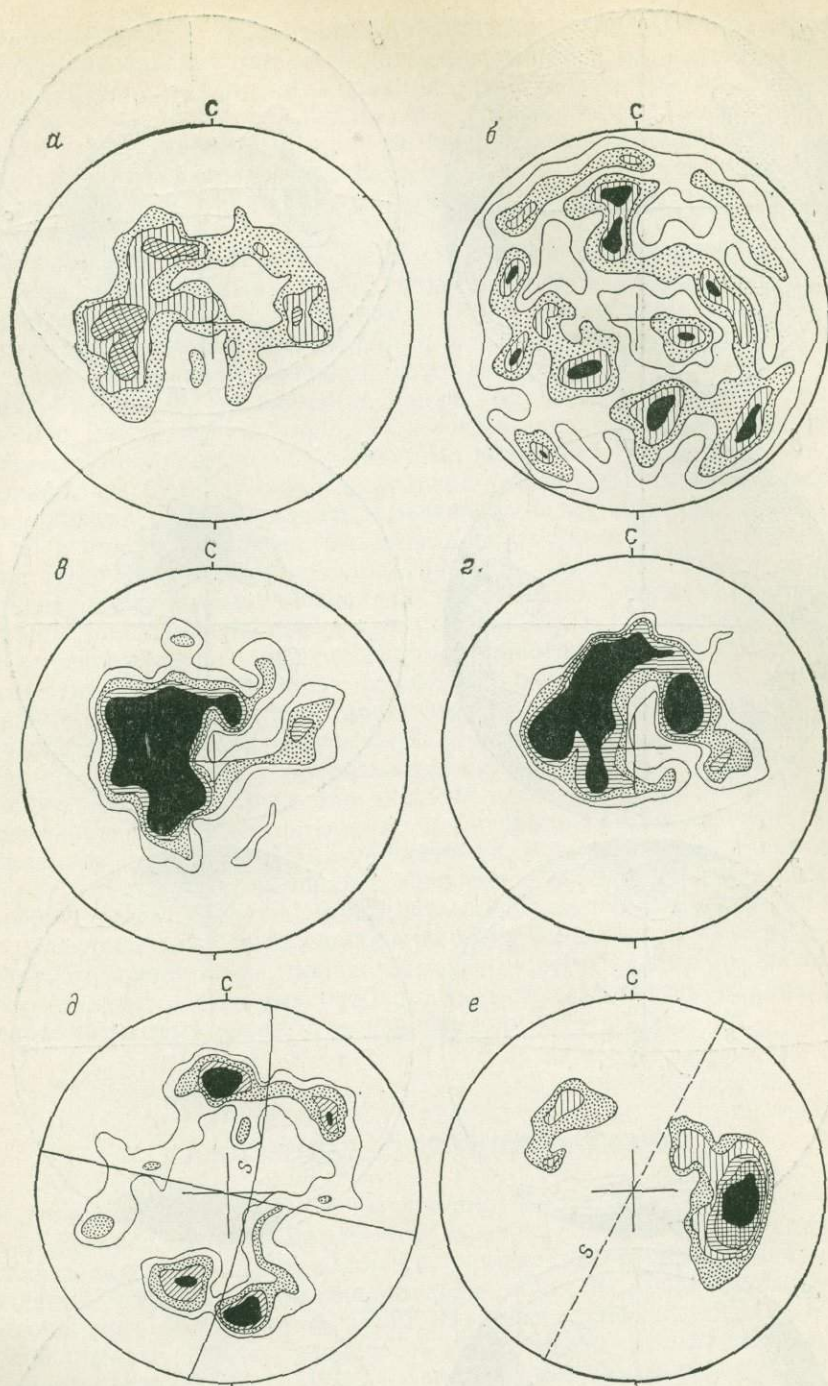
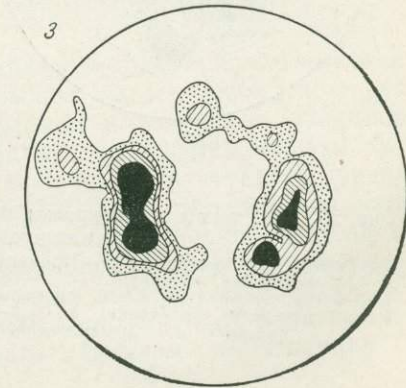
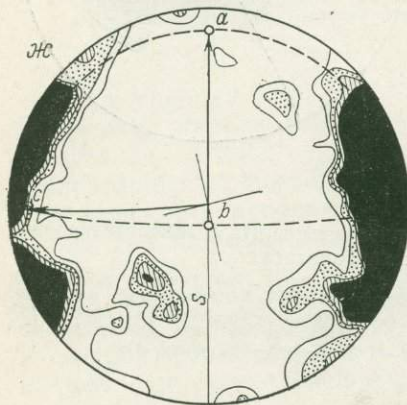
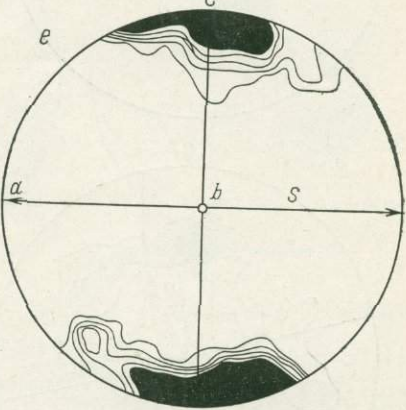
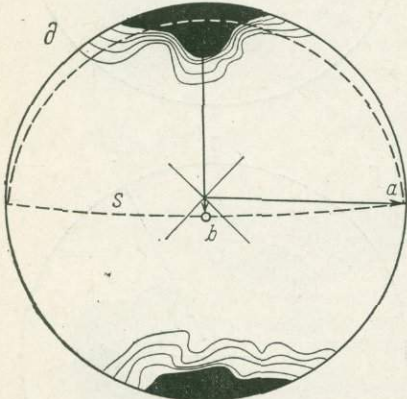
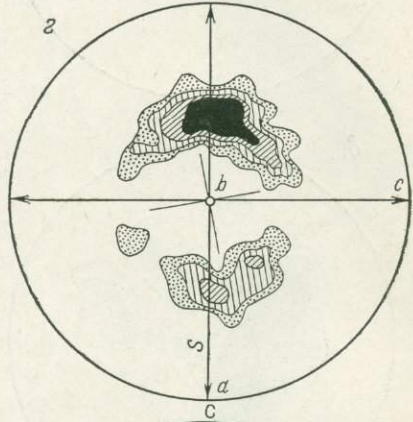
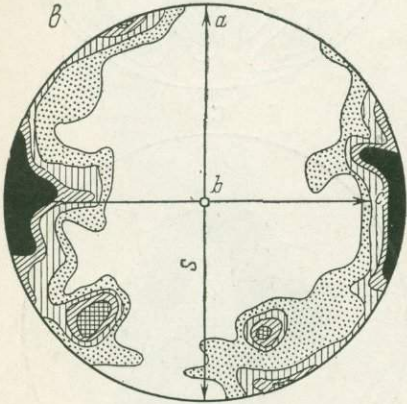
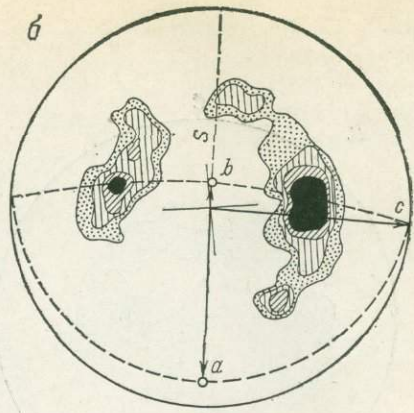
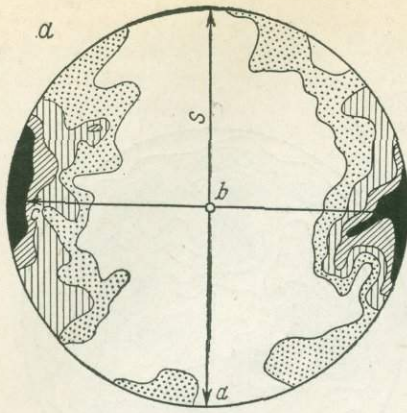


Рис. 26. Диаграммы ориентировки анкерита и кальцита в анкеритизированных кальцитовых карбонатах

Оптические оси анкерита: *a* — 126 измерений, изолинии: 1,6—3,2—4,8%, шлиф 1158; *b* — 100 измерений, изолинии: 1—2—3—4%, шлиф 1157; *в* — 100 измерений, изолинии: 1—2—3—4%, шлиф 1142; *д* — 75 измерений, изолинии: 1,3—2,6—3,9—5,2%, шлиф 1150; *e* — 126 измерений, изолинии: 1,6—3,2—6,4—9,6—14,4%, шлиф 1182. Оптические оси кальцита: *г* — 100 измерений, изолинии: 1—2—3—4%, шлиф 1142



Ориентированные структуры карбонатитов возникают при метасоматическом замещении слоисто-сланцевых пород, при интраминерализационной перекристаллизации ранних крупнозернистых карбонатитов в условиях одностороннего давления с образованием мелкозернистых полосчатых карбонатитов и при наложенных деформациях, особенно в зонах сдвиговых нарушений. В последнем случае упорядоченность минеральных зерен наиболее совершенна и обычно соответствует S-тектонитам.

Наличие карбонатитов массивной текстуры с беспорядочным расположением минеральных зерен свидетельствует об их образовании вне зон и участков тектонически напряженного поля.

Друзовая, частично брекчиевая и прожилковая текстуры отражают условия минералообразования в открытых полостях. Хотя появление двух последних в известной мере связано с метасоматическим замещением вмещающих пород. Типичными признаками метасоматических карбонатитов служат коррозионные текстуры.

Плойчатые, будиажные и сланцеватые текстуры отражают результат наложенной на карбонатиты пластической деформации. Возникают при этом и полосчатые текстуры. Однако этот наиболее распространенный тип текстур присущ всем генетическим группам. Вместе с тем в каждой группе они имеют свои особенности. В карбонатитах полостей заполнения полосчатость проявлена неравномерно и выражена нечетко, за исключением случаев частого параллельного прожилкования пород. Метасоматические карбонатиты, особенно возникающие в условиях одностороннего давления, характеризуются более четкой и выдержанной полосчатостью. Исключительно четко полосчатость выражена в карбонатитах из зон смятия, рассланцевания и тектонических нарушений сдвигового характера. Этот тип полосчатости относится ко вторичной.

Детальное изучение первичных и вторичных текстур и структур карбонатитов с учетом других геологических особенностей значительно облегчает расшифровку условий и способа их образования и тем самым способствует выяснению сложной структуры многоэтапных карбонатитовых массивов. Особое значение при этом имеют полосчатость и трещиноватость различных пород, замеры ориентировки и выделение генетических типов которых необходимы при геологическом картировании карбонатитовых полей и отдельных тел.

### ГЛАВА III

## МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ МАССИВОВ

В вопросе на механизм формирования массивов магматических пород нет единого мнения. Более того, в связи с тем что большинство геологических признаков не является однозначным в установлении происхождения массивов наметилась тенденция их игнорирования или недооценивания (Слободской, 1969). Например, резкий контакт магматической породы еще не означает ее интрузивного происхождения, так как такие контакты присущи не только внедрившимся телам, но и плутонам, возникшим в результате магматического замещения. Диагности-

Рис. 27. Диаграммы ориентировки кальцита, анкерита, апатита и флогопита в карбонатитах из зон рассланцевания

Двойниковые швы кальцита: а — 115 измерений, изолинии: 1,6—3,2—4,8—6,4%, шлиф 42; б — 100 измерений, изолинии: 1—2—3—4—5%, шлиф 1129; в — 110 измерений, изолинии: 0,9—1,8—2,7—3,6—4,5%, шлиф 1121; ж — 130 измерений, изолинии: 0,8—1,6—2,4—3,2%, шлиф 1057. Оптические оси кальцита: б — 100 измерений, изолинии: 2—4—6—8%, шлиф 42; в — 112 измерений спайности (001) флогопита, изолинии: 1,8—3,6—4,5—5,4%, шлиф 42. Оптические оси апатита: г — 112 измерений, изолинии: 1,8—3,6—5,4—9,0%, шлиф 42. Оптические оси анкерита: з — 100 измерений, изолинии: 1—2—3—4%, шлиф 1236

чески не является определенным и такой признак, как контактовые брекчии, ибо наряду с эруптивными брекчиями проявлены псевдобрекчии, образовавшиеся не в процессе механического прорыва магмой вмещающих пород, а путем замещения их по сети трещин.

Вместе с тем широко распространено мнение, что комплексы ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов слагают массивы центрального типа, представляя собой в различной степени эродированные вулканы. В связи с этим и решение вопроса о механизме их образования не вызвало особых затруднений. Считалось, что сила интрузирующей магмы приводила к заложению в кровле плутонов цилиндрических и конических трещин с последующим опусканием блоков пород при спаде интрузивного давления и заполнением магмой образовавшегося при этом пространства. В случае достижения кольцевыми и коническими трещинами земной поверхности возникала возможность прорыва магмы на поверхность.

Подобный механизм формирования интрузий центрального типа был математически обоснован Е. М. Андерсоном (Anderson, 1936). Долгое время такое объяснение удовлетворяло большинство геологов, хотя и не решало полностью проблему пространства. Работами В. А. Невского (1960, 1971), В. Н. Котляра (1970), П. Д. Яковлева (1967) показано, что существенную роль при образовании трубчатых тел играли процессы дробления в результате газовых прорывов,

Ю. А. Кузнецов (1964) считает, что при объяснении механизма образования массивов ультраосновных-щелочных пород преувеличивается роль процессов дифференциации и объясняет разнообразие состава этих комплексов вертикальной миграцией магматических очагов с переходом их из перидотитового слоя в базальтовый и выше. При этом метасоматическое воздействие летучих продуктов дегазации на ранее внедрившиеся ультраосновные породы может вызвать появление вторичных магм ийолитового и сиенитового состава с последующим внедрением их в виде штоков и даек. В условиях глубинных разломов роль продуктов дегазации велика. Поэтому Л. С. Бородин (1968) также объясняет появление щелочных серий пород воздействием глубинных щелочных эманаций на первичные ультрабазитовые массивы.

В последнее время в связи с усиленным изучением массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов появились дополнительные данные, позволяющие говорить о более сложном способе их становления. Существенное различие в механизме формирования ультраосновного-щелочного комплекса пород и карбонатитов определяет необходимость их раздельного рассмотрения.

## 1. Комплексы ультраосновных-щелочных пород

Способ формирования ультраосновных-щелочных массивов не был одинаковым на разных глубинных уровнях. Даже отдельные тела образовывались путем различных процессов. В одних случаях пространство, заполненное магмой, было подготовлено взрывами фронтально опережающих ее газов, в других — камеры и трещинные полости возникали в результате тектонических подвижек по разломам и, наконец, магма завоевывала себе пространство путем замещения толщ вмещающих пород.

Вулканический или плутонический тип магматизма определялся в каждом конкретном случае соотношением суммы факторов, из которых одни характеризовали состояние прочности кровли последнего, ближнего к дневной поверхности, магматического очага, другие — его энергию. Пока прочность кровли превосходила внутреннее магматическое давление очага, извержения магмы не было. В верхней части магматической камеры путем диффузии снизу накапливались газы, дав-

ление которых увеличивалось по мере охлаждения и кристаллизации магмы. В глубинных очагах в связи с малым температурным градиентом охлаждение и кристаллизация шли медленно, давление газов повышалось также медленно, и активный прорыв магмы в этих условиях едва ли был возможен без нарушения кровли разломами.

Следовательно, механизм образования ультраосновных-щелочных комплексов, для которых характерны глубинные магматические очаги, по-видимому, определялся не только внутренними (эруптивными), но и внешними (тектоническими) факторами, управляющими в том или ином сочетании общим ходом становления массивов, начиная с момента зарождения очага и кончая проявлением заключительных постмагматических дериватов. Масштабы и режим генерирования магматических масс, характер магмопроводящего глубинного разлома, наличие в нем камер, их размеры, структурная обстановка в приповерхностном этаже, тектонический режим в период формирования массивов — это далеко не весь перечень факторов, определяющих скорость подъема магмы, ее интрузивную силу, степень дифференциации и магматического замещения вмещающих пород.

Структурные черты, петрографические особенности рассматриваемых массивов и изменения вмещающих пород рамы отражают динамику формирования этих многофазных и сложных комплексов. Те из них, которые достигали дневной поверхности, проявились в виде типичных вулканических аппаратов. Современные извержения карбонатного пепла, лав карбонатита и нефелинита из жерла вулкана Ольдоиньо-Ленгаи — лучшее тому свидетельство. Этот вулкан, расположенный в 16 км от оз. Натрон (Танзания), еще обнаруживает признаки активности. С 1880 г. было зарегистрировано 10 извержений вулкана. На его вершине имеется два кратера: южный — потухший и северный — действующий. Последний представляет собой воронку размером по верхней кромке  $450 \times 650$  м и глубиной до 240 м. Эллиптическое жерло  $65 \times 90$  м расположено в восточной половине дна кратера; оно окаймлено шлаковыми конусами и небольшими лавовыми потоками.

Стратиграфический разрез вулканитов конуса (сверху вниз): современные натрово-карбонатитовые лавы, карбонатные пеплы, экструзии меланефелинитов, нефелинитовые туфы и агломераты, пирокласты паразитических конусов, ийолитовые туфы и агломераты с прослоями лав. В январе, июне, сентябре и октябре 1960 г. и в августе 1961 г. отмечалось излияние карбонатитовых лав, содержащих (в %):  $TiO_2$  0,10;  $Al_2O_3$  0,08;  $Fe_2O_3$  0,26;  $MnO$  0,04;  $CaO$  12,74;  $BaO_5$  0,95;  $SrO$  1,24;  $MgO$  0,49;  $Na_2O_5$  29,53;  $K_2O$  7,58;  $P_2O_5$  0,83;  $H_2O$  8,59;  $CO_2$  31,75;  $F$  2,69;  $Cl$  3,86;  $SO_2$  2.

В момент излияния, когда эти потоки удавалось наблюдать, они были черные, а через два-три дня они побелели. В минеральном составе лав преобладает неизвестный сложный карбонат, образующий кристаллы размером до 1,5 мм. В 1966 г. вулкан Ольдоиньо-Ленгаи вновь ожил и выбросил огромное количество карбонатного пепла. Среди обломков также отмечались ийолит-мельтейгиты, фениты, севиты, волластонитовые и баритовые пирокласты (Карбонатиты, 1969).

Анализ строения и состава образований, слагающих древние вулканические жерла и конусы Напака, Тороро, Мбея, Керимаси и др., указывает на длительный и многофазный процесс их формирования, включавший периоды максимальной активности и относительного покоя. Это привело к появлению стратифицированных вулканогенных толщ, окружающих вулканы и представленных переслаивающимися туфами, туфобрекчиями, агломератами, лавами фонолитов, нефелинитов, меланефелинитов, меймечитов, авгититов. Периоды закупорки жерловин сменялись взрывами, дроблением заполняющего их субстрата и вмещающих пород и последующей цементацией поднимающейся магмой.

Часть ее проникала по системе радиальных и кольцевых трещин с образованием цилиндрических и конических даек щелочных и ультраосновных пород. Многократные взрывы, наряду с дроблением ранних эруптивных брекчий, привели к разработке жерловины путем взламывания и обрушения стенок, что обусловило чрезвычайно разнообразный состав обломков. Жерла с вулканической брекчией постепенно сменяются на глубине типично экструзивными и интрузивными образованиями.

Если в таких малоэродированных массивах, как Ондуракоруме, Чилва, Тундулу, вулканические брекчии слагают значительные площади, то на более глубоких уровнях эрозионного среза (Луэш, Окорусу, Нкомбви, Фен, Палабора, Шпитцкоп и др.) они отсутствуют полностью (см. рис. 7). Здесь уже в магматических телах обычны трахитоидные, вихревые и другие текстуры, свидетельствующие о течении магматического расплава; иногда происходит взламывание верхних затвердевших кромок с образованием эруптивных брекчий.

Механизм становления массивов плутонического типа может быть показан на примере Восточно-Саянской провинции. Формирование магматического комплекса пород Нижнесаянского массива было сложным и происходило на раннем этапе с участием процесса заполнения пироксенитовой магмой камеры, возникшей в плоскости основного северо-западного разлома при перемещении блоков пород по поперечным разломам северо-восточного простирания. Сочетание факторов инъекции, прорыва (взламывания) и замещения можно видеть в пространственно разобщенных участках Верхнесаянского массива. Здесь в одних случаях отчетливо фиксируются признаки внедрения сиенитовой магмы в открытые, секущие сланцеватость трещины с образованием даек сиенит-порфиоров трахитоидной текстуры, нередко с типичными сводовыми, вихревыми узорами. В ряде случаев возникают комбинированные рисунки текстур при участии секущего и послонного инъекционирования.

Во времени и пространстве с внедрением щелочной магмы сопряжены явления магматического и метасоматического замещения пироксенитов и вмещающих их сланцев. Так, ийолитизация и сиенитизация сланцев отмечаются в области юго-западных экзоконтактов Нижнесаянского и Верхнесаянского массивов, не говоря о широком проявлении внутри них ийолитизации пироксенитов и сиенитизации ийолитов. Процессы магматического замещения, по-видимому, сопровождались явлениями реоморфизма. Например, в зоне непосредственного контакта Африкандского массива имели место реоморфизм фенитизированных гнейсов и образование палингенных сиенит-аплитовых жил, рассекающих фениты и породы краевой части массива (Каледонский комплекс, 1965). Совершенно справедливо отмечает Л. С. Бородин, что далеко не всегда концентрические зоны нефелин-пироксеновых пород вокруг ядер ультрабазитов представляют собой интрузивные образования, часто они имеют метасоматическую природу. Это лишний раз подчеркивает сложный механизм формирования комплексных массивов ультраосновных-щелочных пород.

Интрузивное давление и газовые взрывы, помимо образования эруптивных брекчий, проявлялись также в воздействии на раму массивов, что отражено в виде задиранья слоев осадочных пород непосредственного их обрамления (Бор-Урях, Ингилийский, Одихинча) или образования ореолов трещиноватости вокруг массивов (Нижнесаянский, Большетагнинский). Возникает вопрос: можно ли хотя бы приблизительно количественно оценить величину давления при формировании массивов ультраосновных-щелочных пород? Строгое решение поставленной задачи в свете теории упругости невозможно, так как прорываемая толща вмещающих пород весьма неоднородна, как и сами интрузивные комплексы, на которые позже накладываются карбонатиты. Ориентировочно общее интрузивное давление может быть определено

на основании анализа деформации пород кровли, в частности на примере тех массивов, где проявлено задиране или куполовидное поднятие вмещающих пород кровли. Таким наиболее изученным массивом является Ингилийский. По данным А. А. Ельянова (1968 г.), он характеризуется следующими параметрами: высота куполовидного поднятия осадочно-метаморфических пород юдомской свиты 2250 м и диаметр куполовидного поднятия 9000 м.

Отсутствие куполовидных поднятий вмещающих пород над карбонатитовыми штоками исключает возможность аналогичной оценки давления. Представление о давлении, имевшем место в ходе их образования, может быть получено исходя из учета суммарной напряженности пород, определяемой их относительной «пустотностью» (Крейтер, 1956). Эта «пустотность», измеряемая пространством, занятым карбонатитом, является функцией суммарного действия всестороннего и ориентированного давления в момент карбонатитообразования. Измерение объемов, занятых карбонатитами на трех участках Нижнесаянского массива, позволило рассчитать пустотность вмещающих их ийолитов, равную 5,6—14,7%. Если учесть роль метасоматического замещения при образовании карбонатитовых жил, то пустотность ийолитов снизится, что соответственно повлечет за собой уменьшение величины давления.

## 2. Карбонатиты

Карбонатиты представляют собой весьма специфические образования. На их генезис существует несколько точек зрения. Одни геологи рассматривают карбонатиты как существенно метасоматические образования (Гинзбург, Элштейн, 1968; Пожарицкая, Самойлов, 1972; Кухаренко и др., 1965; Фролов, 1966; King, 1960; Larsen, 1942), другие — как инъекции расплава или вязкой карбонатной массы (Егоров, 1970; Жабин, 1966, 1967; Ecker mann, 1963; Garson, 1955, 1956; Williams, 1952 и др.). Некоторые исследователи допускают возможность формирования как инъекционных, так и метасоматических карбонатитовых тел (Бородин, 1966; Капустин, 1971).

Представляется, что карбонатиты, как и большинство эндогенных геологических тел, характеризующихся определенной формой, образовались при решающей роли зон трещиноватости, брекчирования, кальдер опускания, трубок взрыва, жерловин и т. д., являющихся главнейшими факторами в транспортировке, распределении и локализации карбонатитового вещества. Процессы выполнения полостей сопровождались в той или иной степени метасоматическим замещением вмещающих пород. Несмотря на наличие многих общих черт карбонатитовых тел различных массивов и провинций, отмечают особенности их строения и состава в зависимости от глубины формирования, структурной позиции, типа замещаемых пород и т. д. Так, строгая приуроченность большинства африканских комплексов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов непосредственно к зонам растяжения рифтового типа обусловила проявление их на дневной поверхности в виде вулканических аппаратов и определила тем самым скоротечность процесса карбонатитообразования в условиях открытых кольцевых и трубчатых (жерловых) структур. Таковы широко известные штоки или пробки Мбея, Тороро, Напак, вулканические конусы из лав, туфов и агломератов Северной Танзании.

В интрузивных массивах участки максимального дробления и трещиноватости наиболее благоприятны для проникновения углекислых растворов. Здесь, как правило, наиболее полно сочетается выполнение пустот и метасоматическая переработка обломков или сильно трещиноватых блоков пород. Так, на Верхнесаянском массиве в первую очередь подвергались заполнению и переработке растворами интенсивно трещи-



новатые и дробленые дайки нефелиновых сиенитов, залегающие среди слабо трещиноватых слюдястых сланцев, которые испытывали, в отличие от сиенитов в основном пластическую деформацию (см. рис. 21). Эти дробленые дайки сиенитов явились для растворов подводящими каналами и основными локализаторами процессов выполнения пустот и метасоматического замещения.

Соотношение масштабов проявления синхронно протекающих процессов метасоматоза и выполнения трещинных полостей определяется особенностями структурной подготовки вмещающих пород и давлением, определяемым ориентировкой осей напряжения и глубиной в момент формирования карбонатитов. Наиболее полно оба процесса будут протекать в участках дробления и трещиноватости пород, минерализация которых происходила в обстановке общего растяжения в условиях вертикально ориентированного силового воздействия. В таких условиях возникают крупные штоки, кольцевые и радиальные трещинные тела карбонатитов.

При тектонических подвижках, нередко обновляющих зоны залеженных карбонатитами разломов древнего заложения, значительные участки ранних карбонатитов оказываются в условиях сжатия, подвергаются перекристаллизации и пластической деформации. По-видимому, с глубиной в соответствии с общей структурной зональностью земной коры роль процессов выполнения будет падать при возрастании масштабов перекристаллизации и инфильтрации растворов по порам и тончайшим трещинам. Тогда как процессам выполнения существенная роль принадлежит в приповерхностных условиях, где наряду с крупными тектоническими нарушениями проявлены трубки взрыва. Кульминационного значения способ заполнения открытого пространства достигает в условиях вулканических аппаратов — жерловин и кальдер опускания. В ряде случаев в литературе описываются явления, убедительно свидетельствующие о том, что в открытые трубчатые и трещинные полости происходило внедрение карбонатного расплава или пластическое нагнетание карбонатитового материала (Жабин, 1965—1967<sub>1</sub>).

Таким образом, в пределах отдельных массивов рассматриваемого типа могут сочетаться процессы перекристаллизации, метасоматоза и выполнения открытых полостей, происходящие нередко в течение одной стадии, но в различных по характеру тектонической напряженности участках (как в плане, так и по вертикали). Отсутствие интраминерализационных тектонических подвижек создает сравнительно изотропный план напряженности и обуславливает более или менее равные условия минерализации, практически полностью определяемые предкарбонатитовыми трещинными структурами, что выражается в однообразии как вещественного состава, так и текстурно-структурных особенностей карбонатитов.

Необходимо отметить следующее: образование трубок карбонатитовых брекчий, наблюдаемых в ряде массивов, может быть связано как с тектоническим фактором, обуславливающим резкое падение давления в ходе карбонатитообразования, так и с взрывами газовых смесей, подобно формированию кимберлитовых брекчий (Ковальский и др., 1969). Возможность таких взрывов вероятна, особенно при участии водорода, окиси углерода, метана и других углеводородов, присутствие которых фиксируется С. В. Соколовым в газово-жидких включениях в минералах карбонатитов.

Карбонатиты перекристаллизованного и метасоматического происхождения распознаются без особых затруднений, а диагностика образований, возникших в процессе выполнения открытых полостей или участков дробления и брекчирования пород, представляет часто нелегкую задачу. Карбонатитовые жилы с типичными признаками выполнения встречаются редко и, как правило, появляются в заключительные

стадии гидротермального процесса. В этих случаях можно видеть ориентированные, друзовые и кокардовые текстуры жильного существенно кальцитового или анкеритового (доломитового) выполнения с примесью флюорита, гематита и сульфидов. В более ранних жильных карбонатах такие признаки макроскопически не улавливаются.

