

Е. В. Свешникова

Магматические комплексы центрального типа



Е. В. СВЕШНИКОВА

559.3:558.52

МАГМАТИЧЕСКИЕ
КОМПЛЕКСЫ
ЦЕНТРАЛЬНОГО
ТИПА

820



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
Москва, 1973



Свешникова Е. В. Магматические комплексы центрального типа. М., «Недра», 1973, 184 с.

Книга является первой сводкой по геологии и структуре магматических комплексов центрального типа. В ней показано широкое распространение и геологическое положение таких комплексов в основных структурах континентов. Обобщены сведения о составе горных пород этих комплексов, о времени и геологических условиях их формирования.

Специальный раздел посвящен результатам изучения внутреннего строения магматических комплексов центрального типа и связи их с кольцевыми, коническими и линейными разломами. Приводится структурная систематика комплексов и определен структурный контроль месторождений, с ними связанных.

В заключение предлагаются теоретические модели механизма образования кольцевых и конических разломов.

Книга представляет значительный интерес для геологов различных специальностей, работающих в области развития магматических образований и связанных с ними месторождений.

Таблиц 3, иллюстраций 75, список литературы — 409 названий.

© Издательство «Недра», 1973

С $\frac{0292-431}{043(01)-73}$ 76-73

Екатерина Владимировна Свешникова

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА

Редактор издательства В. И. Макеев Технический редактор Л. В. Дунаева

Корректор Э. А. Ляхова

Сдано в набор 21/XII 1972 г. Подписано к печати 31/V 1973 г. Т-08959. Формат 60×90^{1/8}. Бумага № 2. Печ. л. 12,0 с вкл. Уч.-изд. л. 14,22. Тираж 1900 экз. Заказ № 544/4418-1. Цена 1 р. 53 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская типография № 8 «Союзполиграфпрома» при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.

ВВЕДЕНИЕ

Щелочные массивы центрального типа давно привлекают внимание геологов во многих странах. В последние десятилетия они стали специальным объектом детальных исследований и поисков в связи с тем, что эти своеобразные структуры контролируют и вмещают различные месторождения полезных ископаемых.

Насколько можно судить из обзора обширной литературы, касающейся структур центрального типа, первыми на них обратили внимание английские ученые А. Харкер, Е. Бейли и др. [204, 205, 206, 286, 391], изучавшие в начале двадцатого века геологию Шотландии и Северной Ирландии. Позднее кольцевыми структурами Шотландии и Северной Ирландии занимались Д. Ричи, Х. Томас и Е. Андерсон [199, 200, 352, 353]. Представители английской школы геологов считали центральные магматические комплексы экзотическими образованиями. Они изучали взаимоотношения магматических пород в пределах шотландских кольцевых структур, их общее строение, положение во вмещающих толщах и условия поступления магмы из питающих источников.

Е. Андерсон выдвинул динамическую гипотезу образования структур центрального типа. Им дано четкое определение морфологии кольцевых и конических интрузий, а также объяснение возможного механизма их образования с привлечением математических формулировок. Все это оказалось настолько привлекательным, что уже в течение трех десятилетий геологи всех стран постоянно обращаются к гипотезе Е. Андерсона для объяснения механизма образования этих своеобразных структур и применяют его терминологию.

Обсуждение представлений о механизме образования магматических комплексов центрального типа вызвало появление и других гипотез. Так, Б. Эшер [264, 265] предложил гипотезу образования кольцевых и конических разломов в результате соскальзывания кровли над газовым ядром и вокруг цилиндрической полости вулканического канала, разработанного поднимающимися газами. Б. Эшером были предприняты также экспериментальные исследования газовых потоков [266]. Р. Ван-Беммелен [212], изучая

структуры Индонезии, выдвинул гипотезу обрушения (провала) центральной части купольных структур, как возможного механизма образования кальдер и кольцевых дизъюнктивов. Детальное освещение проблема кальдерообразования получила в работе Х. Вильямса [404], предложившего свою геологически обоснованную классификацию кальдер (6 групп и ряд определенных типов), которой до сих пор пользуются многие геологи и вулканологи. Следует отметить, что В. И. Влодавец [31] первым из советских вулканологов дал общую классификацию отрицательных вулканических форм рельефа, уделив большое внимание условиям образования кальдер.

Среди работ английских геологов привлекают внимание исследования Д. Рейнольдс [351], посвященные кальдерам и кольцевым магматическим комплексам. Ею уточняется терминология, большое значение придается изучению морфологии кольцевых разломов и особенно явлениям флюидизации, которые проявляются в период формирования кольцевых структур. Весьма важным геологическим процессом Д. Рейнольдс считает метаморфизм вулканических и осадочных пород, провалившихся на заметную глубину при кальдерообразовании (например, превращение базальтов в габброиды).

Первый литературный обзор распространения кольцевых даек, их размера, состава слагающих пород, а также гипотез по механизму их образования сделал в 1943 г. М. Биллингс [214].

В сороковых годах нашего столетия резко возрос интерес к карбонатитовым массивам, наиболее широко распространенным в Восточной Африке. Известный исследователь этой территории Ф. Дикси в 1946 г. опубликовал результаты наблюдений над взаимоотношениями карбонатитовых тел (некков, штоков, даек) и кольцевых структур, сложенных главным образом щелочными породами [249]. Он обратил внимание геологов на факт многоэтапного и длительного формирования структур центрального типа, отдельные этапы которых могут принадлежать разным тектономагматическим циклам. Изучением африканских карбонатитовых магматических комплексов занимался целый ряд геологов [23, 301, 320, 365, 376, 388, 389], которые выявили детали строения отдельных массивов и целых провинций, их тектоническое положение и высказали предположения об истории их формирования. Следует отметить работы М. Гарсона [273—277], который на основании изучения структур серии Чилва (Малави) рассматривает образование конических разломов как явление стресса под влиянием высокого магматического давления в камере плутона. М. Гарсон сделал расчет скалывающего усилия и подсчитал глубины фокусов давления для структуры Тундулу.

Г. фон Эккерманн [254, 255 и др.] при исследовании карбонатитов Швеции детально изучил крупную коническую структуру Альнё и выяснил морфологию и взаимоотношения щелочных пород и карбонатитов. Им же определены гипотетические глубины положения магматических очагов в период формирования серий конических даек карбонатитов.

В последние годы появились обобщающие статьи С. И. Томкева [153, 387], касающиеся карбонатитов и структур центрального типа. Для этих сложных интрузивных образований он предложил термин — циклолиты, выделяя три главных типа их: 1) кальдера и кальдерная котловина, 2) стромоконолит (полосчатый комплекс со структурой стопки тарелок) и 3) кольцевой комплекс. По мнению С. И. Томкева, эти типы циклолитов отражают различные фазы пульсационного магматического процесса, связанного с чередованием положительных и отрицательных давлений в подкоровом магматическом резервуаре.

Исследования центральных магматических комплексов в нашей стране шли параллельно с зарубежными исследованиями. В двадцатье годы к этим образованиям возник интерес в связи с изучением Хибинского, а потом и Ловозерского массивов на Кольском полуострове, одних из самых крупных щелочных комплексов центрального типа. Еще в конце девятнадцатого столетия финским ученым В. Рамзаем отмечалось зональное расположение щелочных пород в Хибинах. В первый же период работ советских ученых было подтверждено наличие дугообразных и кольцевых зон апатит-нефелиновых пород, хибинитов, рисчорритов и других нефелиновых сиенитов со своеобразными минеральными ассоциациями и геохимическими особенностями [3, 103, 163]. Позднее на основании структурной съемки Хибинского массива Н. А. Елисеев [56, 57] определил его как типичную структуру центрального типа. Еще более сложной структурой оказался Ловозерский плутон [26, 33, 34, 58]. В пределах Карело-Кольской щелочной провинции изучались интересные комплексы щелочных и ультраосновных пород [105]. А. А. Кухаренко [104] они были определены как многофазные трубчатые тела эруптивных брекчий, напоминающие глубокие сечения вулканических аппаратов.

Структуры центрального типа освещались многими геологами, проводившими исследования в различных регионах нашей страны. На Украине такие структуры выделил среди щелочных массивов И. Д. Царовский [171]. На Кавказе В. Н. Котляр [93] и Г. П. Багдасарян [11] детально описали типичную структуру центрального типа — Тежсарский (Памбакский) щелочной массив. На северо-западе Сибирской платформы обнаружена Маймеча-Котуйская щелочная провинция [27, 52, 179]. В южной части Сибирской платформы, в области Алданского щита Ю. А. Билибин [17], а затем С. М. Кравченко [98, 99] выделили среди мезозойских щелочных массивов типичные структуры центрального типа. В. М. Моралев [121], Н. Д. Зленко [68], А. А. Ельянов и Г. В. Андреев [60] и другие геологи описали позднесинийские ультраосновные — щелочные комплексные массивы центрального типа на востоке и в центральной части Алдана. Сведения о распространении трапповых кольцевых и конических структур в западной части Сибирской платформы опубликовал Ю. С. Вязовов [35, 36]. После исследований на севере Сибирской платформы Ю. М. Шейнманн [180] определил общие

геологические особенности размещения ультраосновных и щелочных магматических образований на платформах и указал на характерную приуроченность их к структурам центрального типа.

О возрастании интереса к структурам центрального типа свидетельствуют работы ряда исследователей Казахстана [1, 131, 132, 150, 159], в которых, главным образом на материале по гранитоидным интрузиям и вулкано-плутоническим образованиям, показано значительное распространение структур центрального типа. Некоторые сведения о вулкано-плутонических структурах Средней Азии (Кураминский и Чаткальский хребты), близких к центральному типу, имеются в сообщении Ф. Ш. Раджабова, В. А. Арапова и др. [140].

Е. К. Устиев [161] привлекает внимание геологов к различным формам связей вулкано-плутонических формаций с кольцевыми комплексами и подчеркивает сложность этой проблемы. Л. С. Бородину [21 и др.] принадлежат интересные обзоры щелочных комплексов центрального типа. В одной из его более поздних работ дается сопоставление типичных структур центрального типа и концентрически-зональных щелочных массивов с выделением кольцевых псевдоструктур.

Изучение щелочных и других магматических комплексов центрального типа позволяет подойти к решению важных общих теоретических вопросов, таких как характер взаимной связи магматизма с активными тектоническими движениями, состав и свойства глубинных подкоровых магматических источников, выделение родоначальных магм, роль процессов гибридизма и др. Детальные геологические исследования принесут новые интересные данные о распространении, строении и условиях образования этих структур, существующих не только на Земле, но, видимо, и на Луне. А. В. Авдеев [1] один из первых попытался провести аналогию между земными и лунными кольцевыми и купольными структурами. Почти одновременно подобные сопоставления сделаны Дж. Грином [280], Дж. Мак-Коллом [322], В. Элстоном [259]. Последние годы в этой области интересные исследования ведутся сотрудниками АН СССР. В 1969 г. вышла из печати книга [137] по геолого-геоморфологическому картированию лунной поверхности, которая содержит ценный фактический материал по кольцевым структурам Луны, весьма полезный при изучении центральных магматических комплексов Земли.

Исследования автора были начаты с изучения геологической позиции, условий и механизма образования щелочных массивов центрального типа. В процессе ознакомления с весьма обширной литературой и на основе полевых наблюдений в ряде регионов СССР (Казахстан, Кольский п-ов, Армения и др.) выяснилась необходимость углубленных исследований различных магматических комплексов центрального типа, имеющих самый разнообразный состав. Эти структуры лишь изредка сложены исключительно щелочными породами, последние обычно тесно связаны в едином

комплексе с ультраосновными или основными, а также с гранитоидными кислыми породами. Более того, структуры центрального типа весьма характерны для самостоятельных образований базальтового магматизма (например, хорошо известная третичная провинция Шотландии и Северной Ирландии) или только гранитного магматизма (Казахстанская герцинская провинция). Поэтому в данной работе при обсуждении всех главных вопросов, касающихся определения понятия структуры центрального типа, особенностей их строения и условий формирования, будут привлекаться данные как по щелочным, так и по всем другим известным и достаточно детально изученным магматическим комплексам.

В процессе работы автор постоянно ощущал внимание и интерес проф. О. А. Воробьевой, по инициативе которой и было принято изучение структур центрального типа; ее ценные советы восприняты с большой благодарностью.

Автор глубоко признателен за консультации по отдельным вопросам Е. К. Устиеву, Ю. М. Шейнманну, В. И. Влодавцу, В. А. Невскому, Л. С. Бородину, И. А. Островскому, Ю. А. Розанову, Л. И. Лукину, Н. Ф. Ворониной-Аникеевой, А. М. Борсуку, С. М. Кравченко. Большую помощь в обработке материалов и подготовке работы к печати оказали Л. А. Алексеева, О. П. Кириллова и Н. А. Котляровская.

Публикуемый труд является первым шагом в изучении таких сложных геологических и петрографических объектов, какими представляются магматические комплексы центрального типа, и автор заранее благодарен всем читателям за любые критические замечания и дополнения.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА В ОСНОВНЫХ СТРУКТУРАХ КОНТИНЕНТОВ

В настоящее время описано и в той или иной степени изучено свыше четырехсот магматических образований, которые можно отнести к массивам центрального типа. Их распределение (рис. 1) весьма неравномерно. В одних регионах они не установлены или встречаются как одиночные образования, в других имеются как единичные комплексы центрального типа, так и их скопления. Наиболее интересны центральные магматические комплексы, сконцентрированные в виде локальных провинций, которые характеризуются общностью геологической обстановки развития всех комплексов, общими чертами проявления магматизма, предполагаемой связью разновозрастных образований с общим магматическим источником.

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ НА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМАХ

Как известно, на платформах выделяются два структурных яруса: нижний — кристаллический фундамент, или цоколь, и верхний — осадочный чехол. Центральные магматические комплексы резко дискордантны по отношению к кристаллическим породам фундамента. Вместе с тем осадочный чехол может явиться существенной преградой на пути подъема магмы к поверхности. Поэтому в верхнем структурном ярусе платформ часто образуются сопутствующие центральному магматическим комплексам магматические тела, залегающие согласно со структурой вмещающих толщ (силлы, лополиты, лакколлиты), например вблизи мезозойских центральных комплексов Алдана [100].

Целый ряд провинций и отдельных центральных комплексов расположен в древнейших толщах кристаллических пород докембрия. Во многих случаях остается неопределенным вопрос о наличии осадочного чехла и его мощности в период формирования этих комплексов. Иногда реликты осадочного чехла обнаруживаются внутри центральных структур, обычно в кальдерных проседаниях,

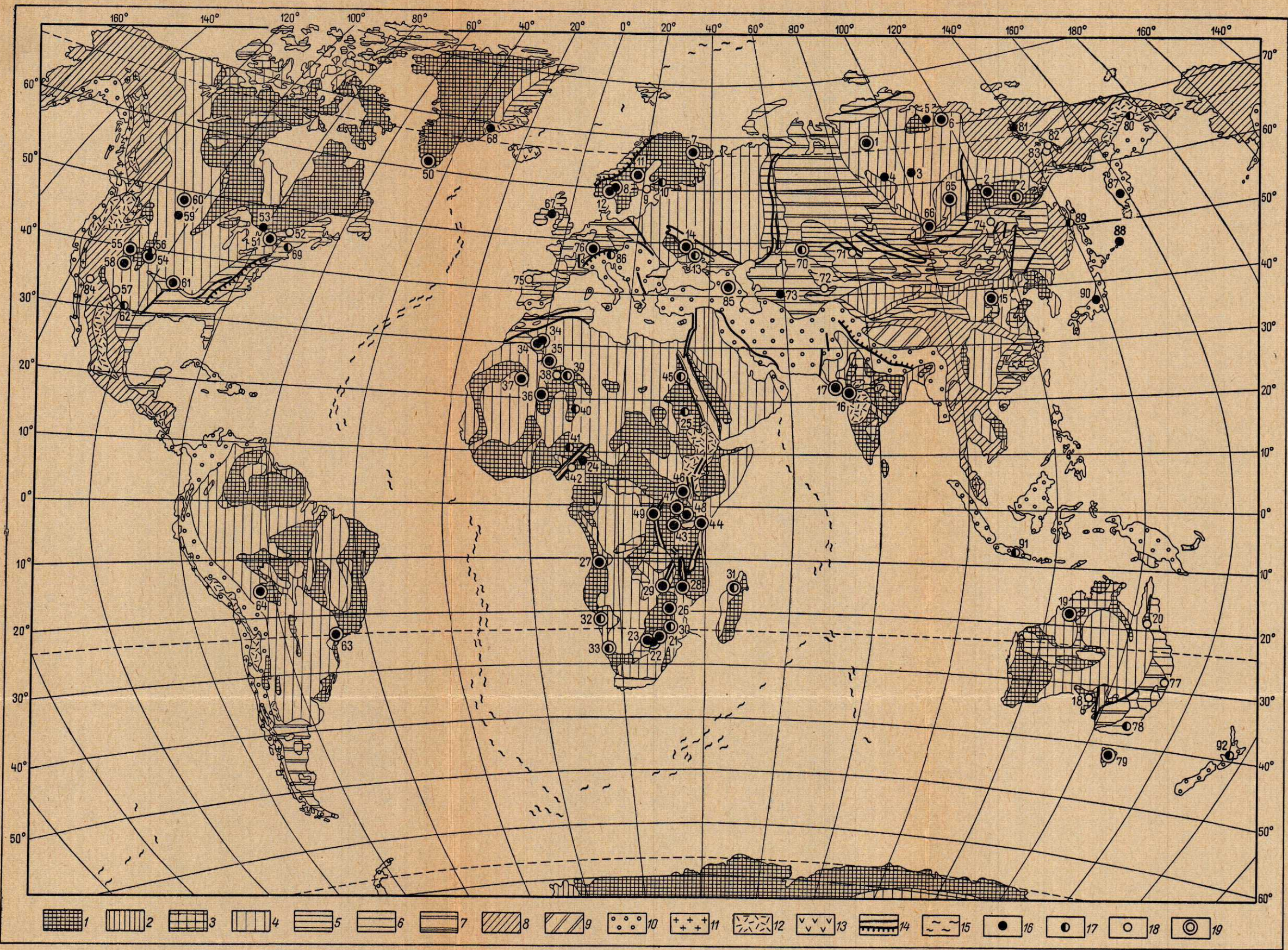


Рис. 1. Распространение центральных магматических комплексов в основных структурах континентов (тектоническая основа по карте из Физико-географического атласа; Географиздат, 1964).

1 — выступы складчатого основания древних платформ на поверхности; 2 — области байкальской складчатости; 3 — осадочный чехол древних платформ, сложенный докембрийскими отложениями; 4 — осадочный чехол древних платформ и байкалид, сложенный породами от докембрия до кайнозоя; 5 — области каледонской складчатости; 6 — области герцинской складчатости; 7 — осадочный чехол на каледонском и герцинском складчатом основании; 8 — области мезозойской складчатости и мезозойские впадины Монголо-Охотского пояса; 9 — срединные массивы в мезозоиде; 10 — области альпийской складчатости; 11 — мезо-кайнозойские гранитоиды зон активизации; 12 — зоны интенсивного верхнемелового и третичного вулканизма; 13 — области с земной корой океанического типа, поднятые над уровнем моря; 14 — разломы и фронтальные линии шарьяжей; 15 — рифтовые вулканические комплексы, образовавшиеся за счет коровых магм; 16 — магматические комплексы, образовавшиеся из глубинных (ультраосновных, основных) магм; 17 — магматические комплексы, образовавшиеся из глубинных и коровых гранитоидных магм; 18 — магматические комплексы, образовавшиеся за счет коровых магм; 19 — магматические комплексы, в состав которых входят щелочные породы.

Центральные магматические комплексы на платформах. *Сибирская платформа:* 1 — Маймеча-Котуйская щелочная провинция; 2 — Алданская щелочная провинция; 3 — кольцевые дайки траппов Тунгусской синеклизы; 4 — купола с ядрами ультраосновных массивов (?) в западной части Сибирской платформы; 5 — Попыгайский кольцевой грабен; 6 — щелочные массивы Уджинского района. *Русская платформа:* 7 — Карело-Кольская щелочная провинция; 8 — провинция грабена Осло (Норвегия); 9 — кольцевой гранитоидный массив Ава (Финляндия); 11 — карбонатитовый массив Фён (Норвегия); 13 — Океанский щелочной комплекс (Украина); 14 — Покрово-Киреевский щелочной комплекс (Украина). *Северо-Китайская платформа:* 15 — щелочной массив Тцу-Чин-Шан. *Индийская платформа:* 16 — карбонатитовый массив Амба Донгар; 17 — сложный комплекс Гирнар. *Австралийская платформа:* 18 — гигантские кольцевые разломы вулканического пояса Гаулер; 19 — субвулканические щелочные образования плато Кимберли; 20 — провинция гранитоидных комплексов Джорджтаун. *Африканская платформа:* 21 — карбонатитовый массив Палабора (ЮАР); 22 — карбонатитовый массив Спидкоп (ЮАР); 23 — нефелин-сиенитовый массив Пилансберг (ЮАР); 24 — габбро-сиенитовые массивы Чегу и Поли (Камерун); 25 — группа кольцевых массивов Северного Судана; 26 — карбонатитовый массив Шава (Родезия); 27 — щелочная провинция Анголы; 28 — щелочная карбонатитовая провинция Чилва (Малави); 29 — группа кольцевых вулканоплутонитов Замбии; 30 — габбро-гранитная провинция Нуанетси (Родезия); 31 — группа центральных комплексов о-ва Мадагаскар; 32 — провинция щелочных и габбро-Денат (Алжир); 36 — щелочной комплекс Андран Тадак (Мали); 37 — щелочной комплекс Мавритании; 38 — гранитоидная провинция Западной части плато Аххагар (Алжир); 39 — габбро-сиенитовая провинция Амадрор северо-восточной части плато Аххагар (Алжир); 40 — габбро-гранитоидная провинция Аир (Нигер); 41 — габбро-гранитоидная провинция Северной Нигерии; 42 — гранитоидные массивы Камеруна; 43 — карбонатитовый массив Мбея-Панда Хилл (Танзания); 44 — карбонатитовый массив Джомбо-Мрима (Кения); 45 — провинция щелочных и гранитоидных кольцевых комплексов АРЕ; 46 — щелочная провинция Восточной Уганды; 47 — группа щелочных комплексов Кавирондо (Кения); 48 — провинция щелочных комплексов и вулканов Северной Танзании; 49 — щелочные массивы западной ветви Восточно-Африканских рифов. *Северо-Американская платформа:* 50 — щелочная провинция Южной Гренландии; 51 — карбонатитовая провинция южной части Канадского щита; 52 — гранитоидные массивы штата Квебек (Канада); 53 — массив Садбери (Канада); 54 — щелочные комплексы Крипл-Крик и Тем-Парк (США); 55 — щелочной карбонатитовый массив Паудерхорн-Айрон-Хиллс (США); 56 — кольцевые грабены, кальдеры и купольные структуры Колорадо и сопредельных штатов (США); 57 — кальдеры Маггрон и Веллес, шт. Нью-Мексико (США); 58 — щелочная провинция Навахо-Хопи (США); 59 — кольцевые массивы, конические залежи и вулканические центры хр. Абсарако (США); 60 — щелочные комплексы Либби, Кругер, Рокки-Бой (шт. Монтана); 61 — щелочной комплекс Магнет-Ков (США); 62 — Агуачиле (Мексика). *Южно-Американская платформа:* 63 — щелочная провинция Восточной Бразилии; 64 — карбонатитовый массив Серро-Сапо (Боливия). *Области каледонской складчатости:* 65 — Сыннырский щелочной массив Северного Прибайкалья; 66 — группа щелочных Восточно-Саянских массивов. *Области герцинской складчатости:* 67 — провинция центральных комплексов Шотландии и Северной Ирландии; 68 — габбро-сиенитовые массивы Восточной Гренландии; 69 — провинция кольцевых массивов Новой Англии (США); Тянь-Шаня; 73 — Центрально-Каракумский свод (Туркмения); 74 — группа центральных комплексов Восточного Забайкалья; 75 — гранитоидные кольцевые комплексы Северной Португалии; 76 — щелочной карбонатитовый массив вулканоплутонит Кайзерштуль (ФРГ); 77 — гранитоидные кольцевые комплексы Уорнинг, Барней, Алфорд (Восточная Австралия); 78 — комплексы Ачерон и Мерисвилл (Юго-Восточная Австралия); 79 — щелочной комплекс Порт-хр. Сунтар-Хаята; 84 — кольцевой массив Санта-Тереса (шт. Калифорния, США). *Области кайнозойской складчатости:* 85 — Тежсарский щелочной комплекс (Армения); 86 — вулканоплутон Предацио (Северная Италия); 87 — кольцевые разломы и кальдеры Камчатки; 88 — кольцевые разломы и кальдеры Японии; 89 — кольцевые разломы Татарского пролива; 90 — кольцевые разломы и кальдеры Индонезии; 91 — кальдеры Индонезии; 92 — кольцевые разломы зоны Тауло (Новая Зеландия).

как, например, в массивах Нигерии (Африканская платформа), или в виде ксенолитов — в массивах Ловозеро и Хибинь (Балтийский щит). Остатки осадочного чехла в виде небольших выходов описаны вблизи центральных магматических комплексов Уганды, Восточная Африка [242], Дамараленда, Намибия [325]. В иных провинциях осадочный чехол почти полностью покрывает фундамент платформы (отложения нижнего кембрия на Алдане в районе центральных комплексов Кондер, Чад, Инагли).