Противоречивость мнений о способе образования карбонатов может быть показана на примере гулинского вулcano-плутонического

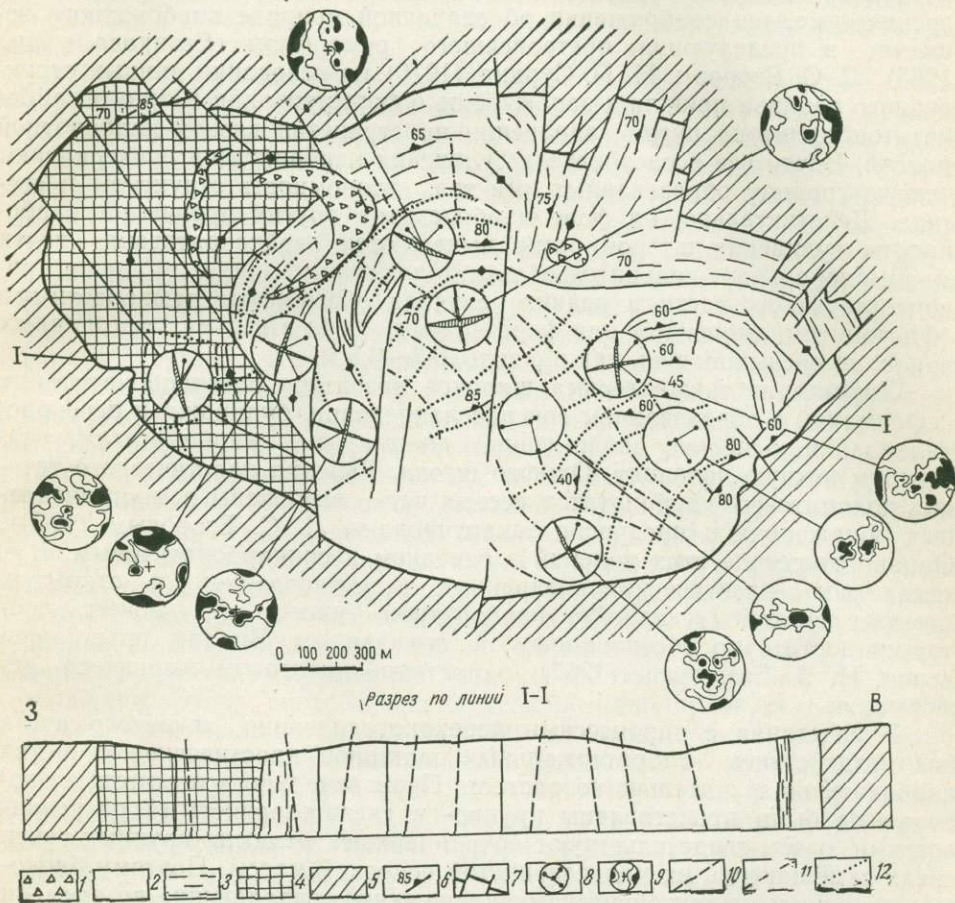


Рис. 28. Структурная схема Южного карбонатитового штока Гулинского вулcano-плутонического комплекса. Составили А. А. Фролов и В. О. Вальков с использованием материалов Е. М. Эпштейна и Л. С. Егорова

1 — штаффелитовая брекчия; 2 — доломитовые карбонатиты; 3 — мелкозернистые кальцитовые карбонатиты; 4 — крупнозернистые кальцитовые карбонатиты; 5 — хатангиты, слюдоносные пироксениты, мельтейгиты и другие измененные породы; 6 — полосчатость; 7 — нарушения; 8 — ориентировка осей деформации (заштрихованы плоскости, отвечающие трещинам скалывания); 9 — круговые диаграммы трещиноватости карбонатитов; 10 — проекция направления действия алгебраически максимальных главных нормальных напряжений; 11 — проекция направления действия алгебраически средних главных нормальных напряжений; 12 — проекция направления действия минимальных главных нормальных напряжений

комплекса. В пределах этого комплекса известны два карбонатитовых штока, сложенных (последовательно образовавшимися) крупнозернистыми кальцитовыми карбонатитами, мелкозернистыми кальцитовыми карбонатитами, доломитовыми карбонатитами и штаффелитовыми брекчиями (Эпштейн и др., 1961). Северный меридионально вытянутый шток в плане имеет форму эллипса размером 1×3 км. Южный шток (4 км к югу от Северного) имеет в плане форму овала размером 1,8×2,7 км. Вмещающие породы — хатангиты, анкартиты, дуниты, пре-вращенные в скарноподобные метасоматиты (рис. 28).

Гулинские карбонатиты относятся к весьма своеобразным генетически загадочным образованиям. Они привлекают внимание многих геологов, им посвящена обширная литература (Шейнманн и др., 1962; Эпштейн и др., 1961; Евзикова, 1967; Ланда, 1969<sup>1,2</sup>; Егоров, 1970<sup>1,2</sup>; Жабин, 1965) и тем не менее проблема источника вещества и механизма формирования карбонатитовых тел остается нерешенной.

С одинаковой степенью убедительности отстаиваются гидротермальная (Эпштейн, 1959) и магматическая (Егоров, 1970<sup>1,2</sup>) точки зрения; имеются соображения об осадочной природе карбонатного вещества, в последующем претерпевшего реморфизм (Евзикова и др., 1965). Л. С. Егоров и Н. П. Сурина (1970) на основании данных структурного анализа пришли к заключению о формировании Южного карбонатитового штока путем заполнения пространства вязкой карбонатной массой. Почти все исследователи гулинских карбонатитов подчеркивают четкую границу образованных ими тел, автономность структуры и состава. Действительно, на фоне карбонатитов других провинций карбонатиты гулинских штоков резко выделяются лейкократовым, почти мономинеральным кальцитовым или доломитовым составом; даже при контактовых их части в редких случаях обогащены темноцветными (флогопитом, диопсидом или форстеритом), и то в весьма маломощных зонах, не превышающих, как правило, 0,3—0,5 м.

Характерно также весьма широкое развитие посткарбонатитовых деформаций с образованием зон рассланцевания, будинажа и перекристаллизации, особенно свойственных доломитовым карбонатитам, слагающим южную половину Южного штока. Явления пластического течения доломитовых карбонатитов весьма четко выражены в многочисленных обнажениях и прекрасно закартированы Л. С. Егоровым (1970). Однако отнесение этих явлений в основном к синкарбонатитовым, т. е. связанным с пластическим внедрением и становлением в открытых камерах вязкой («связной») карбонатной массы, не может считаться достаточно обоснованным и доказанным. Вполне правомерен вывод Н. З. Евзиковой (1967) о посткарбонатитовом характере деформаций.

В сочетании с процессами перекристаллизации и метасоматоза под воздействием гидротермальных растворов пластические свойства карбонатитов значительно возросли. Первоначально доломитовые карбонатиты были представлены крупно- и гигантозернистыми разновидностями, о чем свидетельствуют сохранившиеся реликты крупных зерен среди замещающей их мелкозернистой основной массы. Поэтому блоковые подвижки по тектоническим нарушениям, совпадающие во времени с общей перекристаллизацией доломитовых карбонатитов, могли привести в условиях ориентированного сжатия к широкому развитию мелко-среднезернистых, пластически деформированных доломитовых карбонатитов, отвечающих по внутреннему строению, как это показал Л. С. Егоров (1970), типичным В- и S-тектонитам. Именно условия сжатия способствовали перекристаллизации с уменьшением зернистости породы.

Помимо основного штокообразного тела доломитовые карбонатиты образуют серию жил, являющихся типичными телами выполнения трещинных полостей, о чем свидетельствуют четкие контакты жил без видимого метасоматического изменения вмещающих кальцитовых карбонатитов. Вдоль зальбандов жил отмечается тонкая полосчатость — рассланцевание. По-видимому, после выполнения трещинной полости и раскристаллизации карбонатного флюида, жила, еще полностью не остыв, испытала в результате блоковых подвижек сдавливание. Только этим можно объяснить большую пластичность доломита по сравнению с кальцитом, ибо при низких температурах более пластичен последний. Продолжающееся сжатие после остывания жилы привело к образованию

системы поперечных трещин разрыва, число которых составляет 3—5 трещин на 1 м.

Резкое преобладание заполнения пространства над метасоматозом вмещающих пород характерно и для процессов формирования кальцитовых карбонатитов. Поэтому расшифровка состава замещаемого субстрата и реконструкция его геолого-структурных особенностей, как это проводилось при геологическом картировании многих карбонатитовых массивов Восточного Саяна, Сетте-Дабана, Кольского полуострова, в условиях гулинских карбонатитовых штоков практически неосуществимы.

Л. С. Егоров отмечает, что в подавляющем большинстве случаев карбонатиты разломных зон деформированы пластически — вторично рассланцованы параллельно простиранию дизъюнктивного нарушения. Проведенные автором детальные наблюдения показывают, что в тектонических зонах и прилегающих к ним блоках карбонатитов обычны не только деформация скальвания в виде зон рассланцевания, но и пластическое течение карбонатита с образованием складок и структур завихрения, особенно отчетливо проявленных в участках первичнополосчатого карбонатита. В лейкократовых и мономинеральных кальцитовых и доломитовых карбонатитах пластически-деформированная ориентированная структура устанавливается лишь с помощью микроструктурного анализа, выполненного Л. С. Егоровым (1970). Подобные явления широко развиты и на других карбонатитовых массивах. В частности, на Верхнесаянском массиве в Восточном Саяне в кальцитовых карбонатитах, содержащих незамещенные блоки сиенитов, под влиянием деформации, вызвавшей пластическое течение карбонатита и растаскивание обломков сиенита, образовались типичные структуры будинажа.

С целью расшифровки механизма образования Южного карбонатитового штока автором был выполнен анализ трещиноватости всех образующих его инградиентов. Такого анализа до настоящего времени проделано не было, хотя здесь мы имеем дело, пожалуй, с первым в мировой практике случаем, когда карбонатитовые массивы так хорошо обнажены. Этому способствовали условия заполярной тундры с ее замедленными процессами выветривания и эрозии, а также специфический практически мономинеральный (кальцитовый или доломитовый) состав карбонатитов. Все это обусловило четко выраженные положительные формы рельефа в пределах карбонатитовых массивов, элементы структуры которых не только прекрасно картируются при наземных работах, но и отчетливо фиксируются аэрофотосъемкой.

Массовые замеры трещин сделаны: 1) на шести площадках, расположенных в различных участках тела доломитовых карбонатитов, 2) на двух площадках в мелкозернистых кальцитовых карбонатитах в западной и центральной частях штока, 3) в крупнозернистых кальцитовых карбонатитах в западной части штока, 4) в породах обрамления карбонатитового штока — в хатангитах на западе и в мелилит-шерломит-флогопитовых породах на севере. На круговых диаграммах трещиноватости, где было возможно, выделены максимумы плотности, соответствующие двум генетическим типам трещин — скальвания и отрыва.

Анализ диаграмм позволил определить ориентировку трех главных нормальных осей напряжения на основе известного из теории прочности твердого тела положения: оси напряжений являются биссектрисами углов между двумя сопряженными системами трещин скальвания. При этом вертикальная или близкая к ней ориентировка оси максимальных растягивающих напряжений (ось А) устанавливается достаточно определенно, исходя из наличия системы пологих трещин отрыва, широко развитых на всех участках карбонатитового штока и особенно в пределах поля развития доломитовых карбонатитов. Упомянутая сис-

тема трещин отрыва четко отражается максимумами высокой плотности, расположенными вблизи центра круговых диаграмм, преимущественно в их нижней половине. Это свидетельствует о небольшом склонении оси растяжения в северные румбы.

Трещины скалывания принадлежат, как правило, двум крутопадающим системам, образующим максимумы высокой плотности по периферии диаграмм. Статистическим анализом выявляется преимущественное распространение субмеридиональной и субширотной систем. В связи с этим две другие оси напряжений ориентированы в северо-западном (В), северо-восточном (С) направлении, располагаясь в плоскости, близкой к горизонтальной. Как видно на рис. 28, их выходы тяготеют к периферии круговых диаграмм. Таким образом, анализ трещинной тектоники показывает, что при вертикальной, несколько склоняющейся к северу, оси максимальных растягивающих напряжений, ось максимальных сжимающих напряжений имеет северо-восточную (до меридиональной) ориентировку, близкую к горизонту.

Отсюда вытекает следующий вывод: особенности формы и строения Южного карбонатитового штока обусловлены тектоническими деформациями его в связи с перемещением карбонатитового вещества по вертикали (по-видимому, в основном вверх), обусловленным сжимающими тектоническими напряжениями преимущественно северо-восточного и субмеридионального направления. Этот вывод находится в полном соответствии с морфологией и пространственной ориентировкой штока карбонатитов, имеющего сплюсненную (овальную) форму горизонтального сечения и уступообразный характер внешнего контура.

Таким образом, при расшифровке механизма формирования и последующей эволюции карбонатитового штока, по-видимому, следует исходить из того, что полосчатость карбонатитов, их внутреннее строение, соотношение текстурно-структурных элементов карбонатитовых тел разного состава между собой и с внешними границами штока дают информацию об особенностях процессов в момент его становления, а трещиноватость карбонатитов и их текстурно-структурные особенности в зонах тектонических нарушений несут в себе информацию о процессах, происходивших после формирования карбонатитового штока как геологического тела.

Анализируя подобным образом фактический материал, можно сделать следующие выводы.

1. Формирование карбонатитового штока происходило при последовательном поступлении карбонатитового вещества с образованием вертикально ориентированного трубообразного тела зонально-неполнокольцевого строения. При этом автономность структуры и состава карбонатитов различных стадий, относительная четкость контактов их с вмещающими породами, однородное строение при крупных размерах карбонатитовых тел и другие признаки свидетельствуют о том, что при их формировании процессы выполнения открытых кольцевых полостей и камер существенно преобладали над метасоматозом.

2. Ранние гигантозернистые доломитовые карбонатиты испытали перекристаллизацию и деформацию в условиях еще неостывшего тела, это объясняет их повышенную пластичность по сравнению с кальцитовыми карбонатитами.

3. Отсутствие поясового строения круговых диаграмм трещиноватости карбонатитов свидетельствует о том, что после его становления вертикально ориентированные сжимающие усилия не были решающими и сменились на существенно горизонтальные, связанные с подвижками по системе тектонических нарушений.

4. Реконструкция поля напряжений по массовым замерам трещин разрыва и скалывания в различных типах карбонатитов в разных участках штока показывает: сжимающие усилия имели северо-восточное

до субмеридионального направление, и возникновение трещиноватости в карбонатитах было связано, по-видимому, с подвижками блоков пород по широко развитым дизъюнктивам северо-западного, северо-восточного и меридионального простирания. Этим, вероятно, обусловлено сплюсывание карбонатитового штока при его удлинении в широтном направлении с образованием в плане эллипса со ступенчатыми очертаниями его внешнего контура.

В связи с этим не исключено, что нередко наблюдаемые жильные, «апофизные» и камерные тела карбонатитов, рассматриваемые как интрузивные магматические образования, по сути дела являются пластическими выжимками в трещинные полости в ходе движения блоков пород по тектоническим нарушениям. Однако невозможно объяснить таким способом возникновение всего Южного карбонатитового штока. Потребуется вскрытие и детальное изучение северного и особенно южного контактов штока с вмещающими породами, а также расшифровка деталей его внутреннего строения для решения вопроса об образовании штока. В настоящее же время, по-видимому, сохраняет силу следующее предположение Е. М. Эпштейна (1959): формирование карбонатитовых штоков Гулинского плутона контролировалось трубообразными телами эруптивных брекчий, остатки которых сохранились в зоне северного экзоконтакта Южного массива карбонатитов.

Существенно иные представления о способе формирования карбонатитов и о возникновении их ориентированного внутреннего строения развиты в последнее время Л. С. Егоровым и Н. П. Суриной (1970) на примере Южного карбонатитового массива Гулинского плутона. В их работе приводится много новых данных о специфических гулинских карбонатитах, и в этом отношении собранный этими исследователями фактический материал является значительным шагом вперед в изучении деталей структуры карбонатитов. Однако приведенная интерпретация фактических данных носит тенденциозный характер, а сделанные выводы претендуют на универсальность. Вызывает возражение следующее заключение: ориентированное строение карбонатитов определяет их принадлежность к тектонитам, якобы возникшим при внедрении пластической карбонатной массы в открытые полости. Как известно, упорядоченное расположение минералов в горной породе может быть связано с разнообразными процессами, и только в случае тектонической их природы правомерно употребление термина «тектонит». Названные исследователи игнорируют общеизвестный факт, что развитие минералов в условиях ориентированного давления приводит к образованию ориентированных пород точно таких, какие образуются при пластической деформации. В работе имеются существенные противоречия. Например, полосчатость считается первичным текстурным признаком карбонатитов, а образующие ее минералы рассматриваются как наложенные.

В последние годы в СССР и за рубежом растет число сторонников магматического генезиса карбонатитов. Приводятся описания трахитоидных, флюидально-вихревых, порфировидных и других текстурно-структурных признаков в карбонатитах. Нет ли здесь тенденции в преувеличении магматического фактора? Не правильнее ли в ряде случаев говорить о полосчатости, плейчатости, линейности, неравномерной зернистости? На наш взгляд, наблюдаемые структуры течения в карбонатитах, выполняющих трубки, камеры или трещинные полости, нередко отражают всего лишь явления пластического перемещения карбонатного вещества из участков сжатия в зоны приоткрывания, которые возникают в плоскости разлома или в оперяющих разрывах в результате тектонических подвижек (рис. 29).

Такие явления пластического выжима известняков в зоны разлома и образование пластинообразных тел описаны Е. П. Солюшкиным (1955) и В. А. Невским (1967). Подобный механизм имел место при образова-

нии дуговидного тела карбонатных пород в западном обрамлении Арбарастахского массива на Алдане. Пластовые тела отжатых и перекристаллизованных известняков распространены в Тунгусской синеклизе (Фролов, 1967). На Верхнесаянском массиве в кальцитовых карбонатах, содержащих незамещенные блоки сиенитов, под влиянием посткарбонатитовой деформации, вызвавшей пластическое течение карбоната

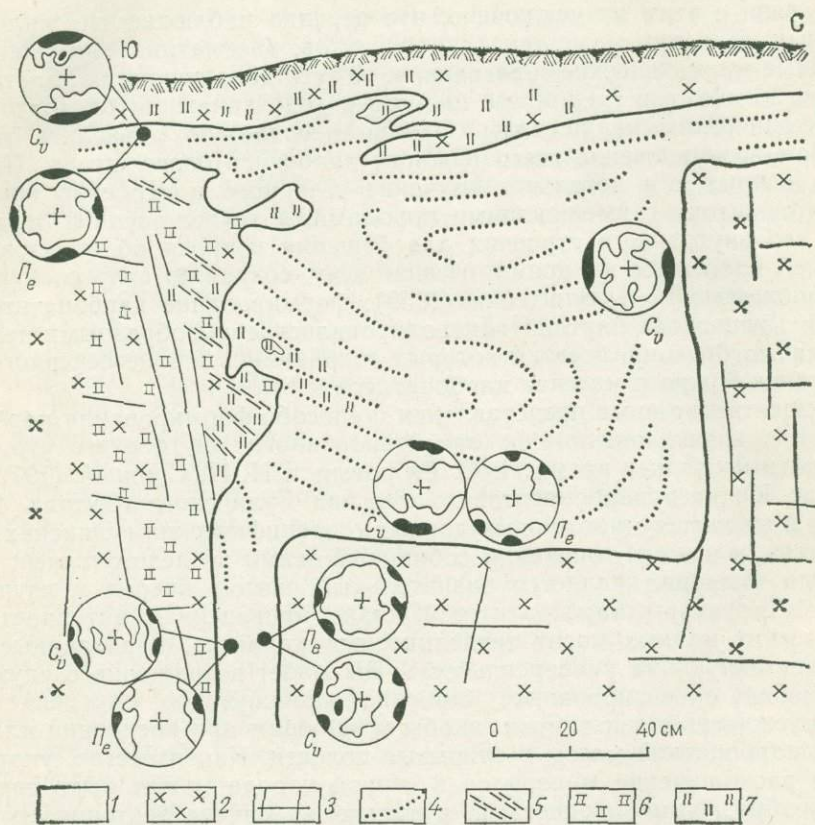


Рис. 29. Вертикальный разрез «камерного тела» карбонатитов массива Одихинча

1 — карбонаты; 2 — ийолиты; 3 — трещины; 4 — полосчатость; 5 — сланцеватость; 6 — карбонатизация, 7 — ослюждение. Диаграммы ориентировки зерен кальцита (по Л. С. Егорову, 1970, с дополнениями автора):  $C_v$  — оптические оси,  $P_e$  — двойниковые швы

и растаскивание блоков сиенита, образовались типичные структуры будинажа. На Большетагнинском массиве перекристаллизация в пределах штокообразного тела крупнозернистых кальцитовых карбонатитов привела к появлению неравномернозернистых разновидностей, напоминающих порфиривидные образования, обусловленные наличием сохранившихся от перекристаллизации крупных зерен кальцита среди мелкозернистого кальцитового агрегата.

Необходимо также учитывать различную способность силикатных минералов магматических пород замещаться кальцитом. В первую очередь замещается нефелин, затем полевои шпат, пироксен и шорломит. Такой ряд последовательности замещения обуславливает избирательный характер метасоматического процесса. Так, по нефелиновым сиенитам и ийолит-мельтейгитам образуются пироксен-кальцитовые и полевошпат-кальцитовые породы нередко с сохранением первичных текстурно-струк-

турных особенностей субстрата. Аналогичным путем возникают пироксен-кальцитовые породы с унаследованием трахитоидного сложения замещаемых даек сиенита. Следовательно, не отрицая в принципе возможности магматического генезиса карбонатитов, приведенные примеры показывают, что они могут иметь и иное происхождение.

Обстоятельный критический разбор доводов, выдвигаемых в качестве доказательств магматического происхождения карбонатитов, сделан А. И. Гинзбургом и Е. М. Эпштейном (1968). Автор полностью разделяет их взгляд.

Опытами Ф. В. Сыромятникова (1958), П. Уайли и О. Таттла (1960 г., 1963 г.) показана принципиальная возможность существования кальцитовых расплавов при относительно низкой температуре. Минимальные температуры жидкости в системе  $\text{CaO} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  колеблются от  $680^\circ$  до  $640^\circ \text{C}$  при давлении в диапазоне от 27 до 4000 бар. Ниже этих температур существует двойная эвтектика кальцит — порландит. Эти эксперименты, однако, не снимают ряда нерешенных петрологических вопросов, из которых в рассматриваемой нами проблеме основной интерес представляют свойства карбонатитовой магмы. Какова ее вязкость и значительно ли она отличается от раствора? Как известно, наиболее вязкими (более  $1 \cdot 10^{10}$  пуаз) являются богатые кремнеземом магмы. По мере увеличения в них количества  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}$  вязкость расплава может падать до нескольких пуаз. Карбонатные же расплавы, обогащенные углекислотой и водой, как отмечает П. Уайли (1965 г.), являются жидкими и активными. В частности, в условиях относительно «закрытой» системы на значительных глубинах при высокой насыщенности летучими вязкость этих расплавов, как отмечают А. И. Гинзбург и Е. М. Эпштейн (1968), будет приближаться к вязкости водного раствора (0,01 пуаз).

В ходе подъема в приповерхностные горизонты жидкость теряет воду и углекислоту и вязкость ее увеличивается. В условиях открытых структур, особенно жерловых труб, быстрая потеря летучих может вызвать резкое возрастание вязкости жидкости. Образование здесь «пробок» карбонатитов происходит по существу путем кристаллизации из движущегося расплава. Это обстоятельство отмечается многими исследователями африканских карбонатитов жерловой фации. Отделившаяся газовая фаза, составляя передний фронт жидкой фракции, могла увлекать в сильном потоке выделившиеся частицы карбоната и выносить, как считает Д. К. Бейли (Карбонатиты, 1969), в виде пепла или карбонатитовых пирокластических пород.

Резюмируя вышеизложенное, отметим, что главнейшей чертой, определяющей формацию ультраосновных-щелочных пород, являются большая (подкорковая) глубинность зарождающегося магматического расплава и разломов, контролирующих движение магмы. Этим объясняется первичный ультраосновной состав выплавки, а более или менее сходные условия ее последующей эволюции обусловили многие общие черты массивов ультраосновных-щелочных пород всех провинций мира. Вулканические и глубинные породы имеют в них различное соотношение, которое, как и структура и состав массивов, определяются: 1) характером магмоподводящих зон и отдельных структурных узлов, влияющих на скорость подъема магмы и ее дифференциацию; 2) структурной обстановкой в верхнем ярусе земной коры, определяющей закрытый (плутонический) или открытый (вулканический) тип магматизма. Механизм формирования массивов был весьма сложным. Процессы вулканического прорыва, интрузии магмы в трубки, камеры и трещины, а также явления магматического и метасоматического замещения, выполнения углекислыми растворами открытых полостей играли различную роль на разных уровнях становления этих многофазных сложно построенных комплексных массивов.



## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Массивы ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов локализируют разнообразные полезные ископаемые. В настоящее время месторождения, связанные с этими массивами, являются поставщиками ниобиевых, редкоземельных, медных, железных и фосфорных руд, а также флогопита (вермикулита), флюорита и карбонатного сырья. Практический интерес могут также представлять тантал, титан, цирконий, уран, торий, свинец, цинк, молибден, марганец, полевошпат, барит и минеральные краски.

## 1. Рудные формации и минеральные типы месторождений

Установление принадлежности тех или иных видов минерального сырья к определенным геологическим формациям выявляет условия, в которых происходило образование месторождений. В связи с этим формационный анализ в решении вопросов распределения и прогнозирования минеральных месторождений представляется наиболее эффективным и предпочтительным перед всеми другими. Однако разработка и углубление его затрудняются из-за несогласованности некоторых вопросов. Если понятие геологической (магматической, осадочной, метаморфической) формации формулируется достаточно определенно, то по поводу термина «рудная формация» единого мнения нет. Одни геологи под рудными формациями понимают группы месторождений со сходным минеральным составом руд и близкими геологическими условиями формирования (С. С. Смирнов, В. А. Кузнецов, Е. Е. Захаров, В. Н. Козеренко, Д. И. Горжевский и др.). Представители второго направления вкладывают в это понятие более широкий смысл и относят к рудной формации все минеральные образования, связанные с той или иной геологической формацией (Ю. А. Кузнецов, П. М. Татаринев, Ф. Н. Шахов, В. С. Кормилицын и др.). В их представлении каждой магматической формации соответствует одна рудная формация. В этом случае исключается возможность конкретного наименования рудных формаций (кварц-касситеритовая, свинцово-цинковая, медно-молибденовая и др.), по традиции получивших широкое применение в СССР и за рубежом.

Вместе с тем соблюдение принципа соответствия между геологическими и рудными формациями позволяет классификацию последних сделать более стройной и простой, в отличие от многообразия и калейдоскопичности рудных формаций, выделяемых исследователями первой группы. Такой подход несомненно является прогрессивным еще и потому, что позволяет прослеживать поведение и полноту развития типовых рудных формаций в сходных провинциях различного возраста, выявлять недостающие «звенья» в рядах родственных месторождений (в рядах минеральных типов месторождений) и тем самым глубже понять особенности условий их формирования в зависимости от провинциальных и локальных факторов.

Таким образом, мы поставлены перед выбором той или иной точки зрения. С целью обоснования нашего подхода к выделению рудных формаций необходимо иметь в виду уже существующие классификации минеральных месторождений применительно к рассматриваемой геологической формации, а также учитывать специфику последней. Она заключается прежде всего в том, что в «контурах» единой магматической формации, как ни в какой другой, оказались объединенными ультраосновные, щелочные и карбонатные породы. Такое разнообразие петрографических серий пород соответственно определило и многообразие минеральных типов месторождений. В связи с этой магматической

Генетические типы месторождений полезных ископаемых в массивах каледонской щелочно-ультраосновной формации восточной части Балтийского щита По А. А. Кухаренко (Металлогенетические особенности..., 1971)

Типы месторождений	Породы, руды	Полезные минералы и химические компоненты	Массивы
<b>Эндогенные</b>			
Магматические: собственно магматические фузивные	Оливиниты { Рудные оливиниты Рудные оливиниты и пироксениты	Форстерит Титаномагнетит (Fe, Ti) Титаномагнетит и перовскит (Fe, Ti, Nb, TR)	Лесная Варака Лесная Варака Массивы Хабозерской группы
пегматитовые	Щелочные пегматиты	Перовскит, дизаналит, титаномагнетит (Ti, TR, Nb, Ta, Fe)	Массивы Хабозерской группы
Постмагматические: автометаморфические	{ Амфибол-диопсидовые породы Флогопитизированные пироксениты и оливиниты	Перовскит, титаномагнетит, циркелит (Ti, Fe, Nb, TR, Zr) Флогопит	Массивы Хабозерской группы Вуориярви, Себляяр, Африкянда
контактово-реакционные и биметасоматические метасоматические и секретонные, пневматолито-гидротермальной стадии	Диопсид-флогопитовые и существенно меллитовые породы { Апатит-форстеритовые Апатит-магнетитовые, флогопит-кальцит-магнетитовые	Флогопит, апатит Апатит, форстерит	Ковдор, п-ов Турий Ковдор, Вуориярви
То же, гидротермальной стадии (карбонатитовые)	{ Карбонатиты кальцитовые Карбонатиты доломит-анкеритовые и сидеритовые	Магнетит, апатит, циркелит, бадделейт, пирохлор, гатчеттолит (Fe, TR, Zr, Nb, Ta) Циркелит, бадделейт, пирохлор, кальцит, апатит, магнетит Фторкарбонаты редких земель, циркон, пирохлор, барит (TR, Zr, Nb, Ba, Sr)	Кольский п-ов То же »
<b>Экзогенные</b>			
Кора выветривания и зона окисления	На гипербазитах На карбонатитах	Вермикулит Франколит (штаффелит) Вермикулит, марганцево-лимонитовые руды, остаточные концентрации барита, анкилита, пирохлора в элювии карбонатитов (Mn, Fe, Co, Nb, TR, Ba, Sr)	» » »

формацией пород проявлено 20 типов рудного и нерудного минерального сырья, из которых девять промышленные.

Первая генетическая систематика месторождений полезных ископаемых, связанных с массивами ультраосновных-щелочных пород, на примере восточной части Балтийского щита была предложена А. А. Кухаренко в 1958 г., а в 1971 г. она была им дополнена (вместе с соавторами). По их данным, среди эндогенных месторождений выделяются магматические (собственно магматические, фузивные и пегматитовые) месторождения железа, титана, ниобия и редких земель и постмагматические месторождения (флогопита, апатита, железа, циркония, ниобия, тантала, редких земель, бария, стронция), подразделяемые на автотаморфические, контактово-реакционные и биметасоматические, секреторные пневматолито-гидротермальной стадии и метасоматические гидротермальной стадии (карбонатитовые) (табл. 14).

Ф. Р. Апельцин и А. И. Гинзбург (1964) все месторождения разделили на три следующие группы.

1. Магматические, позднемагматические и постмагматические knobит-перовскит (дизаналит)-титаномагнетитовые месторождения в ультраосновных-щелочных породах.

2. Пневматолито-гидротермальные месторождения первоначально силикатного состава (форстерит-флогопит-apatит-магнетитовые образования) в ультраосновных-щелочных породах, а затем карбонатитов, содержащих пироксенол (колумбит), флогопит, магнетит, апатит, перовскит (дизаналит), бадделейт, циркон, редкоземельные фторкарбонаты, монацит, флюорит, барит и др.

3. Гидротермальные анкеритовые и сидеритовые жилы с флюоритом, баритом, паризитом, бастнезитом, монацитом, торитом и сульфидами.

Е. Хайнрих (Heinrich, 1966) дал более подробную классификацию, разделив все месторождения на докарбонатитовые, карбонатитовые, посткарбонатитовые и экзогенные.

#### I. Докарбонатитовые месторождения

А. В ультраосновных породах или ассоциирующих с ними.

1. Магнетит-ильменитовые тела (Айрон-Маунтин), переходящие в магнетитовые концентрации или вкрапленность в перидотитах, пироксенитах, якупирангитах и т. д. (Альнё).

2. Магнетит-перовскитовые линзы и тела (Айрон-Хилл, Якупиранга, Вуориярви).

3. Вкрапленность перовскита в пироксенитах (Африкандский).

4. Магнетит-apatит-пироксеновые тела (Лэкнер), апатит-магнетитовые конические слои (Сукулу).

5. Вкрапленность пироксенола в малиньитах (Немегосенда).

В. В фельзитовых породах или в ассоциации с ними: нефелин в тувините (Тува).

С. В фенитах и других контактовых породах: пироксенол (Немегосенда).

#### II. Карбонатитовые месторождения

А. Ранние.

1. Карбонатные породы (Тороро).

2. Апатит. Вкрапленность и линзы в севите и раухаугите (Араша и Якупиранга, Альнё, Сукулу).

3. Магнетит. Вкрапленность и тела в севите (Букусу).

4. Бадделейт — ториянит. Вкрапленность в севите (Палабора).

5. Редкие земли. Кальцит-барит-бастнезитовые карбонатиты (Маунтин-Пасс).

В. Промежуточные.

1. Пироксенол. Вкрапленность, рудные столбы, зоны, главным образом в севите, которые могут быть выражены в виде расщепления, трещиноватости и вторичных изменений (Айрон-Хилл, Араша, Ока, Фен, Мрима, Мбея, Чилва).

С. Поздние.

1. Редкие земли и торий. Позднее замещение или интрузивные анкеритовые, сидеритовые и марганецсодержащие карбонатиты с редкоземельными карбонатами, монацитом (Айрон-Хилл, Вигу-Хилл, Нкомбва, Канганкунде, Тундулу, Амба-Донгар).

2. Железо: а) гематитовые карбонатиты (Фен); б) сидеритовые карбонатиты (Калькфельд).

3. Медь. Сульфиды меди в телах замещения (Палабора).

### III. Посткарбонатитовые жилы и метасоматические зоны (в пределах и вне комплексов)

1. Титан. Рутил и брукит в жилах и телах замещения как в пределах комплекса, так и в метасоматически измененных вмещающих породах (Магнет-Ков).

2. Торий — редкоземельные жилы. Минералогический комплекс жил и минерализованных трещин обычно с гематитом, торитом, монацитом или ксенотимом. Обычно вне комплексов (Айрон-Хилл).

3. Барий. Баритовые жилы и тела замещения как в пределах, так и вне комплекса (Альнё, Чазвета, Чилва, Магнет-Ков).

4. Флюоритовые жилы и тела замещения главным образом в пределах комплекса (Окорусу, Букусу, Сенгери-Хилл и Нгуалла, Амба-Донгар).

5. Апатит. Жилы в пределах комплекса (Магнет-Ков, Шпитцкоп, Дорова).

6. Ниобий. Кварц-колумбитовые жилы (Айрон-Хилл).

7. Стронций. Стронцианитовые жилы (Канганкунде).

### IV. Экзогенные месторождения.

А. Туфы, травертины, содовые озера, источники.

В. Латериты.

1. Железо.

2. Марганец.

3. Вторичные фосфаты.

С. Остаточные аккумуляции (аллювиально-делювиальные образования).

1. Апатит.

2. Пирохлор.

3. Барит.

4. Магнетит.

5. Флюорит.

6. Циркон и бадделейт.

7. Рутил, брукит, анатаз и лейкоксен.

А. И. Гинзбург и Е. М. Эпштейн (1968) во всем комплексе полезных ископаемых выделили шесть рудных формаций: 1) перовскит-титаномагнетитовые гипербазиты; 2) нефелиновые руды; 3) флогопитоносные автореакционные скарны; 4) апатит-магнетит-форстеритовые (гумитовые) породы; 5) гатчеттолит-пирохлоровые кальцитовые карбонатиты; 6) колумбит-бастнезитовые (паризитовые) анкеритовые карбонатиты. Этот список может быть дополнен флюоритовыми, борнит-халькопиритовыми, гематитовыми и другими рудными образованиями в карбонатитах. В итоге получается деление, скорее соответствующее минеральным типам месторождений (табл. 15). Такой подход отвечает представлениям первой группы геологов, сводящих рудные формации к минеральным типам месторождений. Более приемлемой представляется классификация, в которой минеральные типы месторождений, возникшие в сходных геологических условиях на определенных этапах формирования ультраосновных-щелочных карбонатитовых массивов, будут объединены в рудные формации: перовскит-титаномагнетитовую, апатит-магнетит-флогопитовую и полиминеральную рудную формацию карбонатитов. Эти рудные формации можно рассматривать как комплекс рудных формаций, близкий к «рудному комплексу» Ю. А. Билибина (1955) и соответствующий одной магматической формации.

Объединение типов минеральных месторождений в генетические группы не является бесспорным. В частности, это относится к типам месторождений 3—6, на генезис которых существуют различные точки зрения. Не все выделенные типы месторождений разрабатываются или будут иметь промышленное значение в ближайшие годы. Те из них, которые обеспечивают промышленность сырьем или которые только разведаны и вносят существенные изменения в баланс запасов, отнесены к промышленным.

Месторождения обычно комплексные, они характеризуются крупными запасами руд, сосредоточенными в штокообразных, цилиндрических, конических и неполнокольцевых жилообразных телах. Наряду с линейными жилообразными телами и жильными зонами отмечаются штокверки, особенно типичные для редкоземельных и медных месторождений. Руды преимущественно вкрапленные и прожилково-вкрапленные.

Эндеогенные типы минеральных месторождений, связанных с формацией ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов

Генетические группы месторождений	Минеральные типы месторождений	Рудоносные породы	Морфология рудных тел и тип руд	Полезные компоненты		Примеры месторождений (рудоносных массивов)	
				основные	второстепенные		
Магматические	Докарбонатитовые	1. Перовскит-титано-магнетитовый	Пироксениты, оливиниты, иногда мельтейгиты	Неправильной формы тела и залежи сплошных и вкрапленных руд	Ti, Fe	TR, Nb, Ta	Айрон-Хилл (США), Якупиранга (Бразилия)
		2. Нефелиновый	Уртиты, ийолиты	Штоки и дайки	Al		
Постмагматические		3. Флогопитовый	Ультрабазиты, мельтейгиты, ийолиты	Неправильной формы залежи	Флогопит (вермикулит)	P	Ковдорский, Гули, Одихинча (СССР)
		4. Апатит-магнетитовый	Апатит-магнетит-форстеритовые породы	Штоки, цилиндрические и конические тела сплошных и вкрапленных руд	Fe, P	Ta, Zr, Nb	Ковдорский (СССР); Сукулу, Букусу (Уганда), Палабора (ЮАР)
		5. Апатит-пирохлоровый	Щелочные и нефелиновые сиениты, ийолиты	Серповидные, неполноконические и цилиндрические тела вкрапленных руд	Nb, P		Восточная Сибирь (СССР)
		6. Пирохлор-гатчеттолитовый	Щелочные и нефелиновые сиениты, фениты	Линейные тела и жильные зоны вкрапленных руд	Nb, Ta	Zr	Немегосенда (Канада), Восточная Сибирь (СССР)

Генетические группы месторождений	Минеральные типы месторождений	Рудоносные породы	Морфология рудных тел и тип руд	Полезные компоненты		Примеры месторождений (рудоносных массивов)		
				основные	второстепенные			
Постмагматические	Карбонатитовые	ранние	7. Кальцитовый	Кальцитовые карбонатиты	Массивы, штоки, жилы и жильные зоны кальцитовых карбонатитов	Кальцит	Тороро (Уганда), Ковдорский (СССР)	
			8. Пироклоровый	То же	Штоки, цилиндрические, конические и линейные жильные тела вкрапленных руд	Nb	P, Th	Араша (Бразилия), Ока (Канада), Мбея (Танзания), Восточная Сибирь (СССР)
			9. Гатчеттолит-пироклоровый	Кальцитовые карбонатиты и апатит-магнетит-форстеритовые породы	То же	Ta, Nb	U, P	Восточная Сибирь (СССР)
	поздние	10. Борнит-халькопиритовый	Кальцит-доломитовые карбонатиты	Штоки, серповидные и линейные жильобразные тела вкрапленных руд	Cu	P	Палабора (ЮАР)	
		11. Сфалерит-галенитовый	Кальцит-доломит-анкеритовые и сидеритовые карбонатиты	Штокверки	Zn, Pb	TR, Mo	Восточная Сибирь (СССР)	
		12. Паразит-бастнезит-монацитовый	Кальцит-доломит-анкеритовые и сидеритовые карбонатиты	Штокверки	TR	Th, Pb, Zn, Mo	Канганкунде (Малави)	

Генетические группы месторождений			Минеральные типы месторождений	Рудоносные породы	Морфология рудных тел и тип руд	Полезные компоненты		Примеры месторождений (рудоносных массивов)	
						основные	второстепенные		
Постмагматические	Карбонатитовые	поздние	13. Гематитовый	То же	Штоки, линейные и неполнокольцевые тела, а также линзообразные тела сплошных и вкрапленных руд	Fe	P	Фен (Норвегия), Калькфельд (Намибия)	
			14. Сидеритовый	То же	Штоки, жиллообразные тела и штокверки карбонатитов	Fe		Калькфельд (Намибия), Восточная Сибирь (СССР)	
			15. Флюоритовый	То же	Штоки, линзы, жилы, залежи и неправильной формы тела сплошных и вкрапленных руд	CaF <sub>2</sub>		Амба-Донгар (Индия), Окорусу (Намибия)	
			16. Барит-целестин-стронцианитовый	То же	Штокверки и жильные тела	Барит, стронцианит		Канганкунде (Малави), Саланлатва (СССР)	
	Посткарбонатитовые			17. Торит-монацитовый в кварц-карбонат-флюоритовых жилах	Вмещающими являются породы интрузивных массивов и их рамы	Штокверки и линейные жилы	Th, TR	CaF <sub>2</sub>	Восточная Сибирь (СССР), Айрон-Хилл (США)
				18. Колумбитовый в кварцевых жилах	То же	Жилы и штокверки	Nb		Айрон-Хилл (США)
				19. Рутил-брукитовый	То же	Жилы и штокверки	Ti		Магнет-Ков (США)
				20. Баритовый	То же	Жилы	Барит		Чилва (Малави), Магнет-Ков (США)

Примечания. 1. Промышленные типы месторождений даны полужирным.

2. Связь типов месторождений 3—6 с карбонатитовым процессом неопределенна. Одни исследователи относят их к докарбонатитовым образованиям, другие рассматривают их формирование на фронте карбонатитового процесса.

Сплошные руды свойственны лишь месторождениям железа, титана и флюорита.

Ниже приводится краткая характеристика полезных ископаемых.

**Ниобий.** Основным минералом, из которого до последнего времени осуществлялось извлечение ниобия, являлся колумбит, а главнейший источник его получения — колумбитоносные граниты Нигерии. Сейчас ведущую роль в мировой добыче ниобия заняли пироклорсодержащие карбонатиты. В связи с выявлением и разведкой крупных запасов ниобия в карбонатитах пироклор стал не менее ценным минералом, чем колумбит, и редкометальные карбонатиты приобрели значение ведущего промышленного типа месторождений ниобия. К настоящему времени в СССР и капиталистических странах выявлено много карбонатитсодержащих массивов ультраосновных-щелочных пород. Некоторые из них в той или иной степени разведаны, а наиболее крупные месторождения либо эксплуатируются, либо осваиваются: Араша и Тапира (Бразилия), Паудерхорн (США), Ока (Канада), Луэш (Заир), Мрима (Кения), Сукулу (Уганда), Мбея (Танзания), Фен (Норвегия), Альнё (Швеция), Кайзерштуль (ФРГ) и др.

Среднее содержание ниобия в карбонатитовых массивах обычно составляет 0,1—0,15%  $Nb_2O_5$ . На фоне общей зараженности ниобием этих массивов выделяются крупные штоки, зоны, жилы и линзообразные тела, измеряемые по простиранию сотнями метров, реже первыми километрами и по мощности — десятками, реже первыми сотнями метров, в которых содержание  $Nb_2O_5$  варьирует от первых десятых долей процента до 3—4%. В большинстве рудоносных карбонатитовых тел среднее содержание  $Nb_2O_5$  0,2—0,7%, а в наиболее крупных и богатых достигает 1,34% (Луэш) и 2,6% (Араша) (табл. 16).

Запасы пятиокиси ниобия в месторождениях карбонатитового типа оцениваются в сотни тысяч тонн и в отдельных случаях — в несколько миллионов тонн. Более 90% всех запасов ниобия капиталистических стран сосредоточено в пироклорсодержащих карбонатитах (Куп, 1962).

Т а б л и ц а 16

Размеры и запасы карбонатитовых месторождений (Куп, 1962)

Комплексы (месторождения)	Размер, мли	Ядро, мли	$Nb_2O_5$ , %	Размер зерен	Запасы $Nb_2O_5$ , тыс. т	Другие полезные компоненты
Луэш (Заир)	2×1,5	1×0,3	1,34	Крупные	Очень большие	Zr, P
Букусу (Уганда)	5,5	3	0,2	Мелкие	—	Fe, P
Сукулу (Уганда)	3	3	0,7	»	400	P
Мрима (Кения)			0,4	»	700	TR
Мбея (Танзания)	1,5×0,6			»	270	
Тундулу (Малави)	1	0,07	0,07	»	—	TR, P
Чилва (Малави)	2×2	1×1,5	0,5	»	Небольшие	P
Араша (Бразилия)	4		2,6	»	5600	Zr, Th, TR, Fe, Ва, P
Тапира (Бразилия)	2,5×0,6		4,3	»	8700	Zr, Mn, P
Якупиранга (Бразилия)	4×6	0,2×0,5	Следы	»	—	Fe, Ti, P
Ока (Канада)	4×1,5	Небольшое	0,4	»	100	U, P
Манитоу (Канада)	2,5×10,7	—	0,8	»	80	U, P
Банкрофт (Канада)	0,2×0,1	0,2×0,13		Крупные	—	U, P
Немегосенда (Канада)	3,5×0,5		0,25	Средние	80	U, P
Верити (Канада)	0,7×0,1	—	0,3	»	Небольшие	U, P, Fe
Магнет-Ков (США)	4,5	0,5×0,2	0,4	»	Небольшие	Ti
Сёв (Норвегия)		0,7		Мелкие	80	Fe
Кайзерштуль (ФРГ)	1,2×1,5			»	7	TR, Fe



Несомненно, дальнейшее наращивание производства ниобиевых концентратов будет идти за счет эксплуатации карбонатитовых месторождений. Уже сейчас получение 6 тыс. т пироклоровых концентратов на руднике Араша и 2 тыс. т на руднике Ока обеспечивает 70% мировой добычи ниобия за рубежом.

В настоящее время можно выделить три промышленных типа месторождений ниобия в карбонатитах: собственно ниобиевый (пироклоро-

Таблица 17

Основные месторождения ниобия, связанные с формацией ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов

Месторождения	Краткие сведения	Источник информации
Тапира (Бразилия)	В коре выветривания содержится от 5 до 13% пироклора, отдельные участки обогащены марганцем (48—53%). Общие запасы Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> оцениваются в 8,7 млн. т, ср. содержание 4,3%.	Kup, 1962
Араша (Бразилия)	Комплексные пироклор-апатит-магнетит-баритовые руды. В коре выветривания содержится от 6 до 14% пироклора, 32—35% магнетита, 8—12% барита, 6—10% апатита. Запасы Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> оцениваются в 5,6 млн. т, ср. содержание 3% (Eckermann) и в 10,8—14,4 млн. т, ср. содержание 1—4% (Kup). Разрабатывается. В 1966 г. обогатительная фабрика выпустила около 5 тыс. т пироклорового концентрата.	Eckermann, 1962; Kup, 1962
Ока (Канада)	В кальцитовых карбонатитах содержится 0,2—1% Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . Рудные тела с содержанием Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,4—0,5% и выше разведаны до глубины 600 м. Запасы оцениваются в 100 тыс. т Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . По-видимому, они значительно превышают указанную цифру. Разрабатывается карьерным и шахтным способами. Фабрика производит до 2 тыс. т пироклорового концентрата в год	Gold, Vallee, Charette, 1967; Карбонатиты, 1969
Мбея (Танзания)	Пироклоровые кальцитовые карбонатиты с содержанием Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,3—0,4% и запасами 270 тыс. т Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . Выделены обогащенные участки с содержанием 0,8% Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .	Fawly, James, 1955
	Разработана технология обогащения, месторождение намечается к освоению. Пока работает опытная обогатительная фабрика, выпускающая с 1959 г. черновые концентраты.	Карбонатиты, 1969
Мрима (Кения)	В коре выветривания карбонатитов 49 млн. т руды с содержанием 0,7% Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> и 3,1% TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Карбонатиты, 1969
Фен (Норвегия)	Разрабатывается с 1953 г.	То же
Немегосенда (Канада)	Кальцитовые карбонатиты, силикатные породы и магнетит-апатитовые тела с пироклором, содержащие 0,1—0,3% Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . Общие запасы оцениваются в 80—100 тыс. т Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	»
Паудерхорн (США)	Пироклоровые карбонатиты с содержанием 0,25% Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> и запасами руды 40 млн. т	»
Луэш (Заир)	Пироклоровые карбонатиты с содержанием 0,5—1,0% Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . В коре их выветривания сосредоточено 30 млн. т руды с содержанием 1,34% Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . Отмечается значительное количество циркона	»

вий), комплексный тантало-ниобиевый (гатчеттолит-пирохлоровый) и комплексный фосфорно-ниобиевый (апатит-пирохлоровый).

Пирохлоровые карбонатиты образуют крупные рудные тела на месторождениях Араша, Тапира (Бразилия), Ока (Канада), Мбея (Танзания), Мрима (Кения) и др. (табл. 17). Для этих тел характерно отсутствие четких геологических границ. Границы рудных тел устанавливаются на основании бортового содержания  $0,1\% \text{ Nb}_2\text{O}_5$  и выше.

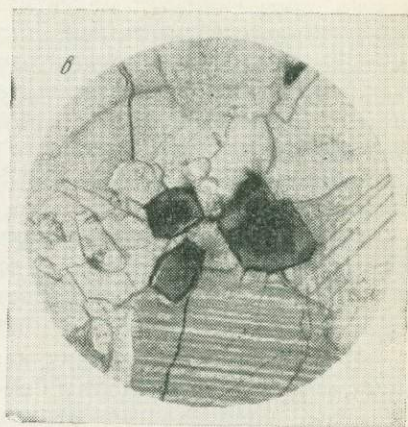
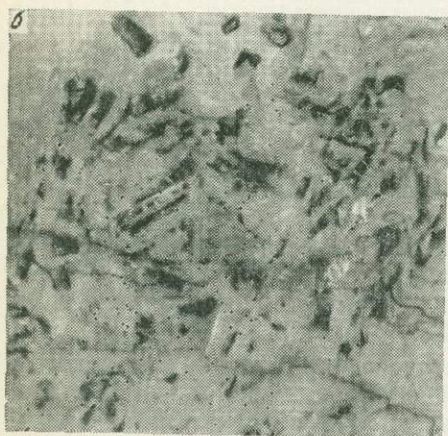
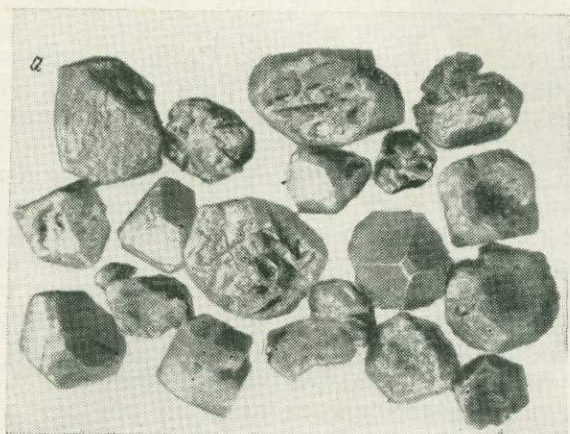


Рис. 30. Пирохлоровые руды:

*а* — идиоморфные кристаллы пирохлора, увел. 5; *б* — пирохлорсодержащий форстерит-кальцитовый карбонатит, нат. вел.; *в* — пирохлор (темное) и апатит (светлое) в кальциевом карбонате, шлиф с анализатором, увел. 30

Рудные тела обычно сложены форстерит-кальцитовыми или пироксен-кальцитовыми карбонатитами с вкрапленностью пирохлора, апатита и магнетита (рис. 30). В зависимости от содержания выделяются рядовые ( $0,2\text{--}0,3\% \text{ Nb}_2\text{O}_5$ ) и богатые (более  $0,5\% \text{ Nb}_2\text{O}_5$ ) пирохлоровые руды. Размер вкрапленности пирохлора обуславливает подразделение руд на мелкокрапленные (доли миллиметра), средневкрапленные (1—3 мм) и крупновкрапленные (более 3 мм). В зависимости от указанных ха-

рактических на некоторых месторождениях проявлены те или другие сорта руд. Гравитационно-флотационное обогащение руд позволяет получать кондиционные пироклоровые концентраты с содержанием 40—50%  $Nb_2O_5$  при извлечении 50—60%.

Пироклор-гатчеттолитовые карбонатиты являются комплексным сырьем на ниобий, тантал и уран (рассматриваются при характеристике танталовых месторождений).

Апатит-пироклоровые руды коры выветривания карбонатитов разрабатываются на месторождениях Араша (Бразилия), Сукулу (Уганда). В продуктах выветривания карбонатитов увеличивается содержание пироклора и апатита в среднем в 2—2,5 раза по сравнению с невыветрелыми разновидностями карбонатитов. Среднее содержание в рудах коры выветривания  $Nb_2O_5$  0,5—4% и  $P_2O_5$  10—15%. Распределение обогащенных участков совпадает с таковыми в невыветрелых карбонатитах, залегающих под продуктами коры выветривания.

Необходимо отметить, что в некоторых месторождениях наряду с пироклором к числу основных ниобиевых минералов принадлежит колумбит, замещающий пироклор на поздних стадиях карбонатитового процесса. Существенные концентрации колумбит образует в тех месторождениях, где широко распространены анкеритовые и доломитовые карбонатиты. В отдельных случаях промышленное значение одновременно с пироклором приобретает ниобиевый перовскит (дизаналит), в котором содержание  $Nb_2O_5$  достигает 20—45% (Ока, Канада).

**Тантал, уран.** Концентрируются главным образом в гатчеттолите, примерно в равных количествах, варьируя каждый от 5—7 до 20—25%. Промышленные скопления этого наиболее раннего из тантало-ниобатов минерала имеются в ряде карбонатитовых массивов СССР, в которых они связаны с апатит-магнетитовым рудным комплексом, альбититами и форстерит-кальцитовыми, диопсид-кальцитовыми и эгирин-кальцитовыми карбонатитами. Рудные зоны линейного или кольцевого типа приурочены обычно к периферии карбонатитовых штоков и имеют крупные размеры, сопоставимые с телами пироклоровых руд. Гатчеттолит образует вкрапления октаэдрических кристаллов размером от 0,1 до 3 мм. Содержание  $Ta_2O_5$  в руде 0,012—0,03%, при соотношении  $Ta_2O_5$ :  $Nb_2O_5$  от 1:12 до 1:4.

**Редкие земли.** Представлены преимущественно элементами цериевой группы, главным образом лантаном, церием и неодимом. Они образуют большие запасы, измеряемые сотнями тысяч, иногда миллионами тонн.

В ранних образованиях карбонатитового процесса — кальцитовых карбонатитах они входят в состав пироклора, дизаналита, апатита. Основные концентрации редких земель связаны с поздними анкеритовыми и сидеритовыми карбонатитами, для которых весьма характерно проявление фторкарбонатов — паризита, бастнезита и реже фосфатов (монацита и флоренсита). В уникальном месторождении подобного типа Маунтин-Пасс (США) главная масса редкоземельной минерализации приурочена к карбонатитовому массиву Сульфид Куин размером в плане  $230 \times 800$  м. Наиболее распространен здесь бастнезит, количество которого составляет от 5 до 15% и в отдельных местах до 60%. Он присутствует в постоянной ассоциации с баритом (20%), целестином (10%) и другими минералами (Ресога, 1956). Промышленные концентрации редкоземельных минералов отмечаются в целом ряде массивов: Мрима (Кения), Нкомбва (Замбия), Тундулу и Канганкунде (Малави), Вигу (Танзания).

В Канганкунде центральное ядро анкеритовых карбонатитов обильно минерализовано монацитом, стронцианитом, баритом, кварцем, реже флоренситом, бастнезитом, пиритом и сфалеритом. Монацит образует

зеленые и бесцветные кристаллы размером от 0,02 до 2—3 мм. Он почти лишен тория и иттрия, но содержит 1,4% SrO. В этом месторождении содержится 5—10% монацита, 10—30% стронцианита и 2—5% барита, при мощности рудных тел от 7—10 до 30—40 м.

В Вигу жилы доломитовых карбонатитов, имеющие мощность 1—1,3 м и протяженность по простиранию до 165 м, содержат от 16 до 20% суммы окислов редких земель. Рудные минералы здесь представлены бастнезитом, монацитом, цериевым гойяцитом, реже пиритом и сфалеритом.

На Мриме широко развитая на карбонатитах кора выветривания мощностью до 30 м характеризуется существенными концентрациями редких земель (4%  $TR_2O_3$ ), количество которых в наиболее обогащенных монацитом и горсейкситом участках достигает 14—17% (Карбонатиты, 1969).

В ряде провинций СССР выявлен ториево-редкоземельный тип гидротермальных месторождений, представленный кварц-полевошпат-карбонатными жилами или альбитизированными, карбонатизированными и окварцованными зонами дробления осадочно-метаморфических пород с ксенотим-торитовым и колумбит-пирохлоровым орудением. Кроме того в рудах присутствуют бастнезит, циркон, апатит, пирит, галенит, халькопирит, пирротин и др. Месторождения данного типа появляются над скрытыми массивами ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов или на их продолжении и могут рассматриваться как типичные надинтрузивные образования, своего рода области выноса элементов из материнских интрузивных массивов. В них концентрируются те элементы, которые выносятся при метасоматическом развитии карбонатитов по ультраосновным-щелочным породам — натрий, кремний, редкие земли промежуточной и иттриевой группы, начиная от самария и кончая лютецием, торий, барий, скандий и др.

**Железо.** Во многих массивах распространены форстерит-apatитовые и флогопит-apatитовые породы с высоким количеством магнетита. Эти образования, получившие названия железорудного комплекса (Каледонский комплекс..., 1965), фоскоритов (Карбонатиты, 1969), камафоритов (Бородин, 1968, Бородин и др., 1973), в некоторых массивах — Ковдорский, Vuориярви, Арбарастахский, Ессейский, Палабора, Букусу и других слагают крупные штокообразные или кольцевые жилищеобразные тела с запасами в сотни миллионов тонн железа. Содержание магнетита в рудах составляет 30—50% (иногда до 70—80%). Рудные тела штокообразной формы прослеживаются на глубину не менее 1 км при округлом или овальном горизонтальном сечении площадью от 1 до 3 км<sup>2</sup>.

На Ковдорском месторождении выделяются следующие минеральные типы руд: форстерит-магнетитовые, апатит-форстерит-магнетитовые и кальцит-apatит-форстерит-магнетитовые. Они образуют вкрапленные, пятнистые, полосчатые и массивные тектурные разновидности. Среднее содержание железа в рудах 30%, SiO<sub>2</sub> около 8%, MgO 10—18%, CaO 10—14%, TiO<sub>2</sub> 0,4—0,8%, MnO около 0,3%, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 3—6%, S 0,1—0,5%. Руды относятся к фосфористому типу (содержание фосфора в концентратах составляет 0,2%). Магнетит в рудах преимущественно магнетитовый (MgO 5—9%) малотитанистый (1—1% TiO<sub>2</sub>) (Бородин и др., 1973).

На Палаборе фоскориты образуют кольцо вокруг карбонатитового штока. Они сложены магнетит-оливин-apatитовой породой следующего состава: 35% магнетита, 25% апатита, 18% карбонатов и 22% серпентина, вермикулита, биотита, диопсида, бадделейта и медных минералов (кубанита, халькопирита, борнита, халькозина и др.).

Важно подчеркнуть комплексный характер месторождений рассматриваемого типа. В рудах обычны апатит, бадделейт, пирохлор

(гатчеттолит) и другие минералы, ценность которых может превышать ценность основного компонента.

Другим промышленным типом месторождений железа являются гематитовые карбонатиты, разрабатываемые на массивах Фен (Норвегия) и Калькфельд (Намибия). Штокообразные тела гематитовых руд содержат 20—50% железа с общими его запасами в десятки, реже первые сотни миллионов тонн.

Значительные запасы железа связаны с перовскит-титаномагнетитовыми рудами. Однако извлечение железа из этого сырья возможно лишь при комплексной его переработке.

**Титан.** Как и ниобий, это весьма характерный элемент ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. Он образует целую серию минералов — перовскит (кнопит, дизаналит), сфен, рутил, ильменит, титаномагнетит, циркелит, а также содержится в минералах группы пирохлора, в кальцитрите и в ряде силикатов. Среди них наиболее распространенными, образующими иногда промышленные скопления, являются перовскит и титаномагнетит, хотя остальные минералы в некоторых массивах также встречаются в существенных количествах. В ряде массивов (Паудерхорн, Магнет-Ков, Большежидойский) перовскит и титаномагнетит образуют густую вкрапленность и сплошные массы в виде линз, полос и неправильной формы участков в пироксенитах, оливинитах и мельтейгитах (Temple, Grogan, 1965). Площадь рудных участков до 1—2 км<sup>2</sup>. Запасы руды сотни миллионов тонн при содержании TiO<sub>2</sub> от 5 до 20% (ср. 8—10%) и железа от 10 до 30% (в ср. 12—17%) (Малышев, 1957).

**Апатит.** В последние годы в СССР и за рубежом все большее значение в качестве промышленного источника фосфатного сырья начинают приобретать карбонатиты, для которых в целом характерно повышенное содержание фосфора (1—10% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), связанное с мелковкрапленным апатитом. Этот апатит в большинстве массивов может извлекаться попутно при переработке редкометалльных карбонатитов. Промышленные концентрации апатита связаны с двумя типами образований: 1) апатит-магнетит-флогопитовыми и форстерит-магнетит-апатитовыми метасоматитами (фоскоритами), слагающими штокообразные и жилообразные тела в массивах Ковдорском (СССР), Букусу (Уганда), Палабора (ЮАР) и др.; 2) кораами выветривания карбонатитов на массивах Сукулу (Уганда), Якупиранга (Бразилия), Нижнесаянский (СССР) (табл. 18).