Судя по строению ряда молодых кайнозойских центральных комплексов Африки, можно предположить, что иногда осадочный чехол был весьма маломощным или отсутствовал совсем. В такой геологической обстановке основную преграду подъему магмы на поверхность могли представлять вулканогенные образования, особенно неки и постройки центральных вулканов. В подобных условиях дальнейшее развитие магматизма часто идет по пути формирования центральной структуры (например, комплексы Мессум, Паресис и другие в Намибии, многочисленные комплексы Уганды и Кении в Восточной Африке).

Сибирская платформа. Цоколь платформы сложен кристаллическими породами архея и нижнего протерозоя, образующими складки преимущественно субмеридионального простирания. Установлен ряд структурных швов фундамента, возникших в геосинклинальном этапе его развития [116]. Наиболее крупный из них протягивается в субмеридиональном направлении через всю платформу, примерно от устья р. Котуй на севере до г. Иркутска на юге. В протерозойское время на платформе накапливался осадочный чехол и началось формирование крупных сводовых поднятий — Анабарской антеклизы и Алданского щита, а также разделяющих их Тунгусской и Вилюйской синеклиз. Особенно активно тектогенез и связанные с ним вертикальные движения проявились в два периода: в пермо-триасе и в мезо-кайнозое.

Центральные магматические комплексы в пределах Сибирской платформы (см. рис. 1) сосредоточены главным образом в пределах двух щелочных провинций: Маймеча-Котуйской и Алданской. Кроме этого, к таким комплексам можно отнести кольцевые дайки и кольцевой формы разломы трапной формации Тунгусской синеклизы. Предполагается распространение ряда ультраосновных массивов, не вскрытых эрозией, в западной части Сибирской платформы [49]. На северном склоне Анабарского щита в Уджинском поднятии известны два щелочных массива, вблизи которых находится Попигаийский кольцевой грабен.

Маймеча-Котуйская провинция щелочных и ультраосновных пород триасового возраста (рис. 2) расположена на северо-западном склоне Анабарской антеклизы, сложенном карбонатными и терригенными отложениями рифея и палеозоя. У северо-западной границы провинции эти толщи перекрываются мезо-кайнозойскими отложениями Хатангской впадины, подстилаемыми триасовыми

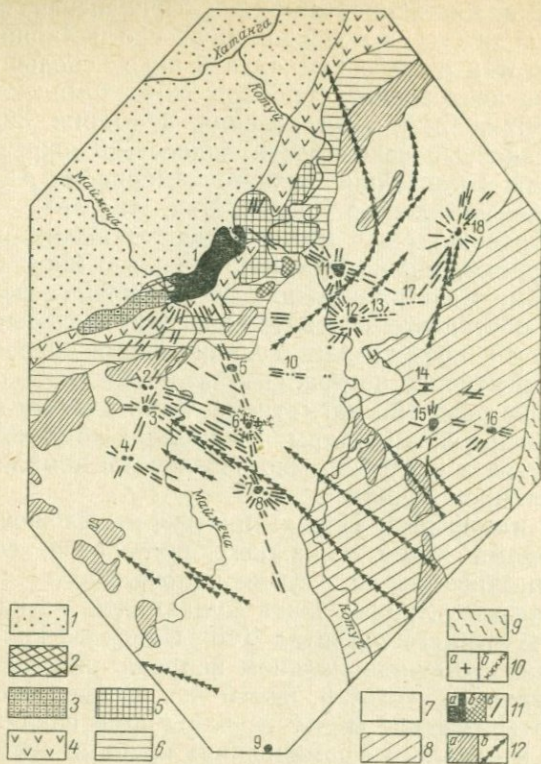


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Маймечка-Котуйской магматической провинции [54].

1 — мезо-кайнозойские отложения Хатангской впадины; 2 — маймечинская свита; меймечиты (с невыделенными силами того же состава) раннетриасового возраста; 3 — дельканская свита; щелочные базальтоиды, трахи-базальты, андезиты и другие эффузивы раннетриасового возраста; 4 — коготокская свита; базальты и трахибазальты раннетриасового возраста; 5 — арыджангская свита; щелочные базальтоиды предположительно раннетриасового возраста; 6 — туфогенные отложения основного состава предположительно позднепермского — раннетриасового возраста и терригенные отложения пермского возраста; 7 — карбонатные отложения девона, нижнего силура, ордовика и кембрия; 8 — карбонатные и терригенные отложения верхнего протерозоя (синия); 9 — кристаллические породы архея; 10 — кимберлиты предположительно раннетриасового — раннемелового возраста (а — трубки взрыва, б — дайки); 11 — ультраосновные — щелочные породы и карбонатиты раннетриасового возраста (а — сложные интрузии: 1 — Гулинская, 2 — Атырдык, 3 — Романиха, 4 — Чангит, 5 — Седеге, 6 — Далбыха, Урукит и другие интрузии Далбыхской группы, 7 — Бор-Урях, 8 — Кара-Мени, 9 — Ессей, 10 — Крестях, 11 — Одихинча, 12 — Кугда, 13 — Сона, 14 — Дьогдьоо; 15 — Маган, 16 — Ыраэс, 17 — Чурбука, 18 — Немакит; б — силы, в — дайки); 12 — долериты раннетриасового и позднепротерозойского возраста (а — силы, б — дайки)

эффузивами. Исследователи этой провинции — Л. С. Егоров [54], Е. Л. Бутакова [28] и другие считают, что ее тектоническое положение определяется не только приуроченностью к крылу длительно воздымавшегося сводового поднятия, но и тем, что вся провинция целиком находится в зоне главного субмеридионального структурного шва фундамента платформы, отмеченного выше. Л. С. Егоров выделяет целый ряд второстепенных разломов фундамента, на пересечении которых, по его представлению, расположено более двадцати сложно построенных интрузивов (см. рис. 2). Кроме того, выявлен ряд положительных магнитных аномалий, в пределах которых предполагается наличие не затронутых эрозией массивов щелочных и ультраосновных пород.

Алданская провинция центральных магматических комплексов расположена в пределах Алданского кристаллического щита и его участков, перекрытых чехлом осадочных пород рифея и кембрия. Подобно Анабарской антеклизе на севере, Алданский щит занимает краевое положение на юго-востоке Сибирской платформы. Начиная с протерозоя, он находится в состоянии воздымания. Щит имеет сложное мозаичное строение — наряду с выступами архейского кристаллического фундамента имеются области его поднятия, перекрытые осадочным чехлом. Особенно интенсивно перестройка и расчленение щита и Алданской антеклизы в целом осуществлялись: 1) в предкембрийское время, в связи с резким воздыманием Джугджуро-Становой зоны; 2) в среднепалеозойское время (верхний силур—девон), в связи с движениями в Верхояно-Колымской области; 3) в среднем мезозое, в связи с мощными движениями во всех окружающих щит областях [62]. Т. В. Билибина с соавторами [18] считает, что активизация тектонических структур Алдана обязана интенсивным вертикальным движениям блоков Сибирской платформы в начале мезозоя — в период завершения траппового магматизма.

В состав Алданской провинции входят четыре группы разновозрастных центральных магматических комплексов (рис. 3):

1) предкембрийские комплексы ультраосновных и щелочных пород, сопровождаемые карбонатитами и кимберлитовыми породами;

2) верхнедевонские (?) комплексы ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов;

3) сложные комплексы, образованные предкембрийскими (?) ультрабазитами и более поздними нижнемеловыми гранитоидами и щелочными породами;

4) нижнемеловые кольцевые комплексы щелочных и гранитоидных пород Центрального Алдана.

Предкембрийские комплексы (Ингили и Арбарастах) находятся на востоке и юго-востоке Алданского щита, перекрытого отложениями нижнего кембрия. Судя по профилю через восточную часть Алданской синеклизы, маломощный осадочный покров, приподнятый в районе массива Ингили, восточнее его интенсивно

увеличивает свою мощность в области Юдомо-Майского краевого прогиба [77].

Верхнедевонские комплексы (Сетта-Дабан, Поворотный, Гек, Воин и др.) расположены также у восточного края щита на границе Сетта-Дабанского и Юдомо-Майского поднятий. В мезозое

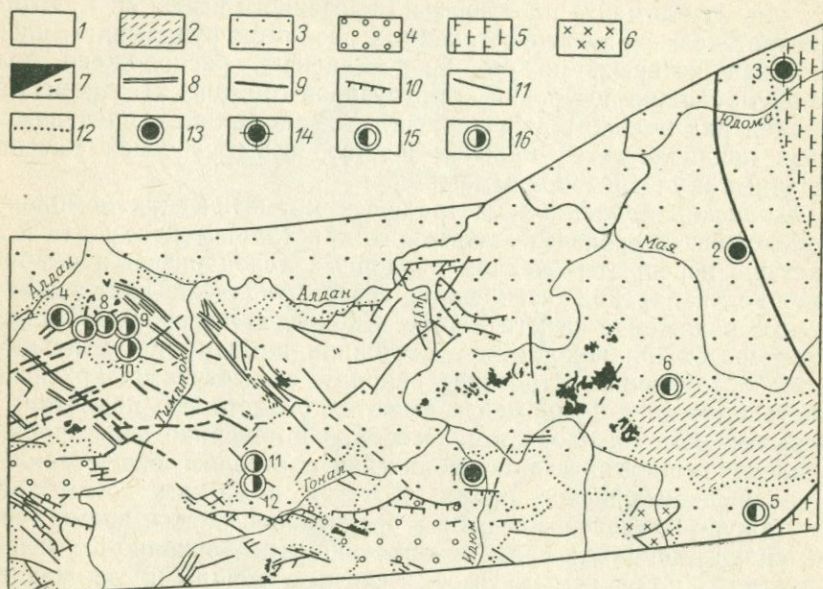


Рис. 3. Распространение центральных магматических комплексов на Алданском щите (при составлении геологической основы частично использована схема Т. В. Билибиной [18])

1 — области архейской складчатости; 2 — области протерозойской складчатости; 3 — верхнепротерозойские и нижнекембрийские отложения; 4 — мезозойские платформенные отложения; 5 — область мезозойской складчатости; 6 — кевактинские граниты среднего протерозоя; 7 — мезозойские щелочные и щелочноземельные гранитоидные породы; 8 — зоны милонитов верхнего архея; 9 — разрывные нарушения, контролирующие размещение даек основного состава; 10 — надвиги; 11 — разрывные нарушения мезозоя и кайнозоя; 12 — геологические границы.

Центральные магматические комплексы: 13 — предкембрийские щелочные — ультраосновные (1 — Арбарастах, 2 — Ингили); 14 — верхнедевонские щелочные — ультраосновные (3 — Сетта-Дабан и др.); 15 — предкембрийские и мезозойские щелочные — ультраосновные и гранитоидные (4 — Инагли, 5 — Чад, 6 — Кондер); 16 — мезозойские щелочные и гранитоидные (7 — Томмот, 8 — Якокут, 9 — Джекконда, 10 — Иллымах, 11 — Чайдах, 12 — голец Билибина)

этот район вместе со всей Южно-Верхоянской областью претерпел складчатость.

Разновозрастные комплексы третьей группы (Инагли на северо-западе, Кондер и Чад на востоке щита) представляют особый интерес как длительно формировавшиеся образования. Ультраосновное ядро массивов, как правило, прорывает отложения архея и протерозоя и, в свою очередь, пересекается гранитоидами нижнего мела, образующими периферические кольцевые тела.

Мезозойские центральные комплексы четвертой группы (Дже-

конда, Ыллымах, Томмот и др.) расположены в пределах Алдано-Учурского сводового поднятия, сформировавшегося также в мезозое. По данным Т. В. Билибиной и др. [18], для мезозойского магматизма Алдана вообще характерно проявление интрузивных тел в виде скоплений, трассирующих места пересечений линейных зон.

На огромной территории *Тунгусской синеклизы*, составляющей центральную и западную части Сибирской платформы, в пермотриасовое время существовала густая и сложная сеть разрывных нарушений, явившаяся благоприятной средой для развития траппового магматизма. В последние годы Ю. С. Вязовов [35, 36] описал широкое проявление здесь трапповых даек и трещинных зон кольцевой формы. Ранее П. Е. Оффман [130] среди разломов Тунгусской синеклизы выделял петлеобразные разломы, обрамляющие наложенные и унаследованные впадины, происхождение которых он связывал с проседаниями кровли над неглубоко залежавшими магматическими очагами.

В западной части Тунгусской синеклизы имеется крупный Чадобецкий купол с характерным обрамлением кольцевыми разломами, в пределах которого развиты дайки пикритов и кимберлитов, метасоматически замещаемые карбонатитами [10]. Купол может рассматриваться как не вскрытая эрозией центральная структура, образовавшаяся позднее внедрения траппов (мезозой?). Геофизические исследования западной части Сибирской платформы, проведенные в последние годы, позволили установить кроме Чадобецкого еще десять куполов, ядра которых предположительно составляют не вскрытые эрозией ультраосновные массивы центрального типа: одни из них трактуются как мезозойские, а другие — как докембрийские [49].

На северном склоне Анабарской антеклизы в конце мезозоя образовался гигантский *кольцевой Попигайский грабен* (диаметром около 90 км). Он представляет собой округлую впадину, обрамленную вулканическими брекчиями, туфами и туфолавами верхнего мела, залегающими на отложениях рифея и кембрия. Внутри грабена протягивается несколько дугообразных цепочек выходов домезозойских пород [146]. В. Л. Масайтис на основании наблюдений последних лет выдвигает гипотезу о метеоритном происхождении гигантской впадины Попигая.

На северо-восточном склоне Анабарской антеклизы в междуречье Анабар—Оленёк находятся два *нижнепалеозойских щелочных массива Томтор и Богдо*, слабо вскрытые эрозией и частично перекрытые мощной осадочной толщей мезо-кайнозоя [191]. Они расположены на крыле пологой Уджинской субмеридиональной антиклинали, вдоль оси которой развита серия разломов. Т. Н. Спиджарский [148] в этом районе показывает весьма древнюю субмеридиональную разрывную структуру, возникающую, по его мнению, еще в начальный период развития платформы.

Русская (Восточно-Европейская) платформа. Цоколь Русской платформы обнажен в пределах Балтийского и Украинского щитов; на остальной территории он перекрыт мощными толщами палеозоя. Центральные магматические комплексы известны лишь в пределах упомянутых щитов.

В северо-западной части Кольского полуострова толщу архейских и катархейских пород рассекает зона северо-восточного простираения, в пределах которой развиты протерозойские массивы, сложенные гранитами, гранодиоритами, сиенито-диоритами, с дайками диабазов и лампрофиров. Среди этих массивов Р. З. Левковским [109] описаны три сложных полицентральных магматических комплекса — Ара-Губский, Большой Ура-Губский и Кядел-Явр.

На Балтийском щите располагаются Карело-Кольская палеозойская провинция центральных комплексов, докембрийские кольцевые гранитоидные массивы Ава и Ахвенисто (Финляндия) и щелочные карбонатитоносные комплексы Альнё (Швеция) и Фён (Норвегия). У северо-западной границы щита находится верхнепалеозойский грабен Осло, в пределах которого развита габбро-сиенитовая вулканоплутоническая провинция с многочисленными кольцевыми структурами.

Платформенный режим на щите установился еще в протерозое, в посткарельское время. Периодически в позднем докембрии, а также неоднократно в палеозое он нарушался на отдельных участках щита за счет вертикальных движений блоков фундамента.

Карело-Кольская провинция (рис. 4), расположенная в северо-восточной части Балтийского щита, сложена древнейшими складчатými сооружениями катархея, саамид, беломорид и карелид. В ее состав входят щелочные интрузивные комплексы центрального типа — *Хибинский* и *Ловозерский*. Они образовались в палеозое (среднем или верхнем?) и приурочены к зоне субпараллельных глубинных разломов [174], секущих структуры кристаллических пород фундамента.

В Карело-Кольской провинции представлены также *сложные интрузивы ультраосновных и щелочных пород*, время образования которых относят к раннекаледонскому периоду: массивы Ковдор, Африканда, Озерная Варака, Салмогорский и другие, а также массивы Ииваара и Сокли в Финляндии [315, 339]. По особенностям геологического положения и внутреннего строения они близки к структурам центрального типа. Во многих массивах этой группы первичная структура центрального типа угадывается лишь по реликтовым участкам магматических пород среди обширного поля метасоматических пород (массив Ковдор и др.).

Комплексы ультраосновных и щелочных пород рассеяны на довольно значительной территории, но большая их часть расположена в пределах полосы беломорид. По географическим данным, намечаются связи этих комплексов с субширотными зонами скрытых на глубине разломов, а также с одной из главных дизъюнктив-

ных структур этой провинции — с субмеридиональной зоной, контролировавшей магматизм, начиная с протерозоя.

Интересным объектом для изучения структур центрального типа на Балтийском щите является герцинский грабен Осло (рис. 5),

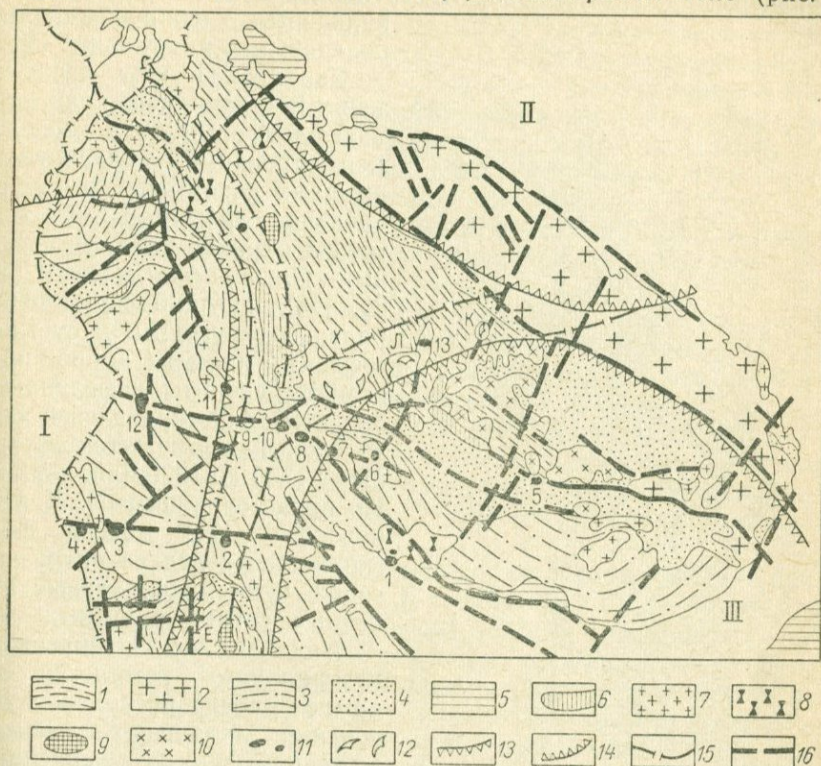


Рис. 4. Геолого-тектоническая схема Карело-Кольской щелочной провинции [106].

1 — комплекс гнейсов, гранито-гнейсов и мигматитов нижнего архея; 2 — нерасчлененный комплекс гнейсов, гранито-гнейсов и гранитоидов архея (Мурманский кристаллический массив); 3 — комплекс беломорских гнейсов, гранито-гнейсов, гранулитов и метабазитов верхнего архея; 4 — карельские супракрупальные и вулканогенные образования; 5 — посткарельские субплатформенные и платформенные образования; 6 — габбро и гипербазиты карельских тектоно-магматических циклов; 7 — гранитоиды карельских тектоно-магматических циклов; 8 — позднекарельские гранитоиды; 9 — позднекарельская щелочно-габброидная формация (массивы: Г — Гремяха-Вырмесский, Е — Елетьозерский); 10 — позднекарельская щелочно-гранитная формация; 11 — каледонская щелочно-ультраосновная формация (массивы: 1 — о. Турьего, 2 — Ковдозерский, 3 — Вуориярвинский); 4 — Салланлатвинский; 5 — Песочный, 6 — Ингозерский, 7 — Салмагорский, 8—10 — Хабозерская группа интрузий, 11 — Мавругбинский; 12 — Ковдорский; 13 — Кургинский; 14 — Себьяврский); 12 — герцинская нефелинситовая формация (массивы: X — Хибинский, Л — Ловозерский, К — Контозерский); 13 — опущенные блоки земной коры (I — Ботнический); 14 — приподнятые блоки земной коры (II — Мурманский, III — Беломорский); 15 — тектонические зоны глубинного заложения; 16 — разломы

расположенный в его западной части среди разновозрастных блоков складчатого фундамента. Этот крупный грабен заполнен в основном магматическими вулкано-плутоническими породами

габбро-сиенитового ряда, образующими сотни тесно переплетающихся между собой тел разнообразной формы. Среди них нередко встречаются интрузивные и субвулканические тела, приуроченные к кольцевым разломам [360]. Здесь же имеются четыре крупные кальдеры, сопровождаемые кольцевыми интрузиями [338].

Украинский щит расположен у юго-западного края Русской платформы. Он также сложен древними складчатыми толщами докембрия и имеет блоковое строение. На его восточной окраине известен сложный *Октябрьский массив* [59, 80, 170], несущий черты центральной структуры. Этот многофазный массив (габбро-пироксениты, сиениты, нефелиновые сиениты) формировался в значительный промежуток времени от 1700 до 1200 млн. лет [59]. По представлениям И. Д. Царовского [171] массив формировался вслед за интрузией серии субмеридиональных линейных сиенит-гранитных тел.

Недалеко от Октябрьского центрального комплекса на крыле грабена расположен *девонский Покрово-Киреевский щелочной массив*, сложенный малиньитами, ювитами, пироксенитами и габброидами [173]. Массив слабо обнажен и детали его строения не изучены.

Северо- и Южно-Китайские платформы и Индокитайский массив. Северо- и Южно-Китайские платформы имеют сложное строение. Они образованы различными складчатыми сооружениями докембрия, так

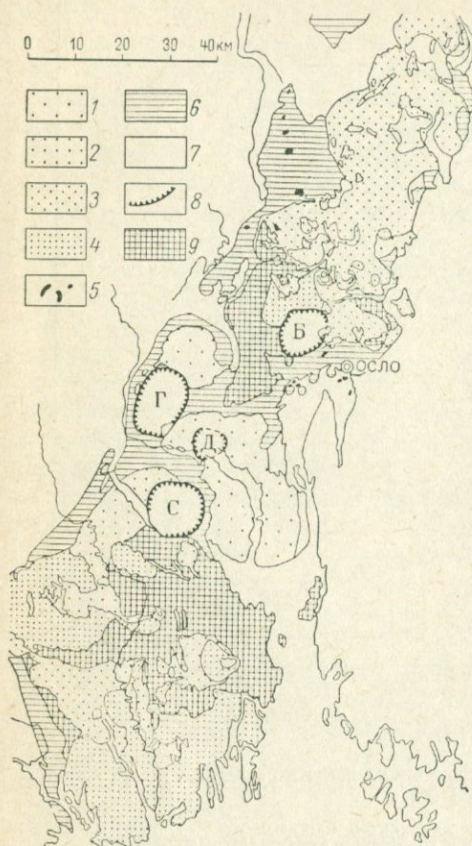


Рис. 5. Схема строения вулcano-плутонической провинции грабена Осло, Норвегия [338].

1 — граниты; 2 — экриты; 3 — нордмаркиты и др.; 4 — ларвикиты и др.; 5 — Осло-эссекиты; 6 — кембро-силурийские осадочные породы; 7 — архейские кристаллические породы; 8 — кольцевые разломы кальдер; 9 — базальты и ромбенпорфиры. Древние кальдеры: Б — Берум, Г — Глитревани, Д — Драммен, С — Санде

же как и Индокитайский массив, большей частью перекрытый чехлом осадочных пород. В пределах этих территорий неизвестны магматические комплексы центрального типа, хотя их нахождение здесь не исключено. На это указывает наличие в северной части Северо-Китайской платформы (провинция

Шанси) мезозойского щелочного вулканоплутонического комплекса Тцу-Чин-Шан [314, 334, 335], структура которого изучена недостаточно.

Индийская платформа, сложенная складчатыми сооружениями докембрия от саамид до сатпурид, имеет сложное блоковое строение и частично перекрыта на севере и востоке отложениями мезокайнозой, а на плато Деккана — трапами (мел-палеоген). По-видимому, центральные магматические комплексы могут быть установлены в Индии среди вулканоплутонических комплексов типа Маунт Гирнар (п-ов Катхиявар) [396]. В последние годы в штате Гуджарат обнаружен центральный комплекс Амба Донгар, сложенный щелочными породами и карбонатитами [379]. Он расположен в зоне мезокайнозойской активизации платформы среди траппов Деккана.

Австралийская платформа. Большую часть Австралии составляет древняя платформа, докол которой перекрыт чехлом, но местами в виде фрагментов обнажается на поверхности. На юге континента (шт. Южная Австралия) на периферии обособленного блока докембрийского щита А. Крауфордом [240] описаны гигантские докембрийские кольцевые и дугообразные разломы (диаметром до 160 км), многократно обновлявшиеся. С ними связаны кислые субвулканические образования и лавовые излияния (вулканический комплекс Гаулер).

В северо-западной части континента, на границе выступа докембрийских пород плато Кимберли и перекрывающих их с юго-запада платформенных отложений от девона до юры, расположена группа мелких выходов субвулканических пород, весьма редких по составу (ультрасосновные лейцитсодержащие породы — волжидиты, фицройты и др.). Мелкие тела этих пород прорывают отложения девона и перми и образуют в плане полукольцевой выход [398]. Не исключено, что это слабо эродированная структура центрального типа.

Вблизи северо-восточного края платформы, в северной части шт. Квинсленд, выделяется крупная провинция центральных магматических комплексов Джорджтаун [224]. Гранитные кольцевые комплексы и кальдерные провалы, формировавшиеся в течение верхнего девона, карбона и перми, группируются на краю докембрийского поднятия в непосредственной близости от палеозойской Тасманской геосинклинальной зоны (рис. 6).

Африканская (Африкано-Аравийская) платформа уже в позднем докембрии почти целиком представляла собой огромное сводовое поднятие [238], в котором различались устойчивые плиты древней орогении (Западная Африка, Центральная Африка, восточная часть Южной Африки, щиты Восточной Африки, Арабо-Нубийский щит и др.).

Кроме того, существовали протерозойские и поздние докембрийские орогенные пояса, такие как Мозамбикский у восточного ограничения платформы, Камерунский и пояс Дамарид в Западной Африке. Платформа в разных своих частях претерпевала



неоднократную тектоническую активизацию на юге и востоке в рифе, а на севере и в палеозое. Особенно интенсивной она была в начале мезозоя, когда образовались серии субмеридиональных зон активизации в Западной Африке (плато Ахагар в Алжире и

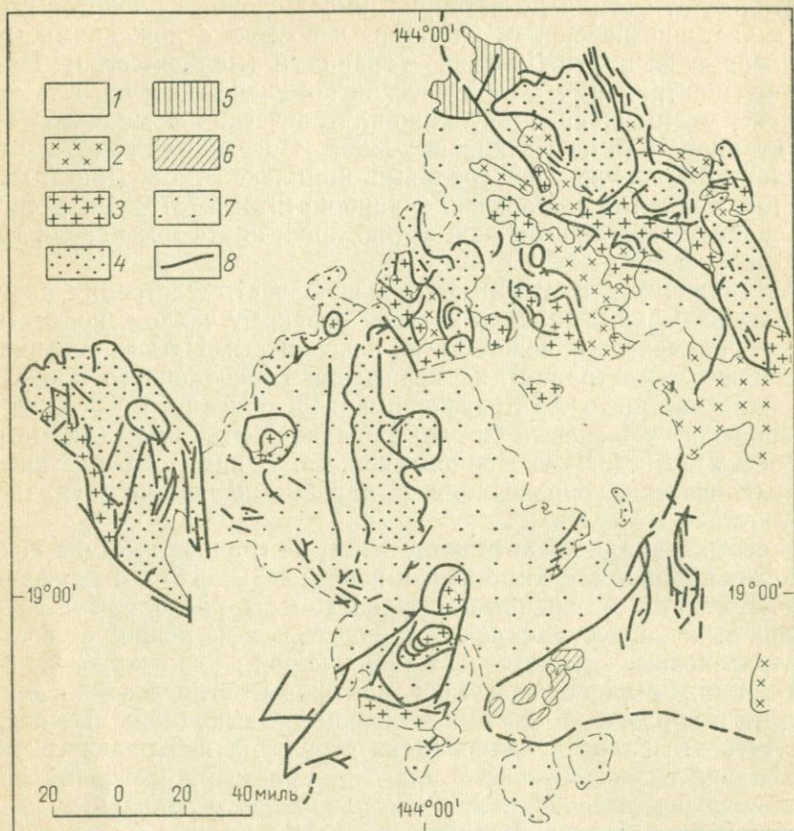


Рис. 6. Распространение кольцевых гранитоидных комплексов и кальдерных проседаний в провинции Джорджтаун, Северный Квинсленд, Австралия [224].

1 — осадочные отложения (от мезозоя до современных) и третичные базальты; 2—5 — пермо-карбоновые магматические образования (2 — граниты р. Герберт, 3 — адамеллиты Елизабет-Крик и Эмералда, 4 — риодацитовые сплавленные туфы II этапа, 5 — сплавленные туфы I этапа состава от базальта до риодацита); 6 — риолитовые силлы верхнего девона; 7 — архейские и протерозойские породы фундамента; 8 — разломы

Аир в Нигере), активизировался древний щит Северной Нигерии, оживились ослабленная зона Камерунского пояса и разломы Анголы и Дамарид в Западной Африке. В то же время произошло оживление старых и образование новых разломов в Восточной Африке от Уганды до Ю. Родезии. Во многих местах интенсивный тектогенез сопровождался широким распространением долеритов

и базальтов карру, а также вызвал активный магматизм, связанный с различными исходными магмами.

Следующий крупный этап оживления тектонических процессов проявился на огромной территории Восточной Африки в кайнозойе (от миоцена и до наших дней). В это время формируется система Восточно-Африканских рифтов, имеющая гетерогенное строение и своим развитием вызвавшая интенсивный магматизм на этой территории, особенно в восточной ветви рифтов.

На Африканской платформе сосредоточено около половины всех известных центральных магматических комплексов. Среди них имеется один из самых древних комплексов — массив Палабора (Лулекоп), расположенный в Восточно-Трансваальской щелочной провинции (ЮАР). Он расположен обособленно от остальных щелочных массивов, залегая среди гранитов докембрия восточнее Бушвельдского комплекса. Возраст его не определяется точнее, чем 2000—1100 млн. лет [288]. Примерно в то же время образовался щелочной карбонатноносный массив Спицкоп, расположенный у южного края Бушвельдского комплекса. Нефелин-сиенитовый массив Пилансберг, расположенный в западной части интрузива норитов Бушвельда, условно отнесен к верхнему палеозою. Оба массива пересекают Бушвельдские интрузивные породы, имеющие возраст около 1900 млн. лет; они приурочены к субмеридиональным разломам, по которым образовались также серии даек.

В Судане известна позднекембрийская—нижнекембрийская провинция кольцевых комплексов (Сабалока, Джебель-Куэйли, Техилла, Джебель-Мундара, Джебель-Абу-Наль и др.). Они сложены щелочными гранитами, сиенитами, эссекситами, микрогранитами и трахитами и сопровождаются лавами щелочных риолитов и трахитов [247].

Позднекембрийские центральные магматические комплексы известны в Камерунском орогенном поясе и представлены габбро-сиенитовыми массивами Чегу и Поли [306]. В дальнейшем Камерунский пояс подвергался многократной активизации: здесь в начале и середине мезозоя образовались гранитоидные интрузивы [220], а в четвертичное время активно проявился базальтовый вулканизм (вулкан Камерун и другие). В тесной связи с Камерунским подвижным поясом находятся щелочные и основные массивы прибрежных островов (о. Фернандо-По и др.). Еще один позднекембрийский гранит-сиенитовый комплекс Бремен находится в долине р. Оранжевой [329].

С активизацией почти всей территории Африканской платформы в период карру (пермь—нижняя юра) связано развитие магматизма во многих областях. Известно сравнительно немного массивов, возникших непосредственно в период карру. Так, в Родезии находятся три своеобразных массива триасового возраста — Шава, Дорова и Чишанья, сложенные ультраосновными и щелочными породами в сопровождении карбонатитов. Один из них (Шава) имеет строение центрального типа. Массивы залегают

среди гранито-гнейсов архея, перекрытых долеритами карру, которые участвовали в локальном куполообразовании при формировании массивов вблизи поверхности [295, 390]. К триасу также относят время образования щелочной провинции Анголы, массивы которой (Лонгонжо, Баилунго, Каната, Чиуска, Капуя, Сулима, Чанья, Чианга, Кула, Квизуа, Чимбоа, Лунго, Лутала, Читукуберо, Нежойо, Бонга, Чивира, Вирулундо) являются слабо эродированными вулcano-плутонами. Они залегают в кристаллических породах докембрия и приурочены к полосе северо-восточного простира-ния (параллельно поясу Дамараленда) между городами Мосамедиш и Андула. Продолжение этой полосы на северо-востоке смыкается с грабеном Лукапа, в пределах которого находятся известные кимберлитовые проявления [201, 397].

В период после карру (юра—мел) образовались многочисленные провинции (Чилва в Малави и Мозамбике, Нуанетси в Южной Родезии, Дамараленд в Намибии, а также в Алжире, Нигере, Нигерии, Камеруне) и группы центральных магматических комплексов в Замбии и северо-западной части о-ва Мадагаскар.

Щелочная провинция Чилва (рис. 7) [248] расположена вблизи южного окончания Ниасского рифта (рифтовая долина Шире), но связана с более древними субмеридиональными разломами мезозойского периода активизации Мозамбикского докембрийского щита. Здесь известны карбонатитоносные щелочные массивы и массивы щелочных нефелиновых сиенитов. Структуры центрального типа в пределах провинции довольно детально изучены на примерах массивов Чилва и Тундулу [274, 275, 276], Чикала [375], Чаоне [394], Чамбе [377]. Более общие сведения о кольцевых структурах провинции Чилва имеются у Синклера [365] и К. Блюмфилда [221]. Структуры формировались в юрское (рет-лейас) [248] или в нижнемеловое [276] время.

Вулcano-плутонические щелочные комплексы с карбонатитами (юра—мел) известны также в пределах линейной структуры типа рифта в долинах рек Замбези и Луанда [203].

Провинция Нуанетси расположена в юго-восточной части Южной Родезии и приурочена [239] к сочленению трех блоков докембрийского фундамента (рис. 8), обладающих различным режимом развития: северо-западный блок наиболее приподнят, юго-западный — сложно построен и раздроблен, восточный — наиболее опущен и перекрыт платформенными осадками мела. Вдоль сочленения блоков расположены выходы базальтов, риолитов и осадочных пород карру. В конце периода карру в провинции произошло формирование ряда сложных габбро-гранит-сиенитовых комплексов. В одном из них (Марангудзи) кроме габбро и гранитов имеются нефелиновые сиениты.

Группа центральных магматических комплексов Мадагаскара сосредоточена в его северной части, вблизи северо-западных берегов, в полосе, где кристаллический фундамент докембрия перекрыт юрскими и меловыми отложениями. Верхнеюрские (?) вулcano-

плутоны — Манонгариво, Амбохмирахавави, Ампасибитика, Носи-Комба, Локобе и другие сложены породами габбро-сиенит-гранитного ряда [252, 261]. Они прорывают не только породы фундамента, но также осадочную свиту Исало (триас?). С. Хоутон [169] указывает, что в западной части острова среди множества эруптивных центров есть крупная котлообразная впадина — Антанандава, окаймленная кольцевыми дайками.

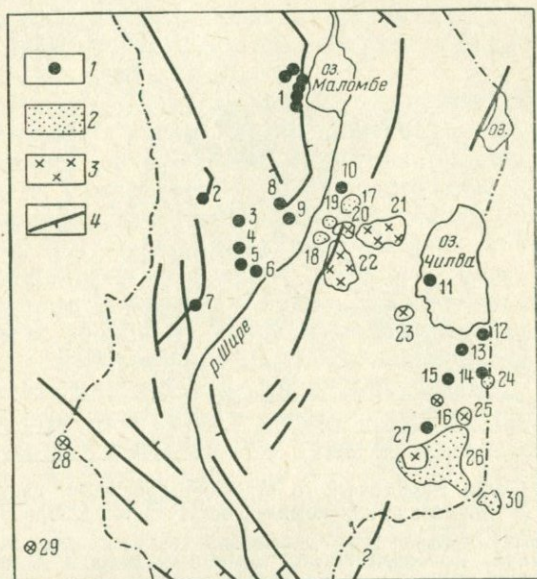


Рис. 7. Распространение центральных магматических комплексов в провинции Чилва, Малави [392].

1 — карбонатитовые массивы и вулканические жерла;
2 — нефелин-сиенитовые и пуласскитовые интрузивы;
3 — сиенитовые массивы; 4 — разломы.

Магматические комплексы. Карбонатитоносные: 1 — жерла озера Маломбе; 2 — Чаумбви; 3 — Канганкунде; 4 — Палула, 5 — Капири, 6 — Мцимукве, 7 — Нсенгва; 8 — Найдлува; 9 — Каламбо, 10 — Калонгоси, 11 — Чилва; 12 — Тундулу, 13 — Нкалонже; 14 — Сонгве; 15 — Бангала; 16 — Намангали. Сиенитовые и нефелин-сиенитовые: 17 — Жунгуни; 18 — Чиндуси; 19 — Монголве; 20 — Чаоне; 21 — Чикала; 22 — Зомба; 23 — Мпиупу; 24 — Маузе; 25 — Мчезе; 26 — Мланже; 27 — Чамбе; 28 — Саламбидве; 29 — Чуара; 30 — Муамбе

Мезозойская (юра — нижний мел) провинция Дамараленд (Намибия) вытянута вдоль мобильного пояса северо-восточного простиранья, заложеного еще в позднем докембрии. Она известна своими детально изученными структурами центрального типа [308, 325, 362, 364]. Территория ее сложена породами докембрия, местами перекрытого осадочными породами и базальтовыми лавами карру (рис. 9). Здесь имеются многофазные гранитоидные (Брандберг, Эронго), основные — щелочные (Мессум,

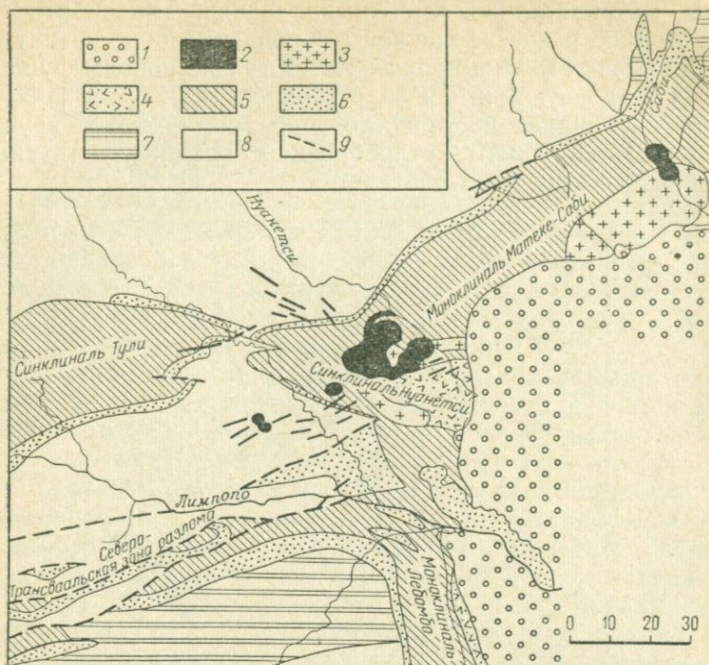


Рис. 8. Схема геологического строения провинции центральных магматических комплексов Нуанетси [239].

1 — меловые отложения; 2—5 — изверженные породы карру (2 — кольцевые комплексы, 3 — гранитофы Главной залежи, 4 — риолиты, 5 — базальты); 6 — осадочные породы карру; 7 — порода свит ватерберг, умкондо и др.; 8 — докембрийские породы основания; 9 — разломы

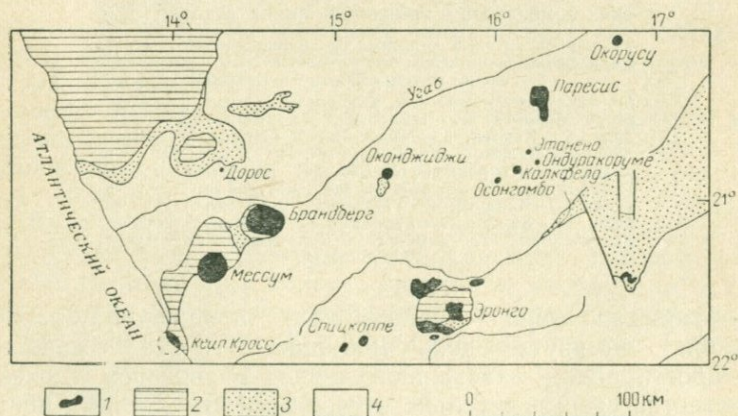


Рис. 9. Схема строения провинции центральных магматических комплексов Дамараленд [325].

1 — интрузивные массивы карру; 2 — лавы карру; 3 — осадочные породы карру; 4 — кристаллические породы докембрия

Оконджиджи) и щелочные карбонатитоносные (Калкфелд, Ондуракоруме, Окорусу) комплексы. В некоторых из них, помимо интрузивных пород, нередко и эффузивные аналоги (Паресис).

В мезозойскую эпоху активизации платформы в Западной Африке образовалась серия субмеридиональных тектонических зон с широким развитием вдоль них магматизма. В эту серию входят провинции Ахаггар (Алжир), Тибести (Ливия и Чад), Аир (Нигер), провинции Северной Нигерии и Камеруна. Р. Блек [219] считает, что магматизм в этих провинциях проявлялся продолжительное время от верхнего палеозоя до середины мела, однако преобладают юрские интрузивы.

В пределах плато Ахаггар, сложенном древнейшими толщами суггария (саамиды?), известны две, близко расположенные друг от друга, провинции центральных комплексов. Одна из них находится западнее г. Таманрассет [222] и представляет собой субмеридиональную цепочку гранитных массивов, ориентированную параллельно одному из приподнятых по разлому блоков суггария (рис. 10). Большинство гранитных массивов имеет многофазное кольцевое строение и время их формирования относится к юре—мелу (?). Вторая провинция мелового возраста расположена северо-восточнее г. Таманрассет в местности Амадроп [350]. Здесь на плато на сравнительно небольшой площади находятся центральные вулканы щелочных трахитов, а также сложнопостроенные интрузивные массивы центрального типа (рис. 11).

Мезозойские массивы провинции Аир (Нигер) находятся в крайней части выступа древнейших докембрийских пород (юго-восточное окончание плато Ахаггар). Породы фундамента рассечены древними и более молодыми (протерозойскими?) гранитами. Мезозойские массивы, по данным М. Рауле [349], Р. Блека [220], Г. Н. Щербы, Е. Ф. Овчаренко и Р. Н. Мальковой [188], сложены гранитами и сиенитами, а также щелочными трахитами и риолитами. Среди них встречаются сложные комплексы кольцевого строения, например, массив Зарницкий [218] и кольцевая габброидная интрузия диаметром около 65 км [219].

Провинция Северной Нигерии (рис. 12) расположена также в выступе фундамента, сложенном докембрийскими кристаллическими породами и протерозойскими гранитами. На значительной площади провинции сосредоточены десятки кольцевых комплексов, образованных разнообразными гранитами (комплекс Джос-Букуру), а также сиенитами и габбро (Бурра-Нинджи, Кила-Варджи и др.) [389]. В некоторых комплексах широко развиты риолиты, фельзиты и их туфы (Бьуджи, Риши и др.). Многие комплексы имеют весьма сложное полицентральное строение (например, Джос-Букуру, Сара-Фьер).

Западнее Нигерии в Сьера-Леоне известны кимберлитовые кольцевые дайки.

Кайнозойская тектоническая активизация захватила огромные пространства Африканской платформы, оживив старые докембрий-

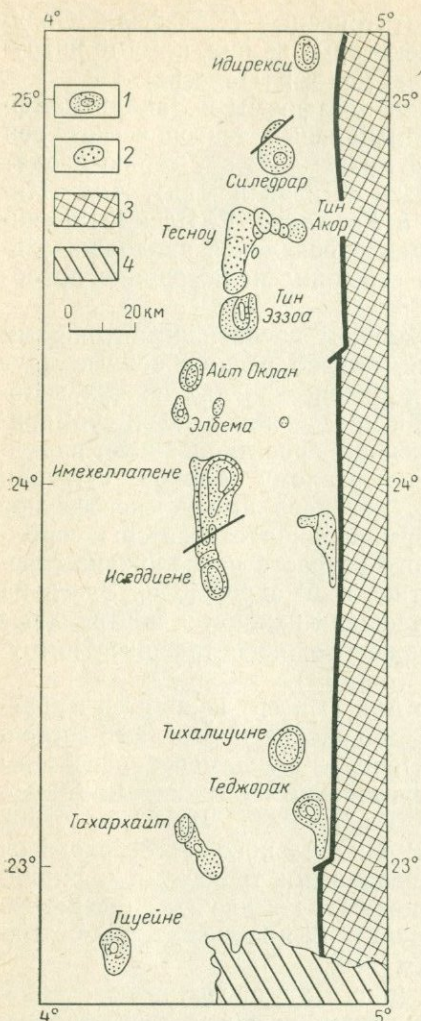


Рис. 10. Распространение кольцевых гранитных массивов на плато Ахаггар, западнее г. Таманрассет, Алжир [222].

1 — кольцевые гранитные массивы; 2 — гранитные массивы неправильные; 3 — докембрийские кристаллические породы (суггарий); 4 — четвертичные лавы

формирование системы Восточно-Африканских рифтов, охватившей восточную половину платформы от Красного моря через Абиссинию, Уганду, Кению, Заир, Танзанию, Замбию, до северной части Малави (рис. 13). Отдельные ее ветви развивались в разные периоды и не закончили своего развития до настоящего времени. По мнению Е. Е. Милановского [119], можно говорить о двух резко различных

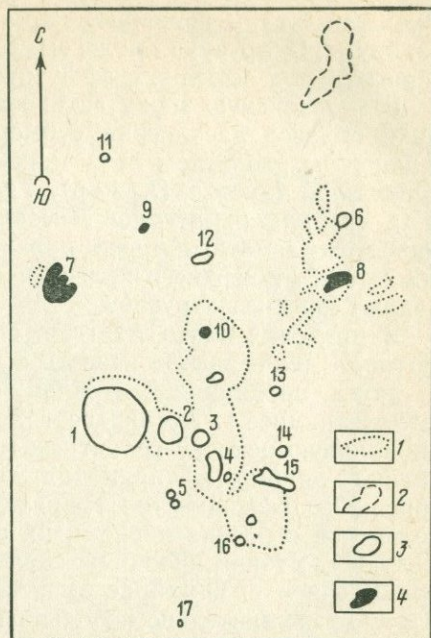


Рис. 11. Провинция центральных магматических комплексов района Амадор, плато Ахаггар, Алжир [350].

1 — базальты; 2 — риолиты; 3 — центральные комплексы I типа, сложенные монзонитами, сиенитами, анкаратритами, андезитами, риолитами, трахитами (1 — Теллертеба; 2 — Ассегафи, 3 — Эбеггу, 4 — Теззефи, 5 — Каукан, 6 — Рундум, 11 — Ихархен, 12 — Тинди, 13 — Северный Амехху, 14 — Южный Амехху, 15 — Идахидоне, 16 — Имадузен, 17 — Серкасса); 4 — центральные комплексы II типа, сложенные габбро, диоритами, эссекситами, шонкинитами, нефелиновыми сиенитами (7 — Ачкал, 8 — Арессу, 9 — Таклит, 10 — Северный Тахарак)

ские (Камерунский пояс) и мезозойские зоны активизации, а также вызвав образование новых ослабленных участков. Широко проявлен кайнозойский базальтовый вулканизм. В это время, главным образом с миоцена или ранее — с олигоцена, началось формирование

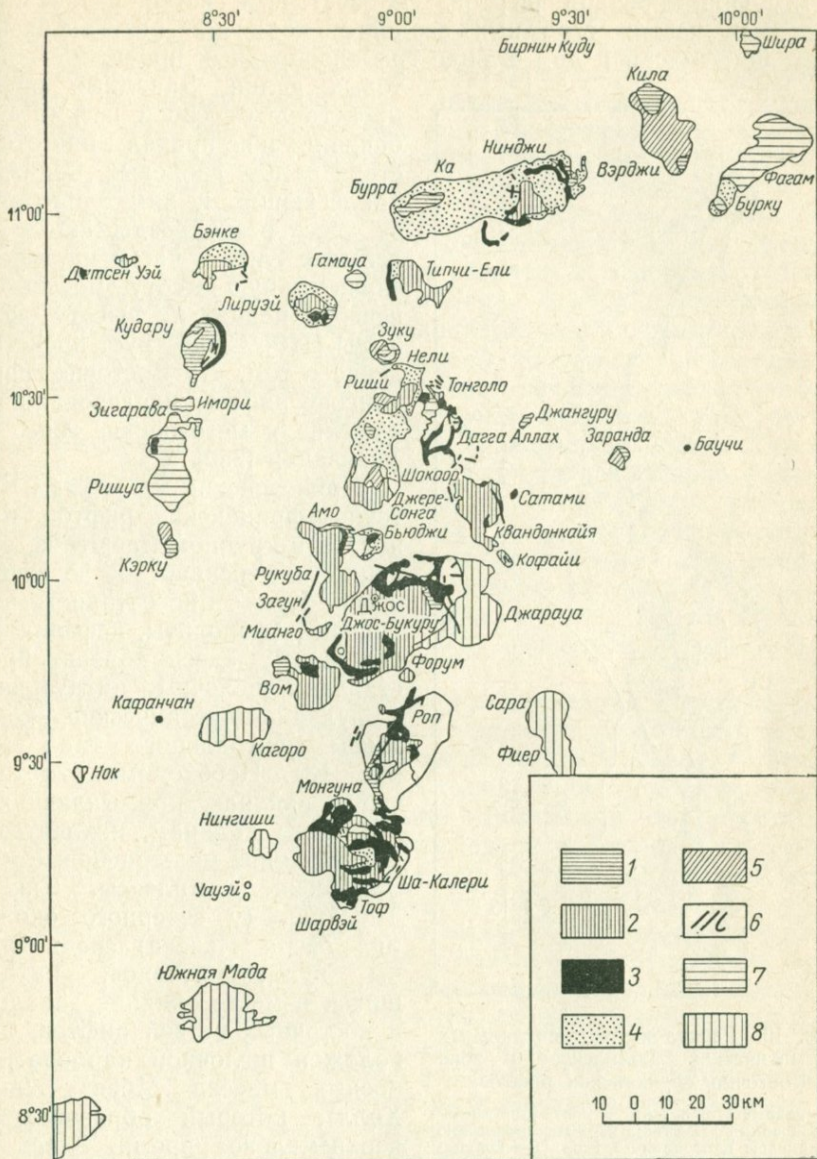


Рис. 12. Провинция магматических комплексов центрального типа Северной Нигерии [292].