Оба промышленных типа апатитовых месторождений характеризуются высоким содержанием апатита (10—15% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), что обеспечивает получение их высококондиционных концентратов (32—36% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). Такого рода месторождения обладают крупными запасами апатита в десятки и сотни миллионов тонн. В настоящее время добыча апатита ведется из фоскоритов Палаборы и из кор выветривания массивов Сукулу, Якупиранга. Намечается попутное получение апатита при обогащении железных руд Ковдорского месторождения. На Палаборе ежегодно получают 500 000 т апатитового концентрата.

**Слюда.** Массивы ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов представляют собой весьма перспективный тип месторождений флогопита и вермикулита. За рубежом они известны в массивах Палабора (ЮАР) и Дорова (Южная Родезия). В СССР в пределах Карело-Кольской и Маймеча-Котуйской провинций открыты и разведаны месторождения подобного типа Ковдорское, Гули, Одихинча. В этих месторождениях выделяются несколько типов слюдоносных образований (Эпштейн, 1961; Ланда, 1969; Лапин, 1965; Терновой и др., 1969; Родионов и др., 1972). Основное промышленное значение имеют пегматоидные флогопит-оливиновые и флогопит-диопсидовые образования, характеризующиеся наиболее высоким содержанием сырья (от 30 до 100—150 кг/м<sup>3</sup>).

## Основные апатитовые месторождения

Месторождения	Краткие сведения	Источник
Сукулу (Уганда)	Карбонаты и их продукты дизинтеграции, содержащие 25—30% апатита, 0,2—0,5% пирохлора. Разрабатывается с 1961 г. на апатит с сопутным получением пирохлоровых концентратов	Карбонаты, 1969
Букусу (Уганда)	Кольцевое тело апатит-магнетитовых руд с содержанием от 15 до 50% апатита	То же
Дорова (Южная Родезия)	Магнетит-apatитовые руды, запасы около 40 млн. т с содержанием более 20% апатита. Промышленная разработка с 1965 г.	
Палабора (ЮАР)	Кольцевое тело апатит-магнетитовых руд, содержащих 25% апатита и 35% магнетита. Ежегодно добывается 500 тыс. т апатитового концентрата и 2 тыс. т бадделитового продукта	»
Гленовер (ЮАР)	Округлое тело апатитовых руд около 250 м в диаметре; содержание $P_2O_5$ 25—37% (или 75—95% апатита). Ежегодно добывается 13 тыс. т руды	»
Ессейское (СССР)	Кольцевое тело апатит-магнетитовых руд с содержанием 25—70% апатита, 25—55% магнетита.	Егоров, Поршнева, Ланда, 1968—1970 гг.
Нижнесаянское (СССР)	Кора выветривания карбонатов на площади 3,4 км <sup>2</sup> ; количество апатита в среднем 25%. Содержание апатита в карбонатитовом штоке коренного месторождения 8—10%	

**Флюорит.** Фтор является весьма характерным элементом карбонатитового процесса. В незначительном количестве он входит в слюды, амфиболы, минералы группы пирохлора и накапливается в аптите и редкоземельных карбонатах. Характерно обогащение фтором образований поздних стадий карбонатитового процесса: для анкеритовых и сидеритовых карбонатитов наряду с фторкарбонатами редких земель (паризита и бастнезита) типичен флюорит, слагающий отдельные прожилки и жилы, а в некоторых случаях и крупные метасоматические зоны.

На Большетагнинском массиве в Восточном Саяне флюоритизацией в той или иной степени затронут весь комплекс ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. В участках наиболее интенсивной переработки кальцитовых карбонатитов фторсодержащими растворами образовалась серия крупных зон дуговидной формы с содержанием 10—60% флюорита (ср. 22%), 10—25% гематита и 4—5% апатита (Егоров, Овчинников и др., 1966; Фролов, Багдасаров, 1968).

С давних пор в Индии в пределах ультраосновного-щелочного массива Амба-Донгар отрабатывались богатые флюоритовые руды с содержанием более 50%  $CaF_2$ . Запасы руды со средним содержанием 30% флюорита оцениваются в 11 млн. т. Введена в строй фабрика для обогащения низкосортных руд (Sukheswala, Ugas, 1963). Аналогичное флюоритовое месторождение известно в Юго-Западной Африке в массиве Окорусу с запасами руды 7 млн. т при среднем содержании плавленого шпата 60% (Martin и др., 1960).

**Медь.** Сульфиды меди в незначительных количествах отмечаются в карбонатитах многих массивов — Букусу (Уганда), Паудерхорн

(США), Биг-Биверхаус (Канада), Ковдорский (СССР), но промышленные их скопления редки и известны пока лишь на месторождении Палабора (ЮАР). Здесь в пределах карбонатитового штока разведано вер-

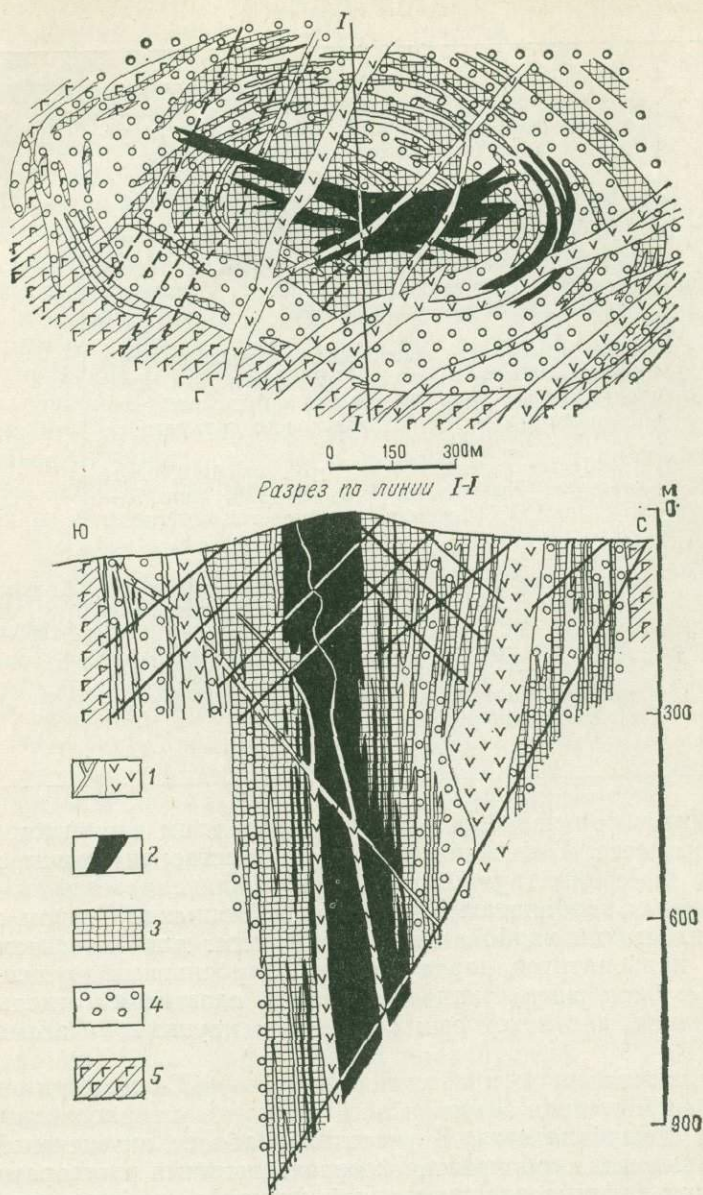


Рис. 31. Месторождение Палабора. По И. Герберту (Herbert, 1967)

1 — долериты; 2 — медные (борнит-халькопиритовые) руды; 3 — карбонатиты; 4 — фоскориты (апатит-форстерит-магнетитовые породы); 5 — слюдастые пироксениты

тикальное рудное тело на глубину 1000 м, имеющее размеры в плане 200×600 м и содержание меди около 1% (рис. 31). Оно окружено зоной низкосортных вкрапленных руд в фоскоритах. Запасы руды этого месторождения определены в 315 млн. т при среднем содержании 0,69% меди. Построен рудник с производительностью 63 тыс. т меди в год (Herbert, 1967).

**Свинец, цинк.** Сульфиды свинца, цинка, меди, железа, молибдена в незначительном количестве отмечаются во многих карбонатитовых массивах (Капустин, 1971). При этом четко выражена тенденция в обогащении ими поздних разновидностей карбонатитов Канганкунде (Малави), Мрима (Кения) и др. В некоторых массивах имеет место повышенное содержание этих элементов. Например, в пределах одного из сибирских массивов среди крупного тела анкеритовых карбонатитов проявлен штокверк галенит-сфалерит-молибденитовой минерализации (Фролов, 1971<sub>3</sub>). Новый генетический тип комплексных свинцово-цинковых месторождений имеет особый научный и практический интерес, поэтому здесь дана его краткая характеристика.

Это месторождение не выходит на земную поверхность. Современным эрозийным срезом вскрыт лишь ореол рассеянной вкрапленности сфалерита, галенита и пирита (рис. 32). Свинцово-цинковые руды появляются на глубине. По предварительным данным, основное рудное тело имеет сложную форму при общем север-северо-восточном простирании, оно характеризуется неровной

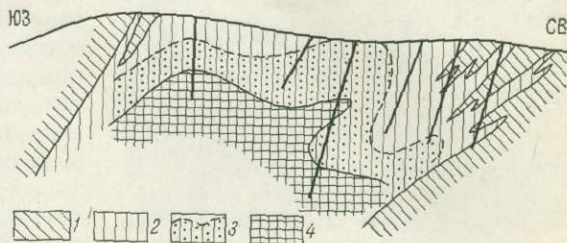


Рис. 32. Вертикальный разрез скрытого рудного тела

1 — кальцитовые карбонатиты; 2 — анкеритовые карбонатиты; 3 — убогая вкрапленность сфалерита и галенита; 4 — галенит-сфалеритовые прожилково-вкрапленные руды

кровлей (нижняя граница не установлена), испытывающей погружение к юго-западу. Генетически и пространственно свинцово-цинковая минерализация связана с анкеритовыми карбонатитами, образующими в пределах штока кальцитовых карбонатитов крупное меридионально вытянутое тело линзообразной формы, осложненное множеством ответвлений со стороны северного и западного контактов.

Центральная часть тела сложена крупнозернистыми кавернозными анкеритовыми карбонатитами с аксессуарной редкоземельной минерализацией и сопутствующими ей сфалеритом, галенитом, пиритом, молибденитом, реже флюоритом, баритом, альбитом, апатитом, ферсмитом и другими минералами. Прожилково-вкрапленные галенит-сфалеритовые руды приурочены к северной периферии анкеритового тела. Рудовмещающие породы представлены здесь преимущественно мелкозернистыми лейкократовыми разновидностями анкеритовых карбонатитов, образовавшихся в результате перекристаллизации крупнозернистых карбонатитов. С этим процессом сопряжено появление вкрапленной (0,5—3 мм до 5—6 мм) свинцово-цинковой минерализации.

Послекристаллизационная деформация сопровождалась появлением межзерновых рудных цепочек, просечек и прожилков мощностью от первых миллиметров до 2—3 см. Прожилки имеют преимущественно вертикальную или близкую к ней ориентировку. Возникший таким образом рудный штокверк сложен сфалеритом и в меньшей мере галенитом, пиритом, паризитом, бастилезитом, изредка молибденитом и халькопиритом. В надштокверковом вкрапленном ореоле из рудных минералов преобладает пирит, количество которого резко падает в участках богатых свинцово-цинковых руд. Суммарное содержание галенита и сфалерита варьирует от 1—2 до 25—30% (обычно 7—15%). При этом галенита в руде в 3—5 раза меньше, чем сфалерита.

Пирит, сфалерит, галенит, иногда халькопирит обычно образуют совместные агрегаты, тесные срастания (рис. 33, 34). Вместе с тем



вполне определенно устанавливается более позднее развитие сфалерита и галенита. Сфалерит очень часто замещает пирит, и последний обычно сохраняется в виде многочисленных корродированных зерен, составляя

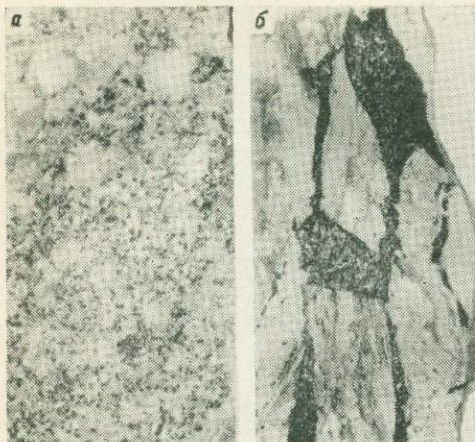


Рис. 33. Свинцово-цинковые руды. Нат. вел.  
а — вкрапленные, б — прожилковые



Рис. 34. Формы выделения пирита (п), сфалерита (с) и галенита (г) в анкеритовом карбонате (черное). В сфалерите видна эмульсионная вкрапленность халькопирита. Увел. 120.

в отдельных образцах псиломелана 1,2%  $\text{MoO}_3$  (Карбонатиты, 1969).

**Торий.** Широко распространен в карбонатитах, причем, большая его часть находится в рассеянном состоянии. Как правило, содержание  $\text{ThO}_2$  в пирохлоре находится в пределах 0,1—0,5% и увеличивается в редко встречающемся ториевом пирохлоре до 12%. Содержание в пирохлорных концентратах составляет: 2,7%  $\text{ThO}_2$  в Сукулу; 0,8%  $\text{ThO}_2$  в Мбее

до 20—30% объема сфалерита. Иногда проявляется закономерная система в их расположении с образованием скелетных форм. Наряду с включениями пирита в сфалерите часто отмечается эмульсионная вкрапленность халькопирита. Отдельные выделения сфалерита настолько «нашпигованы» мелким (0,05—0,01 мм) пиритом и тонкодисперсным халькопиритом (0,005 мм и менее), что на долю «минерала-хозяина» остается 60—70%, а иногда и 50% общего его объема. Прожилковый сфалерит почти свободен от такого рода включений. Галенит большей частью образует прямолинейные границы со сфалеритом; иногда создается впечатление о его позднем формировании.

Околожилльные изменения практически не выражены. Иногда совместное развитие галенита и сфалерита сопровождается слабой хлоритизацией анкеритового карбоната.

**Молибден.** Накапливается в поздних, преимущественно анкеритовых и сидеритовых карбонатитах, в которых содержание его обычно составляет первые сотые доли процента (Чилва, Вигу, Сонгве, Канганкунде и др.). В некоторых участках анкеритовых карбонатитов отмечаются тончайшие прожилки молибденита, содержание его иногда достигает 0,1%. Устанавливается концентрация молибдена в корах выветривания карбонатитов (Мрима). Особенно высокая степень адсорбции молибдена проявлена во вторичных марганцевых рудах. Так, в подобных образованиях коры выветривания карбонатитов Мрима количество молибдена составляет 0,1—0,2% и достигает

и 1,3% ThO<sub>2</sub> на Чилве (Карбонатиты, 1969). В поздних карбонатитах содержание тория повышается. В них наряду с торийсодержащими появляются собственно ториевые минералы — монацит, торит, ураноторит. В карбонатитовом ядре Палаборы, обогащенном медью, содержится в среднем 0,033% Th и 0,006% U. Еще более возрастает концентрация тория в кварц-карбонатных жилах с ториево-редкоземельной минерализацией 2—3%, иногда до 5—6% (ср. 1,5%).

**Цирконий.** Входит главным образом в состав четырех минералов — циркона, бадделейта, кальцитита и циркелита. Широкое развитие циркона отмечается в массиве Луэш, а бадделейта — в карбонатитах Бразилии. По-видимому, при разработке пироклоровых руд этих массивов возможно попутное получение цирконовых и бадделейтовых концентратов. На Палаборе из фоскоритов уже налажено получение бадделейтового продукта (2000 т ежегодно). В СССР предполагается попутное получение бадделейтового концентрата при обогащении магнетит-апатитовых руд Ковдорского месторождения.

**Карбонатные породы.** Карбонатиты в связи с общей зараженностью апатитом и железистыми минералами (биотитом, пироксеном, амфиболом, магнетитом) в общем случае не являются флюсовым и цементным сырьем. Однако в большинстве массивов значительно развиты лейкократовые или мономинеральные (мраморовидные) кальцитовые карбонатиты, которые можно использовать в качестве строительного облицовочного материала, а также для производства цемента. Известно, что карбонатиты массивов Тороро и Сукулу являются базой для цементной промышленности Уганды. Кроме того, при переработке редкометаллических карбонатитовых руд в большом количестве получают карбонатные продукты, которые также могут использоваться для получения извести, цемента или для удовлетворения нужд химической промышленности.

**Минеральные краски.** В зоне гипергенеза в результате химического выветривания карбонатитов, особенно их анкеритовых и сидеритовых разновидностей образуются интенсивно лимонитизированные породы — охры. Эти образования из железной шляпы Саланлатвинского массива на Кольском полуострове представляют собой сырье для изготовления естественных минеральных красок коричневого цвета. Запасы пигмента, содержание которого составляет в среднем 36,4% веса породы, оцениваются в 190 тыс. т (Серба, 1963). Промышленный интерес, по-видимому, будут представлять охристые образования в коре выветривания анкеритовых карбонатитов в массивах Восточного Саяна и Восточной Африки. Запасы этого вида сырья в них весьма значительны.

**Барит и целестин.** Характерные минералы поздних стадий карбонатитового процесса иногда образуют промышленные скопления, приуроченные к анкеритовым, сидеритовым и доломитовым карбонатитам. Среднее содержание барита и целестина в карбонатитах Маунтин-Пасс составляет 20%. Здесь барит содержит стронций и нередко в таких количествах, что минерал отвечает по составу бариевому целестину. Концентрации барита в анкеритовых и сидеритовых карбонатитах Саланлатвинского массива составляют 10—15%, а в железной шляпе 25% (ср. 18%); запасы его здесь составляют 300 тыс. т (Серба, 1963).

**Полевой шпат.** В массивах ультраосновных-щелочных пород распространены полевошпатсодержащие породы — нефелиновые и щелочные сиениты. Интерес представляют метасоматические фельдшпатизированные породы, которые обычно характеризуются грубозернистой, пегматонидной структурой и высоким содержанием ортоклаза (микроклина) — до 70—80%.

**Алюминий.** В массивах ультраосновных-щелочных пород отмечают участки, обогащенные нефелином и отвечающие по составу ийолитам и уртитам. Подобного типа породы, развитые на площади более 0,1 км<sup>2</sup>, могут представлять интерес как объекты нефелинового сырья.

**Асбест.** Развитие рибекит-асбеста в карбонатитах и фенитах имеет место в пределах Горноозерского массива (Гамбоев и др., 1965), а также массивов Нкомбва и Дорова. Он образует прожилки мощностью до 10—15 см и протяженностью первые метры. Масштабы проявлений не установлены, хотя, учитывая невысокие кондиции на этот вид сырья, они могут представлять практический интерес.

**Огнеупоры.** Существенно оливиновые породы (дуниты и оливиниты), развиты в глубокоэродированных массивах Кольского полуострова и севера Сибирской платформы, представляют интерес как огнеупорное сырье. В частности для оливинитов Хабозерского месторождения (массив Лесная Варака) разработаны технические условия применения и запасы их утверждены ГКЗ. Наибольшую ценность имеют разновидности с небольшим количеством серпентина.

**Сода и соли.** Огромные изверженные массы карбонатного материала вулканов Восточной Африки (Ольдоиньо-Ленгаи, Керимаси и др.) явились источником образования озерных рассолов и эвапоритов, содержащих большие запасы карбоната, хлорида и фторида натрия. На оз. Магади ежегодно добывается 130 тыс. т соды и около 16 тыс. т соли. Здесь же добывается и фторид натрия.

Необходимо отметить, что не все упомянутые виды минерального сырья встречаются в пределах одного массива ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. Обычно в современных эрозионных срезах отдельных массивов проявлено до 5—8, редко 10 типов полезной минерализации, из которых промышленное значение имеют 2—4, а в наиболее продуктивных — до 5—7 видов рудного и нерудного минерального сырья. Анализ рудоносности 160 массивов показывает, что наибольший удельный вес в них, вне зависимости от типа провинций, имеют пироклоровые и апатитовые руды, образующие промышленные месторождения в каждом третьем и четвертом массиве. Комплексный характер оруденения массивов и их группировка на сближенных площадях позволяют выделять крупные рудные поля или районы важного народнохозяйственного значения.

## 2. Основные закономерности размещения месторождений

Как правило, месторождения полезных ископаемых локализованы в контурах рудоносных массивов, и лишь самые поздние месторождения тория и редких земель нередко залегают во вмещающих породах вблизи материнских массивов. Иногда удается установить переход жильных рудных тел из апикальной части массивов в их кровлю. Распределение месторождений внутри массивов подчинено общей закономерности формирования последних и связано с влиянием магматических и структурных факторов, определяющих строение рудоносных массивов. Общее влияние этих факторов находит отражение в зональном размещении месторождений разных полезных ископаемых в плане и по вертикали. Вместе с тем масштабы и тип оруденения также обусловлены проявлением локальных структурных и физико-химических факторов.

**Зональность оруденения.** Сложное строение этих комплексов обусловлено длительной историей их формирования, что соответственно определяет сложное сочетание в контурах единых массивов различной по времени минерализации переменного состава. Вдоль одних и тех же структурных элементов часто отмечается наложение минерализации двух и трех стадий и одновременно перераспределение минерализации более ранних стадий. Несмотря на отмеченные особенности для определенных видов полезных ископаемых сохраняется тесная связь с положением разновременных минеральных парагенезисов (пород) рассматриваемых комплексов (табл. 19). При этом смена во времени и прост-

Этапность формирования массивов и связанного с ними оруденения

Этапы и стадии формирования массивов	Породы	Метасоматические процессы	Продуктивная минерализация	Примеры массивов (месторождений)
I. Ультраосновной	Пироксениты, оливиниты и их метасоматические разновидности	Нефелинизация	Перовскит, титаномагнетит, апатит, флогопит	Африкандский, Жидойский
II. Ультраосновной-щелочной	Пироксен-нефелиновые породы ряда якупирангит-мельтейгит-ийолит	Флогопитизация	Перовскит, апатит, флогопит, нефелин	Магнет-Ков
III. Сиенитовый	Нефелиновые и щелочные сиениты и их альбитизированные разновидности	Калишпатизация Альбитизация I Апатитизация	Пирохлор, гатчеттолит, циркон, апатит	Тундулу, Луэш, Немагос
IV. Карбонатитовый: ранние стадии	Кальцитовые карбонатиты	Кальцитизация	Пирохлор, гатчеттолит, магнетит, апатит, бадделлит	Тапира, Ока
поздние стадии	Анкеритовые и доломитовые карбонатиты	Доломитизация Анкеритизация	Фторкарбонаты редких земель, монацит, флюорит, барит, колумбит, гематит; молибденит, халькопирит, борнит, галенит, сфалерит и др.	Канганкунде
V. Посткарбонатитовый	Кварцевые, карбонатные, баритовые жилы	Альбитизация II Окварцевание	Торит, монацит, ксенотим, колумбит, рутил, барит, флюорит, гематит	Айрон-Хилл (Паудерхорн)

ранстве минеральных типов месторождений является отражением направленного развития этапов и стадий магматических и постмагматических процессов, последовательным смещением их вверх по разрезу с образованием вертикальной рудной зональности (рис. 35).

Менее отчетливо выражена закономерность размещения месторождений в плане. Хотя абсолютное большинство массивов имеет зонально-

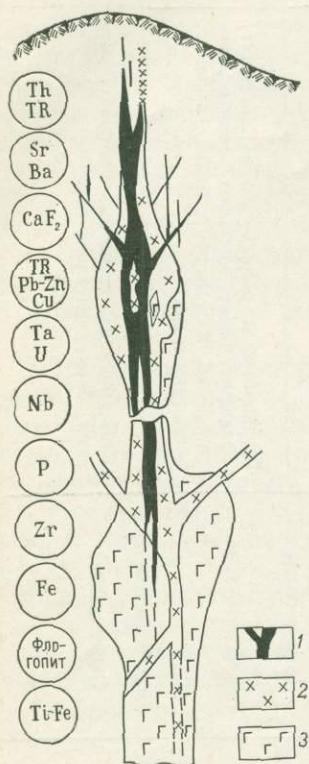


Рис. 35. Схема вертикальной зональности состава, строения и распределения оруденения в массивах ультраосновных - щелочных пород и карбонатитов

1 — карбонатиты; 2 — ультраосновные-щелочные породы; 3 — ультрабазиты

кольцевое строение и обусловленное им соответствующее распределение месторождений, это распределение не подчинено какой-либо единой закономерности. Формирование массивов не происходит только по центростремительной или только по центробежной схеме. Механизм их становления более сложный. Однако на ранних или поздних этапах процесса образования массивов тот или иной тип зональности бывает выражен более или менее четко. Горизонтальная зональность, определяемая закономерным распределением месторождений разных полезных ископаемых, имеет место главным образом в массивах, характеризующихся преимущественно развитием либо ранних, либо поздних комплексов пород. Первые из них, относящиеся к числу глубокоэродированных массивов, сложенных в основном ультрабазитами и пироксен-нефелиновыми породами, характеризуются перовскит-титаномагнетитовым оруденением, которое к периферии массивов сменяется флюгопитоносными метасоматитами (Африкандский, Шава).

В массивах второй группы (средне- и малоэродированные), в строении которых вместе с пироксен-нефелиновыми породами ряда ийолит — якупирангит существенное участие принимают сиениты и карбонатиты, проявлена горизонтальная зональность оруденения центростремительного типа. Как уже отмечалось, в них ранние кальцитовые карбонатиты сменяются по направлению к центру массивов более поздними доломитовыми или анкеритовыми (сидеритовыми) карбонатитами. В соответствии с этим гатчеттолитовые и пирохлоровые месторождения, расположенные в основном по периферии карбонатитовых штоков, в центре уступают место паризит-бастнезитовым,

гематитовым или флюоритовым рудам (Восточная Сибирь). В других массивах апатит-магнетитовые месторождения сменяются пирохлоровыми (Сукулу, Букусу) или борнит-халькопиритовыми (Палабора).

При многоэтапном механизме формирования массивов происходит частичное или полное замещение ранних магматических образований и локализованных в них месторождений более поздними. Масштабы этого явления возрастают снизу вверх и сопровождаются метаморфизмом руд, регенерацией и переотложением их на более высоких уровнях массивов с образованием обычно новых минеральных типов.

Распределение месторождений в карбонатитах контролируется структурными и литолого-геохимическими факторами (Фролов, 1965). В ходе многостадийного постмагматического процесса проявлялась последовательная смена кальциево-карбонатного магнезиально-карбонатным и магнезиально-железисто-карбонатным метасоматозом при соот-

ветствующей эволюции редкометального оруденения. Такое развитие карбонатитового процесса обуславливает прямую вертикальную зональность в размещении минерализации, которая выражается в общем случае в убывании снизу вверх концентраций тантало-ниобатов и увеличении масштабов развития паризит-бастнезит-монацитово́й, флюоритовой, баритовой и гематитовой минерализации.

Как известно, в массивах ультраосновных-щелочных пород максимум появления карбонатитов приурочен к их верхним частям. С глубиной размеры карбонатитовых тел уменьшаются; штокообразные тела постепенно сменяются системой жил или штокверковых зон с переходом в отдельные жильные тела. Как показало сопоставление состава комплексов пород различного эрозионного среза, поздние карбонатиты анкеритового и сидеритового состава практически отсутствуют в глубоко эродированных массивах. Здесь распространены кальцитовые, кальцит-доломитовые, реже доломитовые карбонатиты. Таким образом, в карбонатитовых массивах с глубиной проявлена тенденция к уменьшению роли сидеритовых и анкеритовых разновидностей. Над слепыми карбонатитовыми массивами обычно развиты жилы анкеритового состава с редкоземельной и ториевой минерализацией. Следовательно, есть основание считать, что имеет место прямая вертикальная зональность в распределении карбонатитов.

В общем случае для массивов, не выходящих на поверхность, может быть намечена следующая условная колонка последовательного убывания масштабов развития карбонатитов: сидеритовые — анкеритовые — доломитовые (доломит-кальцитовые) — кальцитовые. В массивах с элементами вулканических структур эта схема нарушается. Можно назвать ряд незначительно эродированных комплексов, в которых развиты только кальцитовые карбонатиты (Калианго, Лашэйн, Рангва, Хома).

Таким образом, указанная выше вертикальная зональность не является универсальной. По-видимому, она имеет место преимущественно в хорошо дифференцированных массивах. Вместе с тем при прочих равных условиях редкоземельные анкеритовые и сидеритовые карбонатиты имеют меньшую глубину распространения по сравнению с кальцитовыми и доломитовыми и, следовательно, нет оснований ожидать крупных месторождений редких земель, флюорита, гематита и барита в глубокоэродированных массивах.

Наряду с указанной зональностью имеет место вертикальная зональность в распределении типов редкоземельной минерализации. Она выражается в том, что для участков массивов, формирование которых происходило в приповерхностных горизонтах, характерна минерализация, проявленная преимущественно в виде монацита (Гудини, Калькфельд, Гленовер, Нкомбва, Канганкунде и другие массивы). Поэтому в некоторых массивах, характеризующихся малым эрозионным вскрытием, отмечаются значительные концентрации монацита, достигающие на Канганкунде в среднем 5% объема карбонатита. С глубиной начинает возрастать доля карбонатов редких земель: паризита, бастнезита, бербанкита, анкилита и др. (Чилва, Тундулу, Ока, Паудерхорн, Маунтин-Пасс, Себль-Явр).

Отмеченная общая закономерность в размещении месторождений разных полезных ископаемых не всегда четко выявляется, так как она нередко затуманена или осложнена многоэтапностью магматических и гидротермальных процессов, обусловивших наложение и частичное перекрытие в распределении по вертикали разнотипного оруденения. Эта общая закономерность, выражающаяся в многоярусном строении массивов и связанном с ним зональном распределении оруденения, улавливается при сравнении рудоносности массивов различных глубинных уровней (эрозионных срезов).