1 — рибекитовые граниты; 2 — биотитовые граниты; 3 — амфибол-пироксен-фаялитовые граниты и гранит-порфиры; 4 — риолиты; 5 — основные и средние породы; 6 — кольцевые дайки; 7 — граниты нерасчлененные, главным образом рибекитовые; 8 — то же, главным образом биотитовые

путях формирования рифтов. Их восточные ветви развивались в осевых частях огромных сводовых поднятий (Танганьикский щит, щит Масаи и др.) в виде грабенообразных провалов — рифтовых долин. Западные рифты представляют собой весьма глубокие и узкие провалы при отсутствии общих сводовых поднятий прилегающих к ним территорий, но здесь резко воздымаются отдельные глыбы, часто на весьма значительную высоту (массив Рувензори поднят на высоту около 3 км) [119]. Существует представление о том, что Восточно-Африканские рифты унаследовали рифейские и мезозойские зоны активизации [250].

Кайнозойский магматизм Восточно-Африканских рифтов проявился в крупном масштабе, особенно интенсивно в восточной ветви. Кроме многоэтапного вулканизма (фонолиты, нефелиниты, базальты), здесь хорошо представлены щелочные интрузивные и вулканоплутонические комплексы центрального типа (см. рис. 13). Необходимо отметить, что в районах, примыкающих к рифтовым долинам, находятся и более ранние мел-эоценовые магматические комплексы. Так, в Танзании (у северного окончания озера Ньясса) среди группы вулканоплутонов, находящихся в месте слияния западной и восточных ветвей рифтов, расположен щелочной карбонатитоносный массив Мбея (Панда Хилл), который образовался в верхнемеловое время. Здесь же известен габбро-сиенитовый кольцевой комплекс Мбози. Меловой возраст имеет также карбонатитоносный комплекс Джомбо-Мрима, расположенный на восточном крыле восточного рифта (юго-восточная часть Кении).

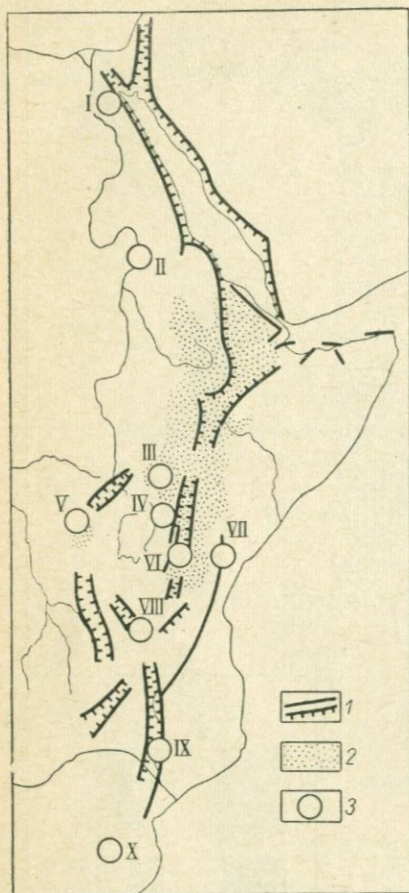


Рис. 13. Расположение центральных магматических комплексов в зоне Восточно-Африканских рифтов.

1 — разрывы рифтов; 2 — вулканогенные образования рифтов; 3 — магматические комплексы центрального типа (I — кольцевые комплексы АРЕ, II — кольцевые комплексы Судана, III — карбонатитоносные щелочные комплексы Восточной Уганды, IV — сложные щелочные комплексы рифта Кавирондо, V — щелочные комплексы западной ветви рифтов, VI — щелочные комплексы и вулканы Северной Танзании, VII — щелочной комплекс Джомбо-Мрима, Кения, VIII — щелочной комплекс Мбея-Панда Хилл, Танзания, IX — щелочные комплексы Чилва, Малави, X — кольцевые комплексы Нуанетси, Ю. Родезия)

Вблизи рифта Красного моря (на территории АРЕ) М. Аккад и М. Рамли [196], а затем В. И. Буданов [23] описали новую мезокайнозойскую провинцию центральных комплексов. Здесь, в пределах Аравийско-Нубийского щита, по данным В. И. Буданова, имеется 8 кольцевых комплексов, а также ряд серповидных (полукольцевых) массивов и кольцевых даек. Магматические комплексы сложены щелочными и нефелиновыми сиенитами, щелочными и щелочноземельными гранитами, эссекситами и габбро, а также их эффузивными аналогами (массивы Гебель-Абу-Хрук, Гебель-эль-Нага, Гебель-Нигруб-эль-Фокани, Гебель-Милибих и др.). Такого же типа магматические комплексы развиты в Северном Судане.

В провинции, включающей Восточную Уганду и прилегающие районы Кении, широко развиты разнообразные щелочные и карбонатитоносные комплексы, описанные Б. Кингом и Д. Сатерленд [302]. Щелочные комплексы расположены западнее рифта Грегори (одного из восточных рифтов) в высоко поднятой части щита. Среди них массивы Сукулу, Букусу, Секулулу, Будеда и Тороро относились Б. Кингом и Д. Сатерленд предположительно к мелу. На основании радиологических данных (определения рубидий-стронциевым методом) Н. Снеллинг [371] считает, что карбонатиты Тороро образовались в промежутке от 59 до 38 млн. лет (эоцен), а карбонатиты Сукулу и Букусу на границе олигоцена и миоцена. Вторая группа массивов этой провинции — Элгон, Кадам, Морото, Напак, Торор, пространственно тесно связанная с предыдущей, имеет миоценовый возраст.

Южнее, в Кении, вблизи залива Кавирондо оз. Виктория (см. рис. 13), расположена другая группа щелочных карбонатитоносных комплексов. Они находятся в рифтовой долине Кавирондо (ответвление восточного рифта), где докембрийские кристаллические породы перекрыты вулканогенными третичными образованиями и осадками плейстоцена. Известные здесь массивы Рури, Хома, Узаки, Соколо имеют миоценовый и плиоценовый возраст, а массив Рангва формировался в олигоцене и нижнем миоцене [371].

В Танзании рифт Грегори разветвляется и постепенно затухает. Здесь широко проявлен щелочной и базальтовый вулканизм, продукты которого заполняют рифтовые долины и слагают огромные горы Меру и Килиманджаро. Многие из вулканов центрального типа сопровождаются крупными провальными кальдерами типов Нгоронгоро, Мененгаи, Киломбе и Силали [321]. Не исключено, что на более глубоком уровне эрозии в пределах рифтовых долин также развиты центральные магматические структуры [253, 294]. В рифтовой долине Северной Танзании находятся также молодые карбонатитовые вулканы Олдоиньо-Ленгаи и Керимаси.

Западная ветвь рифтов Восточной Африки (Заир, Руанда, Бурунди, Уганда) отличается более ограниченным проявлением магматизма. Здесь среди массивов, сложенных щелочными породами и карбонатитами (Бингу, Луэш, Кибуге, Кавези, Кирумба, Нумби и др.), пока не известны элементы типичных структур

центрального типа, но не исключена возможность их обнаружения. Все эти щелочные массивы, так же как и проявления щелочного вулканизма (лавовые поля Вирунги и др.), локально приурочены к приподнятым блокам фундамента среди грабенов рифтовой системы.

Северо-Американская платформа. Северная часть платформы представлена огромным Канадским щитом, южная — перекрыта осадочным чехлом и лишь на юго-западе имеются выступы докембрийских складчатых пород фундамента, приподнятых в мезозойскую орогеническую эпоху.

В состав Канадского щита входит *Гренландия*, сложенная складчатыми сооружениями древнего докембрия [96]. В обнаженной прибрежной полосе наблюдается сложное строение докембрийского фундамента, который на юге острова разбит на блоки протяженными субширотными разломами (рис. 14). Широко развита протерозойская гардарская серия интрузивных пород. Одними из наиболее древних ее членов считаются щелочные породы массива Гроннедаль-Ика [262], имевшего первоначально структуру центрального типа и превращенного затем в хаотическое скопление блоков вследствие неоднократных подвижек по пересекающимся разломам. Западнее массива Гроннедаль-Ика находятся габбро-сиенитовые массивы Кунгнат [400] и Ивигтут, несущие черты структуры центрального типа. В районе Тагтьюток развита протяженная субпараллельная серия силлоподобных тел («гигантских даек») габбро-сиенитов — нефелиновых сиенитов, сопровождаемых многочисленными дайками долеритов, микросиенитов и трахитов. Вся эта линейная серия рассекается двумя кольцевыми телами сиенитов [393]. В этом же блоке докембрийских пород расположен сложный массив Илимауссак, имеющий овальную форму. В его состав входит несколько интрузивных тел (авгитовые сиениты и разнообразные нефелиновые сиениты — какортokitы, науайты, луявриты). В южной части массив имеет крутые внешние и внутренние (концентрические) контакты между интрузивными телами [269]. В то же время интрузивные тела северной части массива, особенно слоистый комплекс какортokitов—луявритов имеют пологое залегание [285]. Общая структура массива Илимауссак пока остается неясной.

В пределах *собственно Канадского щита* центральных магматических комплексы установлены у его южной границы. Здесь породы фундамента — архейские гранито-гнейсы — в протерозое и в более позднее время подвергались дроблению; в межблоковых зонах развиты протерозойские и нижнепалеозойские отложения. На границе Канадского щита и Аппалачского складчатого пояса выявлена система рифтов Святого Лаврентия; время ее образования 900 млн. лет [309]. В ее пределах вдоль южного края Канадского щита, от Британской Колумбии на западе до Квебека на востоке, рассеяны отдельные массивы щелочных карбонатитоносных интрузий. В шт. Британская Колумбия известны карбонатитоносные массивы

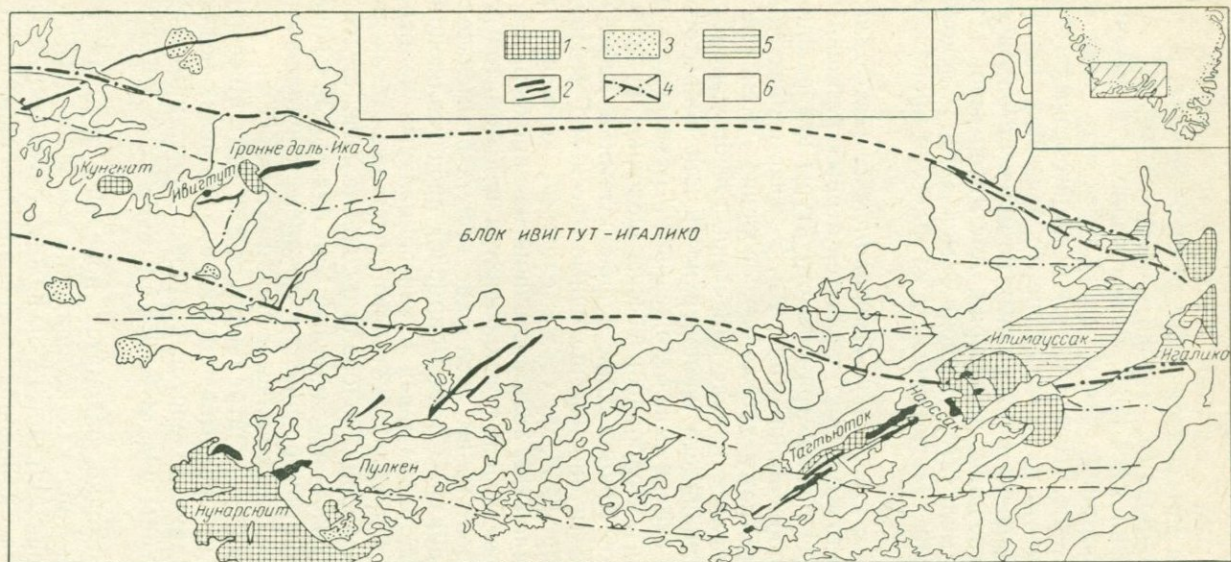


Рис. 14. Структурная схема южной части Гренландии [213].

1 — интрузии гардарской серии; 2 — гигантские дайки (габбро-сиениты); 3 — граниты санерутской серии; 4 — разломы; 5 — отложения гардарской серии; 6 — догардарские кристаллические породы

Айс-Ривер, Верити, Лонджи; в шт. Онтарио—Сибрук-Лейк, Лакнер-Лейк, Маниту-Айлендс, Немегосенда-Лейк и другие [278]. Все эти массивы сложены щелочными породами, главным образом ийолитами и нефелиновыми сиенитами, а также карбонатитами. Широко развиты щелочные метасоматические преобразования. В шт. Онтарио находится габброидный массив Садбери, который, по мнению Д. Томсона и Х. Вильямса [383], формировался в кальдерном проседании. В юго-восточной части шт. Квебек есть также группа щелочных (Ока-Хиллс, Шапло и др.) и гранитоидных (Монтериджен) массивов, часть из которых носит элементы центрального типа. Возраст канадских центральных комплексов различен: некоторые массивы — поздний докембрий, Айс-Ривер-девон [348], Ока-Хиллс — нижний мел [279], Ямаска — мел [272]. Следовательно, развитие центральных магматических комплексов происходит в несколько периодов.

Юго-западная часть Северо-Американской платформы (Скалистые горы и плато Колорадо) является вторым регионом на данной платформе, где распространены структуры центрального типа и близкие к ним образования (рис. 15). Эта часть платформы подвергалась многократному дроблению, особенно интенсивно проявленному в конце мела — начале палеогена. Глыбы докембрийского фундамента, выступающего на поверхность или покрытого палеозойскими континентальными отложениями, разделялись мобильными зонами. В шт. Колорадо известны щелочной вулканоплутонический комплекс Кришпл-Крик с фоолитами и нефелиновыми сиенитами, карбонатитоносные щелочные массивы Гем-Парк, Мак-Кинли, Мак-Клайр [287], а также сложный комплекс Паудерхорн — Айрон-Хиллс [312, 382], состоящий из пироксенитов, ункопагритов, ийолитов, нефелиновых сиенитов и доломитовых карбонатитов. На юго-востоке шт. Колорадо весьма примечателен узел даек Испанского пика — Спениш-пик [386], представляющий серию протяженных даек, радиальных и тангенциальных по отношению к общему центру, в пределах которого расположен шток интрузивных пород. На территории Колорадо и сопредельных штатов расположен ряд кальдерных опусканий гор Сан-Хуан [373], Сильверстон, Ла-Плата и других, приуроченных к локальным купольным поднятиям и часто окруженных кольцом даек и штоков [158].

В юго-восточной и центральной частях шт. Миссури среди пород докембрия и перекрывающих их палеозойских осадков развиты кольцевые дайки долеритов и рудные зоны диаметром около 1 км, а также группы полукольцевых и кольцевых горстов и грабенов [198].

В шт. Нью-Мексико находятся довольно крупная кальдера Веллес, такого же типа как колорадские кальдеры [367], а также гигантская кальдера Маггион [258]. Южнее последней, в Северной Мексике, известна кальдерная миоцен-плиоценовая структура Агуачиле, окруженная кольцевыми дайками риолитов, а также минерализованным кольцевым разломом [318].

В пределах плато Колорадо, на границе штатов Нью-Мексико и Аризоны, расположена провинция Навахо-Хопи плиоценовых вулканов и интрузий (лимбургиты, мончикиты, щелочные базальты, оливиновые лейцититы и др.) с характерными кальдерными опусканиями и сериями конических даек [403]. В Аризоне на плато Колорадо распространены группы лакколлитов, неков и других

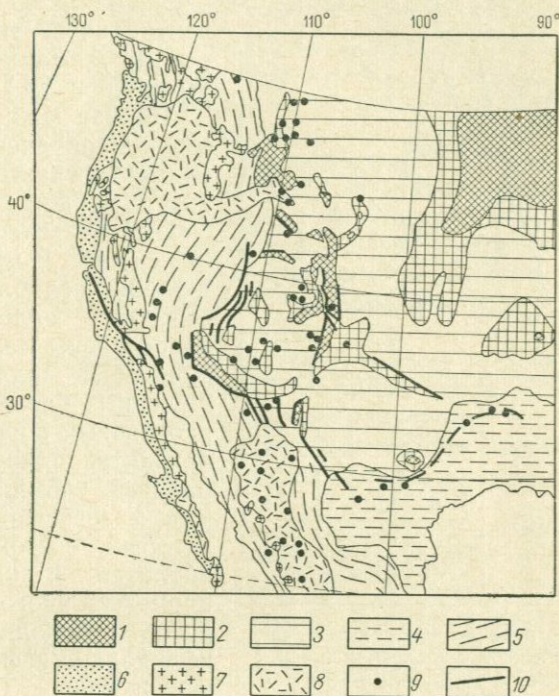


Рис. 15. Распределение центральных магматических комплексов в юго-западной части Северо-Американской платформы.

1 — кристаллические породы докембрия; 2 — палеозойский чехол мощностью менее 500 м; 3 — палеозойский чехол мощностью более 500 м; 4 — мезо-кайнозойский чехол; 5 — области мезозойской складчатости; 6 — области кайнозойской складчатости; 7 — граниты; 8 — кайнозойские эффузивы; 9 — магматические комплексы центрального типа; 10 — разломы

мелких тел монзонитов и диоритов. Некоторые из них по структуре приближаются к центральному типу [75].

Севернее, на территории шт. Вайоминг в хр. Абсарока известна тесная ассоциация третичных вулканических центров со штоками, лакколлитами, пучками даек и коническими залежами пород состава от оливинового габбро до натриевых сиенитов [75, 342].

Еще севернее, в шт. Монтана, расположена щелочная провинция (верхний мел — палеоген) [313], в пределах которой развиты штоки, лакколлиты, группы даек и вулканические центры типа гор

Хайвуд [312], а также сложные штоки: Рокки Бой (пироксениты, нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты) [343], Либби (пироксениты, нефелиновые и щелочные сиениты) [311], щелочной сложный шток Кругер [228], гранодиоритовый шток Антилоп-Крик, окруженный монзонитовыми кольцевыми дайками [366].

В структурах отмеченных магматических комплексов (особенно в сложных штоках) есть элементы, сближающие их со структурами

центрального типа (кольцевые разломы, конфокальное строение и др.).

Вблизи южного края Северо-Американской платформы протягивается региональный субширотный пояс Оачита от Техаса до центра Миссисипи. В пределах этой мощной ослабленной зоны глубокого заложения распространены мелкие субвулканические тела и вулканы щелочных базальтов и ультраосновных пород. Здесь же находится одиночный центральный комплекс Магнет-Ков мезозойского возраста, который состоит из ядра ийолитов и карбонатитов, промежуточного кольца трахитов и фоллитов и внешнего кольца нефелиновых сиенитов [263].

Южно - Американская платформа. В пределах платформы известна только одна провинция магматических комплексов, близких центральному типу, — юго-восточная часть Бразильского щита (рис. 16).

Кроме того, в западной части платформы, по данным О. Таттла и Дж. Гиттинса [392], имеется карбонатитоносный массив Серро Сапо (Боливия), строение которого не описано.

Территорию юго-восточной части Бразильского щита относят к активным тектоническим зонам, испытавшим поднятие в докембрии, палеозое и нижнем мезозое. Местами развиты континентальные отложения [20]. Рассматриваемая провинция представлена нефелин-сиенитовыми и щелочно-карбонатитовыми комплексами, а также щелочными вулканическими центрами. Строение их мало изучено, хотя часть комплексов, по-видимому, относится к центральному типу. Возраст их скорее всего мезозойский [317], но Г. Гимараеш [283, 284] предполагает, что щелочные породы обра-

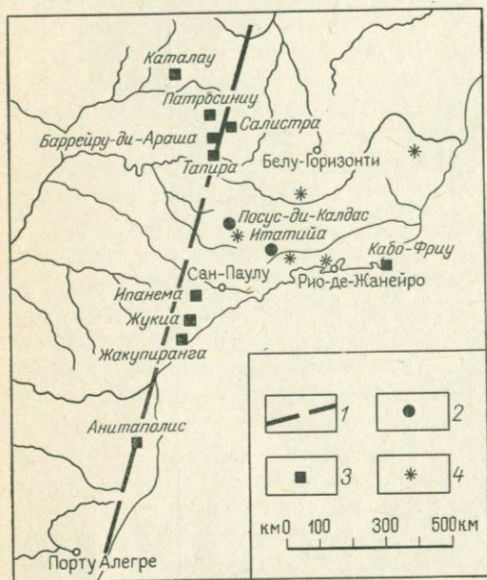


Рис. 16. Распространение центральных магматических комплексов в щелочной провинции Восточной Бразилии [85].

1 — линеамент Сан-Франциску, 2 — нефелин-сиенитовые комплексы; 3 — щелочно-карбонатитовые комплексы; 4 — щелочные вулканы

зовались в докембрии. Радиологические определения возраста карбонатитов массива Жакупиранга показали 151—134 млн. лет (верхняя юра — нижний мел) [327]. Этот массив представляет собой наиболее изученный комплекс. Он имеет бифокальное строение, сложен ультраосновными породами и карбонатитами. В состав остальных комплексов (см. рис. 16) входят щелочные породы. Так, в массиве Жукиа есть нефелиновые сиениты, пироксениты, карбонатиты; строение его не описано. Массив Анитаполис сложен нефелиновыми сиенитами, ийолитами—якупирангитами, лаурвикитами и сопровождается вулканическими брекчиями. Открытые в 1954 г. крупные карбонатитовые массивы Баррейру-ди-Араша и Тапира геологически изучены слабо. По мнению Г. Гимараеша, первый из них представляет собой карбонатитовое тело, под которым находится лакколит (?) малиньитов и других щелочных пород. Массив Тапира, по представлению И. Бранко [226], — щелочной экструзив с кольцом трахитовых и карбонатитовых брекчий. Имеется еще ряд карбонатитовых массивов, строение которых неизвестно (Патросиниу, Ипанема, Серра-Негра, Серра-де-Салистра, Каталау).

Наиболее крупным нефелин-сиенитовым массивом является Посус ди Калдас [152], имеющий площадь около 1000 км² (диаметр около 35 км). Он сложен докембрийскими (?) нефелиновыми сиенитами с радиальными и концентрическими дайками мезозойских (?) тингуаитов и фонолитов; последние, кроме того, образуют небольшие лавовые потоки.

Вблизи щелочных интрузивных комплексов расположены мезозойские щелочные вулканические центры (Фернандо-Норона, Параиба-до-Норте, Дистрито-Федераль и др.), где в фонолитах, нефелиновых базальтах и анкаратритах обычны ксенолиты подстилающих фойяитов и других щелочных пород [283]. Наконец, следует упомянуть о появившихся в последнее время сведениях, которые свидетельствуют о развитии в Бразилии также гранитоидных кольцевых комплексов, например гранитоидного комплекса Массангана, Рондония [305].

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ В СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМАХ И ПЛАТФОРМАХ НЕОГЕЯ

Магматические комплексы центрального типа в областях развития складчатых систем распространены гораздо меньше, чем на древних платформах. Однако и здесь известны отдельные провинции центральных комплексов, насчитывающие десятки массивов, такие как провинция Новой Англии (США), Центрально-Казхстанская провинция, провинция Шотландии и Северной Ирландии.

Центральные магматические комплексы описаны для всех складчатых систем, которые моложе докембрия. Несколько больше их обнаружено в каледонидах и герцинидах по сравнению с

байкалидами, мезозондами и альпидами, что, может быть, зависит от степени изученности.

В областях байкальской складчатости выявлено мало магматических комплексов центрального типа. На территории СССР они известны лишь в северной части Прибайкальской складчатой области. Здесь, на границе Чуйского антиклинария и Баргузино-Витимского синклинория, в среднепалеозойское время образовалась цепочка щелочных интрузивов, среди которых Сыннырский массив носит черты центрального типа [64]. Вблизи зоны сочленения глубинного разлома Сибирской платформы и выступов древнего основания байкалид находится группа Восточно-Саянских щелочных массивов. Для некоторых из них характерны структуры, близкие центральному типу [167]. Возраст этих массивов, по данным В. А. Кононовой, от 800 до 400 млн. лет.

В областях каледонских складчатых сооружений имеется несколько провинций и отдельных магматических комплексов центрального типа. Широко известна провинция Шотландии и Северной Ирландии (рис. 17). В девонское время, вслед за завершением складчатости, здесь формировались в основном гранитоидные массивы. Среди них есть образования центрального типа: массивы Бен-Невис, Этив, Лохнейгер и Глен-Ко, сложенные монцонитами, гранитами и кислыми эффузивами [204, 207]; сложный кольцевой гранитный комплекс Россес [344]; конический массив пуласкитов Кнок-нан-Кулеан [299] и др. В эоцене эта провинция, уже будучи молодой платформой, во второй раз стала ареной развития центральных магматических комплексов основного состава: образовались базальтоидные массивы — Скай, Рам, Арднамуркан, Малл, Арран, Слайв-Галлион, Карлингфорд, Морн [205, 354, 355, 356, 357, 391, 401].

В восточной части Гренландского побережья выделяется область каледонской складчатости, примыкающая к Канадскому щиту. В ее пределах известны мелкие третичные габбро-сиенитовые массивы Вернер-Бьерге, Кап-Перри и др. [298]. Среди них выделяется более крупный массив Кангердлугсук [399], сложенный телами сиенитов и пуласкитов кольцевой и конической формы.

Следующая крупная провинция в области каледонской складчатости вытянута (рис. 18) вдоль побережья Атлантического океана (Новая Англия, США). Здесь проходит субмеридиональная цепочка габбро-сиенит-гранитных массивов с нефелиновыми сиенитами и вулканическими образованиями. Среди них насчитывается 36 кольцевых тел, составляющих крупные и мелкие комплексы (Плини, Уайт-Маунтин-Пик, Оссипи, Белкнап и др.). Провинция продолжается на территорию Канады, где такого же типа массивы располагаются в шт. Квебек (Монтериджен, Мегантик и др.). Долгое время считалось, что время образования этих массивов девон-карбон и, следовательно, они образовались вслед за консолидацией каледонской складчатости [215, 235, 236, 237, 281, 298, 303, 331, 347].

К. Чепмен [231], исходя из результатов последних лет, считает, что расположение центральных магматических комплексов Новой Англии показывает их секущее положение в отношении каледон-

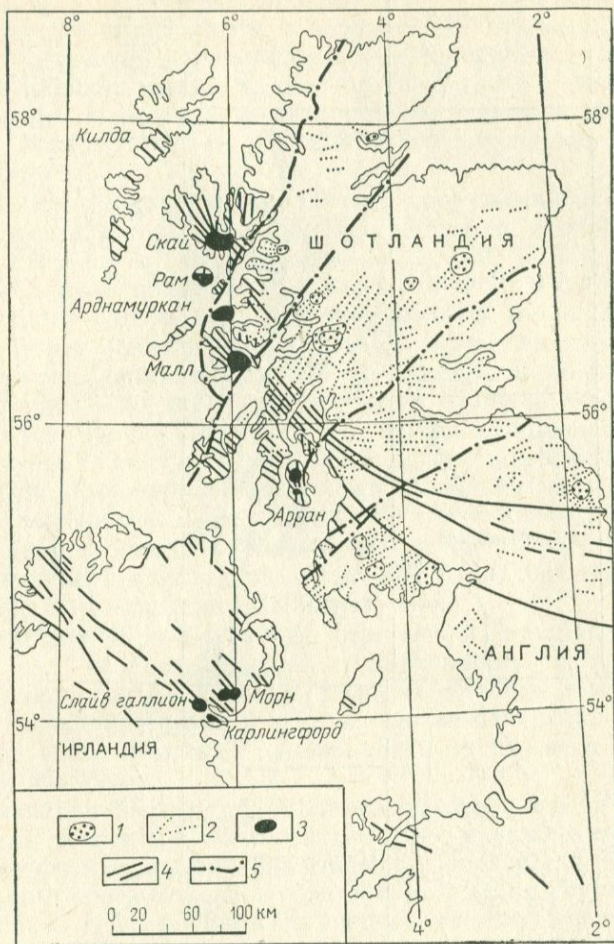


Рис. 17. Распространение центральных магматических комплексов в Шотландии и Северной Ирландии [355].

1 — палеозойские интрузивы; 2 — палеозойские дайки; 3 — третичные комплексы; 4 — рои даек третичного возраста; 5 — крупнейшие разрывы Шотландии

ской складчатости (см. рис. 19, А), указывающее на связь со скрытыми глубинными разломами. По его мнению, рифтообразная зона, к которой приурочены центральные комплексы, протягивается примерно на 500 км в юго-восточном направлении до Бермудских островов.

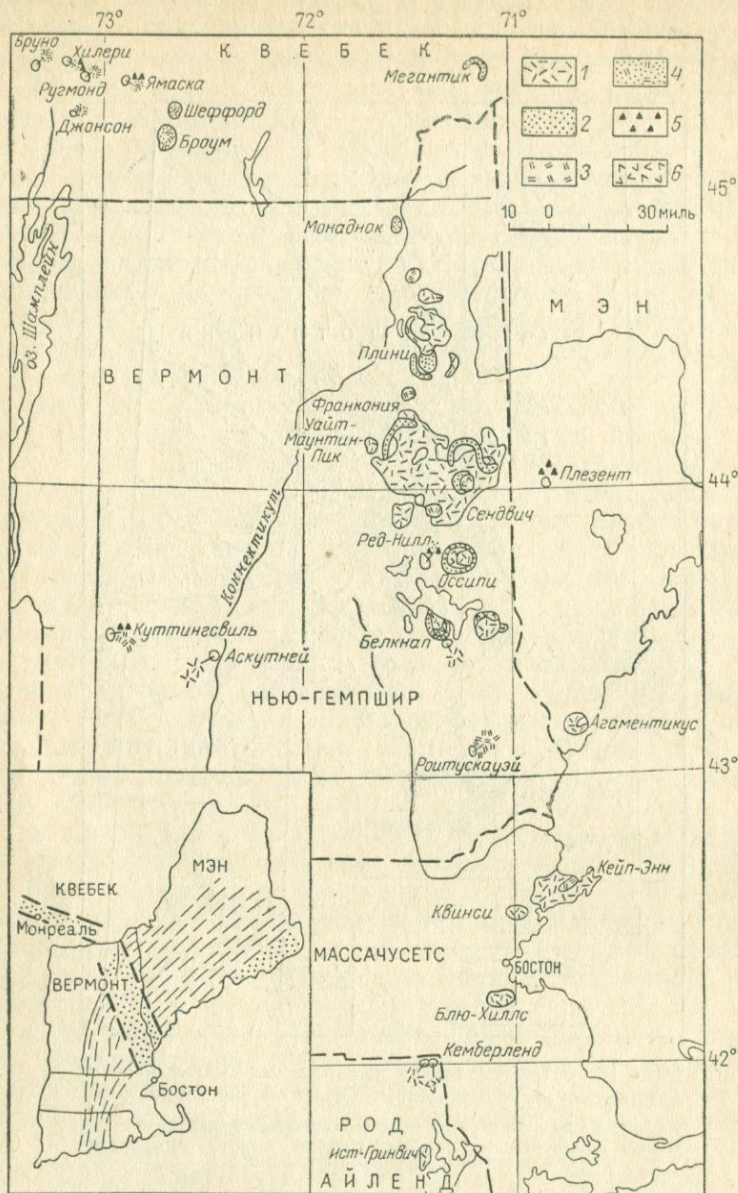


Рис. 18. Провинции магматических комплексов центрального типа Новой Англии (США) и Квебека (Канада) [281].

1 — граниты; 2 — кварцевые сиениты; 3 — сиениты и диориты; 4 — габбро и эссекситы; 5 — фельдшпатовидные породы; 6 — вулканогенные породы. Слева внизу приведена схема секущего положения центральных комплексов (точки) относительно каледонского складчатого пояса (черточка) в этой провинции [231]

Примером сложного центрального магматического комплекса, залегающего в каледонском складчатом основании, является также массив Ишим в северо-западном Казахстане. По данным А. Н. Нурлыбаева и А. Г. Панченко [124], массив расположен в кристаллических сланцах, порфиритах и терригенных отложениях нижнего палеозоя. Интрузивные щелочные породы внедрились по периферии каледеры нижедевонского щелочно-базальтового стратовулкана, приуроченного к месту пересечения двух разломов глубокого заложения. Массив прорван девонскими гранитоидами более молодого комплекса.

В пределах герцинских складчатых сооружений особенный интерес представляет Центрально-Казахстанская провинция гранитоидных массивов и вулcano-плутонов [1, 132, 159], с трех сторон окруженная каледонидами. В орогенный этап эта область превратилась в крупное поднятие, окруженное более подвижными тектоническими зонами. Гранитоидные магматические комплексы формировались начиная с девона до верхнего карбона, а в некоторых случаях — до перми. А. В. Авдеев [1] среди кольцевых комплексов этой провинции (рис. 19), кроме герцинских, выделяет более древние — силурийские и кембрийские конфокальные интрузивы, деформированные герцинскими складчатыми процессами и частично перекрытые более поздними отложениями. В последние годы появились описания целого ряда детально изученных вулcano-плутонических комплексов, таких как Кызылрай [177, 178], Кызылтас [67], Каргалинский [107] и др.

В пределах Тянь-Шаньской герцинской складчатой области имеется ряд позднегерцинских гранитоидных вулcano-плутонических комплексов Кураминского хребта, которые относятся некоторыми исследователями к образованиям центрального типа [6, 140]. Комплексы длительно развивались от нижнего карбона до нижнего триаса.

На площади Туранской эпипалеозойской плиты (Туркмения), перекрытой мощными континентальными отложениями, установлен при геофизических работах огромный Центрально-Каракумский свод, ограниченный кольцевым разломом, уходящим на значительные глубины. В ядре свода по геофизическим данным предполагается широкое развитие магматических палеозойских (?) пород основного состава [46]. Возможно, что эта гигантская кольцевая структура относится к центральному типу.

Центральные комплексы обнаружены также в Восточном Забайкалье, где герцинские складчатые сооружения, примыкающие на севере к докембрийским системам Станового хребта, перекрыты в наложенных впадинах и грабенах триасовыми и юрскими осадочными и вулканогенными толщами. Здесь установлены юрские вулcano-плутонические кольцевые комплексы сиенит-диорит-гранодиоритового состава: Куйтунская, Тулкуевская, Акатуевская [154, 155], Шамянская [147].

За пределами СССР центральные магматические комплексы среди герцинских складчатых сооружений известны в Европе и в Австралии.

В Северной Португалии, в герцинидах Испанской Мезеты (Серра-до-Монтемура) расположена группа гранитоидных кольцевых

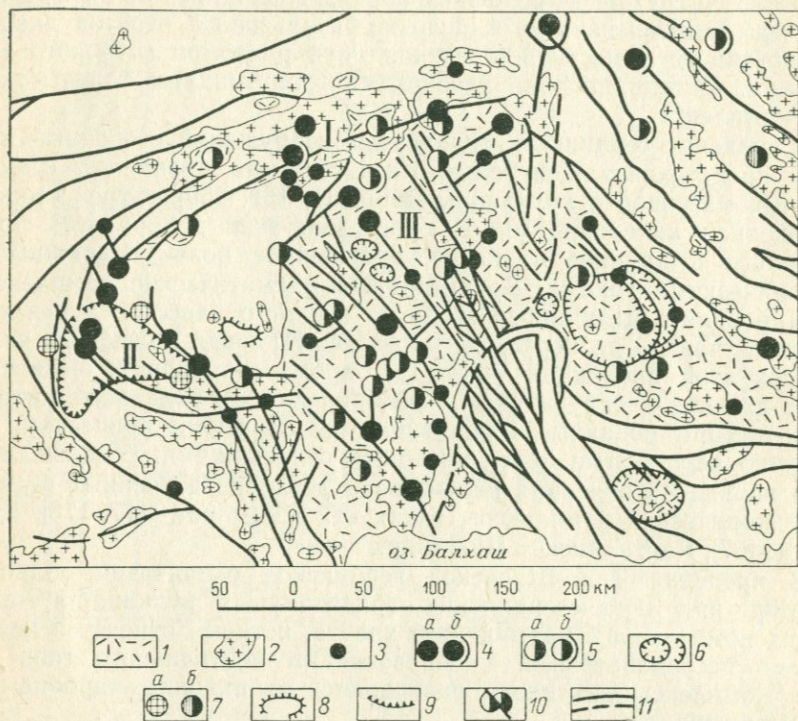


Рис. 19. Распространение гранитоидных комплексов центрального типа в Центральном Казахстане [1].

1 — площадь развития верхнепалеозойских эффузивно-пирокластических образований; 2 — линейные и неправильной формы плутоны; 3 — мелкие центральные плутоны, иногда окруженные коническими и кольцевыми дайками; 4 — верхнепалеозойские конфокальные комплексы, приуроченные к купольным структурам (а — установленные, б — предполагаемые); 5 — верхнепалеозойские конфокальные комплексы, приуроченные к кальдерам (а — установленные, б — предполагаемые); 6 — верхнепалеозойские мулды предположительно вулканоплутонического происхождения; 7 — девонские конфокальные комплексы (а — приуроченные к куполам, б — приуроченные к кальдерам); 8 — силурийская конфокальная система интрузий; 9 — кембрийская конфокальная система интрузий; 10 — конфокальные системы, нарушенные сдвигами; 11 — разломы (а — установленные, б — предполагаемые). Крупные тектонические структуры: I — Успенский прогиб, II — Атаусу-Джамшинский горст-антиклинорий; III — Токрау-Алакулский синклинорий

массивов. Более подробные сведения имеются о массиве Кастро-Дайре [337], время образования которого карбон-пермь. Вблизи Лиссабона известен сложный кольцевой комплекс Синтра [408], образовавшийся в меловое время и сложенный гранитами, кварцевыми щелочными сленитами и мафритами.

В Рейнском грабене, образовавшемся на эпигерцинской платформе в третичное время, находится щелочной вулкано-плутонический комплекс Кайзерштуль миоценового возраста [406].

Через восточную Австралию протягиваются герцинские складчатые сооружения. В восточной части на них наложен третичный вулканический пояс Ламингтон (базальты, щелочные базальты, риолиты), с которым связаны три гранитоидных кольцевых комплекса раннемиоценового времени — Уорнинг, Барней и Алфорд [372, 374]. В юго-восточной части пояса развиты кальдерные проседания и кольцевые структуры Мерисвилл, Ачерон и другие [291], выполненные гранитоидами.

В пределах мезозойских складчатых систем в последние годы также выявлены центральные магматические комплексы. На Северо-Востоке СССР, восточнее Сибирской платформы, огромная территория сложена мезозоидами. Центральные магматические комплексы, а также кольцевой формы ослабленные зоны (не вскрытые эрозией магматические комплексы?), расположены на стыках складчатых зон со стабильными внутренними массивами. Так, на стыке Момо-Полоусной антиклинальной зоны с северо-западным краем Колымского срединного массива находится Томмотский комплекс [123, 139]. Он сложен пироксенитами, габбро, диоритами и сиенитами, образовавшимися в значительный промежуток времени от девона до юры. Южнее, в истоках р. Индигирки, известен крупный гранитоидный комплекс хр. Сарычева (верхняя юра — мел), который приурочен к области стыка Яно-Колымской интрагеосинклинали с жестким остаточным Охотским массивом [142]. Западнее хр. Сарычева, в верховьях рек Эльги и Томпо, выявлена серия крупных полукольцевых и дугообразных разрывов, рассекающих осадочные отложения юры, триаса и перми [108].

Наиболее значительным является Чукотско-Катазиатский вулканический пояс, структурно ограничивающий край Азиатского материка [160, 161] и приуроченный к огромной зоне глубинных разломов. В его пределах проявился активный верхнемеловой и палеогеновый вулканизм (андезиты, дациты, щелочные липариты) и образовались многочисленные интрузии, сложенные породами преимущественно гранодиоритового состава (от габбро до гранитов). В этом поясе, особенно в его северной части (Анадырское плато и Центральная Чукотка), встречаются вулканогенные купола и структуры проседания кольцевой формы. Среди них выделяют структуры с интрузивным обрамлением и без него [211]. В. В. Ярмолюк [194] указывает, что корневым частям вулканических образований Охотско-Чукотского пояса часто свойственно кольцевое строение: выделяется центральный шток, окруженный кольцевыми или коническими телами и разломами.

Кроме СССР магматические комплексы центрального типа в мезозоидах почти не изучены. В Кордильерах Северной Америки, судя по картам Б. Кинга [81] и Э. Уиссера [158], в мезозойском складчатом поясе отмечен целый ряд купольных и

кальдерных структур, более детально не охарактеризованных, за исключением кольцевого тоналитового массива Санта-Тереса позднемезозойского возраста [328].

Области альпийской складчатости слабо изучены в отношении распространения в них центральных магматических комплексов. В СССР известен Тежсарский щелочной массив (Армения), расположенный вблизи выступа нижнепалеозойских пород основания альпийской складчатой зоны Малого Кавказа [11, 93]. Время его образования — верхний эоцен. В Северной Италии имеется вулканоплутон Предаццо, сложенный монцонитами, сиенитами и гранитами, а также вулканогенными породами [316]. Он расположен на пересечении разломов, осложняющих субширотную складчатость. На о-ве Корсика округлые массивы фаялитовых гранитов сопровождаются разнообразными по составу кольцевыми дайками [223].

Современные — кайнозойские (неоген-четвертичные) геосинклинальные образования — прослеживаются в виде пояса по побережью континентов Тихого океана. Им свойственно весьма различное строение коры и сложная блоковая структура. Большая часть Тихоокеанского пояса характеризуется развитием молодого и современного вулканизма. Нередки вулканические образования центрального типа (Камчатка, Курильские острова, Япония, Индонезия и др.). Широко развиты кольцевые разломы и провальные вулканические кальдеры больших размеров, под которыми в ряде случаев допускается наличие интрузивных масс [84, 114, 115, 117, 404]. Более достоверно присутствие интрузии установлено под Карымской кольцевой системой на Камчатке [73]. В кольцевых структурах Хангара и Больше-Банных ключей (Камчатка) имеются выходы гранодиоритов, комагматичных вулканическим породам и являющихся апикальной частью неглубоко залегающих интрузий [69]. На вулкане Бонгабти (Камчатка) в глубокой кальдере вскрыты шток долеритов и многочисленные радиальные дайки базальтов, пересекающие покровы вулкана [4]. В районе Татарского пролива, на побережье континента и о-ва Сахалин, по смещенным фрагментам прослеживаются кольцевые разломы диаметром от 50 до 500 км. Эти кольцевые разломы развивались с раннего олигоцена. В плейстоцене с ними связаны пепловые конусы и излияния базальтов [268].

О ВРЕМЕНИ И ДЛИТЕЛЬНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Центральные магматические комплексы формировались почти во все периоды геологической истории, не известны лишь комплексы древнее двух миллиардов лет. В табл. 1 обобщены имеющиеся в литературе сведения о возрасте центральных магматических комплексов как по геологическим, так и по геохронологическим данным (изотопные методы определения абсолютного возраста).

Возраст центральных магматических комплексов, млн. лет

Докембрий	Нижний палеозой (Ст-S)	Средний и верхний палеозой (D-C)
700	570	410
Октябрьский массив, Украина, 1700—1200 [59] Ара-Губский и др., Северо-Запад Кольского п-ова, 1900 [109] Ава, Финляндия, 1700—1116 [333] Гроннедал-Ика, Южная Гренландия, 1200 [262] Кунгнат, Южная Гренландия, 1240 [332] Илимауссак, Южная Гренландия, 1595—1077 [332] Палабора (Дулэкоп) ЮАР, 2000—1100 [288]	Арбарастах, Алдан, 650—611 [61] Ингили, Алдан, 688—660 [61] Кондер (ультрабазиты), Алдан, 648 [61] Инагли (дуниты), Алдан, 600 (?) [91] Фён, Норвегия, 590—570 [359], 550 [330] Альнё, Швеция, 562 [256] Паней и др., Южная Австралия, поздний докембрий [240] Нкумба, Замбия, 680 [370] Чегу, Поли и др. Камерун, поздний докембрий [306] Комплекс Бремен, Намибия, поздний докембрий [329] Паудерхорн (Айрон-Хиллс), США, 583—525, м. б. моложе [382] Щелочные массивы МакКинли, Гем-Парк, МакКлайр, США, поздний докембрий [287]	Томтор, Уджинский район, 465 [191] Африканда и др. Карело-Кольская провинция, силурдевон, 426—294 [105] Ковдорский массив, Карело-Кольская провинция, 600—340 [87] Сабалока, Судан, 540—476 [197] Гранитоидные комплексы, Центральный Казахстан, 300—260 [132] Ишим, Западный Казахстан, девон, 430—360 [124] Сынныр, Северное Прибайкалье, 349—304 [65], 296 [176] Хибины, Кольский п-ов, 400—280 [40, 176] Ловозеро, Кольский п-ов, 303—298 [86] Сокли, Финляндия, 350 [339] Тулукуевская кальдера, Забайкалье, поздний девон [154] Томмотский массив, Северная Якутия, 340—140 [139] Массивы Шотландии и Северной Ирландии, девон [356] Кастро-Дайре, Португалия, поздний палеозой [337] Ачерон и др., Юго-Восточная Австралия, девон [291] Гранитоидные массивы и кальдеры района Джорджтаун, Северо-Восточная Австралия, карбон-пермь [224] Пилансберг, ЮАР, поздний палеозой [376] Щелочной комплекс Айс-Ривер, Канада, девон [348], 350 [229]

Верх. палеозой (пермь) и триас	Мезозой (юра-мел)	Кайнозой
285	195	67
Маймеча-Котуйская провинция, триас [53], 245—220 [138]	Джекконда, Ыллымах и др., Алдан, поздняя юра, ранний мел [18]	Тежсар, Армения, поздний эоцен, 39—37 [12] Кольцевые массивы Чукотки 54—31 [9]
Кольцевые дайки траппов, Сибирская платформа, пермь — триас [35]	Койдер (щелочная интрузия) Алдан, 155—90 [61]	Третичная Шотландская провинция, эоцен, 40 [357] Кайзерштуль, ФРГ, миоцен, 18—16 [406] Кангердлугссук, Восточная Гренландия, третичный [399]
Чаткало-Кураминские структуры Тянь-шаня, ранний карбон — ранний триас [6]	Инагли (щелочная интрузия), Алдан, 140—105 [61]	Амба Донгар, Индия, эоцен [379] Алфорд, Уорнинг, Барней, Юго-Восточная Австралия, нижний миоцен [374]
Массивы провинции грабена Осло, пермь — триас [168]	Попигейский грабен, Сибирская платформа, поздний мел [146]	Джебель-Абу-Хрук и др. АРЕ, — неоген, 55—40 [290]
Шава, Ю. Родезия, триас, 209 [295, 296]	Куйтунская структура, Забайкалье, средняя юра [154]	Рангва, Кения, эоцен — миоцен, 38—17 [371] Рури, Кения, 10,8—4,1 [371]
Лонгонжо, Баилундо и др., Ангола, триас [288]	Гранитоидный комплекс хр. Сарычева, Северо-Восток СССР, поздняя юра — мел [142] Синтра, Португалия, 85 [408]	Узаки, Кения, 16—12,5 [371] Хома, Кения, 12—3 [371]
Провинция Новой Англии, США, пермь—триас, 180 [234]	Провинция Чилва, Малави, поздняя юра, средний мел, 140—130 [276] Чаоне и Чамбе, Чилва, Малави, 116—395 Канганкунде, Малави, ранний мел, 123 [370]	Сукулу, Уганда, 26,7—26,2 [371]
	Муамбе и др., Мозамбик, юра [276] Мбейя, Танзания, поздний мел, 113 [370]	Букусу, Уганда, 24,7 [371] Тороор, Уганда, 59—38 [371]
	Провинция Северной Нигерии, юра, 160—164 [241, 293] Провинция Нуанетси, Ю. Родезия, юра [239], 206—177 [324] Марангуди, провинция Нуанетси, Ю. Родезия, 190 [395]	Напак, Уганда, 17,8—31,3 [216] Элгон, Уганда, 13,4 [371]
	Провинция Дамараленд, юра [325], Паресис, 130 [362] Массив Ампаиндава, Мадагаскар мел (?) [169] Провинция Уганды и Кении, поздняя юра — палеоген [293]	Монтериджен, Квебек, Канада, 57, [298] Берно, Монтана, США, третичный [343] Навахо-Хопи, плато Колорадо, США, плиоцен [403] Кальдера Крид, Колорадо, США, средне-позднечетвертичный [373]
	Гранитные комплексы Ахаггара, Алжир, мел [350] Монтериджен, Квебек, Канада, мел, 114—106 [288] Ямаска, Квебек, Канада, 135—70 [272] Ока, Квебек, Канада, мел, 95 [288]	Моно-Крейтерс, Колорадо, США, третичный-четвертичный [304]
	Магнет-Ков, Арканзас, США, юра — мел [263] Санта — Тереса, Калифорния, США — поздний мезозой [328]	Магглон, Нью-Мексико, США, олигоцен — миоцен [258] Агуачиле, Северная Мексика, миоцен — плиоцен [318]
	Провинция Восточной Бразилии, юра [210], Жакупиранга, 151—134 [327]	Уайт и Уинди-Маунтинз хр. Абсарока, США, эоцен [342]

На основании табл. 1 можно говорить о том, что наиболее древние — протерозойские комплексы (2000—1100 млн. лет) являются весьма редкими, а среди докембрийских образований более широко распространены рифейские или вендские (650—550 млн. лет). Время образования нижнепалеозойских комплексов, известных преимущественно на платформах, скорее всего падает на ордовик-силур (460—420 млн. лет). В среднем и верхнем палеозое магматические комплексы центрального типа формировались как на платформах (Хибины, Ловозеро на Балтийском щите, кольцевые комплексы на северо-восточной окраине Австралийской платформы), так и в складчатых сооружениях. В последнем случае они относятся к орогенным и посторогенным образованиям каледонид (провинция Новой Англии, США) или герцинид (Центрально-Казахстанская провинция). Характерен также период пермь-триас, когда на Сибирской и Африканской платформах шли массовые излияния траппов карру, вслед за которыми формировались центральные комплексы. На западе Балтийского щита в это время образовались кольцевые структуры грабена Осло. Мезозойский период (юра—мел) сопровождался широким развитием центральных магматических комплексов в активизированных участках Сибирской, Африканской, Северо-Американской и Южно-Американской платформ, а также в поднятых глыбах фундамента среди мезозойских складчатых сооружений (Северо-Восток СССР). Наконец, в кайнозое широкое развитие центральных магматических комплексов связано с активизацией Африканской и Северо-Американской платформ (эоцен — миоцен — плейстоцен) и оживлением магматизма на эпикаледонских и эпигерцинских платформах (Шотландская третичная провинция, массивы Восточной Гренландии, Восточной Австралии и др.).