При этом есть основания предполагать, что глубинные части массивов характеризуются однообразием состава и строения комплекса пород, а также связанного с ними оруденения. Здесь в пироксенитах, оливинитах и реже в ийолит-мельтейгитах локализуются магматические месторождения перовскит-титаномагнетитовых и апатитовых руд и метасоматические флогопитовые залежи. Выше значительно возрастает разнообразие пород и типов минерализации. Появляются промышленные скопления апатит-магнетитовых руд и редкометальной тантало-ниобиевой минерализации, которые в еще более высоких горизонтах рудоносных массивов уступают место редкоземельным, флюоритовым, гематитовым, баритовым и торнево-редкоземельным месторождениям. Наряду с усложнением вещественного состава руд месторождений происходит сокращение вертикального размаха оруденения. Это объясняется тем, что по приближении к дневной поверхности увеличивается температурный градиент. Относительно быстрое падение температуры и давления способствует рудной «разгрузке» гидротермальных растворов на сокращенном вертикальном интервале.

Особо следует рассмотреть вопрос о глубине распространения оруденения и его вертикальном размахе. Имеющиеся данные свидетельствуют в целом о весьма значительном распространении оруденения на глубину. Фактическая глубина вскрытия рудных месторождений рассматриваемого типа не превышает 1000 м (табл. 20), но относительная

Таблица 20

Глубина вскрытия руд в массивах ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов

Месторождение	Типы руд	Глубина вскрытия, м	Изменения с глубиной	
			формы рудных тел и их мощности	минерального состава и содержания полезных ископаемых
Палабора (ЮАР)	Борнит-халькопиритовые карбонатиты	900	Заметных изменений нет	Без существенных изменений на всем прослеженном интервале
Ковдор (СССР)	Магнетит-apatитовый рудный комплекс	900—1000	То же	То же
Восточная Сибирь	Пироклоровые карбонатиты	700	»	Содержание пироклора не уменьшается, падает количество карбоната и несколько возрастает содержание магнетита, амфибола и апатита
Ока (Канада)	Пироклоровые карбонатиты	600	Мощность несколько увеличивается	

выдержанность мощности рудных тел и содержания полезных компонентов в этом диапазоне глубин позволяет говорить о большом вертикальном размахе оруденения.

Например, известно, что до глубины 900 м форма и вещественный состав тел халькопирит-борнитовых руд в карбонатитах Палаборы (ЮАР) не испытывают заметных изменений и содержание меди не падает (Herbert, 1967) (см. рис. 31). Рудные тела пироклоровых карбонатитов на месторождении Ока (Канада) разбурены до глубины 600 м. Они не обнаруживают тенденции к выклиниванию и, наоборот, мощность некоторых из них возрастает с 20 до 50 м, а иногда и более (рис. 36).

Промышленное тело железных руд апатит-форстерит-магнетитового состава на Ковдорском массиве прослежено скважинами до глубины 900—1000 м и оно не испытывает заметного выклинивания. В пределах одного из массивов Восточной Сибири карбонатитовый шток площадью в плане 9 км<sup>2</sup> (3,5×2,5 км) вскрыт двумя структурными скважинами

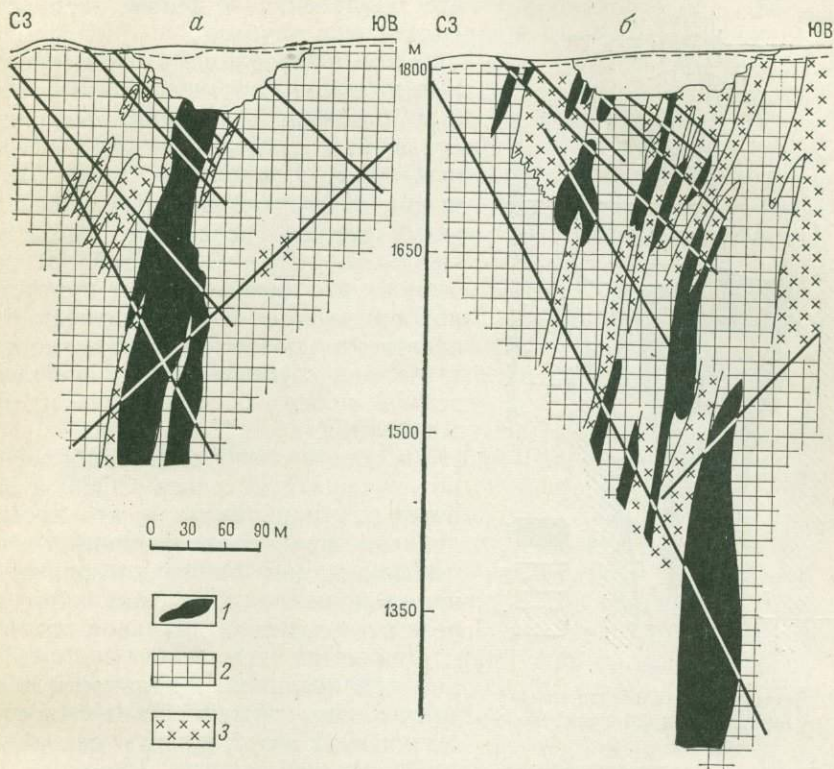


Рис. 36. Вертикальные геологические разрезы рудных зон месторождения Ока (а — рудная зона А-2, б — рудная зона А-1). По Д. Л. Гольду и др. (Gold e. a., 1967)

1 — пироклоровые руды; 2 — карбонатиты, 3 — ийолиты

до глубины 550 и 500 м (рис. 37). В скважине, пробуренной в центре штока на глубину 550 м, некоторое увеличение меланократовости кальцитовых карбонатитов сказывается ниже 400 м; появляются интервалы, обогащенные магнетитом (до 30%), апатитом (10—15%) и амфиболом (20—30%) с образованием магнетит-апатит-амфибол-кальцитовых пород. Нередко значительное содержание в породах этого комплекса приобретает биотит (до 20%). Содержание пирохлора на всю вскрытую глубину существенно не меняется. В другой скважине, пробуренной до 500 м в периферической части карбонатитового штока, тенденция к увеличению с глубиной магнетита, апатита и биотита замаскирована в связи с замещением кальцитовых карбонатитов более поздними анкеритовыми карбонатитами, которые непрерывно развиты в интервале 250—465 м. Однако и в них отдельные участки обогащены указанными минералами. При этом содержание пирохлора, как и в первой структурной скважине, не падает, и даже отмечается некоторое его увеличение.

Таким образом, с учетом эрозионного вскрытия карбонатитов общая прослеженная глубина редкометальной минерализации на этом массиве составляет 700 м. По-видимому, минерализация существенно



не менялась на таком же отрезке ниже прослеженного интервала, и в части, уничтоженной эрозией. Поэтому суммарная вертикальная колонка редкометалльных карбонатитов составляла минимум 2,5—3,0 км, а исходя из общих размеров карбонатитового штока и учитывая увеличение масштабов магнетитовой, апатитовой и флогопитовой минерализации, есть основание предполагать, что оруденение в целом распространяется еще глубже.

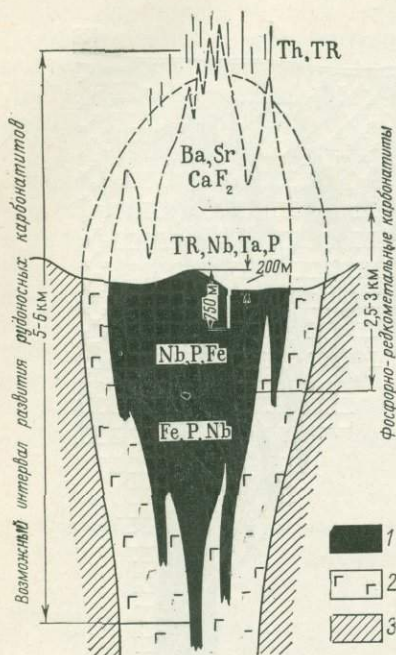


Рис. 37. Схематический вертикальный разрез рудоносного карбонатитового штока

1 — карбонатиты; 2 — ультраосновные-щелочные породы; 3 — осадочно-метаморфические породы

формирования карбонатитов. Они сосредоточены преимущественно в верхних частях массивов, хотя иногда отмечаются и на более нижних их уровнях, но отсутствуют в массивах с глубоким уровнем эрозионного среза. Вертикальный размах в распространении этого типа минерализации редко превышает 1 км. Типичными примерами могут служить месторождения флюорита (Амба-Донгар), монацита (Канганкунде), гематита (Калькфельд), локализованных в апикальных и жерловых частях вулcano-плутонов. Минералы группы пироклора образуют промышленные концентрации в верхних и средних частях массивов. При этом вертикальный диапазон развития пироклоровых карбонатитов находится в пределах 3—5 км (возможно более). Магнетит и апатит образуют рудные концентрации в еще более значительном диапазоне, но несколько смещенном на глубину относительно пироклоровых карбонатитов. В глубоко эродированных массивах пироклоровые карбонатиты и апатит-магнетитовые образования как промышленные руды не проявлены. Здесь распространены главным образом перовскитовые и титаномагнетитовые месторождения в пироксенитах и оливинитах.

Таким образом, в массивах ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов определенные типы месторождений полезных ископаемых характерны для ограниченных глубин и связаны с магматическими породами определенных фаций, как это имеет место в случае месторож-

Это подтверждается при сопоставлении рудоносности массивов, имеющих различный уровень эрозионного среза. Так, прямые расчеты, выполненные А. А. Ельяновым и Е. М. Эпштейном по стратиграфическому разрезу глубины эрозионного среза массивов Алдана и Сетте-Дабана, показывают, что промышленное пироклоровое оруденение в карбонатитах отмечается на уровнях массивов, соответствующих глубине 4—5 км и более от земной поверхности периода их формирования.

Сопоставление ряда наиболее полно изученных массивов СССР и зарубежных стран показало, что промышленные проявления различных типов минерализации занимают определенное положение в вертикальном разрезе и имеют свой диапазон развития, что является отражением в общем случае вертикальной зональности в распределении магматических и постмагматических серий пород и связанной с ними минерализации (Фролов, 1968, 1970<sub>2</sub>). Образование месторождений редких земель, барита, флюорита, гематита связано с поздними стадиями

дений в пегматитах (Гинзбург, Родионов, 1960). Суммарный размах оруденения в массивах ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов составляет не менее 8 км. На этом вертикальном отрезке в общем отмечается смена месторождений различных полезных ископаемых, отвечающая прямой вертикальной зональности, когда магматические рудные образования нижних горизонтов массивов переходят выше в гипо- и мезотермальные месторождения.

Смена типов минерализации обычно происходит постепенно, с образованием интервалов, на которых нередко совмещаются месторождения разных полезных ископаемых. Отдельные типы минерального сырья в тех или иных массивах могут выпадать. Это, по-видимому, связано либо с полной переработкой ранних рудных образований более поздними минерализующими растворами, либо объясняется особенностями структурного контроля оруденения разных этапов. В одних случаях возникли структурные «ловушки», обеспечивающие отложение руд, в других — структурная обстановка способствовала рассеянию рудной минерализации. Все это в конечном итоге проявляется в том, что в современном эрозионном срезе отдельных массивов отмечаются промышленные скопления нескольких видов минерального сырья, смещенных в гетерогенных месторождениях комплексных руд или более или менее разобщенных в плане месторождений монокомпонентных руд.

Например, в пределах массива Палабора (ЮАР) известны месторождения апатит-магнетитовых и борнит-халькопиритовых руд, а также флогопита.

Вместе с тем в других массивах, на которых эрозией вскрыты относительно близкие глубинные уровни, не всегда проявлены одни и те же типы минерального сырья. Поэтому важно подчеркнуть, что общая схема вертикальной зональности в размещении месторождений разных полезных ископаемых не универсальна. Она осложняется или нарушается в связи с влиянием ряда факторов, в первую очередь структурных, контролирующих ход рудообразования. Процессы становления материнских массивов и формирования месторождений настолько разнообразны, что протекают по схеме, не повторяющейся полностью в каждом из них. Общей чертой этих процессов является лишь сам факт изменения оруденения, связанный с эволюцией родоначальной магмы.

Для петрогенезиса формации ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов важна проблема их металлогенической специализации. Вместе с тем вопрос источника рудных элементов чрезвычайно сложен и трудно разрешим. В настоящее время можно высказать лишь следующие соображения.

Среди всей суммы рудных элементов, образующих существенные концентрации в пределах комплексов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, можно выделить две группы элементов: 1) титан, железо, фосфор, ниобий, тантал, редкие земли, циркон, скандий, стронций; 2) торий, уран, медь, свинец, цинк, молибден. Первая группа элементов характерна для рассматриваемых комплексов пород и, как показал А. А. Кухаренко (Металлогенические особенности..., 1971) на примере восточной части Балтийского щита, обогащенность этими элементами обусловлена их высоким содержанием в подкоровом субстрате, а также связана с особенностью механизма концентрации рудных элементов в продуктах селективного плавления этого субстрата.

Элементы второй группы менее характерны и имеют вероятнее всего смещанный мантийно-коровый источник: их концентрация в ультраосновных-щелочных породах и карбонатитах не обходилась без процессов экстракции из пород гранитного слоя на пути проникновения родоначальной магмы в верхние горизонты земной коры. Наоборот, рудные

элементы первой группы определяют металлогеническую специализацию и потенциальную рудоносность ультраосновной-щелочной формации пород. Титан и железо образуют значительные концентрации главным образом в связи с ультраосновной серией пород.

В ходе дифференциации магмы щелочные расплавы все более обогащаются редкими металлами. Однако степень их концентрации зависит от интенсивности рудообразующих процессов, обусловленной физико-химическими и структурными факторами. А. А. Кухаренко (1971) предложил условно оценивать интенсивность рудообразования минерагеническим индексом, под которым он понимает «...долю какого-либо компонента, сосредоточенного в пределах обособленных рудных тел, по отношению к общему количеству этого компонента во всем интрузивном комплексе или формации» (стр. 257).

Несмотря на общность геохимической специализации, каждая провинция ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов имеет свои особенности характера и масштабы оруденения, что является уже в значительной мере результатом интенсивности собственно рудообразующих процессов. Так, для комплексных массивов Карело-Кольской и Маймеча-Котуйской провинций характерны значительные масштабы развития перовскит-титаномagnetитовой, апатит-магнетитовой и флогопитовой минерализации. Напротив, массивы той же геологической формации в Восточно-Саянской и Сетте-Дабанской провинциях в основном являются носителями редкометальных месторождений.

Возникает вопрос: чем обусловлено это различие в характере и масштабах оруденения материнских массивов единой формации? Представляется, что здесь «повинны» в основном два фактора — величина эрозионного вскрытия рудоносного массива и степень магматической дифференциации. Влияние первого фактора уже рассматривалось. Что касается интенсивности процессов магматической дифференциации и их влияния на рудообразование, то они могут быть показаны на примере уже упомянутых провинций.

С этой целью построены соответствующие вариационные кривые по средним содержаниям ряда химических элементов в определенных петрографических группах пород для четырех провинций СССР — Маймеча-Котуйской и Карело-Кольской, расположенных в пределах платформ, и Сетте-Дабанской и Восточно-Саянской, приуроченных к складчатому обрамлению платформ. Диаграммы показывают изменение средних содержаний щелочных и фемических окислов в зависимости от содержания кислотных окислов ( $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ ). Полученные кривые отражают направление и интенсивность (крутизна наклона к оси абсцисс) магматической дифференциации (см. рис. 10).

Более высокий градиент дифференциации<sup>1</sup>, характерный для Сетте-Дабанской и Восточно-Саянской провинций, свидетельствует о том, что в них полнее проявился процесс разделения родоначального вещества на отдельные типы пород и, соответственно, полнее проявились процессы автотетасоматоза и постмагматической минерализации. Меньшая степень дифференциации мантийной магмы в условиях Карело-Кольской и Маймеча-Котуйской провинций обусловила преимущественное развитие ультрабазитов и ийолит-мельтейгитов и связанных с ними магматических (перовскит-титаномagnetитовых) и ранних высокотемпературных гидротермальных руд (магнетита, апатита, флогопита). Полно дифференцированные комплексы Восточного Саяна и Сетте-Дабана наряду с упомянутой минерализацией, в основном имеющей лишь минералогический интерес, несут существенные концентрации пи-

<sup>1</sup> Изменение содержания щелочных и фемических окислов при возрастании количества кислотных окислов на 1%.

рохлора, гатчеттолита, паризита и других редкометалльных минералов, а также иногда сфалерита, галенита, флюорита и барита.

Большой вертикальный размах оруденения, в частности пирохлоровой минерализации, свидетельствует о формировании его в геотермической обстановке, характеризующейся выдержанностью температур на большом вертикальном диапазоне. Это также подтверждает глубинный характер рудоносного очага. По-видимому, в этом отношении справедлив следующий вывод В. А. Невского и И. Е. Сморгча (1970): чем глубже рудоносный очаг, тем больше глубина распространения оруденения и его вертикальный размах. Эти исследователи, сопоставившие глубинность рудоносных очагов с различными типами магм, предполагают, что карбонатитовые месторождения, характеризующиеся

Карбонатиты		Стадии образования	$Nb_2O_5$	$Ta_2O_5$	$P_2O_5$	$\Sigma TR_2O_3$
Крупнозернистый авгит-биотит-кальцитовый		I	■	■	■	■
Пегматоидный диопсид-форстерит-кальцитовый		II	■	■	■	■
Мелкозернистый амфибол-кальцитовый		III	■	■	■	■
Анкеритовый	мелкозернистый	IV	■	■	■	■
	крупнозернистый		■	■	■	■

Рис. 38. Изменение характера и интенсивности оруденения в ходе карбонатитового процесса

сверхбольшой протяженностью оруденения на глубину, связаны со вторичными, но наиболее глубинными рудоносными очагами ультраосновных-щелочных магм.

**Локальные факторы контроля оруденения.** При детальном изучении месторождений, связанных с массивами ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, выясняется существенная роль локальных структурных и физико-химических факторов в формировании минеральных типов месторождений, качества и запасов руд. При этом физико-химические условия определяют главным образом тип минерализации, а структурные, кроме того, масштабы развития и степень концентрации рудного вещества.

Установлено, что в ходе формирования массивов проявлена определенная закономерность распределения ниобия, тантала, редких земель и фосфора (рис. 38). В интрузивных докарбонатитовых породах содержание их определяется изоморфными количествами в темноцветных минералах. В ранних карбонатитах содержание указанных элементов даже несколько падает по сравнению с магматическими породами, что обусловлено уменьшением количества темноцветных минералов в ходе карбонатитообразования. Во II стадию карбонатитового процесса резко возрастает содержание тантала и ниобия в связи с появлением таких минералов, как гатчеттолит и пирохлор. В III стадию наряду с некоторым привнесом ниобия происходило перераспределение его, а также тантала и урана в связи с растворением и пирохлоризацией гатчеттолита. IV стадия характеризовалась концентрацией цериевых редких земель в виде паризита, барбанкита, анкилита и других их карбонатов,

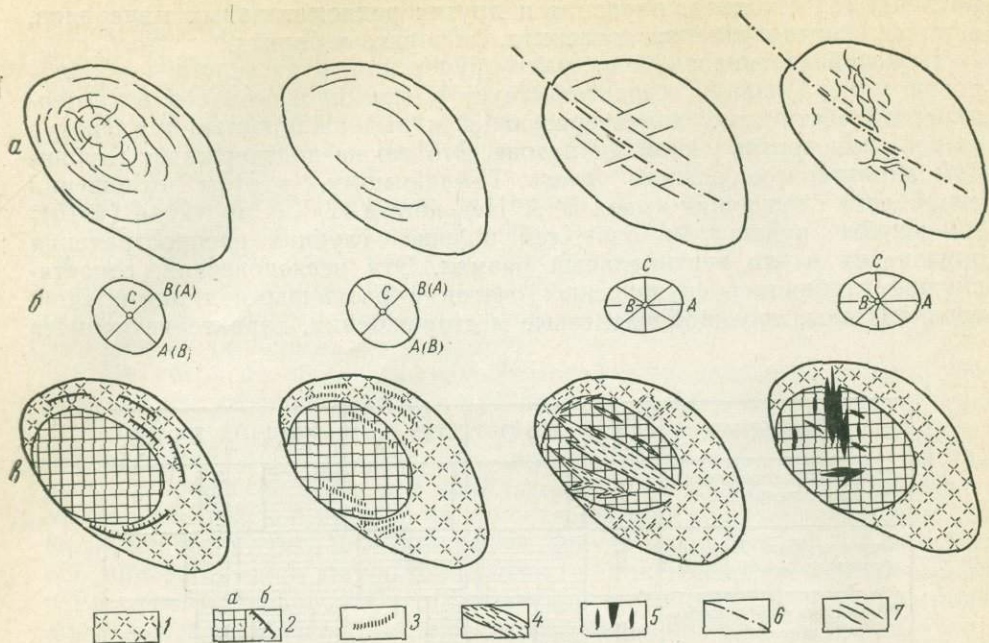


Рис. 39. Изменение плана деформации и типа минерализации при формировании карбонатов Нижнесаянского массива

*a* — схемы развития трещин в массиве, *b* — ориентировка осей деформации, *в* — схемы геологического строения массива на различных стадиях образования карбонатов. 1 — ийолиты и мельтейгиты; 2 — крупнозернистые кальцитовые карбонаты I стадии (*a* — шток, *б* — жилы); 3 — пегматоидные кальцитовые карбонаты II стадии (с пиррохлором и гатчеттолитом); 4 — мелкозернистые кальцитовые карбонаты III стадии (с пиррохлором и гатчеттолитом); 5 — мелко-, крупнозернистые анкеритовые карбонаты IV стадии (с паризитом, бастнезитом, колумбитом, сульфидами цинка, свинца и молибдена); 6 — тектонические нарушения; 7 — трещины

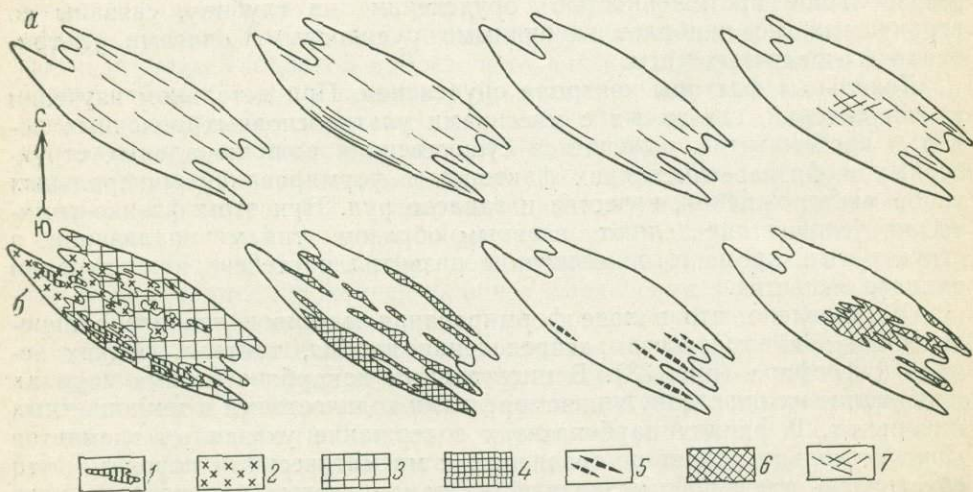


Рис. 40. Схема пространственного размещения карбонатов Верхнесаянского массива  
*a* — схемы развития трещин, *б* — схемы геологического строения массива на различных стадиях образования карбонатов. 1 — сланцы; 2 — сиениты; 3 — безрудные эгирин-биотит-кальцитовые карбонаты (I стадия); 4 — гатчеттолитсодержащие эгирин-биотит-кальцитовые карбонаты (II стадия); 5 — пиррохлорсодержащие амфибол-кальцитовые карбонаты (III стадия); 6 — бербанкит-анкититсодержащие доломит-анкеритовые карбонаты (IV стадия); 7 — трещины

а также растворением, колумбитизацией тантало-ниобатов, сопровождавшимся выносом ниобия, тантала и урана (Пожарицкая и др., 1965).

Важным фактором, регулировавшим разделение ниобия и тантала в ходе развития процессов II стадии, было изменение щелочности растворов, увеличение которой способствовало осаждению минералов группы пирохлора, причем осаждение основной массы тантала происходило при более высокой щелочности, чем осаждение основной массы ниобия. В общем случае для развития богатых существенно танталовых руд благоприятны исходные породы с максимальной величиной относительной щелочности.

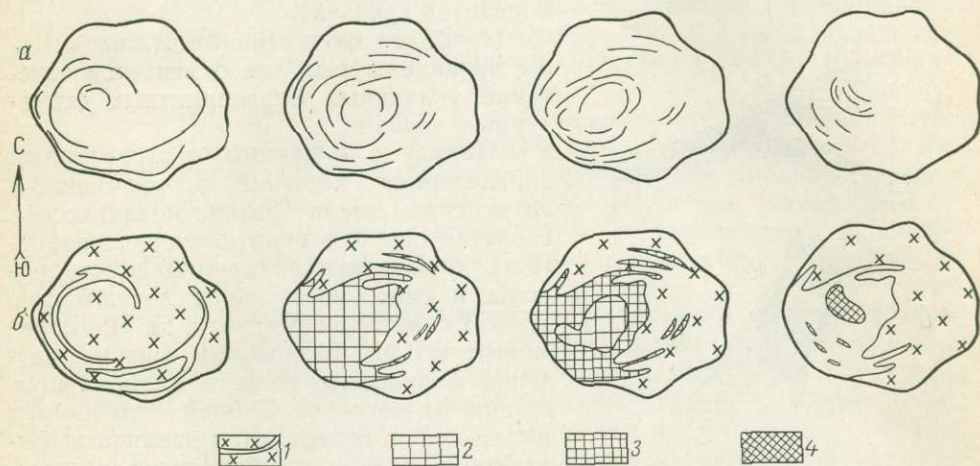


Рис. 41. Схема пространственного размещения постмагматических образований Большешетагнинского массива

*а* — схемы развития трещин, *б* — схемы геологического строения  
1 — зоны апатитизации сиенитов; 2 — карбонаты I стадии; 3 — карбонаты II стадии; 4 — карбонаты III стадии (с флюоритом и гематитом)

В IV стадию карбонатитового процесса при анкеритизации кальцитовых карбонатитов II и III стадий пирохлор оказывался неустойчивым, заметно изменялся и в основном растворялся и переотлагался. Часть ниобия выносилась растворами в периферические зоны анкеритовых тел и по мере повышения pH в результате взаимодействия с кальцитовыми карбонатитами ниобий осаждался в виде новообразованного бестанталового пирохлора. За счет этого в зонах анкеритизированных кальцитовых карбонатитов, окружающих крупные анкеритовые тела, содержание  $Nb_2O_5$  увеличивается на 10—30% по сравнению с кальцитовыми карбонатитами III стадии.

Решающее влияние на ход рудообразующего процесса и локализацию редкометалльных карбонатитов имели структурные факторы, так как формирование карбонатитов связано с выполнением многочисленных трещинных полостей и метасоматическим замещением ультраосновных-щелочных пород. Тектоническая подготовленность пород, выражающаяся в появлении сетки трещин, происходит еще до процесса карбонатитообразования и нередко продолжается на протяжении всего периода формирования рудных карбонатитов. При этом на ранних этапах и стадиях оруденение, как правило, контролируется трещинами кольцевого типа с образованием неполноцилиндрических и конических тел редкометалльных карбонатитов, тяготеющих преимущественно к периферии ультраосновных-щелочных массивов. В более поздние этапы рудообразования смещается к центру массивов и нередко происходит в трещинных полостях линейного типа (рис. 39, 40, 41).

Распределение тантало-ниобатов в пределах рудных тел неравномерное. Наблюдаются бедные и обогащенные ими участки — рудные столбы. В зависимости от структурных условий образования богатых тантало-ниобиевых руд выделяются следующие типы рудных столбов:

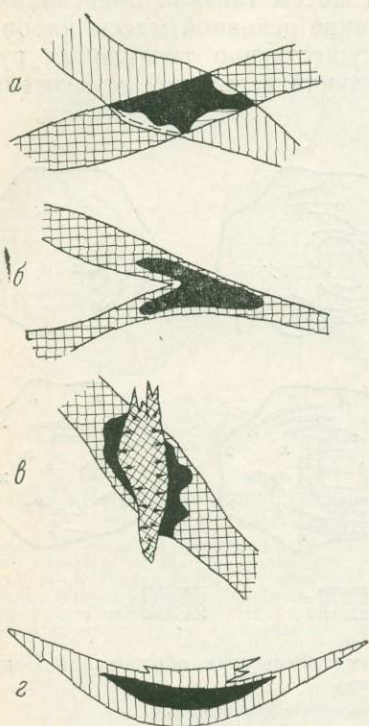


Рис. 42. Типы рудных столбов:

*а* — в участках наложения двух рудных стадий, *б* — в узлах сопряжения и пересечения разнонаправленных рудолокализирующих трещин, *в* — в зоне контакта рудных кальцитовых и анкеритовых карбонатитов, *г* — в центральных частях крупных жильобразных тел карбонатитов

1) образованные в результате пространственного совмещения двух рудных стадий; 2) в узлах сочленения и пересечения разнонаправленных тектонических трещин; 3) в центральных частях крупных жильобразных тел; 4) в зоне контакта рудных кальцитовых и анкеритовых карбонатитов (рис. 42).

Наиболее продуктивные рудные столбы проявлены там, где отмечается сочетание указанных благоприятных структурных условий.

Наряду с трещинными структурами определенное значение в размещении оруденения имели физико-механические свойства пород, в первую очередь пористость, определяющая проницаемость породы и способность ее к деформации. В 1963 г. автор совместно с Н. И. Любимовым и В. И. Морозовым провели изучение физических свойств карбонатитов одного из массивов Сибири. Эти работы имели целью определения различных физических свойств карбонатитов и выяснения их роли в развитии деформаций карбонатитов и в размещении в них редкометалльного оруденения.

В результате детальных структурных и минералого-петрографических исследований выделено пять основных разновидностей карбонатитов. Эти разновидности формировались в различных тектонических условиях, имеют свои особенности минерального состава и механизма образования.

Весьма показательное изменение пористости карбонатитов. Среди крупнозернистых кальцитовых карбонатитов повышенной пористостью (1,44%) обладают их метасоматические разновидности. Крупнозернистые кальцитовые карбонатиты, как и пегматоидные карбонатиты, образовавшиеся путем выполнения трещинных полостей, характеризуются значительно меньшими значениями пористости (0,80—0,84%). Процент пор в карбонатитах уменьшается по мере перекристаллизации крупнозернистых и пегматоидных разновидностей в мелкозернистые. Так, пористость меняется от 1,13% в крупнозернистых карбонатитах, слабо затронутых перекристаллизацией, до 0,93% в основном мелкозернистых массивных карбонатитах и, наконец, до 0,74% в наиболее интенсивно перекристаллизованных разновидностях, представленных мелкозернистыми четкополосчатыми карбонатитами. В сланцеватых мелкозернистых кальцитовых карбонатитах пористость резко возрастает (до 1,58%) в связи с появлением в породе системы параллельных микротрещин.

Относительно высокий процент пор (1,5%) отмечается в анкеритизированных кальцитовых карбонатитах. С увеличением степени анкеритизации карбонатита увеличивается его пористость: в мелкозернистых

анкеритовых карбонатитах она составляет в среднем 1,8%, в крупнозернистых анкеритовых карбонатитах достигает 4,30% (ср. 2,84%). В анкеритовых карбонатитах, особенно в их средне- и крупнозернистых разновидностях, пористость достаточно четко наблюдается макроскопически. Эти карбонатиты нередко имеют кавернозный ноздреватый облик. Нам представляется, что образование высокопористых анкеритовых карбонатитов связано с явлением метасоматической усадки в процессе анкеритизации кальцитовых карбонатитов и преобразовании их в анкеритовые. Метасоматическая усадка обусловлена более высокой плотностью анкерита по сравнению с кальцитом.

Изменение пористости карбонатитов влияло на другие физические параметры, особенно на упругость и водопоглощение. Наибольшей упругостью отличаются низкопористые карбонатиты, а наибольшей газопроницаемостью и водопоглощением — высокопористые их разновидности.

Коэффициент относительной напряженности, представляющий отношение модуля упругости к пористости, служит весьма характерным показателем потенциальной ослабленности породы. Наибольшая потенциальная ослабленность свойственна крупнозернистым метасоматическим и мелкозернистым сланцеватым разновидностям кальцитовых карбонатитов, а также мелко- и особенно крупнозернистым анкеритовым карбонатитам.

Высокая магнитная восприимчивость характерна для разновидностей мелкозернистого кальцитового карбонатита и обусловлена повышенными концентрациями магнетита и реже пирротина. В некоторых участках карбонатитового массива существует положительная корреляционная связь в содержании магнетита и пирохлора (коэффициент корреляции 0,72%) — в участках, богатых магнетитом, появляются высокие концентрации пирохлора. В связи с этим магнитная восприимчивость может иметь значение важного оценочного критерия на продуктивность карбонатита.

Анализ физических свойств карбонатитов показывает, что могут быть выделены следующие главнейшие признаки, которые позволяют диагностировать и отличать рудные (пирохлорсодержащие) карбонатиты от безрудных их разновидностей.

1. Пористость. Пирохлорсодержащие карбонатиты (пегматоидные и мелкозернистые кальцитовые), как правило, характеризуются исключительно малой пористостью. При сопоставлении пористости и рудности отмечается в общем обратная их зависимость.

2. Газопроницаемость рудных (пирохлорсодержащих) кальцитовых карбонатитов в 30 раз меньше газопроницаемости безрудных.

Перекристаллизация и метасоматоз проявились избирательно, т. е. главным образом по метасоматическим карбонатитам, а не по карбонатитам тел выполнения, о чем свидетельствует следующий факт: пористость частично перекристаллизованных разновидностей (1,13%) ниже пористости метасоматических, но выше пористости карбонатитов, образовавшихся путем выполнения трещинных полостей. Таким образом, первичная напряженность пород и их пористость служили важными факторами, определившими в пределах карбонатитового массива наиболее благоприятные участки для перекристаллизации и локализации ниобиевого оруденения.

Анкеритовые карбонатиты, особенно их крупнозернистые разновидности, так же как и метасоматические крупнозернистые кальцитовые карбонатиты, обладают большой пористостью и низкой напряженностью. В связи с этим они явились локализаторами позднейших трещинных структур и редкоземельного оруденения.

Необходимо подчеркнуть важную роль интраминерализационных подвижек в ходе рудообразования. Они создают в одних местах усло-



вия сжатия, в других — растяжения, обуславливая тем самым «перекачку» растворов из участков высокого в участки низкого давления. Наиболее значительные подвижки приводят к вскрытию трещинами рудоносного потока на протяженном интервале, что соответственно определяет значительный вертикальный размах оруденения. Эти подвижки связаны либо с проявлением эруптивных взрывов, либо с тектоническими перемещениями блоков пород по разломам. По-видимому, продолжительность подвижек и перерыва между ними определяют степень дифференцированности минерализующего раствора, степень стадийности карбонатитового процесса. Поэтому в ультраосновных-щелочных массивах, в которых ход минералообразования не сопровождается проявлением взрывных и тектонических деформаций вмещающих пород, возникли карбонатиты менее разнообразного состава, чем это имело место в случае широкого развития интраминерализационных подвижек.

Примером обстановки первого типа служит Большешагнинский массив, карбонатиты которого представлены преимущественно кальцитовыми разновидностями с гематит-флюоритовой минерализацией. Положение этого массива вне зоны разлома, его зонально-кольцевое строение, отсутствие взрывных явлений и тектонических подвижек в ходе карбонатитообразования объясняют столь однообразный состав оруденения. Напротив, Нижнесаянский массив, приуроченный непосредственно к зоне разлома, характеризовался формированием трубок карбонатитовых брекчий и тектонической деформацией ранних кальцитовых карбонатитов с образованием поздних линейных трещинных тел кальцитовых и анкеритовых карбонатитов. Это привело к многостадийному проявлению карбонатитового процесса и соответственно разнотипному составу рудной минерализации: апатит-магнетитовой, пирохлор-гатчеттолитовой, галенит-сфалеритовой и др. Таким образом, интраминерализационным подвижкам принадлежит важная роль в развитии стадийности карбонатитового процесса и, следовательно, в проявлении типов оруденения.

Резюмируя основные закономерности размещения оруденения в массивах ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, можно сделать следующие выводы.

1. Эндогенное оруденение характеризуется значительной глубиной распространения, нижняя граница которого опускается до 8 км и, возможно, более. Большая глубина развития оруденения обусловлена особенностями образования материнских массивов, приуроченных к глубинным разломам. Если при этом иметь в виду многоэтапность формирования массивов, образовавшихся при участии промежуточных магматических камер, то станет понятным большой суммарный вертикальный размах оруденения, который еще более возрастает с учетом руд магматического генезиса, какими являются перовскитовые и титаномагнетитовые месторождения, слагающие корневые части общей рудной колонки и надапикальных жильных ториево-редкоземельных месторождений, залегающих во вмещающих породах кровли рудоносных массивов.

2. На этом значительном интервале в общем проявлена вертикальная зональность в размещении месторождений разных полезных ископаемых, которая выражается в положении флюоритовых, гематитовых, баритовых и ториево-редкоземельных месторождений наверху, а пирохлор-гатчеттолитовых и апатит-магнетитовых внизу.

3. Горизонтальная зональность оруденения хотя и проявлена, но не подчинена единой закономерности. Как вертикальная, так и горизонтальная зональности в распределении месторождений разных полезных ископаемых осложняются и нарушаются в связи с влиянием локальных структурных и физико-химических факторов, контролирующих оруденение в конкретных массивах. Особенности локализации и состава постмагматических месторождений обусловлены:

1) предрудной тектонической подготовкой вмещающих пород, проявляющейся в возникновении системы крупных трещин, зон дробления и интенсивной трещиноватости, в возникновении узлов пересечений разнонаправленных тектонических нарушений;

2) многоэтапностью и многостадийностью рудообразующих процессов, изменением во времени температуры и щелочности этих процессов;

3) разнообразием в составе исходных пород, определившим широкие вариации в изменении состава и рН растворов при их взаимодействии с исходными породами.

4. Все эти факторы обусловили сложную морфологию тел рудоносных карбонатитов. Еще более сложными оказываются контуры промышленных руд, устанавливаемые на основании кондиций. Вместе с тем видно: распределение оруденения в карбонатитах контролируется в общем теми же факторами, что и в других постмагматических месторождениях.

## ГЛАВА V

### ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ

Анализ факторов, влияющих на размещение провинций и отдельных рудоносных массивов, а в их пределах — месторождений и рудных тел, позволяет разработать комплекс региональных и локальных критериев их поисков.

#### 1. Региональные поисковые критерии

Первые региональные обобщения по закономерностям размещения ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов и поисковым критериям принадлежат Ю. М. Шейнманну (1962), выделившему три типа провинций в зависимости от их пространственной позиции относительно основных структур земной коры: краевые части платформ, зоны сочленения платформ и областей завершенной складчатости, зоны сквозь-структурных разломов. В последнее время дополнительно выделены провинции срединных массивов. Как было показано, важное значение для ограничения территорий под поиски новых провинций и отдельных массивов имеет знание генетической природы и возраста структур, контролирующих развитие ультраосновного-щелочного магматизма.

В общей истории развития земной коры масштабы проявлений ультраосновного-щелочного магматизма последовательно нарастали, начиная с конца докембрия до кайнозоя включительно, по мере охвата фронтом активизации все больших территорий устойчивых областей земной коры. При этом в соответствии с продвижением фронта активизации находилось и пространственное развитие ультраосновного-щелочного магматизма. Концентрированное проявление магматизма происходило в зонах растяжения земной коры, и в связи с этим провинции ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов отчетливо контролируются структурами рифтового типа. Развитие этих структур тесно связано с внутренним строением фундамента платформ и обычно определяется пространственным положением и ориентировкой древних геосинклинальных трогов и глубинных разломов в периоды активизации платформ.

Установленная ранее Ю. М. Шейнманном (1962) глобальная закономерность пространственного размещения провинций ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов вместе с указанными дополнениями структурно-генетического порядка позволяет глубже понять условия проявления ультраосновного-щелочного магматизма и сосредоточить поиски новых провинций и отдельных массивов на более локальных площадях.

В качестве региональных поисковых критериев могут быть использованы пространственные соотношения в развитии полей траппов, кимберлитовых трубок, трубок пикритовых порфиритов и массивов ультраосновных-щелочных пород.

1. В общем на платформах ультраосновные-щелочные массивы тяготеют к их краям, а кимберлитовые трубки — к центральным частям.

2. Трубки и дайки пикритовых порфиритов — альеитов располагаются не только в пределах ультраосновных щелочных массивов, они часто являются их спутниками, образуя крупные поля и зоны, трансирующие провинции развития ультраосновных щелочных пород и карбонатитов.

3. В провинциях сквозьструктурных разломов поля распространения кимберлитов и ультраосновных-щелочных пород сближены или даже совмещены. Однако в отличие от карбонатитосодержащих ультраосновных-щелочных массивов, трубки кимберлитов, пространственно тяготея к рифтам, не находятся в них непосредственно.

4. Траппы и комплексы ультраосновных-щелочных пород, как показал Ю. М. Шейнманн (1961), либо совсем независимы (провинция Степного Запада), либо приурочены к краям базальтовых областей (Маймеча-Котуйская, Восточно-Бразильская, Индийская и другие провинции). Во всяком случае, большие поля базальтов считаются перспективными для выявления в их пределах ультраосновных-щелочных массивов (Шейнманн, 1962).

При поисках важно помнить, что массивы не всегда имеют выход на дневную поверхность, и в связи с этим перспективы выявления связанных с ними скрытых рудных месторождений имеются в пределах уже известных провинций, в первую очередь Восточно-Саянской, Сете-Дабанской и Тиманской, где фиксируются косвенные признаки наличия не выходящих на поверхность массивов.

Необходимо учитывать возможность открытия погребенных массивов. Как известно, древние глубинные разломы получили отражение в чехле платформ, так как играли определяющую роль при заложении и формировании платформенных прогибов. Например, в пределах Сибирской платформы вдоль древних субмеридиональных разломов произошло прогибание западной ее части с образованием Тунгусской синеклизы. Обстановка растяжения в ходе формирования прогибов способствовала интенсивному проявлению траппового и ультраосновного-щелочного магматизма. Представляется, в частности, что масштабы развития ультраосновного-щелочного магматизма не ограничиваются известными провинциями. Значительная часть их недоступна для наблюдения и относится к типу погребенных провинций, приуроченных к областям, не испытавшим поднятия в мезо-кайнозой и не вскрытых современным эрозионным срезом. Такими, на наш взгляд, являются области восточной, южной и западной периферии Русской платформы, северо-восточная окраина Сибирской платформы, область прогиба Сан-Франциску-Парнаиба-Мараньян в Южной Америке.

Естественно, первоочередной интерес для поисков будут представлять территории с незначительной мощностью осадочного чехла. Подавляющая часть указанных выше областей, характеризующихся большой мощностью перекрывающих отложений, в настоящее время не может быть рекомендована для опоскования.

## 2. Локальные поисковые критерии

Ранее в отдельных работах Л. С. Бородина (1957), А. А. Кухаренко (1958), Л. К. Пожарицкой, А. А. Фролова и Е. М. Эпштейна (1961) рассматривались критерии поисков главным образом редкометаллических

карбонатитов. К настоящему времени, в связи с разведкой и эксплуатацией других полезных ископаемых в карбонатитах, ультраосновных и щелочных породах, накопился новый фактический материал, позволяющий разработать ряд геолого-структурных, петрографических, геохимических и геофизических критериев поисков и оценки месторождений разнообразных видов минерального сырья (табл. 21). Основой разработки этих критериев послужило выявление общих закономерностей размещения минеральных месторождений, определяющих вертикальную и горизонтальную зональность оруденения. Вместе с тем ни один из них не является универсальным.

К выяснению пространственной позиции, масштабности и типа оруденения можно подойти, пользуясь только комплексом поисково-оценочных признаков и критериев. Как отмечалось, промышленные проявления каждого типа минерализации занимают определенное положение в вертикальном разрезе и имеют свой диапазон развития. В связи с этим в зависимости от глубины эрозионного среза массива выход его на поверхность будет характеризоваться определенным комплексом пород и связанных с ними полезных ископаемых. Существенно ультрабазитовые массивы перспективны на титан, железо, фосфор, флогопит (вермикулит); сиенитовые — на тантал, ниобий, цирконий; карбонатитовые (кальцитовые) — на ниобий, тантал, уран, фосфор; карбонатитовые (кальцит-доломит-анкеритовые) — на редкие земли, флюорит, барит, сульфиды меди, свинца и цинка. Таким образом, чем сложнее состав материнских массивов, тем разнообразнее набор связанных с ними полезных ископаемых.

Крупномасштабные поисково-съёмочные работы обычно совпадают с предварительной разведкой выявленных месторождений. Задачи работ на этом этапе следующие: расчленение силикатных и карбонатных пород, установление генетических типов оруденения, оконтуривание рудных тел. Практика показывает, что решение указанных задач целесообразно начинать с помощью воздушных и наземных магнитометрических и радиометрических съёмок (Вахромеев, 1960). Наземные магнитометрические съёмки позволяют уточнить границы скрытых под наносами частей массивов по резко пониженным значениям  $\Delta Z$  вмещающих пород рамы, нередко также выделить внутри массива различные типы силикатных пород и поле карбонатитов, а последние расчленить на анкеритовые (доломитовые, сидеритовые) и кальцитовые разности. Первые обычно обладают более низкой магнитной восприимчивостью, так как содержат мало ферромагнитных минералов; вторые же, напротив, характеризуются постоянным присутствием магнетита, иногда образующего существенные скопления. Расчленение пород по магнитным свойствам бывает достаточным для прогноза перспективных площадей на редкие земли (контуры распространения анкеритовых карбонатитов), на железорудные и редкометальные месторождения (различные типы кальцитовых карбонатитов).

Радиометрические аномалии интенсивностью от 100 до 500 мкр/час и более характеризуют площади с пирохлор-гатчеттолитовой минерализацией. Как установлено Л. А. Березиной (1965), участки пирохлоровых руд обладают существенно ториевой природой активности, а тела гатчеттолитовых руд — урановой природой активности и, как правило, более высокой интенсивностью гамма-излучения. Таким образом, определение природы активности выявляемых аномалий открывает возможность диагностики типа оруденения. Однако далеко не все массивы обнаруживают комплексные магнитно-радиометрические аномалии: одни обладают только высокой магнитностью, другие — высокой радиоактивностью. В первом случае это обычно массивы глубокого эрозионного среза, с выходом пород преимущественно гипербазитовой серии; во втором случае — чаще всего массивы, неглубоко вскрытые в апикаль-

Поисковые критерии и признаки на комплекс полезных ископаемых, связанных с формацией ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов

Поисковые критерии и признаки		Промышленная минерализация														
		докарбонатитовая			связанная с ранними карбонатитами				связанная с поздними карбонатитами					сквозная минерализация		
		флюорит (вермикулит)	титаномагнетит	перовскит (диазналит)	тагчеттолит	пироклор	циркон	бадделейт	магнетит	барит	монацит	карбонаты редких земель	флюорит	сульфиды Cu, Pb, Zn, Mo	гематит	колумбитизированный пироклор
Геологические	Уровень эрозийного среза: кровля слепых массивов вулканические комплексы, практически не эродированные					+				+	+	+		+	+	+
	малый срез (фации порфировых и гипабиссальных интрузий)	+			+	+	+			+	+	+		+	+	+
	средний срез (гипабиссальная и мезоабиссальная фации)	+	+	+	+	+	+	+					+			
Геологические	глубокий срез (абиссальная и ультраабиссальная фации)	+	+	+												
	Структурная позиция: преимущественно в центре массивов		+	+						+	+	+	+	+	+	+
	преимущественно по периферии массивов	+			+	+	+	+								+
Петрографические	Слабо или почти не дифференцированный комплекс (преимущественно ультрабазиты)	+	+	+												
	Полно дифференцированный комплекс пород (ультрабазиты-ийолиты-сиениты-карбонатиты)				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	Преобладание кальцитовых разновидностей карбонатитов				+	+		+	+							+

Поисковые критерии и признаки		Промышленная минерализация																
		докарбонатитовая			связанная с ранними карбонатитами					связанная с поздними карбонатитами					скиозная минерализация			
		флогопит (вермикулит)	титаномагнетит	перовскит (Дизаналит)	гагчеттолит	пироклор	широкон	бадделейт	магнетит	барит	монацит	карбонаты редких земель	флюорит	сульфиды Sn, Pb, Zn, Mo	гематит	колумбитан-розовый пироклор	апатит	
Петрографические	Преимущественное развитие анкеритовых, сидеритовых карбонатитов									+	+	+	+	+	+	+	+	
	Метасоматические процессы: ослюденение и амфиболизация ультрабазитов альбитизация сиенитов окварцевание и флюоритизация	+	+	+		+	+	+		+	+	+	+	+	+		+	
Геохимические	Радиоактивность: урановая ториевая смешанная					+			+									
	Ореолы рассеяния: ниобий и тантал редкие земли марганец и железо стронций и барий фосфор	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
Геофизические	Магнитная аномалия Радиометрическая аномалия Магнитно-радиометрическая аномалия	+	+			+	+		+		+	+						+

ной части, где наиболее широко развиты сиениты, карбонатиты и связанная с ними гатчеттолитовая (уран-тантал-ниобиевая) минерализация.

Помимо геолого-петрографических и геофизических критериев и признаков, при поисках существенную роль играют минералого-геохимические исследования, преследующие цель выявления первичных и вторичных ореолов рассеяния типоморфных элементов для рассматриваемого типа массивов и связанного с ними оруденения. При металлометрической съемке отчетливо оконтуриваются площади развития карбонатитов по повышенным содержаниям в почвенно-растительном слое фосфора, ниобия, тантала, железа, редких земель, марганца, стронция и бария (Вахромеев, 1960; Горжевский и др., 1968).

В ряде случаев полезны геоморфологические критерии. Площади развития рудных карбонатитов обычно характеризуются отрицательными формами рельефа, и коренные породы задернованы или перекрыты современными речными и озерными отложениями. В этом случае на наличие карбонатитов среди ультраосновных-щелочных пород могут указывать сухие интервалы долин ручьев, пересекающих массив, что обусловлено карстовыми явлениями в карбонатитах.

Из всей суммы поисковых критериев некоторые могут иметь оценочное значение. В частности, сам факт установления вертикальной зональности состава комплексов, слагающих массивы, и связанных с ними полезных ископаемых позволяет целенаправленно подходить к оценке их промышленных перспектив. Вместе с тем нами выявлен ограниченный комплекс, по-видимому, наиболее информативных признаков и критериев, а основная масса геологических данных при прогнозно-оценочном анализе «не работает», хотя в определенном сочетании друг с другом некоторые из них имеют поисковое значение. В этом отношении применение математического аппарата значительно расширяет возможности прогнозирования месторождений и оценки их промышленных перспектив за счет привлечения более широкого круга геологических признаков, отражающих, помимо указанных в табл. 21, размеры массивов и карбонатитовых тел, их форму, строение, состав и т. д. (Фролов и др., 1974).

## ГЛАВА VI

### ПРОГНОЗИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Как известно, геолого-исследовательский процесс во времени обычно распадается на три этапа: геологические съемки, поиски и разведка. Проведение геологической съемки любого масштаба должно заканчиваться металлогеническим и прогнозным анализом закартированной территории. Прогнозные и металлогенические исследования можно разделить на три стадии. Первая стадия имеет целью выделение провинций и районов развития рудоносных ультраосновных-щелочных массивов и выполняется на основе геологических карт масштаба 1:1 000 000—1:500 000. Вторая стадия преследует цель выделения площадей под поиски отдельных рудоносных массивов и общей оценки их промышленных перспектив на основе геологического картирования масштаба 1:200 000—1:50 000. Эти задачи решаются в ходе выяснения положения региональных тектонических структур и их частных элементов, определяющих пространственное положение комплексов и их разновременных членов, а также уровней эрозионного среза массивов в связи с последующими перемещениями блоков в зонах локализации массивов. На третьей стадии, представляющей высшую степень прогнозно-металлогенических исследований, необходим анализ минеральных парагенезисов во всех образованиях массива, намечающий закономерности локализации различных продуктивных минералов. Все это в конечном

итоге дает возможность выделить в пределах рудных массивов локальные площади различной степени перспективности на различные типы месторождений, наметить очередность и объемы поисково-разведочных работ.

Региональное прогнозирование основывается на данных геологического картирования тектонических структур с применением необходимых методик структурного анализа. Результатом таких исследований должно явиться определение особенностей морфологии и генезиса тектонических структур и кинетики их развития, влияющих на расположение магматических комплексов и их внутреннее строение. С другой стороны, стратиграфо-тектоническое положение различных формаций чехла платформы (или ее цоколя) в зонах формирования подобных комплексов позволяет установить особенности истории посленатрузивного периода эволюции (в том числе эрозионного среза) массивов или их частей. Важнейшие структурно-тектонические элементы региональных карт прогноза во всех случаях — различные по порядку, морфологии и генетическим особенностям линии дизъюнктивных нарушений, отделяющие структуры древних щитов от примыкающих к ним зон консолидированной складчатости, подчеркивающие различные детали тектоники зон так называемых сквозьструктурных разломов (типа африканских рифтов), и т. п. Положение скрытых разломов подобного типа, в разной мере залеченных, нередко передает те или иные детали структуры перекрывающих отложений платформенного чехла: иногда это вулканоструктуры с ассоциациями эффузивных, субвулканических и интрузивных образований семейства габброидов и гипербазитов повышенной щелочности. В ряде районов положение такого типа разломов отражает (независимо от времени их заложения и возраста перекрывающих отложений) определенные неотектонические формы рельефа. Участки развития карбонатитов в ряде случаев выражены карстовыми формами микрорельефа, теми или иными признаками депрессионного развития соответствующих участков гидросети, — вот почему некоторые формы неотектоники могут служить важными элементами подобных карт.

При среднемасштабном прогнозировании необходимо учитывать, что непосредственное положение комплексов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов обычно определяется узлами пересечений глубинных разломов с некоторыми древними, но обновленными элементами структур вмещающего их континента: границами разновременных формаций, тектоническими границами древних подвижных поясов, краевых поднятий платформ, древних грабен и т. п. В отмеченных и других узлах пересечений тектонических элементов локализованы магматические и метасоматические образования, представляющие ассоциацию ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, включая сопутствующий им комплекс минеральных месторождений: пирохлоровые и гатчеттолитовые карбонатиты (часто с апатитом), редкоземельные анкеритовые карбонатиты, магнетитовые и гематитовые железорудные залежи, карбонатные и силикатные породы, обогащенные флюоритом, флогопитом, вермикулитом и другие типы полезных ископаемых.

Детальное прогнозирование опирается на материалы структурного, петрографического, геофизического и геохимического изучения массивов на основе детального картирования всех разновидностей (доступных при выбранном масштабе карт) магматических и послемагматических образований.

На площадях развития комплексных месторождений карбонатитовой формации любого типа специализированные карты, как это следует из вышерассмотренных особенностей таких месторождений, будут отличаться весьма специфической нагрузкой. На детальной карте прогноза (насколько это позволяет масштаб карты) желательно отразить размещение всех основных типов пород, что само по себе определяет те или



инные особенности рудоносного массива и степень сохранности от эрозии той или иной минерализации — железорудной, флогопитовой, апатитовой, тантало-ниобиевой (пирохлоровой, гатчеттолитовой и др.), титанниобиево-редкоземельной (перовскитовой) или собственно редкоземельной (фтор-карбонатной).

Известно, что рассматриваемые рудоносные комплексы характеризуются чрезвычайно сложным геологическим строением и исключительной пестротой вещественного состава в связи с многофазным их формированием. Поэтому, в отличие от сложной геологической карты, на которой расчленение магматических и метасоматических образований производится весьма детально, металлогеническая карта должна быть упрощена по фактической нагрузке там, где это не составит ущерба ее основному содержанию. При металлогеническом анализе возможно объединение родственных магматических и метасоматических образований в металлогенические группы, если это подчеркивает их связь с геологическими структурами.

Как отмечалось выше, при разработке комплекса поисковых критериев и признаков с целью металлогенического районирования и прогноза рудных месторождений, связанных с формацией ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, чрезвычайно важны различные минералого-геохимические и геофизические данные. В качестве необходимых минералого-геохимических элементов специализированных карт, обычно составляемых в масштабах 1 : 10 000—1 : 5 000, иногда 1 : 2 000, особенно важных для плохо обнаженных и слабо изученных районов, отметим поля изоконцентраций тех или иных элементов-индикаторов, среди которых наиболее характерны поля стронция, цериевых редких земель, ниобия и фосфора. В ряде случаев полезно подчеркнуть степень концентрации в рыхлых отложениях (прежде всего фаций речных долин) комплексов шлиховых минералов: апатита, пирохлора, иногда циркона, бадделейта, циркелита, перовскита, бастнезита, шорломита, барита и др. Не менее важны для таких карт некоторые геофизические данные, в частности магнитные и радиоактивные поля, анализ которых дает возможность получить ценные исходные положения для детального прогнозирования и оценки промышленных перспектив различного типа оруденения (магнетитового, пирохлорового, гатчеттолитового, монацитового и т. д.). В них заложена основа количественных оценок оруденения.

Одновременно с поисками обнаженных массивов уже сейчас возникает сложная задача прогнозирования и поисков скрытых и погребенных массивов и связанных с ними месторождений.

Анализ геолого-структурной обстановки, особенностей пространственного распределения магматических пород и редкометальной минерализации в районах развития массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов позволяет прогнозировать слепые массивы подобного типа. В частности, установлено, что зоны специфической минерализации сопровождают массивы ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами и нередко прослеживаются в направлении их погружения или располагаются в их апикальных частях и над ними во вмещающих породах кровли. Как было показано ранее (Фролов, 1970<sub>2</sub>), такое пространственное положение ториево-редкоземельной, барит-флюоритовой, сульфидной и другой ассоциирующей с ними минерализации, приуроченной к верхним частям массивов и к их кровле, типично для массивов ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами и обусловлено вертикальной зональностью в размещении магматических пород и связанных с ними гидротермальных производных. Следовательно, подобного рода минерализация, особенно в ассоциации с трубками и дайками пикритовых порфиритов и сиенитов, при развитии во вмещающих породах ореолов альбитизации, окварцевания, фенитизации,

флюоритизации, карбонатизации может служить критерием наличия на глубине ультраосновных-щелочных массивов.

При этом для прогнозирования и выделения локальных площадей под поиски наряду с указанными геолого-минералогическими могут быть использованы геохимические критерии: 1) существенно ториевая природа радиоактивности жильных проявлений, 2) комплексный цериово-иттриевый состав редких земель, 3) характерный набор элементов — ниобий, тантал, редкие земли, торий, стронций, барий, 4) преимущественно железисто-магнезиальный состав карбонатитов (доломитовые, анкеритовые, сидеритовые).

Не менее трудной задачей является прогнозирование и поиски погребенных месторождений. Наиболее полно принципы методики глубинных поисков этого типа месторождений разработаны А. Н. Еремеевым (1963). Поиски их направляются на открытие аналогов уже известных в данном районе типов месторождений по вторичным остаточным ореолам рассеяния в коре выветривания пород. Поисковый процесс распадается на следующие последовательные этапы: 1) выделение перспективных площадей для поисков по геолого-геофизическим данным; 2) подготовка площадей для поисков путем составления геолого-структурных схем и карт районирования площадей по категориям трудности опоскования на основе проведения необходимого комплекса геологических и геофизических исследований преимущественно с помощью картировочного бурения; 3) собственно поиски на основе оптимальной сети скважин, геохимических и геофизических исследований; 4) оценка выявленных аномалий и рудопроявлений, т. е. установление их геологической позиции, связи с первичным оруденением и предварительное определение промышленной значимости (Еремеев, 1963).

Таким образом, прогнозирование месторождений осуществляется на основе геолого-структурной карты рудоносных комплексных массивов и целой серии специальных карт. Только их совместный анализ обеспечивает наибольшую эффективность прогноза, который оформляется в виде кальки-накладки с выделением на ней перспективных площадей на те или иные комплексные или автономные типы руд. Следовательно, как отмечал Д. И. Щербаков (1952), целесообразно говорить не об одной карте прогноза, а о «картах прогноза». На самих картах и в прилагаемой записке выделяются площади различной перспективности и намечаются очередность и объемы поисковых и поисково-разведочных работ. При этом важно подчеркнуть, что детальное прогнозирование не только предшествует начальной стадии поисково-разведочных работ. Оно также осуществляется на более поздних этапах их проведения, что совершенствует прогноз по мере накопления новых фактических данных, делая его более локальным и глубинным. Конечно, не существует универсальных критериев прогноза. К обоснованному предсказанию масштабности и типа оруденения можно подойти, пользуясь только комплексом критериев и признаков (см. табл. 21).