Насколько можно судить по имеющимся в настоящее время литературным данным, возможные максимумы развития центральных магматических комплексов намечаются в следующих интервалах геологического времени: 1) поздний докембрий, 2) девон—карбон, 3) юра—мел, 4) эоцен—миоцен. Эти временные интервалы в геологической истории характеризуются такими событиями глобального или крупного регионального плана, как завершение геосинклинального цикла, оживление тектонического режима древних платформ, рифтообразование и др.

В пределах отдельных провинций нередко все центральные магматические комплексы формировались более или менее одновременно (например, Маймеча-Котуйская провинция в СССР или провинция Джорджтаун в Австралии). В других провинциях распространены комплексы разного возраста. Так, в Алданской провинции развиты предкембрийские, позднедевонские и мезозойские комплексы. В Шотландской провинции пространственно сближены девонские и третичные комплексы. В Западной Африке на огромной территории мезозойской активизации (от Алжира до Нигерии и далее на юг) расположены десятки центральных магматических

комплексов, возраст которых определяется от позднепалеозойского (постдевонского) до середины мела, но преобладают юрские интрузии [219]. В Южной Африке, на небольшой территории Восточного Трансваала сосредоточена группа щелочных массивов сложного состава. Из них массивы Палабора и Спиккоп относят к протерозою, а Пилансберг — к позднему палеозою (?) [376].

Продолжительность формирования центральных магматических комплексов изучена слабо. Между тем многие из сложных многофазных комплексов несомненно формировались длительное время. Так, например, по данным абсолютной геохронологии установлено, что в таком сложном комплексе ультраосновных и щелочных пород, каким является Ковдорский массив (Карело-Кольская провинция) начальная стадия его формирования (внедрение оливинитов) осуществилась в докембрии (более 600 млн. лет), а заключительная стадия (образование щелочных пород) относится к девону (340 млн. лет). Интересные данные получены для сложного комплекса хр. Полоусного (Северо-Восток СССР), где ранние интрузивные тела появились в девоне, а поздние — в юре [139].

Алданские массивы Кондер и Инагли представляют собой еще один разительный пример длительности формирования центральных магматических комплексов [61, 91]. Центральные интрузивные тела сложены дунитами докембрийского возраста (648—600 млн. лет), а окружающие кольцевые интрузии щелочных и гранитоидных пород принадлежат юре и мелу (155—90 млн. лет). Можно указать также на присутствие в составе среднеюрской Куйтунской кольцевой структуры палеозойского кольцевого пояса выходов габбро [154].

Вызывают интерес многочисленные определения абсолютного возраста щелочных пород массива Рангва (Кения). По данным Н. Снеллинга [371], интрузивные щелочные породы этого массива формировались в интервале от 38 до 17^м млн. лет (от эоцена до миоцена). Дополнительно к этим цифрам У. Бишоп [216] провел определения возраста щелочных вулканогенных пород, связанных с массивом Рангвы, и получил 19—20 млн. лет.

В ряде случаев имеет место явное несоответствие геологических и геохронологических данных, так же как и отсутствие тех или иных. В качестве примера нечетких данных о возрасте можно указать на две соседние (территориально и структурно) американские провинции центральных структур — провинцию Новой Англии (США) и провинцию Квебек (Канада), которые по представлениям некоторых исследователей образовались в верхнем палеозое одновременно [75, 234]. По другим данным, этому этапу принадлежит только провинция Новой Англии, а структуры провинции Квебек возникли в мезозойское или третичное время [298]. В Восточной Бразилии массивы щелочных и щелочно-ультраосновных пород считают юрскими, хотя нет геологических фактов, подтверждающих возраст. Известен лишь абсолютный возраст карбонатитов одного из массивов (Жакупиранга) — 151—134 млн.

лет [327]. Относительно другого массива — Посус-ди-Калдас существует предположение о его докембрийском возрасте, в то время как входящие в состав структуры фонолиты относят к мезозою [210]. Для многочисленных комплексов провинции Северного Судана очень мало возрастных данных, хотя известно, что есть позднедокембрийские (или кембрийские), а также молодые (третичные?) образования. Массивы Камеруна относят к мезозою и кайнозою, лишь сопоставляя их с массивами Нигерии.

Подводя итоги по геохронологии центральных магматических комплексов, отметим, что имеющиеся сведения позволяют пока лишь предположительно судить об этапах их формирования и продолжительности этого процесса. Необходимы дальнейшие исследования в этой области, особенно важные для сложнопостроенных и гетерогенных по составу комплексов.

СООБЩЕСТВА ГОРНЫХ ПОРОД В МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ

В магматогенных структурах центрального типа встречаются разнообразного состава горные породы, не только интрузивные, но и эффузивные. Это имеет место как в пределах одного эрозионного уровня, так и в вертикальном разрезе комплексов. Важно отметить, что сообщества интрузивных и эффузивных пород, часто весьма близкие по времени формирования, составляют единые вулканоплутонические комплексы центрального типа.

В составе центральных магматических комплексов участвуют и часто играют самостоятельную роль продукты кристаллизации ультраосновных магм (дуниты, оливиниты, разнообразные перидотиты и пироксениты). Большое распространение имеют также породы, образовавшиеся из базальтовых магм, — базальты и базальтоиды, габбро и более кислые дифференциаты — диориты, сиениты, гранодиориты, граниты и их эффузивные аналоги. Наконец, не менее часто наблюдаются имеющие самостоятельное значение продукты кристаллизации гранитоидной магмы (граниты, гранодиориты, диориты, сиениты, а также липариты, дациты, риолиты).

Среди центральных комплексов можно выделить по меньшей мере три типа генетических связей в сообществах горных пород:

1) явные комагматы, такие как граниты и липариты Казахстана, Нигерии или такие, как базальты и габброиды Шотландии, нефелиновые сиениты и фонолиты Пилансберга;

2) группы интрузивных или эффузивных пород, которые отличны по составу, но, по-видимому, произошли из единого очага, магма которого дифференцировалась в течение длительного времени; как пример можно привести ряд последовательно образовавшихся пород: габбро-долериты — кварцевые монциты — гранофиры — фельзиты массивов Арднамуркан и Малл, Шотландия;

3) интрузивные и эффузивные породы отличны по составу и можно предположить, что они происходят из разных родоначальных магм, например базальты и граниты массивов Брандберг и Эронго, Дамараленд.

Проблема выявления генетических связей между различными магматическими образованиями в пределах провинции или единичного комплекса центрального типа является во многих случаях дискуссионной. На основании геологических взаимоотношений магматических горных пород попытаемся выделить их наиболее типичные ассоциации, характерные для комплексов центрального типа и представленные простыми (родственными) и сложными сообществами.

Группа простых сообществ включает явные комагматы и близкие по составу породы.

1. *Сообщества гранитоидных пород* — широко распространены среди центральных магматических комплексов; они представлены разнообразного состава гранитами, тоналитами, гранодиоритами (комплексы Россес, Ирландия; Кастро-Дайре, Португалия; комплексы Центрального Казахстана и другие).

2. *Сообщества основных пород* — значительно более редкие, чем гранитоидные; обычно они представлены сочетанием различных видов габбро и базальтов (кольцевые дайки траппов Сибири и др.).

3. *Сообщества щелочных пород* — включают следующие ассоциации:

1) разнообразные нефелиновые и другие фельдшпатовидные сиениты и количественно подчиненные им ийолит-уртиты (Хибины и Ловозеро, Карело-Кольская провинция);

2) нефелиновые сиениты, фонолиты, тингуаиты (Посу-ди-Калдас, Бразилия; Пилансберг, ЮАР);

3) щелочные и нефелиновые сиениты, эпилейцитовые породы (Сынныр, Северное Прибайкалье);

4) ийолиты и нефелиновые сиениты, нефелиниты и фонолиты, карбонатиты (целый ряд массивов и центральных вулканов Уганды, Кении, Танзании, Малави).

Сложные сообщества пород центральных магматических комплексов отличаются пестротой состава и необычным сочетанием слагающих горных пород. В таких сообществах часто присутствуют щелочные породы. Отметим, что среди известных в настоящее время центральных комплексов щелочные породы отмечаются примерно в половине из них, а в сложных сообществах они присутствуют в подавляющем большинстве случаев.

К числу наиболее типичных сложных сообществ принадлежат следующие.

1. *Ультраосновные и щелочные породы* — дуниты, оливиниты, перидотиты, пироксениты, ийолит-уртиты, ювиты, нефелиновые сиениты, карбонатиты (Шава, Ю. Родезия; Палабора, ЮАР; Жакупиранга, Бразилия; массивы Маймеча-Котуйской и Карело-Кольской провинций).

2. *Ультраосновные — гранитоидные — щелочные породы* — дуниты, кварцевые сyenиты, диориты, гранодиориты, пуласкиты, шонкинниты, щелочные и нефелиновые сyenиты (Инагли и Кондер, Алданская провинция).

3. *Основные и щелочные породы:*

1) габбро-пуласкиты — эссекситы — фойяиты (Оконджиджи, провинция Дамараленд);

2) базальты и ромбен-порфиры, эссекситы, сyenиты, монцониты, щелочные сyenиты и граниты (провинция грабена Осло, Норвегия);

3) фонолиты, лейцит-тефриты, лимбургиты, нефелиниты, эссекситы — тералиты, мончикиты, тингуанты, карбонатиты (Кайзерштуль, ФРГ).

4. *Основные — щелочные — гранитоидные породы:*

1) оливковое габбро, граниты, нефелиновые сyenиты (Марангудзи, провинция Нуанетси);

2) габбро-базальты, граниты — риолиты, нефелиновые и псевдолейцитовые сyenиты (Носи-Комба, Локобе и др., район Ампасиндова, Мадагаскар);

3) базальты — габбро, аплограниты, долериты, тингуанты, фойяиты, нефелиниты, базаниты (Мессум, провинция Дамараленд);

4) габбро, анортозиты, щелочные и щелочноземельные сyenиты, щелочные граниты, биотитовые граниты (провинция Анр, Нигер; северная часть провинции Северной Нигерии — по Р. Блеку);

5) габбро, диориты, монцониты, нефелиновые сyenиты, кварцевые сyenиты, граниты, щелочные граниты (провинция Новой Англии, США).

5. *Основные и гранитоидные породы* — габбро, базальты, анортозиты, граниты, гранофиры, риолиты, липариты (Скай, Малл и др. Шотландской провинции, массивы северной части Нигерийской провинции и Нигера).

6. *Гранитоидные и щелочные породы:*

1) липариты, трахиты, псевдолейцитовые порфиры, нефелиновые, псевдолейцитовые и щелочные сyenиты, пуласкиты, нордмаркиты, монцониты, грорудиты, граниты (мезозойские магматические породы Алданского щита, Ишим в Западном Казахстане);

2) микродиориты, андезиты, трахиты, риолиты, комендиты (Алфорд, Австралия);

3) граниты, щелочные граниты, кварц-фаялитовые порфиры (провинция Северной Нигерии).

Типичные сложные сообщества центральных магматических комплексов весьма разнообразны по сочетаниям магматических пород, не включают широко развитых в них различных пирокластических образований эруптивных брекчий, а также продуктов многоэтапных метасоматических процессов. В связи с этим можно утверждать, что многие из центральных магматических комплексов являются сложнейшими петрологическими объектами. Необыкновенное разнообразие их состава зависит от многих причин, среди которых важную роль играют связь с одной или несколькими исходными магмами и различная степень дифференциации магм.

Известные в настоящее время сообщества горных пород в составе центральных магматических комплексов в большинстве случаев отражают их разнообразие, наблюдаемое в современном

эрозионном срезе. Известно, что даже при небольшом изменении эрозионного уровня (порядка 200—300 м) состав, а также количество самих магматических тел центральных комплексов меняются. Видимо, имеет существенное значение внутреннее строение данных комплексов на глубину. Так, А. И. Гинзбург и Е. М. Эпштейн [44] привлекают внимание к характеру связи строения карбонатитонесных щелочных и ультраосновных массивов с поверхностью Земли. Ими выделяются два полярных типа этих массивов «открытые», представленные вулканоплутоническими комплексами, и «закрытые», т. е. без выхода магматических образований на поверхность. Оба типа отличаются как по структуре, так и по взаимоотношениям слагающих комплексы магматических пород. Ранее Л. С. Бородин [21 и др.] описал два структурно-морфологических типа карбонатитонесных массивов, в которых в зависимости от эрозионного среза наблюдался разный характер взаимоотношений магматических тел и метасоматических образований.

Выделенные выше сообщества не исчерпывают всего разнообразия их в центральных комплексах, но дают представления о наиболее распространенных сочетаниях горных пород, образовавшихся из исходных ультраосновных, основных и гранитоидных магм.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

В итоге анализа мировой литературы по геологическому положению центральных магматических комплексов намечаются следующие важные обобщающие положения.

1. Магматические комплексы центрального типа весьма широко распространены на платформах и занимают в их структурах различное положение. Наиболее древние из них — протерозойские (2000—1100 млн. лет), которых известно еще немного, залегают в древнейших архейских складчатых сооружениях щитов, подвергшихся в протерозое дроблению на блоки. Характерно одновременное развитие гранитного магматизма. Часто центральные магматические комплексы завершают протерозойский магматический цикл (Октябрьский массив, Украина; Тагтыоток, Гренландия).

В отношении более поздних докембрийских комплексов в некоторых случаях можно говорить о приуроченности их к орогенным поясам — структурам активизации, характерным для поздних этапов развития платформ. Таким примером может служить Камерунский позднедокембрийский орогенный пояс с центральными габбро-сиенитовыми комплексами Чегу, Поли и др.

Более молодые — палеозойские, мезозойские и кайнозойские магматические комплексы связаны с оживлением тектонического режима различных этапов дальнейшего развития платформ (система рифтов Восточной Африки, Чукотско-Катазиатский вулканический пояс).

II. В различных по времени консолидации складчатых сооружениях магматические комплексы центрального типа возникают в двух благоприятных случаях:

1) в орогенный — посторогенный этапы формирования складчатых систем (Шотландские девонские комплексы и провинция комплексов Новой Англии в каледонидах; Центрально-Казахстанская провинция кольцевых комплексов в герцинидах и др.);

2) в период оживления тектонического и магматического режима при активизации отдельных областей молодых платформ (Шотландские и Гренландские третичные комплексы в каледонидах; мезозойские кольцевые структуры в герцинидах Восточного Забайкалья и др.).

Особенно следует отметить приуроченность центральных магматических комплексов и кольцевых разломов к вулканическим поясам, подобным кайнозойскому вулканическому поясу Тихоокеанского кольца.

III. Центральные магматические комплексы, сложенные разнообразными горными породами, образовались за счет исходных магм разного состава. Можно выделить три основные группы (табл. 2):

- 1) магматические комплексы, произошедшие из глубинных магм (ультраосновных, основных);
- 2) магматические комплексы, образовавшиеся за счет как глубинных (основных), так и коровых (гранитоидных) магм;
- 3) магматические комплексы, возникшие из коровых (гранитоидных) магм.

Таблица 2

Распределение магматических комплексов центрального типа в основных структурах континентов

Типы исходных магм	Древние платформы	Активизированные древние платформы	Складчатые сооружения неотектонических платформ	Активизированные молодые платформы	Планетарные сквозные зоны
Глубинные (ультраосновные и основные)		+			+
Глубинные (основные) и коровые (гранитоидные)	+	+	+	+	+
Коровые (гранитоидные)	+	+	+	+	

Магматические комплексы, образовавшиеся за счет глубинных магм, приурочены почти исключительно к активизированным участкам древних платформ и их щитов (массивы ультраосновных и щелочных пород Карело-Кольской и Маймеча-Котуйской провинций, разновозрастные массивы Алданской провинции и др.). Они же характерны также для Восточно-Африканской рифтовой системы.

Вторая группа, при формировании которой предполагается участие глубинных и коровых магм, распространена весьма

широко, практически в пределах всех основных структур континентов. Центральные магматические комплексы этой группы известны в пределах щитов (щелочные массивы гардарской серии в Гренландии); развиты на активизированных участках платформ (провинции Нуанети и Дамараленд в Африке); находятся в консолидированных складчатых сооружениях (провинция Новой Англии, США) и, наконец, в районах более поздней активизации молодых платформ (Шотландская третичная провинция). Весьма характерно широкое развитие центральных комплексов этой группы в планетарных сквозьструктурных зонах типа Чукотско-Катазиатского вулканического пояса.

Третья группа центральных комплексов, источником которых являются коровые гранитоидные магмы, распространена также довольно широко. Гранитоидные комплексы известны на древних щитах (массив Ава в Балтийском море) и в активизированных участках древних платформ (провинции Северной Нигерии, Камеруна). Они встречаются также в складчатых сооружениях разного времени консолидации.

IV. Основная масса центральных магматических комплексов сосредоточена в областях активизации как древних, так и молодых платформ. Время оживления тектонического режима этих структур значительно оторвано от периода завершения их стабилизации. В эпоху активизации происходит усиление блоковых движений земной коры, возникают локальные сводовые поднятия и впадины, развиваются новые ослабленные зоны и разломы. Явления активизации связаны, возможно, с перестройкой нижней части земной коры, а может быть и верхней мантии.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА

Приведенные геологические материалы дают основание признать избирательную приуроченность центральных магматических комплексов к определенным структурам земной коры. Вместе с тем не совсем ясны геологические условия, благоприятствующие их возникновению и формированию.

В настоящее время накопился интересный фактический материал по известным уже многочисленным магматическим комплексам центрального типа, позволяющий осветить отдельные стороны процесса их формирования. К ним относятся: взаимоотношения с вмещающими толщами, связь с близкими по времени магматическими образованиями, характер связи с региональными структурами и, прежде всего, с глубинными разломами. Представляется необходимым обсудить вопрос о глубинных источниках и магматических очагах, питавших центральные магматические комплексы. Все эти сведения в определенной мере приблизят нас к пониманию тех особых условий, в которых появляются эти сложные магматические образования. В отдельном разделе собраны сведения о методах изучения магматических комплексов центрального типа, применяемых в настоящее время.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ С ВМЕЩАЮЩИМИ ТОЛЩАМИ

Магматические комплексы центрального типа формируются в приповерхностных условиях. Обычно приповерхностные магматические образования не оказывают заметного воздействия на вмещающие толщи (Рудич, 1969 г.), особенно при небольших размерах, однако центральные комплексы, в основном тоже небольших размеров, являются исключением и активно воздействуют на перекрывающие их породы.

Непосредственно у внешних контактов центрального магматического комплекса часто можно наблюдать механическое их

воздействие на вмещающие толщи. Как правило, в зоне контакта отмечается интенсивное брекчирование, которое в зависимости от хода развития центральной структуры могло неоднократно повторяться. Такие брекчии давно известны в кальдере Санде грабена Осло [338] и указываются для других комплексов. Например, мощные контактные брекчии шириной до 150 м отмечались в Альнё, Швеция [254], в массиве Фён, Норвегия [359]. В некоторых случаях мощные зоны брекчий развиваются также

под действием прорыва по кольцевому разлому масс газов, как в массиве Паудерхорн (Айрон-Хиллс), США.

Вокруг центральных комплексов часто можно различить системы радиальных и концентрических трещин, тесно связанных с центральной структурой (например, вокруг Хибинского массива — рис. 20). Кроме того, центральные комплексы нередко сопровождаются густой сетью разломов и трещин в виде кольцевой ослабленной зоны шириной в десятки и даже сотни метров (Магнет-Ков, Хикс-Доум и другие массивы США). В пределах этой зоны широкое развитие получают мелкие дайки, жилы, штокверки и другие тела, часто представляющие собой мелкие апофизы интрузивных тел центральной структуры. Но иногда они являются самостоятельными порциями магмы (дайки щелочных перидотитов и др.).

Интенсивное воздействие центральных комплексов на вмещающие толщи особенно сказывается в их апикальных частях. Так, в провинциях Бейсин и Рендж (Аризона, США) внутри кольцевых разломов, ограничивающих кальдерные провалы, наблюдается дробление вмещающих пород на мелкие и крупные (до 1—2 км в поперечнике) блоки. Они испытали разнообразное движение: наклон, проседание относительно своего прежнего положения, а также повороты и кручение

вокруг оси кальдеры [361].

Весьма характерным воздействием на вмещающие толщи является их локальное складкообразование. Чаще всего это выражается в появлении местного купола (dome), который своим контуром повторяет очертания магматического комплекса. Так, например, в Маймеча-Котуйской провинции вмещающие субгоризонтально залегающие осадочные породы палеозоя образуют куполовидные поднятия в районе массивов Одихинча, Бор-Урях, Маган, характеризующиеся перекинальным падением от массивов под углом 70° [53]. По мере удаления от массивов падение осадочных пород

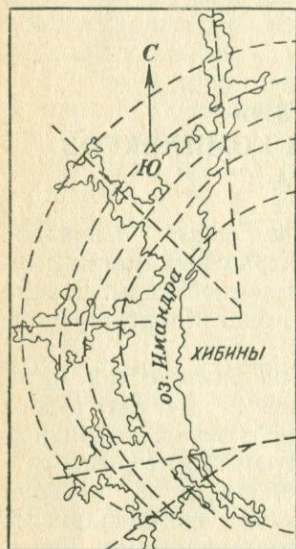


Рис. 20. Схема радиальных и концентрических разломов вокруг Хибинского массива по Г. Д. Рихтеру [39]

заметно выполаживается: в 3 км от контакта угол падения 26—30°, а 4—6 км уже только 7—10°. М. А. Богомоловым [19] описана купольная структура массива Кондер на Алданском щите. Здесь синийские отложения вблизи контакта с массивом вздернуты и имеют углы падения до 80°, но на расстоянии 2 км от него залегание уже горизонтальное. Интересно отметить, что не только осадочные породы приподняты вокруг массива Кондер. Архейские кристаллические породы на этом локальном участке также перемещены по вертикали вверх примерно на 600—700 м. Местные куполовидные поднятия вмещающих толщ сопровождают также массивы Инагли, Ингили, Арбарастах (Алдан), массив Алфорд (Австралия) и др.

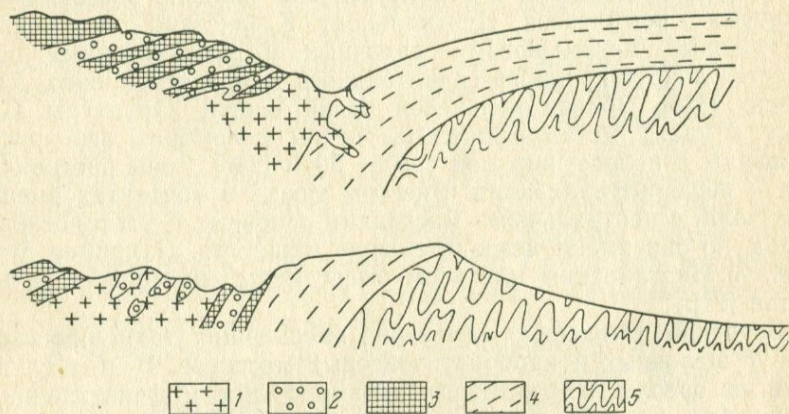


Рис. 21. Разрезы зон контакта массива Мессум с породами архея и осадочными толщами карру [307].

1 — аплограниты; 2 — сиениты; 3 — габбро; 4 — осадочные породы карру; 5 — кристаллические породы архея

Известны случаи (по-видимому, не единичные), когда вместо купола вмещающие толщ образуют локальную структуру типа брахисинклинали. Так, вблизи крупного массива Мессум (Дамараленд, Намибия) на расстоянии до 3 км горизонтально залегающие породы приобрели крутое падение в сторону массива (рис. 21).