Например, в массиве, сложенном преимущественно ультрабазитами с развитыми пегматитами и наложенными процессами ослюденения, особого внимания заслуживают проявления флогопита, перовскита, титаномагнетита и апатита, масштабы развития которых могут быть промышленными. Наоборот, в массиве существенно сиенитового состава с развитыми дайками сиенит-порфиров и крупными телами кальцитовых и анкеритовых карбонатитов указанная минерализация, кроме апатита, будет практически неперспективной. В этой ситуации представляют интерес участки развития тантало-ниобатов, флюорита, карбонатов редких земель и др., а значительные аномалии урановой природы могут свидетельствовать о существенных масштабах развития гатчеттолитовой минерализации, и т. д. В карбонатитовых массивах с ториевой природой активности ниобиевое (пирохлоровое) оруденение надо

искать в кальцитовых карбонатитах, а редкоземельное (монацит, паризит и др.) — в анкерит (сидерит)-доломитовых карбонатитах. При этом необходимо учитывать следующее: при развитии анкеритовых (доломитовых, сидеритовых) карбонатитов по кальцитовым пирохлорсодержащим разновидностям обычно происходит частичная или полная колумбитизация пирохлора и образование колумбитового типа руд. Тела кальцитовых карбонатитов, характеризующиеся высокими магнитными аномалиями, могут содержать апатит-магнетитовые руды.

Ранее считалось, что промышленные руды тантала и ниобия в рассматриваемых массивах связаны только с карбонатитами. В настоящее время есть основания искать их в альбитизированных сиенитах. Особенно перспективными следует считать малоэродированные массивы существенно сиенитового состава. При оконтуривании и оценке масштабов проявленных в них тонковкрапленных гатчеттолитовых руд большую помощь может оказать радиометрический метод.

Максимальные концентрации флюорита характерны для апикальных частей массивов в условиях малопроницаемой кровли. Отсутствие промышленных скоплений флюорита в малоэродированных массивах, приуроченных непосредственно к разломам, омоложенным в ходе формирования карбонатитов, по-видимому, связано с уходом фтора в кровлю и рассеянием вдоль раскрытых тектонических структур. Однако не исключено, что и в подобной обстановке, в случае кровли, сложенной карбонатными породами, возможна концентрация флюорита с образованием промышленных месторождений.

Как известно, для многих карбонатитовых массивов характерна сульфидная минерализация, иногда встречающаяся в существенных концентрациях. Оценка масштабов и особенностей ее размещения в плане и на глубину не производилась. Вместе с тем в карбонатитах возможны промышленные скопления как первичных сульфидных руд, так и руд в зоне вторичного обогащения. Достаточно напомнить, что в 1957—1962 гг. в карбонатитах массива Палабора (ЮАР) открыто и разведано крупное медное месторождение с запасами в 300 млн. т борнит-халькопиритовых руд с содержанием меди 0,68% (Herbert, 1967). Следует подчеркнуть, что начиная с 1930 г. массив Палабора периодически изучался многими исследователями, отмечавшими также наличие сульфидов меди. Однако основное внимание уделялось апатиту и вермикулиту, а сульфидной, в частности медной, минерализации не придавалось значения. Этот случай указывает на необходимость учитывать и квалифицированно оценивать масштабы проявления минерализации, казалось бы не свойственной карбонатитовым массивам.

Нам представляется, что в ряде массивов можно рассчитывать если не на самостоятельное промышленное значение, то во всяком случае на попутное получение сфалеритовых, галенитовых и молибденитовых концентратов. Учитывая большую протяженность карбонатитов на глубину, необходима постановка поискового бурения с целью обнаружения скрытых залежей сульфидных руд в наиболее перспективных массивах.

До последнего времени в связи с массивами ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов повышенные концентрации бериллия не отмечались. А. А. Кухаренко (Каледонский комплекс..., 1965) дал теоретическое обоснование возможности их проявления. Он показал, что массивы ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов содержат в среднем 0,00074% бериллия, что превышает его кларк для гранитоидов (0,0005%). Главными концентраторами его являются пироксены, нефелин и амфиболы. При карбонатизации этих пород освобождаются большие количества бериллия, так как минералы карбонатитов резко обеднены им. Участие в этом процессе фтора, по мнению А. А. Кухаренко, обуславливает благоприятные условия для экстракции, миграции бериллия и возникновения локальных скоплений в виде его собственных

минералов. Впервые рудные концентрации берtrandита и бериллонита были обнаружены В. Самозванцевым и Б. Руновым в редкоземельных карбонат-флюоритовых жилах, по-видимому, залегающих в кровле слепого массива ультраосновных-щелочных пород. Теоретическое предсказание, сделанное А. А. Кухаренко, и первые находки руд бериллия определяют целенаправленные их поиски в комплексах рассматриваемого типа, особенно в массивах с флюоритовой минерализацией, имеющих малый эрозионный срез, или в кровле вмещающих их пород.

Следует отметить, что в практике поисковых работ используются наиболее заметные признаки и критерии, которые выявляются при сравнительном анализе геологических, петрографических, минералого-геохимических и геофизических характеристик массивов с различным типом оруденения (см. табл. 21), а основная масса геологических данных (форма, размеры, строение и состав массивов и карбонатитовых тел, наличие даек, метасоматические изменения вмещающих пород и т. п.) при таком подходе «не работает», хотя в определенном сочетании друг с другом некоторые из них могут иметь поисково-оценочное значение на тот или иной тип рудоносных массивов. Несомненно, наибольшая эффективность прогноза возможна на основе использования всей совокупности признаков, характеризующих карбонатитовые объекты, что осуществимо лишь на основе применения математических методов и ЭВМ. В последние годы для решения таких задач все более широкое применение начинают получать методы распознавания образов (Э. М. Богушевский и др., 1968; М. М. Бонгард и др., 1966 г.). Эти методы и были использованы для прогнозирования типа рудоносности массивов (Фролов и др., 1974). Таким образом, в основе крупномасштабного прогнозирования лежат фактические данные и теоретические положения, охватывающие широкий круг вопросов и особенно касающиеся структуры и состава рудоносных массивов, их геотектонической позиции, уровня эрозионного среза, зональности оруденения, его вертикального размаха, геофизических аномалий, первичных и вторичных ореолов рассеяния. Не останавливаясь на вопросах локального прогноза, ограничимся кратким обзором перспективных районов на территории Русской и Сибирской платформ и их обрамлений.

На территории СССР среди общей перспективной периферии Русской и Сибирской платформ наибольшие возможности открытия массивов рассматриваемого типа имеются в пределах рифтоподобных структур — Кандалакшского грабена, Тиманского, Днепровско-Донецкого и Сетте-Дабанского авлакогенов. Не исчерпаны перспективы обнаружения массивов и по периферии Сибирской платформы, а также в области ее краевого шва, особенно в той части, где он отграничивает ее от Енисейско-Саянско-Байкальского складчатого обрамления.

**Русская платформа.** В пределах Балтийского кристаллического щита давно известна крупная Карело-Кольская провинция ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. Учитывая значительную обнаженность и изученность этой территории, нет оснований рассчитывать здесь на наличие резерва невыявленных крупных массивов, можно лишь надеяться на обнаружение небольших массивов на закрытых и заболоченных площадях. К числу подобных площадей относится район Турьего мыса, где отмечены магнитные аномалии, проявления щелочных пород и гидротермальной минерализации в виде широко распространенных апатит-эгириновых, кварц-полевошпатовых, кальцит-доломитовых и кварц-кальцит-флюоритовых жил. В последнее время с помощью геофизических работ и буровых скважин здесь выявлено пять массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов общей площадью около 40 км<sup>2</sup> (Дмитриев и др., 1970).

Как известно, вдоль южной окраины Кольского полуострова прослеживается зона максимальных глубин Белого моря, отвечающая, по-

видимому, крупному рифту, протягивающемся в направлении Онежской губы. При этом параллельные разломы с зонами опускания проходят вдоль юго-западного побережья Онежской губы, где в зоне грабена залегают породы ненюкской свиты протерозоя, а также вдоль южного побережья Кольского полуострова, где в зоне опускания расположены отложения терской свиты кварцито-песчаников. Все это, наряду с общим направлением береговых линий Кольского и Онежского полуостровов, дает основание считать, что Кандалакшская и Онежская впадины ограничены разломами и представляют собой крупный грабен (авлакоген), выполненный, вероятно, отложениями ненюкской свиты.

Эти разломы оживлялись в палеозое, о чем свидетельствует наличие брекции щелочных базальтов в Ненюкской трубке взрыва, прорывающей отложения нижнего кембрия, а также развитие трубок взрыва пикритов и даек альнеитов и мончикитов на о-ве Еловом в Кандалакшском заливе. Ненюкская трубка и ряд нескрытых магнитных аномалий Онежского п-ва приурочены, кроме того, к системе крупных разломов северо-восточного простирания, продолжающихся вдоль «горла» Белого моря. Таким образом, структурная позиция и имеющиеся, правда, незначительные проявления щелочно-базальтоидного магматизма позволяют как бы продолжать в район Онежского полуострова Карело-Кольскую провинцию ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов и рассматривать эту территорию как перспективную для выявления новых массивов.

На территории Финляндии и Швеции открытие новых массивов возможно в пределах выделенной А. А. Кухаренко Северо-Восточной тектонической зоны <sup>1</sup>.

На севере Русской платформы перспективной провинцией можно считать полосу Тиманского авлакогена, в пределах которой отмечаются проявления ультраосновных и щелочных пород. В последнее время одно из таких проявлений стало рассматриваться как карбонатитосодержащий щелочно-ультраосновной шток с редкометальной минерализацией, а развитые на многих участках дайки пикритовых порфиритов и ассоциирующая с ними редкометальная минерализация считаются признаками скрытых на глубине массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов (Черный, 1972).

Особый интерес, по нашему мнению, представляет область стыка Тимана и Урала, где в конце каледонского тектогенеза залежились глыбовые выступы и опускания типа горст — грабен (Люткевич, 1948). В этом районе, а также вдоль краевого преуральского прогиба отмечено появление комплекса пикритовых порфиритов, авгититов, лимбургитов, тешенитов и других щелочных базальтоидов, связанных с крупной сквозьструктурной дислокацией в фундаменте платформы. Для этих пород отмечается повышенное содержание титана, циркония, ниобия, редких земель и пониженное — никеля, кобальта и меди (Шурубур, 1967). Кроме того, на юго-восточной окраине платформы под бавлинской свитой на докембрийском фундаменте во многих местах обнаружены эффузивы, по составу близкие к щелочным базальтоидам.

На западе Русской платформы субмеридиональная система разломов в волюно-валдайское время контролировала формирование полосы базальтов, общей протяженностью около 400 км (от Волынска на севере до Хмельницкого на юге). Наибольшего внимания заслуживает район пересечения субмеридиональных и широтных разломов, который приходится на площадь Ковель-Сарны-Ровно.

В последние годы на юге Русской платформы, помимо проявленного здесь щелочного, ультраосновного и основного магматизма, выявлены

<sup>1</sup> В Финляндии в пределах этой зоны недавно открыт карбонатитовый массив Сокли.

трупки брекчий пикритовых порфиритов, дайки мончикитов, лимбургитов, установлена алмазоносность аллювиальных отложений (Гоньшакова и др., 1967). В этом регионе интерес представляют как периферическая часть платформы, особенно область сочленения Днепровско-Донецкого авлакогена с Приазовским кристаллическим массивом (Волновахская зона разломов), так и собственно зона краевого шва платформы — широтного глубинного разлома, протягивающегося через Предкавказье, северную часть Азовского моря, Крым (юг Перекопского перешейка) и осевую часть Молдавского грабена (Чекунов, 1967).

По данным В. И. Гоньшаковой, В. О. Ружицкого и др. (1967), проявление здесь ультраосновного-щелочного магматизма связано с активизацией платформы и перестройкой ее тектонического плана в девоне и карбоне. К этому периоду относится заложение прогиба Большого Донбасса, разделившего платформу на две крупные структуры — Украинский щит и Воронежскую антеклизу. С севера и юга Днепровско-Донецкий авлакоген ограничен крупными разломами. Глубина залегания верхней мантии здесь 35—40 км, против 50—60 км в смежных районах (Сулиди-Кондратьев и др., 1968).

Ряд глубоких скважин вскрыли в пределах Донбасса дайковые тела щелочных пород типа мельтейгитов, шонкинитов и шонкинит-порфиритов. Давно известна региональная зараженность этой области флюоритовой минерализацией. Все это свидетельствует о возможности проявления на глубине ультраосновных-щелочных пород. По данным З. Г. Волошиной, И. В. Галицкого и Р. М. Пистрак (1971 г.), в центральной части Днепровско-Донецкого авлакогена выявлен район развития ультраосновных-щелочных пород в пределах Белоцерковского выступа кристаллического фундамента на продолжении Криворожско-Кременчугской зоны разломов. Эти исследователи предполагают наличие центральных интрузий щелочных пород с карбонатитами в области Петрицевского и Лютенского магнитного и гравитационного максимумов.

Волновахская зона разломов по южной окраине Русской платформы также сопровождается региональным распространением флюорита и локализует Покрово-Киреевское месторождение в карбонатных породах. Формирование этого месторождения связывается со щелочным комплексом нефелин-полевошпатовых пород, вскрытых на глубине скважинами. Указанные факты, а также характерный комплекс элементов-примесей (Nb, Zr, TR, Sr, Ba) дают основание рекомендовать этот объект под ревизионные работы. В последние годы в рассматриваемом районе установлено широкое развитие пикритовых порфиритов и их брекчий. Все это, наряду с наличием щелочных и ультраосновных эффузивов, позволяет рассматривать краевую часть юга Русской платформы как перспективную провинцию на выявление здесь карбонатитовых массивов и связанного с ними разнообразного комплекса полезных ископаемых.

Как известно, в рифее фундамент Русской платформы раскололся на крупные блоки с образованием между ними Пачелмского, Крестцовского и других грабенообразных структур. В среднедевонское время они были погребены и на их месте стали формироваться синеклизы. В отличие от авлакогенов окраинных частей платформы они характеризовались незначительными дислокациями, слабым развитием или отсутствием траппового вулканизма, что тем более не способствовало проявлению здесь ультраосновного-щелочного магматизма.

Краткий обзор геологических данных по Русской платформе показывает, что, за исключением Карело-Кольской провинции и Тимана, в настоящее время на ее территории нет оснований рассчитывать на выявление карбонатитовых массивов в пределах обнаженной части кристаллического фундамента. Наиболее перспективная периферическая часть платформы перекрыта осадками предгорных прогибов или находится в акваториях Белого, Черного, Азовского и Каспийского морей.

Поэтому обнаружить массивы рассматриваемого типа и связанные с ними месторождения можно только при условии применения бурения в первую очередь в районе Онежского полуострова и Волновахской зоны разломов в Приазовье, характеризующихся относительно небольшой мощностью осадочного чехла, а также в приподнятых блоках фундамента платформы в пределах Днепровско-Донецкого авлакогена.

**Сибирская платформа.** В связи с открытием в последние годы более 25 массивов Сибирская платформа может наряду с Африканским континентом рассматриваться как классическая провинция ультраосновных-щелочных пород. Массивы, располагаясь на периферии платформы и в ее складчатом обрамлении, образуют кольцевой пояс (см. рис. 2), в полосе которого следует ожидать новых находок массивов и связанных с ними месторождений. Особенно перспективны в этом отношении север и северо-восток платформы — восточный и юго-восточный склоны Анабарского поднятия, где выявлено большое количество трубок взрывчатых брекчий карбонатитов с редкометальной минерализацией и с обломками фенитов, что свидетельствует о наличии на глубине массивов ультраосновных-щелочных пород (Маршинцев, Балакшин, 1969). Не менее перспективно по своей позиции Оленёкское поднятие.

Не исчерпаны возможности открытия новых массивов, в том числе и «слепых», в пределах уже известных провинций, расположенных в зоне упомянутого кольца. Несомненно, при дальнейших поисках массивов с карбонатитами должно быть обращено внимание на сравнительно обнаженные территории в области южного и западного краевого шва платформы — имеется в виду в первую очередь стык с северо-байкальским и енисейским складчатым обрамлением, где пока не зафиксировано ни одного массива. Возможно выявление ультраосновных-щелочных массивов и на территории Таймыра. Особый интерес здесь представляет район, приходящийся на пересечение Котуйской тектонической зоны поперечным разломом, протягивающимся вдоль северной окраины Енисейско-Хатангского прогиба.

Анализ геолого-структурной обстановки особенностей пространственного распределения магматических пород и редкометальной минерализации в районах развития массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов позволяет прогнозировать «слепые» массивы подобного типа в тех участках зон разломов, где проявлены дайки пикритовых порфиритов, жилы анкерит-доломитового, кварц-баритового, карбонат-флюоритового и альбитового состава. На подобный комплекс образований важно обращать внимание особенно в узлах пересечения разнонаправленных разломов (северо-западного и северо-восточного простирания в Восточном Саяне, меридионального и широтного в Сетте-Дабане), которые, как установлено, контролируют становление массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. В Восточном Саяне к числу перспективных следует отнести Урикско-Ийский грабен и всю территорию в зоне краевого шва Сибирской платформы от Байкала до Рыбинской впадины.

В Сетте-Дабане до 1956 г. был известен лишь Горноозерский массив. Определение его структурной позиции дало возможность В. М. Моралеву и А. А. Ельянову (1961 г.) выделить перспективную полосу для поисков новых массивов. Правильность их прогноза подтвердилась открытием трех массивов — Поворотного, Гека, Война (Гамбоев и др., 1965). Обобщение материалов по этой провинции, проведенное А. А. Ельяновым (1968 г.), позволило наметить ряд конкретных площадей в зонах Бурхалинского, Центрального, Целатского, Нижнедьюкатского и других меридиональных глубинных разломов на участках их пересечения с субширотными эпитропными разломами — Дыгдинско-Огонекским, Мендельским, Сегенинским и др. О перспективности указанных участков

свидетельствуют находки редкометальной минерализации вблизи Бурхалинского и Сегенинского разломов и редкоземельных зон на участках пересечения Чалатского разлома с Горноозерским, Нижнедьюкатского с Аимским и др. Заслуживает также внимания участок, находящийся в 55 км от Горноозерского месторождения на продолжении одноименного разлома к западу. Здесь на площади, перекрытой юрскими отложениями, выявлена гравимагнитная аномалия изометричной формы, по-видимому, обусловленная залегающим на глубине интрузивным массивом.

Не исчерпаны возможности обнаружения новых массивов также и на Алданском щите. По мнению А. А. Ельянова, первоочередной интерес имеет восточная часть этой провинции, хотя центральная и западная части щита также испытали активизацию в предкембрийское время и не могут быть исключены из перспективных площадей. Наиболее интересны здесь зоны субширотных эпитропных разломов особенно на участках пересечения их с глубинными разломами субмеридионального направления. А. А. Ельянов рекомендует обратить внимание на аэромагнитную аномалию в месте пересечения Дыгдинско-Огонекского и Хаттырыкского разломов в области сплошного развития горизонтально залегающих кембрийских отложений. Аномалия характеризуется изометричной формой и размерами  $6 \times 8$  км. Б. Андреев и И. Шапочка связывают эту аномалию с погребенным интрузивным массивом ультраосновных и щелочных пород (Устьюдомский массив).

Наличие ультраосновных-щелочных комплексов пород и карбонатитов в рифтах, секущих срединные массивы (плато Колорадо, Верхне-Рейнский), дает основание ставить вопрос о поисках карбонатитовых месторождений в пределах такого типа структур на площади Охотского, Ханкайского, Омолонского, Колымского, Кокчетавского и других срединных массивов (Щеглов, 1971). Представляет интерес и Сангиленский срединный массив в Туве, в пределах которого известны щелочные интрузии центрального типа (Кононова, 1961; Яшина, 1957). Этот еще слабо изученный район заслуживает особого внимания в связи с затуханием здесь Байкальской рифтовой зоны (Флоренцов, 1968). Известная аналогия с восточным продолжением Байкальского рифта на Алданский щит, где проявлены ультраосновные-щелочные комплексы, вполне допустима.

Что касается перспектив обнаружения рассматриваемых комплексов пород в пределах самого Байкальского рифта, то они остаются неясными. По мнению В. В. Архангельской, детально рассмотревшей историю развития Олекмо-Витимской горной страны и Северо-Байкальского нагорья, появление их в рифе было маловероятным в связи с малой мощностью коры, а отсутствие в рифтах более поздних эпох «...объясняется тем, что они не пробились к поверхности земли в связи с ее уже большей мощностью коры». Если же придерживаться концепции Е. Е. Милановского (1970), то для Байкальского рифта, как и подобных ему рифтов щелевого типа, характерно рассеяние тепловой энергии, что не способствует возникновению глубинных мантийных магм. Исходя из обеих точек зрения, не представляется возможным рассматривать Байкальский рифт (во всяком случае его центральную часть) как область, перспективную для открытия массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов.

Помимо коренных месторождений, связанных с массивами ультраосновных-щелочных пород, возможно наличие промышленных, в частности редкометальных россыпей. В этом отношении перспективны провинции развития карбонатитосодержащих массивов ультраосновных-щелочных пород и кимберлитов Анабарского и Оленёкского поднятий и их склонов на Сибирской платформе, а также южная часть Русской платформы.



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Закономерности размещения и формирования массивов, локализация в них оруденения и вопросы прогнозирования и поиска месторождений сводятся к следующему.

1. В ходе развития земной коры отмечается последовательное смещение максимума ультраосновного-щелочного магматизма от краев платформ и их консолидированных складчатых обрамлений в сквозь-структурные зоны разломов. Образование провинций ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов контролировалось материковыми рифтами и рифтоподобными структурами, возникшими в областях длительного воздымания и растяжения земной коры и унаследовавшими пространственное положение древних геосинклинальных трогов и глубинных разломов. В контурах провинций массивы рассматриваемого типа пород сосредоточены преимущественно в наиболее ослабленных участках рифтовых зон: в местах разветвления, сочленения их отдельных звеньев и пересечений разнонаправленных разломов.

2. Механизм формирования массивов был сложным. Вулканический прорыв, интрузия магмы в трубки взрыва, камеры и трещины, а также явления магматического и метасоматического замещения, выполнения углекислыми растворами открытых полостей — играли различную роль на разных уровнях становления этих многоfazных сложнопостроенных массивов. Все это отражается в выделенных структурно-морфологических типах. Главнейшей чертой, определяющей формацию ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, является подкоровое зарождение магматического расплава и большая глубинность разломов, контролирующих продвижение магмы к поверхности земли. Сходные условия эволюции родоначальной магмы обусловили многие общие черты состава массивов, становление которых происходило в ходе последовательного образования (от ранних к поздним) оливинитов и пироксенитов, пород серии якупирангит — ийолит, нефелиновых и щелочных сиенитов, карбонатитов, эффузивно-эструзивных аналогов всех вышеуказанных образований и их пирокластов. В отдельных ультраосновных-щелочных комплексах вулканические и глубинные породы имеют различное объемное соотношение, которое, как структура и состав массивов, зависит от характера разломов и структурной обстановки в верхнем ярусе земной коры, определяющих скорость движения магмы, степень ее дифференциации, закрытый (плутонический) или открытый (вулканический) тип магматизма.

Карбонатиты являются многостадийными, по-видимому, преимущественно гидротермальными образованиями, ведущая роль в локализации которых принадлежала трубкам взрыва, кольцевым и линейным разрывам. Эти структурные элементы определяли форму и размеры карбонатитовых тел; окончательная их конфигурация была обусловлена процессами метасоматического замещения вмещающих пород. Способ образования отдельных тел находит отражение в текстурно-структурных особенностях карбонатитов и в характере ориентировки слагающих их минералов. Полосчатые карбонатиты, обычно отвечающие по внутреннему строению *B*- и *S*-тектонитам, возникали при развитии метасоматоза в тектонических зонах в условиях ориентированного давления, в расланцованных породах и в зонах густой субпараллельной трещиноватости. В тектонических зонах, наложенных на карбонатиты, появлялись структуры пластического течения или происходила перекристаллизация карбонатитов с образованием мелкозернистых четко полосчатых и плейчатых разновидностей. Массивные средне-, крупнозернистые карбонатиты, нередко с характерной пегматоидной текстурой возникли в ходе выполнения флюидом открытых трещин.

Большинство массивов имеет штокообразную форму и зонально-

кольцевое строение, иногда осложненное появлением линейных тел в связи с влиянием внешних тектонических факторов. Это нашло выражение в разнообразии структурно-морфологических типов массивов, в которых сочетаются тела различной формы: штоки («пробки», интрузии центрального и камерного типа), цилиндрические, конические и неполнокольцевые дайкообразные тела, линейные дайки, жилы, линзы, штокверки и метасоматические тела неправильной формы. В общем случае отмечается переход вулканических аппаратов с глубиной в штокообразные и затем, по-видимому, в трещинные тела. Однако в отличие от кимберлитовых труб такой переход в случае ультраосновных-щелочных комплексов более растянут, о чем свидетельствует округлая и овальная форма горизонтального сечения наиболее глубокоэродированных массивов. Для поздних образований массивов — сиенитов и карбонатитов — переход в трещинные тела отмечается до 7—8 км. Размеры горизонтального сечения массивов в этом интервале глубин существенно не меняются и обычно не превышают 25—30 км<sup>2</sup>. Общее изменение формы массивов с приближением к дайкообразной, по-видимому, происходит на глубинах более 10 км от палеоповерхности.

3. Геолого-структурная классификация ультраосновных-щелочных массивов разработана на основе критериев глубинности слагающих их пород. Большинство современных выходов массивов разделены на группы, соответствующие поверхностному (приповерхностному), малому, среднему и глубокому уровням формирования относительно земной поверхности. От верхних частей массивов к их глубинным уровням постепенно исчезают вулканические и гипабиссальные фации пород, свиты даек сменяются на единичные трещинные тела, появляются пегматиты щелочных пород, возрастает роль ультраосновных серий относительно щелочных пород и карбонатитов, изменяется форма их тел и осложняется общий контур массива.

4. «Многоярусная» структура дифференцированных массивов обусловлена их направленным развитием в пространстве, когда поздние щелочные расплавы и карбонатные флюиды обычно проникают в более верхние горизонты земной коры путем интродирования и замещения ранних ультрабазитов. Проявленная вертикальная зональность в размещении месторождений разных полезных ископаемых, выражается в приуроченности флюоритовых, гематитовых, баритовых и редкоземельных месторождений к верхним частям массивов, пироклор-гатчеттолитовых и апатит-магнетитовых — к средним и перовскит-титаномагнетитовых — к нижним. Суммарный вертикальный размах оруденения возрастает до 8 км и, возможно, более с учетом жильных ториево-редкоземельных месторождений, залегающих во вмещающих породах кровли рудоносных массивов. Такая глубина оруденения обусловлена особенностями формирования материнских массивов, приуроченных к глубинным разломам.

Горизонтальная зональность оруденения отмечается в массивах, характеризующихся преимущественным распространением карбонатитовой серии пород и проявлена по центростремительной схеме: апатит-магнетитовые рудные тела, расположенные по периферии карбонатитовых штоков, к центру сменяются гатчеттолитовыми, пироклоровыми, паризит-бастнезитовыми или гематитовыми и флюоритовыми рудами.

Зональность оруденения осложняется в связи с влиянием локальных структурных и физико-химических факторов (тектоническая подготовленность пород, их пористость, химический состав, степень стадийности рудного процесса и т. д.), определяющих морфологию рудных тел, условия их залегания, степень концентрации и особенности распределения рудной минерализации. Установлено четыре типа рудных столбов при формировании редкометальных карбонатитов.

5. Постоянство ряда минеральных ассоциаций, образованных в сходных геологических условиях на определенных этапах формирова-

ния массивов, позволяет выделить ряд минеральных типов эндогенных месторождений, объединенных в три рудные формации: перовскит-титаномагнетитовую, апатит-магнетит-флогопитовую и полиминеральную рудную формацию карбонатитов. По десяти видам минерального сырья (ниобий, тантал, редкие земли, железо, фосфор, титан, медь, флогопит, флюорит, карбонатное сырье) выделены промышленные типы месторождений, обеспечивающих промышленность сырьем, либо разведанных и вносящих существенные изменения в баланс запасов. Месторождения являются обычно комплексными и характеризуются крупными, иногда уникальными запасами, сосредоточенными в штокообразных, цилиндрических, конических и неполнокольцевых жилообразных телах. Наряду с линейными жилообразными телами и жильными зонами отмечаются штокверки, характерные для редкоземельных и медных месторождений. Рудные тела преимущественно сложены вкрапленными и прожилково-вкрапленными рудами. Сплошные руды свойственны лишь месторождениям железа, титана, флюорита.

Сопоставление минерализации ряда наиболее полно изученных массивов из различных провинций мира в общем показало, что промышленные проявления каждого типа минерализации занимают определенное положение в вертикальном разрезе и имеют свой диапазон развития. Поэтому, в зависимости от глубины эрозионного среза массива, выход его на поверхность будет характеризоваться определенным комплексом пород и связанных с ними полезных ископаемых. Существенно ультрабазитовые массивы перспективны на титан, фосфор, флогопит (вермикулит); сиенитовые — на тантал, ниобий, цирконий; карбонатитовые (кальцитовые) — на ниобий, тантал, уран, фосфор; карбонатитовые (кальцит-доломит-анкеритовые) — на редкие земли, флюорит, сульфиды меди, свинца и цинка. Таким образом, чем сложнее состав комплексов, тем разнообразнее набор полезных ископаемых.

6. Крупномасштабные поисково-съёмочные работы обычно совпадают с предварительной разведкой первых выявленных рудопроявлений. Задачами работ на этом этапе являются: расчленение силикатных и карбонатных пород, установление генетических типов оруденения, оконтуривание рудных тел. Практика показывает, что решение указанных задач целесообразно начинать с помощью воздушных и наземных магнитометрических и радиометрических съёмок.

Поиски и предварительное оконтуривание рудных тел успешно могут осуществляться по первичным и вторичным ореолам рассеяния рудных элементов. В ряде случаев полезными оказываются геоморфологические критерии. Площади развития рудных карбонатитов обычно характеризуются отрицательными формами рельефа. Все это в совокупности позволило разработать ряд геологических, петрографических, геохимических и геофизических признаков и критериев прогнозирования, поисков и оценки промышленных перспектив полезных ископаемых, связанных с массивами ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, в том числе с массивами скрытого типа.

7. Некоторые поисковые критерии могут иметь оценочное значение. Вертикальная зональность состава комплексов, слагающих массивы, и связанных с ними полезных ископаемых позволяет целенаправленно подходить к оценке их промышленных перспектив.