Как наиболее сложное проявление неоднократного механического воздействия на вмещающие толщ следует отметить возникновение вокруг центральной структуры концентрической складчатости, которая быстро затухает по мере удаления от структуры. Это явление известно вблизи интрузивного комплекса о-ва Малл (Шотландская третичная провинция). Докембрийские кольцевые массивы Финляндии — Ава и Ахвенисто окружены докембрийскими гнейсами, которые как бы «обволакивают» кольцевые массивы.

Таким образом, механическое воздействие формирующейся центральной структуры магматического комплекса на вмещающие толщи выражается как в интенсивном дроблении прилегающих к контакту пород, так и в форме локального складкообразования, масштабы которого ненамного превышают масштабы самой структуры. Например, купол массива Кондер имеет диаметр около 9 км, а диаметр массива 7 км. Развитие структурных осложнений во вмещающих толщах находится в зависимости от того, насколько они были вовлечены в движение при подвижках по разломам.

Контактовые метаморфизм и метасоматоз вмещающих толщ выражаются в их перекристаллизации, ороговикования и в метасоматических преобразованиях с более или менее существенным изменением их состава и структуры. Это явление обычно вокруг кольцевых комплексов Центрального Казахстана. Интенсивный контактовый метаморфизм осадочных и вулканогенных пород известен вокруг крупного гранитоидного комплекса Эронго, Дамараленд [325]. Вблизи кольцевой гранитоидной структуры Сабалока (Судан) метаморфические гнейсы докембрия перекристаллизованы в полосе шириной свыше 50 м [246]. Зоны ороговикования и перекристаллизации известны также в контактах вмещающих толщ с центральными массивами основных и ультраосновных пород, но они имеют незначительную мощность. Например, у контакта с Инаглинским массивом имеет место мраморизация доломитов [91].

Особенно интенсивно изменение вмещающих толщ происходит вокруг щелочных и карбонатитоносных массивов. В этих случаях мощные ореолы контактового метаморфизма и фенитизации по масштабам часто сопоставимы с диаметром самих интрузивных тел, а иногда (например, в массиве Канганкунде, Малави) [277] площадь фенитов превышает площадь магматических образований.

СВЯЗЬ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ С БЛИЗКИМИ ПО ВРЕМЕНИ МАГМАТИЧЕСКИМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ

Вблизи центральных магматических комплексов иногда почти не удается обнаружить другие одновозрастные или близкие в возрастном отношении магматические тела. Так обстоит дело в Карело-Кольской щелочной провинции, а также в третичной вулканической провинции Шотландии. В иных случаях присутствие магматических тел вокруг центральных комплексов обычно. Как по времени образования, так и пространственно с центральными магматическими комплексами наиболее часто сопряжены *интрузивы* штокообразной или неправильной (межблоковой) формы, трещинные интрузивы и др. Большей частью период формирования центральных комплексов совпадал или был близок региональному проявлению вулканизма. В некоторых провинциях распространения центральных магматических комплексов обнаружены также трубки

взрыва, в составе которых принимают участие разнообразные магматические образования от кислого до ультраосновного (кимберлитового) состава. К сожалению, не всегда точно устанавливается время формирования пространственно соединенных магматических образований и тогда их возрастная близость вызывает сомнение.

В отношении сопряженности центральных магматических комплексов с другими интрузивными телами следует указать, что последние чаще отмечаются как образования, предвещающие возникновение центральных структур, реже как более поздние интрузивы. Некоторые мелкие тела при детальном исследовании оказываются апофизами интрузивов центрального комплекса или трещинными телами, связанными с центральной структурой общим магматическим каналом. Иногда в магматической провинции, представленной близко-возрастными массивами различной формы, развиваются поздние единичные центральные магматические комплексы, имеющие наиболее сложное строение в сравнении с другими соседними массивами. Примером вышесказанному может служить зона Оачита, США (рис. 22), которая в период мела и начала третичного времени была особенно проницаемой для глубинных магм, в результате чего образовалось множество мелких тел ультраосновного состава (включая кимберлиты), а также основного и щелочного состава. Среди них расположен крупный многофазный массив — центральный комплекс щелочных пород и карбонатитов Магнет-Ков [263].

М. А. Фаворская и др. [162] подчеркивают, что кольцевые массивы могут быть приурочены к узлам развития более раннего магматизма (эффузивного, интрузивного, даек и т. д.). Т. В. Перекалина [132], А. В. Авдеев [1] и другие отмечают подобное явление на обширной территории Центрального Казахстана. Широкое развитие магматизма на большой площади с образованием центральных комплексов на его последнем этапе четко устанавливается также в провинции грабена Осло [338] и в провинции Новой Англии [215], где кольцевые структуры развивались по самым поздним расколам, секущим более ранние магматические тела (штоки, трещинные интрузии, силлы и т. д.). Ярким примером служат два кольцевых комплекса, секущих серию трещинных тел габбро в районе Тагтьютук, Гренландия. Известен и другой сложный гренландский массив кварцевых сиенитов (Кунгнат), который сечется более поздним кольцевым телом габбро.

В пределах небольших по размерам комплексов центрального типа иногда отмечается последовательная смена трещинных тел кольцевыми интрузивами. Таких представлений придерживается А. А. Кухаренко относительно щелочно-ультраосновных массивов Карело-Кольской провинции [105]. В общем случае массивы ультраосновных и щелочных пород не всегда имеют четко выраженную структуру центрального типа. Тем не менее на заключительных этапах формирования в них образуются кольцевые и

конические разрывы, вдоль которых развиваются карбонатиты и различные метасоматиты (фоскориты и др.), например, в массивах Жакупиранга (Бразилия), Гулинском (север Сибири) и др.

Следовательно, при развитии того или иного тектоно-магматического цикла центральные магматические комплексы относятся обычно к самым поздним образованиям. Позже них появляются

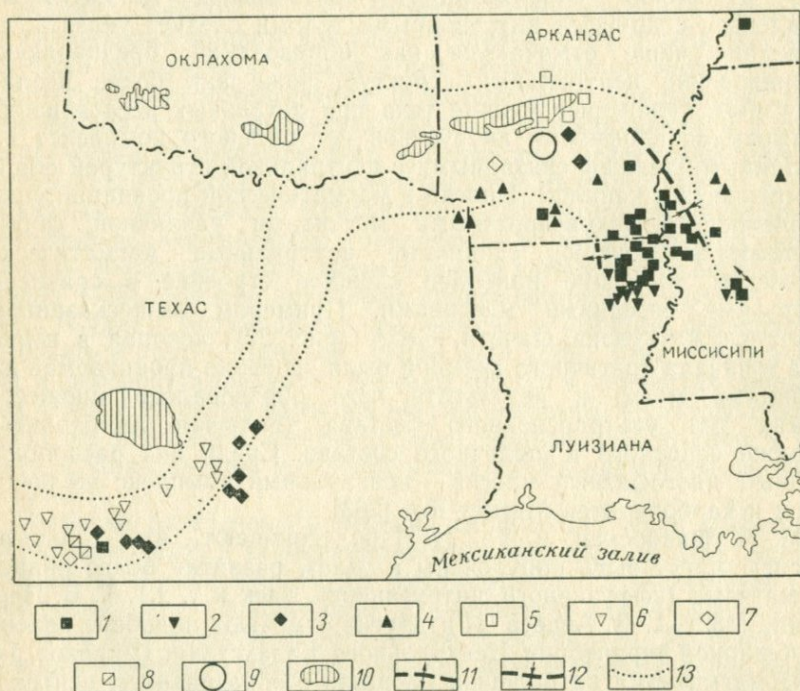


Рис. 22. Распространение магматических проявлений в зоне Оачита, США [263].

Магматические проявления, известные на глубине: 1 — щелочные интрузивы и вулканические породы мела; 2 — основные вулканические породы мела; 3 — ультраосновные породы мела; 4 — диабазы и базальты домеловые. **Магматические проявления, обнаруженные на поверхности:** 5 — щелочные интрузивы мела (?); 6 — основные интрузивы третичные и меловые (?); 7 — ультраосновные породы мела (?); 8 — щелочные интрузивы третичные и меловые (?); 9 — щелочной центральный комплекс Магнет-Ков. **Другие обозначения:** 10 — структурные и топографические поднятия; 11 — оси антиклиналей; 12 — оси синклиналей; 13 — зона разломов

только дайки в форме серии коротких тел (как в массиве Палабора, ЮАР) или пучков весьма протяженных даек (Шотландская третичная провинция). Однако К. Бранч [224], детально изучавший район Джорджтаун (Австралия), считает, что с кольцевыми гранитными массивами одновременно образовывались сравнительно небольшие гранитные тела неправильной формы, использовавшие сеть приповерхностных региональных разломов. Известны редкие случаи, когда мелкие интрузивные тела трещинного типа

близкого состава образовались позже центральных комплексов (Ыллымах, Алдан; Ишим, Казахстан).

Вулканические проявления тесно связаны с формированием центральных магматических комплексов. Последние сами содержат в своем составе вулканические породы, которые приурочены к кольцевым разломам структуры. Нередко близповерхностные центральные магматические комплексы находятся в основании более древнего вулкана (Рангва — Кения, Торор и Напак — Уганда и др.).

Развитие вулканизма весьма характерно для районов распространения центральных магматических комплексов. Обычно вулканизм по времени предшествует возникновению центральных структур. По-видимому, интенсивное излияние лав в этот период — закономерное явление, которое далеко не всюду можно установить из-за последующего почти полного уничтожения вулканогенных образований. Так, например, предполагается, что в период перед началом формирования Хибинского и Ловозерского массивов был этап вулканических проявлений, следы которого сохранились в виде сильно эродированной ловозерской вулканогенно-осадочной свиты. Большие и малые ксенолиты щелочных эффузивных пород слагают целые поля и полосы в Ловозерском щелочном массиве, они известны и в пределах Хибинского массива.

Известен и другой характер тесной временной и пространственной связи с вулканизмом, отмеченный Т. В. Перекалиной [132] и другими исследователями Центрального Казахстана. Здесь периоды формирования интрузивов многократно сменялись эффузивными проявлениями [178]. Примером такой связи служит также Тежсарский массив (Армения), где интрузивному этапу предшествовало излияние щелочных лав (трахитов, лейцитовых порфириров) и извержение туфогенного материала из крупного полигенного вулкана [93, 251]. Более поздние лейцитовые порфиры конических даек по составу близки лавам (рис. 23).

В Маймеча-Котуйской провинции (Северо-Запад Сибирской платформы) непосредственно перед формированием щелочных плутонов произошло трещинное излияние лав оливин-базальтового и щелочно-ультрасосновного состава.

В провинции Дамараленд перед возникновением серии разнообразных центральных магматических комплексов было мощное излияние базальтов серии Стормберг. По данным С. М. Кравченко [98], перед развитием структур массивов Ыллымах, Джеконда и других (Центральный Алдан) произошло излияние лав, которые сохранились теперь только в кальдерных проседаниях этих структур. Примеры эти можно было бы продолжить.

В некоторых сложных вулкано-плутонических комплексах, расположенных в областях длительной активизации (например, в районах Восточно-Африканских рифтов), происходило неоднократное чередование во времени излияния лав и образования плутонов. Не исключена также возможность их одновременного

образования. Вместе с тем развитие вулканизма имеет место и после формирования центральных магматических комплексов, например, позднее излияния лав нефелинитов в районе комплекса Хома-Маунтинз (Кения), описанное У. Полфри [345].

Во многих провинциях центральных магматических комплексов известны разнообразные по составу и форме *трубки взрыва*. Иногда они входят в состав центральной структуры как агломератные и брекчиевые тела (Ыллымах, Мурун на Алдане). Однако большей частью происходит лишь пространственное совпадение мест распространения центральных структур и трубок взрыва,

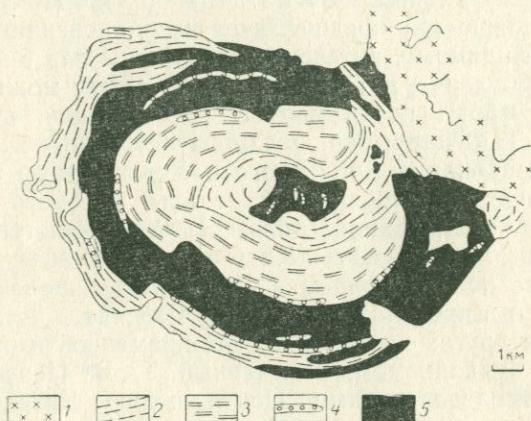


Рис. 23. Схема геологического строения Тежсарского (Памбакского) массива [101].

1 — граносиениты; 2 — щелочные сиениты; 3 — нефелиновые сиениты; 4 — псевдолейцитовые сиенит-порфиры; 5 — щелочные эффузивы, туфы и туфобрекчии

имеющих свои особенности развития. В то же время Л. С. Егоров, Н. П. Сурина [55] и другие исследователи Маймеча-Котуйской провинции установили, что центральные магматические комплексы сопряжены во времени и в пространстве как с эффузивными проявлениями трещинного и центрального типа, с силлами, дайками, так и с трубками взрыва. Все эти образования возникли в течение пермо-триасового тектоно-магматического цикла и приурочены к двум сопряженным системам разломов и узлам их пересечения.

В последние годы широко обсуждается вопрос о пространственной связи щелочных массивов (многие из которых имеют строение центрального типа) и кимберлитов. Ю. М. Шейнманн [180] высказал предположение о том, что кимберлитовые жерла развиваются в специфической обстановке малой проницаемости коры (особенно в ее глубинных частях). Они территориально обособляются от щелочных комплексов, располагаясь в некотором отдалении от края платформы. М. М. Одинцов и др. [126] отмечают, что кимберлиты и щелочно-ультраосновные центральные комплексы

непосредственных ассоциаций не обнаруживают, но они часто сопряжены в пространстве. Вблизи щелочных центральных комплексов пока не установлены типичные кимберлиты, а присутствуют более щелочные кимберлитоподобные породы базальтоидного облика. Конкретный пример этого явления описан Ф. В. Каминским и С. В. Потаповым [79] для района центрального комплекса Ингили (Восточный Алдан). Предполагается, что в этом случае возможен общий глубинный источник. Известен единичный случай, когда кимберлиты входят в состав сложного вулканоплутонического комплекса — Буэл-Парк, провинция Навахо-Хопи, США. Кстати отметим, что кимберлитоподобные породы, не содержащие алмазов и включений ультрабазитов, были обнаружены в 30-х годах С. Шендом в Пилансберге и с тех пор называются «кимберлитами центральных комплексов» [245].

Вопросами распространения и происхождения кимберлитов в последние годы занимается Д. Даусон [244, 245]. Он выделяет районы пространственного совпадения развития кимберлитов и щелочных пород, во многих из них встречаются центральные магматические комплексы. Кроме известного у нас района северной части Алданского щита, где пространственно сближены кимберлиты и центральные структуры (разного возраста), а также восточной части этого щита (район Ингилийского массива), Даусон указывает провинцию Восточной Бразилии, районы Онтарио и Квебек в Канаде, зону Оачита в Арканзасе, США (где недалеко от массива Магнет-Ков расположена группа трубок Мурфрисборо), провинцию Навахо-Хопи, США, районы массивов Фён в Норвегии и Альнё в Швеции, области Северной Танзании, Анголы и других мест. В одних случаях возраст центральных магматических комплексов и кимберлитов одинаковый (Бразилия; Арканзас, США), а в других — это образования разных тектономагматических этапов.

СВЯЗЬ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ С РЕГИОНАЛЬНЫМИ СТРУКТУРАМИ

Центральные магматические комплексы расположены среди различных региональных структур верхней части земной коры. Исследователи по-разному оценивают влияние этих структур на распространение и развитие центральных магматических комплексов.

Т. В. Перекалина [132] в своей работе, посвященной геологии герцинских гранитоидных интрузий Центрального Казахстана, характеризует центральные интрузии как резко дискордантные тела, не связанные ни с пликативными структурами, ни с региональными разломами. Эти плутоны, по ее мнению, встречаются во всех структурно-фациальных зонах и для их распределения имеют значение лишь глыбово-блоковые движения в верхних горизонтах земной коры.

Однако для многих регионов выявляется несомненная связь центральных магматических комплексов с региональными структурами. Они встречаются преимущественно:

1) в крыльях и перегибах крупных сводовых поднятий и антиклиналей;

2) в региональных сводах и куполах, образовавшихся вследствие блоковых поднятий фундамента в период его тектонической активизации;

3) в стыках двух структурных зон, одна из которых представляет выступ фундамента или срединный массив, или более стабильную зону и т. д.;

4) в узлах сочленения региональных разломов со скрытыми глубинными.

Выше отмечалась частая приуроченность центральных магматических комплексов к сводовым поднятиям платформ. Крупные, медленно развивающиеся сводовые поднятия характерны не только для древних платформ; но также и для областей завершённой складчатости, превращающихся в молодые платформы. Н. И. Ларин [108], изучавший гигантские дуговые и кольцевые разрезы хр. Сунтар-Хаята (Северо-Восток СССР), одну из основных причин их образования видит в сводовых поднятиях крупных областей, сопровождаемых растяжением и последующим оседанием отдельных блоков при ослаблении вертикально направленных напряжений.

Региональные своды и купола довольно часто встречаются в районах развития центральных магматических комплексов. Эти структуры обычно образуются среди относительно недеформированных толщ вследствие блоковых поднятий фундамента [158]; они сопровождаются развитием радиальных и концентрических приповерхностных трещин, а на большей глубине устанавливается ряд разломов фундамента. Некоторые из последних имеют весьма глубокое заложение и контролируют поднятие в верхние горизонты глубинных магм. Такие купольные структуры, развившиеся от палеозоя до плейстоцена, широко распространены в Кордильерах США и Мексики [158, 373]. Они известны и в других районах. Так, И. Оен [337] связывает распространение кольцевых гранитоидных массивов Северной Португалии с региональным купольным поднятием, сформировавшимся в позднегерцинское время. И. Н. Томсон и другие исследователи [157] после проведения детальных структурных исследований мезозойских массивов Восточного Забайкалья установили, что гранитоидные вулканоплутонические ассоциации располагаются не в центральных частях крупных сводов, а на крыльях последних, где в пределах местных куполов локализуются интрузивные комплексы, часто имеющие структуры центрального типа. Э. Н. Эрлих [191] указывает на приуроченность массивов Томтор и Богдо к Уджинской антиклинали, которая по своему строению возможно является купольным поднятием.

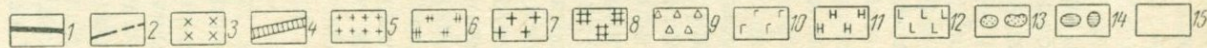
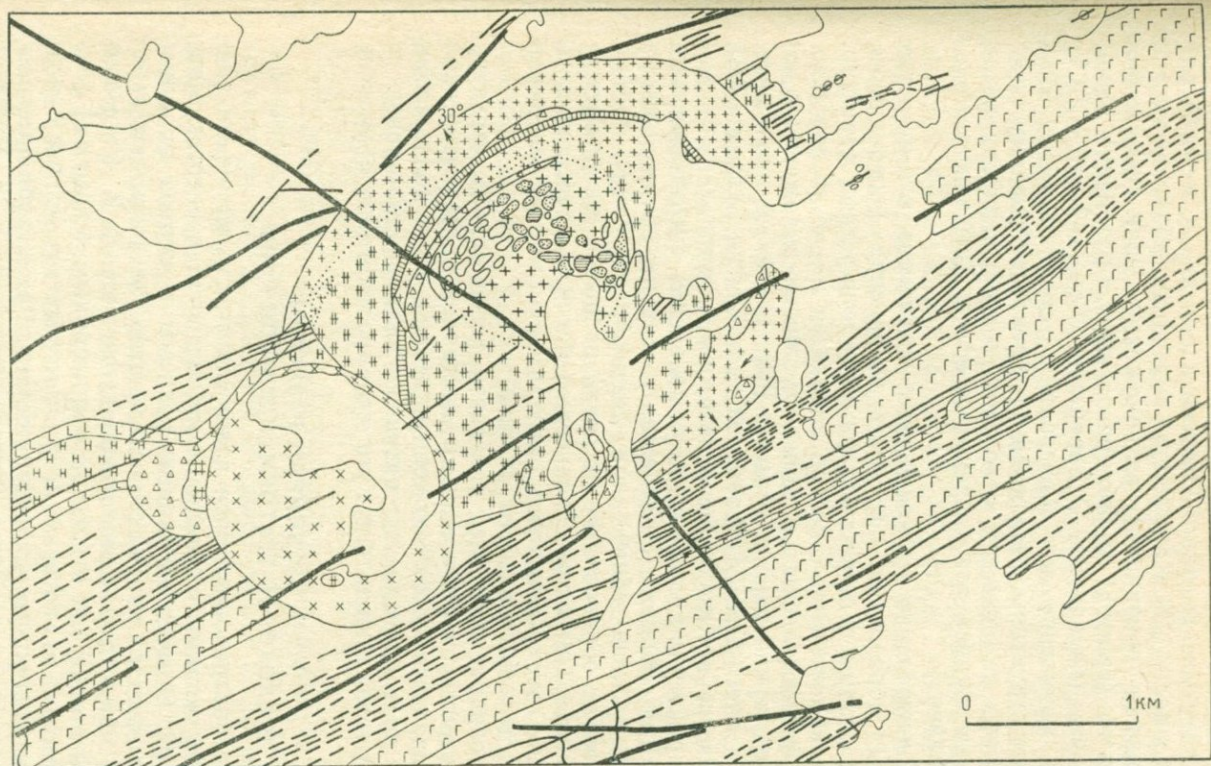


Рис. 24. Схема геологического строения центрального комплекса Таггьюток, Южная Гренландия [393].

1 — разломы; 2 — дайки; 3 — пертозиты (щелочные сиениты); 4 — кварцевые микросиениты; 5 — кварцевые сиениты; 6 — порфиroidные кварцевые сиениты; 7 — кварцевые сиениты крупнозернистые; 8 — сиениты; 9 — брекчия микросиенитов; 10 — оливковое габбро; 11 — нефелиновые сиениты; 12 — габбро-сиениты; 13 — ксенолиты базальтов; 14 — ксенолиты кварцитов; 15 — догардарский гранодиоритовый комплекс

Положение центральных магматических комплексов на стыке двух структурных зон — также довольно характерное явление. Так, кольцевой комплекс хр. Сарычева (Северо-Восток СССР) расположен на стыке жесткого Охотского массива и мезозойской интрагеосинклинали [142]. Крупнейший щелочной Хибинский массив (Карело-Кольская провинция) расположен в зоне сопряжения архейских толщ (саамид) и протерозойских образований свиты имандра-варзуга (карелиды). В провинции Навахо-Хопи (США) плиоценовые магматические образования, среди которых есть и центральные структуры, приурочены к флексуобразному перегибу карбоновых и пермских отложений, перекрывающих уступ докембрийского фундамента (переход от плато Дифайенс к моноклинали Дифайенс).

Развитие центральных магматических комплексов, как и других магматогенных образований, в узлах сочленения региональных и глубинных разломов отмечалось на ряде конкретных структур. Так, Сынный щелочной массив находится на месте пересечения Северо-Прибайкальского разлома глубинного заложения и поперечного ему регионального разлома [64]. Такое же положение, по-видимому, занимают Инаглинский плутон на Алдане [91], Ишимский массив в Казахстане и некоторые другие.

Весьма характерно положение двух кольцевых сиенитовых массивов Тагтютук (Южная Гренландия), секущих полосу весьма протяженных силлоподобных или дайкообразных тел габбро (рис. 24), которые образовались по серии разрывов северо-восточного простирания. Сиенитовые кольцевые массивы расположились на пересечении этих залеченных базальтовой магмой разрывов и поперечных дизъюнктивных нарушений.

В целом следует отметить, что связь региональных структур верхних горизонтов земной коры и центральных магматических комплексов является не только соподчиненной, но и более сложной. Главная роль принадлежит активным силам поднимающегося расплава, который определяет пути его продвижения и уровень становления.

РОЛЬ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ И БЛОКОВОЙ ТЕКТониКИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Глубинные разломы являются важнейшими структурными элементами, передающими «... земной коре вещество и энергию мантии Земли» [5]. Обычно глубинные разломы в период их существования не выходят на поверхность и даже не достигают верхних коровых горизонтов. Согласно предложенной Е. К. Устиевым [161] классификации, они относятся к эпитропным (скрытым) глубинным разрывам, по которым могут подниматься магмы с разных глубин и различного исходного состава. Реже глубинные разломы имеют сквозной характер (диаторические, по Е. К. Устиеву) и достигают поверхности Земли. Характер строения глубинных разломов в пределах земной коры и особенно в мантии еще не ясен

и представляет пока предмет предположений [112], основанных на некоторых геофизических данных.

Глубинные разломы обычно трассируются поясом интенсивного развития магматизма, цепочками вулканов центрального типа, группами интрузивных тел, включая центральные магматические комплексы. Примерами могут служить пояса гранитоидных кольцевых интрузий Алжира (Ахаггар), Камеруна, Дамараленда в Намибии, а также щелочные интрузии Восточной Бразилии, протянувшиеся вдоль линеамента Сан-Франсиску [85]. Глубинные разломы также устанавливаются при геофизическом глубинном профилировании. Их существование в течение продолжительного времени во многих случаях определяет черты строения верхней части земной коры (ее структуру, наличие фациальных переходов в осадочных отложениях пограничных областей, широкое развитие разновременного магматизма и т. д.).