Научно-методической основой крупномасштабного прогнозирования являются фактические данные и теоретические положения, охватывающие широкий круг вопросов, особенно касающихся структуры и состава рудоносных массивов, их геотектонической позиции, уровня эрозионного среза, зональности в них оруденения и его вертикального размаха. Анализ этих материалов дает возможность получить ценные исходные положения для прогнозирования и оценки промышленных перспектив минерализации различного типа.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Апельцин Ф. Р., Гинзбург А. И. Некоторые черты металлогенической специализации щелочных магматических комплексов. — В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., «Недра», 1964, с. 45—62.
- Багдасаров Ю. А. К вопросу о генетической классификации карбонатитовых комплексов. М., «Недра», 1972, с. 36—49. («Геология м-ний редких элементов», вып. 35).
- Башкиров О. А., Браверман Э. М., Мучник И. Б. Алгоритмы обучения машин распознаванию зрительных образов, основанные на использовании потенциальных функций. — «Автоматика и телемеханика», т. 25, 1964, № 5, с. 692—695.
- Бедерке Е. Развитие европейских рифтов. Кн. «Система рифтов Земли» (перевод с англ.). «Мир», 1970, с. 128—131.
- Белоусов В. В., Шейнманн Ю. М. Мировая система больших грабен. — В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 7—39.
- Беляевский Н. А. Симпозиум по мировой системе рифтов. — «Геотектоника», 1968, № 4, с. 140—144.
- Березина Л. А. Геофизические методы при изучении карбонатитовых месторождений. — «Разведка и охрана недр», 1965, № 10, с. 37—41.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955, 86 с.
- Бородин Л. С. О типах карбонатитовых месторождений и их связи с массивами ультраосновных-щелочных пород. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 5, с. 3—16.
- Бородин Л. С. Генезис карбонатитовых месторождений и их геологическая связь с массивами ультраосновных-щелочных пород. — В кн.: Генетические проблемы руд. М., «Наука», 1960, с. 88—99.
- Бородин Л. С. Карбонатитовые месторождения редких элементов. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М., «Наука», 1966, с. 215—256.
- Бородин Л. С. К проблеме океанических базальтоидных серий. — «Советская геология», 1968, № 6, с. 177—180.
- Бородин Л. С., Лапин А. В., Харченков А. Г. Редкометалльные камафориты. М., «Наука», 1973, 176 с.
- Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, 1960, 233 с.
- Булах А. Г., Абакумова Н. Б. Себель-Яврский массив ультраосновных и щелочных пород. — «Советская геология», 1960, № 5, с. 47—60.
- Бутакова Е. Л. К петрологии Маймеча-Котуйского комплекса ультраосновных-щелочных пород. — «Тр. НИИГА», т. 79, 1957.
- Вахромеев Г. С. Возможности геофизических методов при поисках и разведке редкометалльных карбонатитов. — «Разведка и охрана недр», 1960, № 10, с. 25—28.
- Велинский В. В., Меламед В. Г., Шарапов В. Н. О возможном механизме образования магматических очагов в условиях коры и верхней мантии. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 6, с. 1349—1351.
- Волотовская Н. А. Магматический комплекс ультраосновных-щелочных и карбонатитов пород массива Вуориярви. — «Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва», 1958, т. 87, вып. 3—4, с. 290—303.
- Воробьева О. А. Эволюция щелочного магматизма в тектонических структурах земной коры. (Тезисы докладов IV Всесоюзного петрографического совещания). Баку, 1969, с. 87—90.
- Гамбоев О. Г., Коневцев В. И., Силичев М. К. Новая петрографическая провинция ультраосновных-щелочных пород на северо-востоке СССР. — «Геология и геофизика», 1965, № 5, с. 143—145.
- Геология месторождений редких элементов Южной Америки. «Наука», 1968, 279 с. Авт.: Колотухина С. Е. и др.
- Геология, минералогия и генезис карбонатитов. М., «Недра», 1972, 184 с. (Геология м-ний редких элементов, вып. 35).
- Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. — «Геология рудных месторождений», 1960, № 1, с. 45—54.

- Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М. Карбонатитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 152—219.
- Гоньшакова В. И., Ружецкий В. О. и др. Трубки взрыва и дайки кимберлитовых пород Русской платформы. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1967, № 10, с. 31—46.
- Горжевский Д. И., Якубовский Ю. В. Геологические обстановки и особенности их изучения (с применением геофизических методов) при проведении поисково-разведочных работ. — В кн.: Теоретические основы поисков и разведки твердых полезных ископаемых. М., «Недра», 1968, с. 323—399.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Фации глубинности магматических пород и магматогенных месторождений полезных ископаемых. — «Советская геология», 1963, № 8, с. 3—16.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., «Недра», 1965, 300 с.
- Дмитриев Д. П., Шатилов С. В., Булах А. Г. Новые данные о геологии массивов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов Турьего Мыса. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 193, № 6, с. 1356—1359.
- Евзикова Н. З. Морфологические особенности кальцита и доломита в карбонатитах севера Сибирской платформы. — «Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва», т. ХСVI, вып. 1, 1967, с. 45—50.
- Евзикова Н. З., Ильченко Л. Н. Новые признаки первичноосадочного происхождения карбонатитов Гулинской интрузии. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 65, № 6, с. 1395—1397.
- Егоров И. И., Овчинников И. П., Никифоров К. А. О новом типе флюоритовых руд. — «Разведка и охрана недр», 1966, № 8, с. 7—10.
- Егоров Л. С. К проблеме происхождения карбонатитов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1964, № 1, с. 63—74.
- Егоров Л. С. Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. Л., «Недра», 1969, 247 с.
- Егоров Л. С. О природе пластических деформаций в карбонатитах. — В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. НИИГА, Ленинград, 1970, с. 95—103.
- Егоров Л. С. Геологическое строение и механизм формирования южного карбонатитового массива Гулинской интрузии. — В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. НИИГА, Ленинград, 1970, с. 56—92.
- Егоров Л. С., Гольдбурт Т. Л., Шихорина К. М. Геология и петрография магматических пород Гулинской интрузии. — В кн.: Гулинская интрузия ультраосновных-щелочных пород. М., Госгортехиздат, 1961, с. 3—115 («Тр. НИИГА», т. 122).
- Егоров Л. С., Сурина Н. П. Геологические и микроструктурные особенности пластических деформаций в карбонатитах Гулинской интрузии. — В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. НИИГА, Ленинград, 1970, с. 73—94.
- Ельянов А. А., Моралев В. М. Глубины формирования и эрозийного среза массивов ультраосновных и щелочных пород Алданского щита. — «Геология рудных месторождений», 1972, № 5, с. 32—40.
- Еремеев А. Н. Принципы методики глубинных поисков погребенных месторождений. — В кн.: Глубинные поиски рудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 5—21.
- Жабин А. Г. О строении и последовательности формирования Гулинского комплекса дунитов, ультраосновных и ультраосновных-щелочных лав, щелочных пород и карбонатитов. — В кн.: Петрология и геохимия редких элементов в комплексных массивах ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М., «Наука», 1965, с. 159—192.
- Жабин А. Г. Камерное инъекционное тело карбонатитов в интрузии Одихинча. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 169, № 5, с. 1156—1158.
- Жабин А. Г. Инъекционные дайки карбонатитов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 8, с. 35—48.
- Жабин А. Г. Карбонатитовые кимберлиты из Арбарастаха. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 3, с. 684—687.
- Жабин А. Г., Сурина Н. П. Петрология даек, силлов и трубок взрыва. М., «Наука», 1970, 204 с.
- Жабин А. Г. Сингенез и метаморфизм карбонатитов. М., «Наука», 1971, 167 с.
- Зольников Г. В.; Маршинцев В. К. Пластинчатый кальцит из трубки «Мир». — «Геология и геофизика», 1967, № 1, с. 165—169.
- Казанский В. И. К истории развития разломов Алданского щита. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 198, № 4, с. 913—916.
- Каледонский комплекс ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Карелии. М., «Недра», 1965, 550 с. Авт.: А. А. Кухаренко, и др.
- Капустин Ю. Л. Генетические типы карбонатитов и особенности их формирования. Материалы ко 2-му совещанию по околорудному метасоматизму. Ленинград, 1966, с. 285—287.
- Капустин Ю. Л. Минералогия карбонатитов. М., «Наука», 1971, 288 с.
- Карбонатиты. М., «Мир», 1969, 485 с.
- Ковальский В. В., Никишев К. Н., Егоров О. С. Кимберлиты и карбонатиты юго-восточного склона Анабарской антеклизы. М., «Наука», 1969, 288 с.

- Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки. М., «Наука», 1964, 304 с.
- Конев А. А. Интрузия рудных перовскитовых пироксенитов в Восточном Саяне. — «Докл. АН СССР», 1960, т. 133, № 4, с. 935—938.
- Коронова В. А. Уртит-йиолитовые интрузии Юго-Восточной Тувы и некоторые вопросы их генезиса. М., «Наука», 1961, с. 3—108 (Тр. ИГЕМ, вып. 60).
- Котляр В. Н. Типы месторождений, связанные с палеовулканизмом. — В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., «Недра», 1965, с. 7—29.
- Котляр В. Н. Проблема рудоносности вулканогенных формаций. — «Советская геология», 1967, № 11, с. 104—111.
- Котляр В. Н. Теория эндогенного рудообразования. М., «Недра», 1970, 463 с.
- Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1956, 272 с.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964, 387 с.
- Кузнецов Ю. А. О главных формах гранитоидного магматизма и механизме образования гранитоидных тел. — «Геология и геофизика», 1966, № 6, с. 3—15.
- Кухаренко А. А. Палеозойский комплекс ультраосновных-щелочных пород Кольского полуострова и связанные с ними редкометалльные месторождения. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1958, ч. 87, вып. 3, с. 303—314.
- Кухаренко А. А. Основные проблемы геологии платформенных комплексов щелочно-ультраосновных пород. Ученые записки ЛГУ, № 312, 1962, с. 83—93.
- Кушнарев И. П. Глубина образования эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1969, 150 с.
- Ланда Э. А. Генетические типы полосчатости в карбонатах Гулинского массива ультрабазитов и щелочных пород. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 184, № 5, с. 1183—1185.
- Ланда Э. А. О генезисе Гулинского месторождения флогопита. — «Геология и геофизика», 1969, № 7, с. 88—95.
- Лапин А. В. О скарноподобных образованиях в Ковдорском массиве. — В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М., «Наука», 1965, с. 193—220.
- Леотьев Л. Н., Жук-Почкутов Л. Н., Гладких В. С. К вопросу о так называемой щелочно-ультраосновной формации (на примере Маймеча-Котуйской провинции Сибирской платформы). — В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М., «Недра», 1965, с. 127—159.
- Лукин Л. И., Кушнарев И. П., Чернышев В. Ф. Микроструктурный анализ. М., «Недра», 1965, 124 с.
- Любимов Н. И., Морозов В. И., Фролов А. А. Физико-механические свойства карбонатитов и их роль в размещении редкометалльного оруденения. — «Разведка и охрана недр», 1963, № 5, с. 30—33.
- Люткевич Е. М. К тектонике Урало-Тиманского стыка. — «Докл. АН СССР», 1948, т. XI, № 3, с. 501—503.
- Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957, 270 с.
- Маршинцев В. К., Балакшин Г. Д. О природе карбонатитовых образований на восточном склоне Анабарского сводового поднятия. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 3, с. 645—648.
- Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. М., «Недра», 1971, 277 с. Авт.: Кухаренко А. А., Булах А. Г., Ильинский Г. А., Шинкарев Н. Ф., Орлова М. П.
- Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков. — «Вестник МГУ», 1970, № 2, с. 13—35.
- Мотычко В. Ф. Карбонатиты массива Одихинча и их генезис. — Тр. НИИГА, т. 107, вып. 12, 1959, с. 23—41.
- Невский В. А. Некоторые вопросы трещинной тектоники Актюзского рудного поля. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 11, с. 53—68.
- Невский В. А. Генетическая классификация трещин горных пород. Изв. ВУЗ. «Геология и разведка», 1964, № 3, с. 3—14.
- Невский В. А. О внутреннем строении разломов. — «Геотектоника», 1967, № 1, с. 83—96.
- Невский В. А. Кольцевые разрывы и некоторые данные о механизме их формирования. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1961, № 5, с. 47—61.
- Невский В. А., Сморчков И. Е. О некоторых проблемах постмагматического рудообразования. — В кн.: Очерки по геологии и геохимии рудных месторождений. М., «Наука», 1970, с. 8—16.
- Паньшин И. П., Эпштейн Е. М. Закономерности ориентировки минералов и некоторые вопросы генезиса карбонатитов. М., «Недра», 1972, с. 108—126. («Геология м-ний редких элементов», вып. 35).
- Пожарицкая Л. К. Геохимические особенности процесса формирования карбонатитов. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 117—124. («Геология м-ний редких элементов», вып. 17).

Пожарицкая Л. К., Самойлов В. С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатов Восточной Сибири. М., «Наука», 1972, 267 с.

Пожарицкая Л. К., Багдасаров Ю. А. и др. О некоторых закономерностях развития и размещения редкометалльной минерализации в одном из карбонатитовых массивов Восточной Сибири. — В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М., «Наука», 1965, с. 192—208.

Пожарицкая Л. К., Фролов А. А., Эпштейн Е. М. Поисковые критерии редкометалльных карбонатитов. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 115—130. («Геология м-ний редких элементов», вып. 14).

Пожарицкая Л. К., Эпштейн Е. М. О физико-химических условиях образования карбонатитов. — В кн.: Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964, с. 147—153.

Редкометалльные карбонатиты. М., Госгеолтехиздат, 1958, 128 с. («Геология м-ний редких элементов», вып. 1). Авт.: Гинзбург А. И., Нечаева Е. А., Лавренев Ю. Б., Пожарицкая Л. К.

Родионов Г. Г., Роненсон Б. М. Оценка месторождений при поисках и разведке (слюда). М., «Недра», 1972, 215 с.

Свешникова Е. В. Структурные особенности магматических комплексов центрального типа, связанных с кольцевыми разломами. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 10, с. 3—14.

Семилякин Ф. П. Кимберлитоподобные породы Вуори-Ярви. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, серия 2, ч. 97, вып. 2, 1968, с. 236—240.

Серба Б. И. Карбонатиты Салаватлинского массива. — Советская геология, 1963, № 6, с. 125—130.

Слободской Р. М. Критерии для определения механизма формирования гранитоидных массивов. — Советская геология, 1969, № 11.

Смирнов В. И. Геологические основы поисков и разведки рудных месторождений. М., Изд-во МГУ, 1957, 583 с.

Смирнов В. И. Геология месторождений полезных ископаемых. М., «Недра», 1965, 590 с.

Смирнов С. С. Рецензия на статью П. Ниггли «Систематика магматогенных рудных месторождений». — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 1, с. 154—159.

Соболев Н. Д. Генетические типы ультраосновных интрузий. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VI. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 32—47.

Сомина М. Я. Структурно-фациальные принципы в классификации карбонатитовых комплексов. — В кн.: Материалы ко 2-й конференции по околорудному метасоматозу. Л., 1966, с. 271—274.

Сонюшкин Е. П. О происхождении некоторых плитообразных тел известняков в юго-западном Тянь-Шане. — Труды ИГН. вып. 162, 1955, с. 82—93.

Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В. «Борозды» земной коры. — «Природа», 1968, № 7, с. 51—61.

Сыромятников Ф. В. Материалы к изучению системы кальцит-вода. Труды V совещания по экспериментальной минералогии и технической петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 221—229.

Терновой В. И., Афанасьев Б. В., Сулимов Б. М. Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. М., «Недра», 1969, 287 с.

Флоренцов Н. А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения. — В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 40—56.

Францессон Е. В. Петрология кимберлитов. М., «Недра», 1968, 199 с.

Фролов А. А. Некоторые вопросы детального геолого-структурного картирования карбонатитов. — «Геология рудных месторождений», 1960, № 5, с. 82—93.

Фролов А. А. Трещинная тектоника ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. — «Геология рудных месторождений», 1962, № 2, с. 48—58.

Фролов А. А. Факторы локализации редкометалльного оруденения в карбонатитах. — «Геология рудных месторождений», 1965, № 5, с. 31—37.

Фролов А. А. Полосчатость в карбонатитах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 4, с. 3—14.

Фролов А. А. О новой провинции «карбонатитов» на Сибирской платформе. — «Геология и геофизика», 1967, № 12, с. 125—126.

Фролов А. А. Формация ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов — перспективный источник комплексного минерального сырья. — «Минеральное сырье», вып. 15, 1968, с. 13—23.

Фролов А. А. К проблеме вертикальной зональности оруденения (на примере формации ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 9, с. 52—61.

Фролов А. А. Промышленные типы месторождений полезных ископаемых, связанных с формацией ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. — «Разведка и охрана недр», 1971, № 5, с. 13—17.

Фролов А. А. Геолого-структурные особенности массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Восточного Саяна. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 2, с. 69—81.

Фролов А. А. Карбонатитовый тип свинцово-цинковых месторождений. — «Геология рудных месторождений», 1971, № 3, с. 91—93.

Фролов А. А. Структурные условия образования формации ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. Сб. «Геология м-ний редких элементов», вып. 35, «Недра», 1972, с. 7—36.

Фролов А. А., Багдасаров Ю. А. Большетагнинский массив ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. — «Советская геология», 1967, № 12, с. 80—93.

Фролов А. А., Багдасаров Ю. А. Карбонатиты — новый генетический тип месторождений флюорита. — «Разведка и охрана недр», 1968, № 7, с. 6—8.

Фролов А. А., Багдасаров Ю. А., Нечаева Е. А. Карбонатиты и карбонатизированные кимберлиты. — «Советская геология», 1970, № 6, с. 72—84.

Фролов А. А., Волженкова А. Я., Нечаева Е. А. Малоэродированный массив ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов в Сибири. — «Геология рудных месторождений», 1969, № 1, с. 27—39.

Фролов А. А., Савинский И. Д., Вальков В. О. К проблеме прогнозирования месторождений карбонатитовой формации (с использованием методов распознавания). — «Советская геология», 1974, № 10, с. 121—132.

Фролов А. А., Эпштейн Е. М. Геологическое строение карбонатитовых массивов. — В кн.: Геологическое строение и минерало-геохимические особенности редкометалльных карбонатитов. «М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 38—69. (Геология м-ний редких элементов, вып. 17).

Черный В. Г. Генетические типы редкометалльных руд, связанных с ультраосновной-щелочной магматической формацией на Тимане. Тезисы конференции «Метасоматизм и рудообразование». Ленинград, 1972, с. 205—206.

Чекунов А. В. Особенности строения земной коры юга Европейской части СССР. — «Советская геология», 1967, № 12, с. 13—29.

Шейнманн Ю. М. Формация ультраосновных-щелочных пород. Сб. «Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация». Вып. 12—13. Госгеолтехиздат, 1961, с. 15—54.

Шейнманн Ю. М. Закономерности размещения провинций ультраосновных щелочных пород. Сб. «Геология м-ний редких элементов», вып. 17. Госгеолтехиздат, 1962, с. 5—9.

Шейнманн Ю. М. Некоторые геологические особенности ультраосновных и ультращелочных магматических образований на платформах. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1955, т. 134, вып. 2, с. 143—158.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968, 231 с.

Шурубур Ю. В. Об эффузивных брекчиях ультраосновных-щелочных базальтоидов на западном склоне Среднего Урала. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, с. 917—920.

Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. М., «Недра», 1971, 148 с.

Щербаков Д. И. О картах прогноза для магматогенных рудных месторождений. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 4, с. 9—14.

Эпштейн Е. М. О карбонатитах и их структурном положении в Гулинском плутоне. — «Тр. НИИГА», т. 107, 1959, с. 13—22.

Эпштейн Е. М., Антикеева Л. И., Михайлова А. Ф. Метасоматические породы и флогопитоносность Гулинской интрузии. — «Тр. НИИГА», т. 122, 1961, с. 116—272.

Яковлев П. Д. Структурные типы рудных полей и месторождений, связанных с вулканогенными формациями. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 9, с. 32—53.

Яшина Р. М. Щелочные породы Юго-Восточной Тувы. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 5, с. 17—36.

Ambis H. Karbonatitgefüge. Neues Jahrbuch für Mineralogie. Band 105, H. 3, 1966.

Anderson E. M. The dynamics of the formation of cone sheets ring dikes and cauldron subsidences. Proc. Roy. Soc. Edinb. LVI, 11, 1936, p. 126—157.

Bailey D. K. Carbonatites of the Rufunsa Valley, Feira. District. North Rhodesia Geol. Surv. Bull., 5, 1960.

Baldock J. W. Feldspatic vent agglomerates at Bukusu, Uganda. Geological Magazine, v. 108, N 8, 1971.

Cloos H. Hebung, Spaltung, Vulkanismus. — «Geol. Rundschau», 1939, Bd. 30, H. 4A.

Coetzee G. L., Edwards C. B. The Mrima Hill Carbonatite, Coast Province, Kenya. Trans and Proc. Geol. Soc. South Africa, 62, 1959, p. 373—397.

Daly R. A. Carbonate dikes of the Premier Diamond Mine, Transvaal. J. Geol., 33, 1925, p. 659—684.

Davies K. A. The phosphate deposits of the Eastern Province, Uganda. — «Econ. Geol.», v. 42, N 2, 1947, p. 137—146.

Dawson J. B. Carbonate Tuff Cones in Northern Tanganyika. Geological Magazine, v. 101, N 2, 1964, p. 129—137.

Dimroth E. Meimechites and carbonatites of the Gastignon dike complex, new Quebec. Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen, 1970, Bd. 112, H. 3, p. 239—278.

Doig R. An alkaline rock province linking Europe and North America. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, N 1, 1970.



- Eckermann H. von. Contributions to the knowledge of the alkaline dikes of the Alnö region. *Arkiv. mineral. geol.*, 3/20, 1963, p. 259—275.
- Erickson K. L., Bladé L. V. Geochemistry and Petrology of the alkalic igneous complex at Magnet Cove, Arkansas. *Geological surv. prof.* P. 425, 1963.
- Fawly A. P. and James T. S. A pyrochlore (columbium) carbonatite Southern Tanganyika. — «*Econ. Geol.*», N 50, 1955, p. 571—585.
- Fick L. and Van der Heyde C. Additional data on the geology of the Mbeya carbonatite. — «*Econ. Geol.*», v. 54, 1959, p. 842—872.
- Garson M. S. Flow phenomena in carbonatites in southern Nyasaland. *Colonial geol. Mineral. Res.* 5, 1955, p. 311—318.
- Garson M. S. Stress pattern of carbonatite and alkaline dykes at Tundulu ring structure. *Sout. Nyasaland. Rep.* 20 th Internat. Congr. Mexico, 1956, p. 309—323.
- Garson M. S. The Geology of the lake Chilva area Government Press. Zamba. Nyasaland. *Geol. Surv.*, Bull. 12, 1960, p. 1—67.
- Garson M. S. The Tundulu Carbonatite Ring Complex in Southern Nyasaland. *Mem. geol. Surv. Nyasaland*, 2, 1962.
- Gold D. R., Vallee M., Charette J.—P. Economic Geology and Geophisice of the Oka alkaline complex, Qutbec. *The Canadian Mining and Metallurgical. Bull.*, v. 60, N 666, Oct. 1967, p. 1131—1144.
- Heinrich E. Wm. The Geology of Carbonatites. Chicago, 1966, 555s.
- Herbert J. C. Palabora. *Mining Magazine*, 1967, p. 4—27.
- Johnson R. L. The geology of the Dorowa and Shawa carbonatite complexes, Southern Rhodesia. *Trans. Geol. Soc. South Africa*, 64, 1961, p. 101—145.
- King B. C., Sutherland D. S. Alkaline rocks of eastern and southern Africa. Parts I—III, *Sci. Progr.*, 48, N 190, 1960, p. 298—321, 504—524, 709—720.
- Kun N. de. The Economic Geology of Columbium (Niobium) and of Tantalium.— «*Econ. Geol.*», v. 57, 1962, p. 377—404.
- Larsen E. S. Alkalic rocks of Iron Hill, Gunnison County, Colorado. *U. S. Geol. Survey Prof.*, P. 197—A, 1942, p. 64.
- Martin M., Mathas M., Simpson E. V. S. The Damaraland Subvolcanic ring complex in S. Africa. *Internat. Geol. Congress*, 21—th ses. Copengagen, 1960, p. 156—174.
- Melcher G. C. Nota sobre o distrito alkalino de Jacupiranga, Estado de San Paulo, Brasil, *Notes Servic. Geol.*, N 84, 1954, p. 20.
- Meyer A., Bethune de P. The Lueshe carbonatite (Kivu, Belgian Congo). *Internat. Geol. Congr.* 21 Sess., Part, Pt. 13, 1960, p. 304—309.
- Parsons G. E. Niobium-bearing complexes east of Lake Superior. *Ontario Dept Mines and Geol.*, Rept 3, 1961.
- Pecora W. T. Carbonatites. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 67, 1956, p. 1537—1556.
- Rowe K. B. Niobium (columbium) deposits of Canada. *Geol. Surv. Econ. Geol.*, Ser. 18, 1958.
- Smith W. C. A review of some problems of African carbonatites. *The Quarterly Journal of the Geological Society of London*, N 446, v. CXII, part 2, 1956.
- Straus C. A. and Truter F. C. The alkali complex at Spitzkop, Sekukuniland. *Geol. Soc. South. Africa Trans.*, v. 53, 1951, p. 81—125.
- Sukheswala R. N., Udas G. R., Heinrich E. W. Geology of the newly discovered carbonatites of India. *The Canadian Mineralogist*, v. 8, 1965, p. 3.
- Sukheswala R. N. and Udas G. R. Note of the carbonatite of Amba Dongar and its economic potentialities. *Science and Culture*, v. 29, N III, 1963, p. 563—568.
- Swift W. H. The geology of Chishanya, Buhera district, Southern Rhodesia. *Edinburgh, Geol. Soc. Trans.*, v. 15, 1952, p. 346—359.
- Temple A. K., Grogan R. M. Carbonatite and related alkalic rocks at Pawderhorn, Colorado. — «*Econ. Geol.*», N 4, v. 60, 1965, p. 672—692.
- Tuttle O. F., Gittins J. Carbonatites. Interscience Publishers Great Britain, 1966, 591s.
- Verwoerd W. J. South African carbonatites and their probable mode of origin. *Annale Universiteit van Stellenbosch*, v. 41, ser. A., N 2, 1966, 236s.
- Vening Meinesz F. A. Les graben africains, resultat de compression ou de tension dans la croûte terrestre, *Inst. ory colon. Belge*, v. 21, 1950.
- Williams C. E. Carbonatite structure Tororo hills. Eastern Uganda. *Geol. Mag.*, 89, 4, 1952, p. 286—292.
- Wimmenauer W. Beiträge für Petrographie des Keiserstuhes. Teil VI und VII. *Neues Jahrbuch Mineral. Abhandl.*, 99, 1963, p. 231—276.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Глава I. Провинции ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов . . . . .	5
1. Общие сведения о формации ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов . . . . .	5
2. Эпохи ультраосновного-щелочного магматизма . . . . .	9
3. Типы провинций и особенности размещения в них массивов . . . . .	12
Глава II. Структура массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов	
1. Геолого-структурная классификация массивов . . . . .	23
2. Форма, размеры и строение массивов . . . . .	33
3. Геолого-структурная характеристика массивов . . . . .	46
4. Структурные особенности массивов . . . . .	62
Глава III. Механизм образования массивов . . . . .	91
1. Комплексы ультраосновных-щелочных пород . . . . .	92
2. Карбонатиты . . . . .	95
Глава IV. Полезные ископаемые . . . . .	104
1. Рудные формации и минеральные типы месторождений . . . . .	104
2. Основные закономерности размещения месторождений . . . . .	122
Глава V. Поисковые критерии . . . . .	137
1. Региональные поисковые критерии . . . . .	137
2. Локальные поисковые критерии . . . . .	138
Глава VI. Прогнозирование месторождений . . . . .	142
Заключение . . . . .	152
Список литературы . . . . .	155

### АНАТОЛИЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ ФРОЛОВ СТРУКТУРА И ОРУДЕНЕНИЕ КАРБОНАТИТОВЫХ МАССИВОВ

Редактор *Э. Д. Соломатина*

Обложка художника *Л. Д. Грибкова*

Технический редактор *Л. Г. Лаврентьева*

Художественный редактор *В. В. Евдокимов*

Корректор *Э. И. Капцельская*

Сдано в набор 23/XII 1974 г. Подписано в печать 4/VII 1975 г. Т-11791 Формат 70×108<sup>1/16</sup> Бумага № 2 Печ. л. 10. Усл. п. л. 14. Уч.-изд. л. 14,56. Тираж 1400 экз. Заказ 2/5092-4. Цена 1 р. 47 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.

Московская типография № 6 Союзполиграфпрома  
при Государственном комитете Совета Министров СССР  
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.  
109088, Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.

1370

ОТЧЕТ

3	Предисловие
5	Глава I. Предисловие к разделу о формах и размерах пород и породистости
5	1. Общие сведения о формах и размерах породистости
6	2. Общие сведения о формах и размерах породистости
12	3. Общие сведения о формах и размерах породистости
12	Глава II. Предисловие к разделу о формах и размерах пород и породистости
20	1. Общие сведения о формах и размерах породистости
22	2. Общие сведения о формах и размерах породистости
23	3. Общие сведения о формах и размерах породистости
24	4. Общие сведения о формах и размерах породистости
31	Глава III. Предисловие к разделу о формах и размерах пород и породистости
32	1. Общие сведения о формах и размерах породистости
33	2. Общие сведения о формах и размерах породистости
104	Глава IV. Предисловие к разделу о формах и размерах пород и породистости
104	1. Общие сведения о формах и размерах породистости
105	2. Общие сведения о формах и размерах породистости
107	3. Общие сведения о формах и размерах породистости
107	4. Общие сведения о формах и размерах породистости
107	5. Общие сведения о формах и размерах породистости
107	6. Общие сведения о формах и размерах породистости
107	7. Общие сведения о формах и размерах породистости
107	8. Общие сведения о формах и размерах породистости
107	9. Общие сведения о формах и размерах породистости
107	10. Общие сведения о формах и размерах породистости

МАШИНЫ И ОБОРУДОВАНИЕ  
СТРУКТУРА И ОТДЕЛЕНИЕ КАЧЕСТВЕННЫХ  
МАССОВ

НЕДРА

Техническое описание...  
Инженер-конструктор А. А. Рыков  
Инженер В. М. Козлов

Содержание...  
1. Общие сведения о формах и размерах породистости...  
2. Общие сведения о формах и размерах породистости...  
3. Общие сведения о формах и размерах породистости...  
4. Общие сведения о формах и размерах породистости...  
5. Общие сведения о формах и размерах породистости...  
6. Общие сведения о формах и размерах породистости...  
7. Общие сведения о формах и размерах породистости...  
8. Общие сведения о формах и размерах породистости...  
9. Общие сведения о формах и размерах породистости...  
10. Общие сведения о формах и размерах породистости...