Среди глубинных разломов выделяются планетарные — крупнейшие разломы, и глубинные разломы второго порядка. В. А. Апродов [5] планетарные глубинные разломы континентов подразделяет на срединно-платформенные разломы, периферические разломы платформ, приплатформенные геосинклинальные глубинные разломы, разломы молодых подвижных платформ, а также трансконтинентальные разломы (континент-пограничные и полиплатформенные). Центральные магматические комплексы в своем распространении связаны если не со всеми, то со многими типами глубинных разломов, по которым поднимались глубинные порции исходной магмы. Напомним, что с периферическими разломами платформ связаны такие провинции центральных магматических комплексов, как Алданская, Карело-Кольская, Маймечка-Котуйская, Уджинские интрузии и др.; с приплатформенными геосинклинальными разломами — Восточно-Саянская провинция; с разломами молодых платформ — Центрально-Казахстанская, Шотландская и другие провинции; с трансконтинентальными разломами, к которым относят также и рифтовые системы Восточной Африки.

Глубинные разломы, как правило, функционируют весьма продолжительно. Примером длительности существования их может служить разлом в Северной Нигерии вблизи кольцевых массивов Сара-Фиер (рис. 25), который, судя по породам, трассирующим его, существовал с позднекембрийского времени до начала четвертичного времени, а может быть существует и сейчас.

Приуроченность центральных магматических комплексов к глубинным разломам привлекает внимание исследователей, изучающих те или иные конкретные провинции. А. А. Кухаренко с соавторами [105] предполагают, что массивы так называемого каледонского комплекса щелочных и ультраосновных пород Карело-Кольской провинции размещены в зонах глубинных разломов, к которым тяготеют также протерозойские и верхнепалеозойские интрузии (см. рис. 5). Л. С. Егоров [54] и другие исследователи

Маймеча-Котуйской провинции [28, 179] специально изучали вопрос о связи щелочного и ультраосновного магматизма с глубинными разломами. На схеме глубинной дизъюнктивной тектоники этой провинции Л. С. Егоров выделяет радиальные и субширотные глубинные разломы (рис. 26), которые контролируют положение сложных комплексов. Время заложения периферического продольного разлома (Б) — вероятно архей, его влияние на струк-

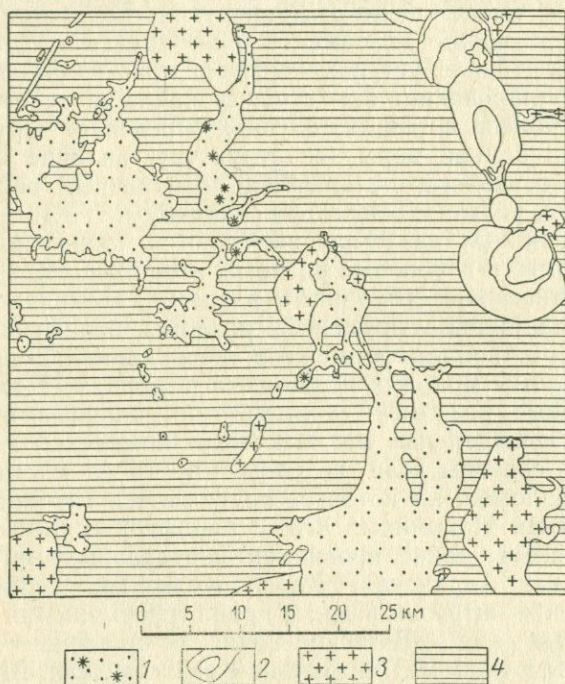


Рис. 25. Трассирование эритропного (скрытого) глубинного разлома ССЗ простираения в Северной Нигерии базальтами (1), кольцевыми массивами группы Сара-Фиер (2) и позднедокембрийскими гранитами (3); штриховкой показаны кристаллические породы докембрия (по карте 1963 г., под редакцией Р. Джекобсона)

туры коры установлено в нижнем карбоне, в перми и мезо-кайнозое. Определена также длительность существования субширотных разломов (с палеозоя до наших дней).

Длительно живущие глубинные разломы, зарождающиеся в мантии и поддерживающие связь мантии с верхними горизонтами земной коры, обуславливают ее блоковое строение. Вопросами блоковой тектоники земной коры, в общем аспекте или касаясь конкретных регионов, в последние годы интересуются многие геологи. М. А. Фаворской с соавторами [162] дается сораз-

мерность тектонических блоков земной коры, начиная с крупнейших (океаны и континенты) и кончая элементарными и локальными блоками. Элементарные блоки, по их мнению, имеют в поперечнике 20—40 км и представляют собой так называемые

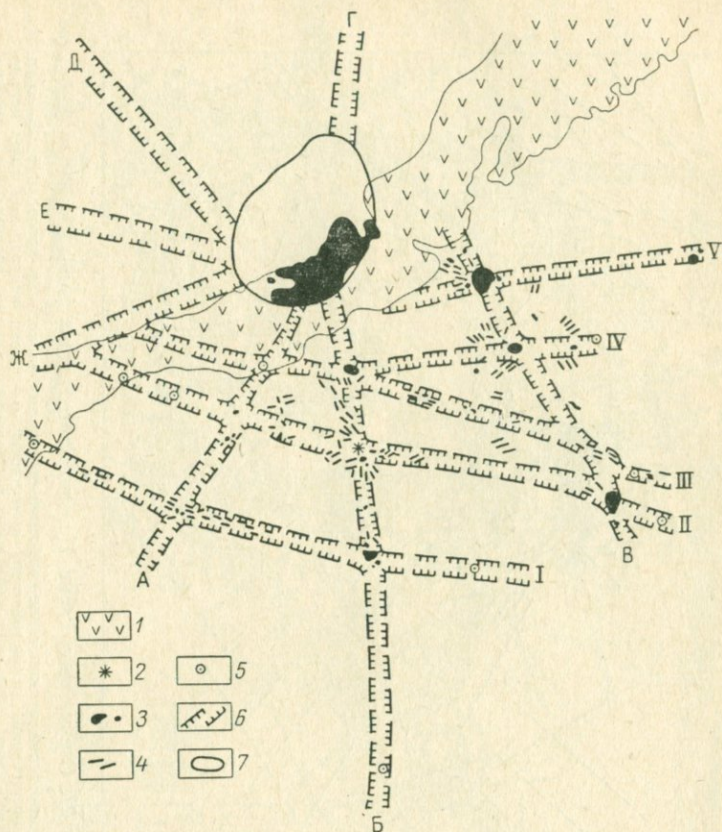


Рис. 26. Схема глубинной дизъюнктивной тектоники Маймеча-Котуйской провинции щелочных ультраосновных пород [54].

1 — щелочные базальтоиды и другие эффузивные породы (триас); 2 — кимберлитовая трубка (мезозой); 3 — сложные интрузии щелочных ультраосновных пород (триас); 4 — дайки щелочных ультраосновных пород; 5 — локальные магнитные аномалии; 6 — глубинные разломы: А—Ж — радиальные (А — Маймечинский, Б — Маймеча-Котуйский, В — Котуйский, Г, Д, Е, Ж — разломы в фундаменте Хатангской впадины); I—V — субширотные (I — Амбардахский, II — Далыхо-Маймечинский, III — Кресняхский, IV — Кугдинский, V — Немакитский); 7 — контур Гулинского массива по геофизическим данным

очаговые структуры, в пределах которых магматизм представлен очаговым ареалом. Локальные блоки с поперечниками в 5—6 км вмещают конкретные интрузивные тела и вулканические аппараты. Придерживаясь представлений М. А. Фаворской, И. Н. Томсона и их соавторов [162], можно было бы сказать, что такие

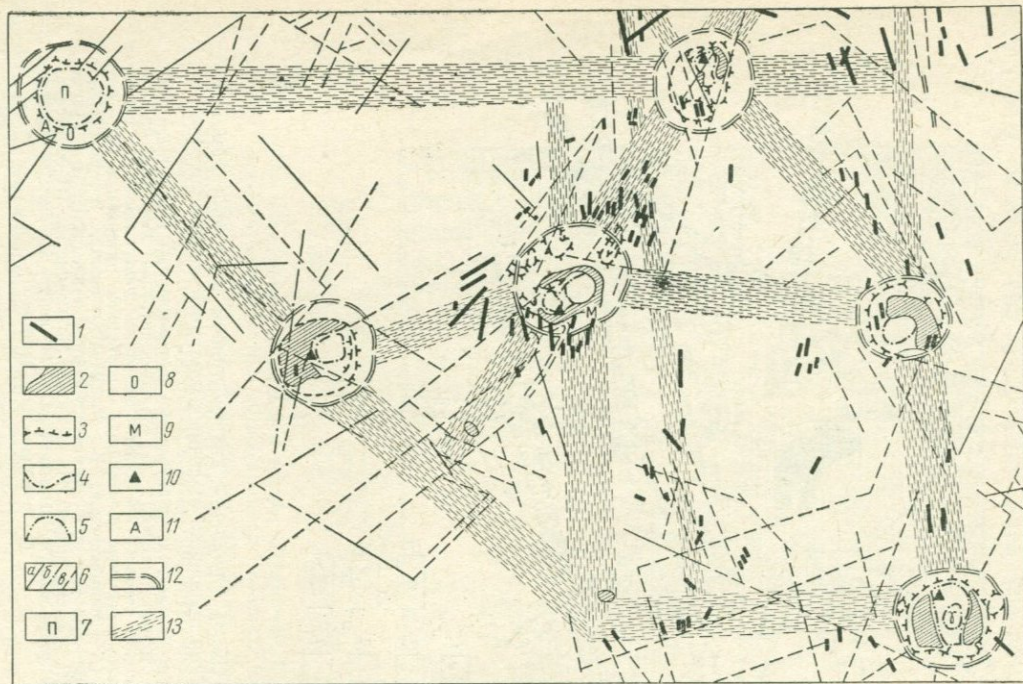


Рис. 27. Структурная схема Центрального Алдана [100].

1 — дайки; 2 — блоки верхнеюрской вулканогенно-осадочной толщи внутри кальдер проседания; 3 — крупные дайки и штоки периферической кольцевой зоны комплексов; 4 — штоки центральной зоны кольцевых комплексов; 5 — штокообразные тела довулканических радиальных зон; 6 — разломы: а — протерозойского (?) и синийского (?) заложения, б — архейского (?) заложения, в — мезозойского заложения; 7 — щелочные пегматиты; 8 — ортоклазиты; 9 — эгирин-микроклиновые контактово-метасоматические зоны; 10 — эгирин-альбитовые метасоматиты; 11 — альбититы; 12 — контуры узловых участков; 13 — до-вулканические тектонические зоны

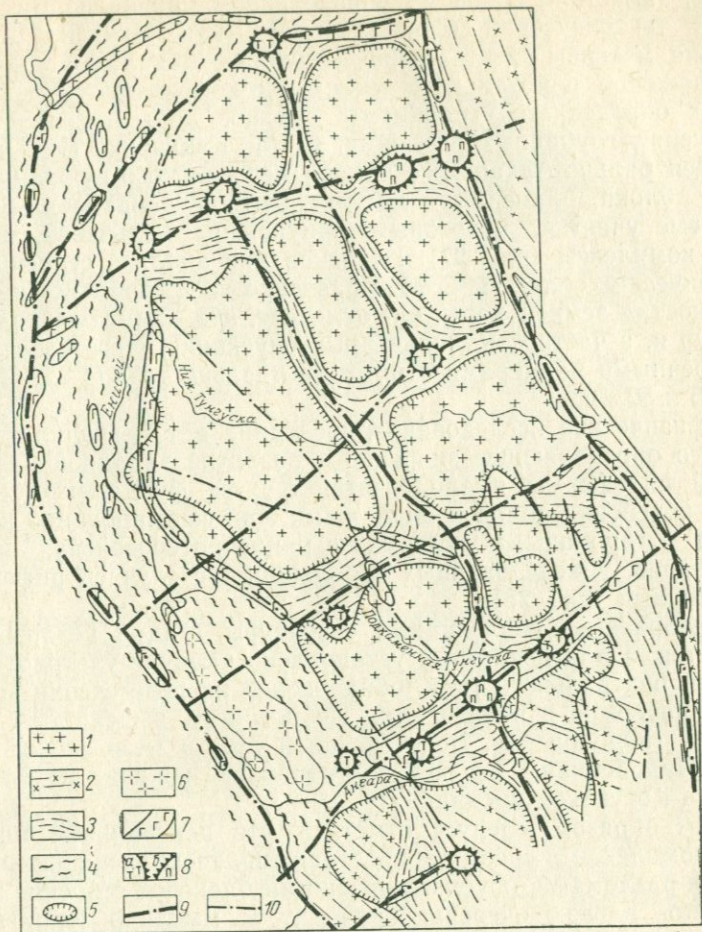


Рис. 28. Схема глубинного строения западной части Сибирской платформы [49].

1 — блоки архейского фундамента под платформенным чехлом (эпиархейские плиты и щиты); 2 — архейско-нижнепротерозойский фундамент под платформенным чехлом; 3 — рифейские авлакогены, претерпевшие инверсию в предвендовое время; унаследовали нижнепротерозойские геосинклинальные троговые зоны; 4 — геосинклинальная зона «байкальской» складчатости; 5 — изоглубины довендского фундамента (контуры эпирифейских параплатформенных впадин); 6 — площади максимального развития кислых интрузий в рифейской геосинклинали; 7 — разновозрастные основные и ультраосновные интрузии в зонах глубинных разломов; 8 — ультраосновные интрузии центральной типа и связанные с ними куполовидные структуры (а — выраженные в позднекембрийских отложениях с синхронным магматизмом, б — выраженные в палеозойско-мезозойском платформенном чехле с завершающим мезозойским магматизмом); 9 — зоны глубинных разломов; 10 — главнейшие региональные разломы

центральные магматические комплексы, как Хибинь или Посус-ди-Калдас, заместили собой на определенном уровне целый элементарный тектонический блок, а такие, как Инагли, Ыллымах и другие массивы Центрального Алдана,— локальные блоки.

Положение центрального магматического комплекса в одних случаях определяется границами блоков, а в других— узлами пересечений глубинных разломов. С. М. Кравченко [100] на примере Центрально-Алданского района мезозойского вулканизма выделяет блоки, линейные довулканические ослабленные зоны и узловые участки, к которым приурочены кольцевые магматические комплексы (рис. 27). На основании анализа строения ряда вулканических областей С. М. Кравченко ввел свое понятие «мегаотдельности» земной коры. Он отмечает, что диаметры кольцевых структур и, в частности, кальдерных опусканий часто сопоставимы с поперечными размерами этих «мегаотдельностей» (4—8—12,6 км, реже 25 и 50 км).

Геофизические исследования последних лет позволили установить, что определяющее значение в развитии западной части Сибирской платформы имело сочетание в ее фундаменте жестких блоков архейских пород и подвижных зон, формирование которых связано с глубинными разломами раннепротерозойских парагеосинклиналей, унаследованных в большинстве случаев рифейскими авлакогенами (рис. 28).

Своеобразные куполовидные структуры, в ядре которых предполагается, а для некоторых установлено наличие ультраосновных интрузий центрального типа, обнаружены на пересечении зон глубинных разломов и вблизи них. По возрасту выделяются докембрийские (Юдоконская, Богучанская и др.) и мезозойские структуры (Чадобецкая, Ессейская— наиболее южная из структур Маймечя-Котуйской провинции).

Таким образом, следует отметить, что центральные магматические комплексы в своем распространении тесно сопряжены с глубинными разломами, обуславливающими блоковое строение земной коры. Это, в свою очередь, приводит к мысли о вероятной их связи с режимом развития глубоких частей коры и верхней мантии.

ГЛУБИННЫЕ ИСТОЧНИКИ И ПЕРИФЕРИЧЕСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОЧАГИ

В настоящее время существуют представления об образовании внутри коры и мантии трех типов магматических очагов: глубинных, промежуточных и периферических (близкоповерхностных).

Глубинные очаги залегают в пределах верхней мантии и являются источниками исходных магм. Об этом можно судить по составу продуктов их кристаллизации, по геолого-геофизическим данным о глубинном строении верхней оболочки Земли и условиях появления отдельных порций магмы вблизи поверхности. Глубинными магмами принято считать базальтовые, среди которых раз-

личают толеитовые и оливин-базальтовые типы, и ультраосновные, в которых также выделяются два типа — щелочно-ультраосновной и перидотитовый [182]. Все остальные типы магм обычно относят к производным.

В вопросе о происхождении глубинных магм в настоящее время опираются на следующие два предположения:

1) состав мантии аналогичен составу каменных метеоритов — хондритов, приближающихся к перидотитам Земли (Н. Вашингтон, Н. Боуэн, П. Баддингтон, А. Н. Заварицкий, А. П. Виноградов и др.);

2) исходные магмы образуются в результате процесса частичного плавления вещества мантии [30]. Помимо этого имеет место непрерывный процесс дегазации мантии, происходящий на глубинах 100—150 км и более из так называемого слоя Гутенберга. В результате более верхняя часть мантии характеризуется повышенной плотностью и составом «сухого» перидотита [181, 182].

Геолого-геофизические наблюдения в областях современного вулканизма выявили связь между глубиной фокусов землетрясений и составом магм, изливающихся на поверхность. Так, Куно [310] установил, что с глубинами фокусов землетрясений порядка 50—200 км связан подъем к поверхности толеитовой базальтовой магмы, а с фокусами землетрясений глубже 200 км — подъем щелочно-базальтовой магмы. Ю. М. Шейнманн [181] предлагает следующую гипотетическую схему зарождения исходных магм: базальт выплавляется из слоя Гутенберга на глубинах 100—150 км, ультраосновные щелочные магмы — с глубины свыше 150 км, «сухой» перидотит — с глубины 60—100 км. В одной из последующих статей Ю. М. Шейнманн [182] указывает, что состав базальтовой магмы определяется температурой в очаге: при более высокой температуре выплавляется магма состава толеита, а при более низкой — выплавляется оливиновый базальт, обогащенный щелочами. Магмы состава нефелинитов могут появиться в большом диапазоне давлений (т. е. на разных глубинах мантии) в случае значительного понижения температурного градиента.

Наличие глубинных разломов обуславливает связь между глубинными источниками магмы и верхними горизонтами земной коры. В зависимости от тектонического режима этих горизонтов, скорости подъема магмы, особенностей ее состава и других причин, вблизи поверхности появляются различные продукты исходных магм, такие, как трапповая, щелочно-базальтоидная, щелочно-ультраосновная, кимберлитовая формация [126].

Промежуточные и периферические очаги, залегающие в пределах земной коры, по-видимому, разнообразны по условиям зарождения, геологическому положению, длительности существования и характеру связи с глубинными и коровыми разломами. Промежуточные очаги располагаются на разных уровнях в пределах земной коры и являются в одних случаях промежуточным звеном при движении глубинных магм к поверхности Земли, а в других —

очагами местного плавления материала коры (зоны плавления) и зарождения новой порции магмы (палингенной). Такие явления в пределах коры возможны на глубинах 20—30 км и даже, по мнению В. В. Белоусова [15], на глубине 15—20 км или меньше. По-видимому, формирование областей или зон плавления земной коры, с образованием гранитоидных или габбро-диоритовых магм, возможно и без подъема мантийной магмы под действием других различных факторов (увеличение общей мощности земной коры и ее осадочного чехла, влияние подкоровых тепловых потоков, проникновение в кору продуктов дегазации мантии).

Для данной работы наибольший интерес представляют периферические очаги, которые находятся в верхних горизонтах земной коры, но своим зарождением и режимом развития связаны с глубинными источниками и магомподводящими глубинными разломами. Периферические — верхние, по В. Н. Котляру [95], очаги располагаются обычно на различных глубинах в пределах верхних 10 км. Вулканы центрального типа как современные, так и древние питаются нередко из периферических очагов. Глубина их залегания известна по нескольким примерам: под вулканом Везувия 5 км, под Килауэа 5 км, под вулканами Шотландии 4—7 км [95], под вулканами Японии 0,5—10 км, под вулканами Азорских островов 5 км [114]. По данным Г. С. Штейнберга, С. Т. Балесты, М. И. Зубина и А. А. Таракановского [185] под Авачинским вулканом в настоящее время существует периферический очаг, кровля которого находится на глубине 1,5—2 км ниже уровня моря, на верхней границе фундамента.

Периферические очаги под вулканами после прекращения вулканической деятельности превращаются в гипабиссальные тела. Присутствие таких закристаллизовавшихся магматических очагов под вулканами установлено геологическими наблюдениями [76, 95, 127]. Ю. А. Кузнецов [102] приводит также данные по древним вулканам США, в частности вулкан Электрик-Пик сложен андезитами и дацитами, а глубоко размытое основание его — тело диоритов. Такого же происхождения интрузивное «ядро» габбро, обнаруженное под вулканом Крендал (хр. Абсарока).

Лавы возобновившего свою деятельность вулкана часто выносят на поверхность обломки приповерхностных интрузивов. Так, например, обломки ийолитов, а также других щелочных и ультраосновных пород часто обнаруживаются в нефелинитовых и фonoлитовых лавах вулканов Кении, Уганды, Танзании [243, 345]. В более глубоких эрозийных срезах таких вулканов обнажены интрузивные комплексы центрального типа (Рангва — Кения и др.).

В последние годы проблема связи молодых вулканов центрального типа и кальдер с неглубоко залегающими магматическими телами разрабатывается в Институте вулканологии Академии наук СССР [69, 84]. Интересны исследования Ю. П. Масуренкова, Г. Е. Богоявленской и др. [117], посвященные условиям формиро-

вания современных интрузивов под некоторыми вулканами Курильской дуги и Камчатки (вулканы Карымский, Академии наук, Авачинский, кальдера Заварицкого и др.).

Возникают вопросы: какая глубина (уровень верхних горизонтов земной коры) достаточна для того, чтобы магма остановилась в своем стремлении подняться на поверхность Земли и образовался периферический магматический очаг? Какого объема порция магмы может удержаться на этой глубине?

Геофизические исследования по определению размеров и глубины залегания периферических очагов под вулканами Камчатки показали, что под вулканом Авача периферический очаг имеет форму линзы диаметром 7 км и залегает на глубине 1,5—2 км [184, 185], а под вулканом Безымянный такой же линзовидный очаг диаметром 5—8 км находится на глубине 3—5 км [114].

И. Бейкер [209] на основании исследования центрального вулкана Св. Елены предполагает наличие периферического очага диаметром 14—18 км на глубине 2—3 км; вертикальный размер очага всего около 2 км.

В зависимости от глубины залегания периферического очага его форма будет меняться от уплощенной (субпараллельно поверхности Земли) до вертикальной столбообразной. Та и другая формы очагов могут существовать совместно и отдельно. Х. Виллиамс в одной из сводных работ по проблемам вулканологии [405] указывает на два типа периферических магматических очагов. Первый из них расширяет свой объем в результате давления магмы на кровлю и последующего обрушения ее по кольцевым разломам. Другой тип магматических очагов питает длительно живущие вулканы и по форме приближается к округлым цилиндрическим телам, которые на некоторой глубине имеют периодическую связь с глубинными разломами. Так, кроме периферического очага под Авачинской группой вулканов предполагается наличие вертикальной столбообразной зоны диаметром около 25 км, обогащенной магмой и располагающейся в интервале глубин 20—100 км. Такого же типа магматический столб на глубинах 40—100 км намечается и под Ключевской группой вулканов [47]. Наличие магматического столба на глубинах 60—110 км допускается и в районе Южно-Курильских вулканов [111].

Геологические данные по изучению центральных магматических комплексов позволяют предполагать наличие и под ними периферических очагов. Их неглубокое залегание подтверждается развитием локальных купольных структур, криптовулканических структур и провальных кальдерных проседаний. Несмотря на отсутствие геофизических данных относительно формы и размеров периферических очагов центральных магматических комплексов, глубина залегания их апикальной части в ряде случаев определена по прямым и косвенным геологическим признакам. Так, для кольцевых плутонов Центрального Казахстана глубина залегания апикальной части периферических очагов колеблется в пределах от 2

до 9 км, причем крупные плоские массивы, закристаллизовавшиеся раньше или почти одновременно с кольцевыми структурами, были теми очагами, которые их питали [132]. С. М. Кравченко [100] предполагает, что периферические очаги структур Джеконда, Ыллымах и др. (Алдан) располагались на глубине 5—8 км.

В провинции Навахо-Хопи (США) мелкие периферические (приповерхностные) очаги находятся под центральными структурами на глубине всего около 1,5 км [403]. В Африке детальные исследования ряда интересующих нас объектов также дали некоторые результаты: в провинции Чилва (Малави) под структурами Тундулу и Чилва апикальная часть периферических очагов располагалась на глубине 2—3 км [274, 368], в провинции Северной Нигерии — порядка 3—5 км [388].

Приблизительный расчет позволил Ю. С. Глебовскому назвать глубину продолжения канала Гулинского плутона от 25 до 125 км [63].

К сожалению, для центральных магматических комплексов исследования, касающиеся размеров и формы периферического очага, еще не проводились. При интерпретации строения комплексов на глубину периферический очаг часто представляют в виде плоской линзы [224] или параболоида вращения [199]. М. Гарсон [277] для гипотетического разреза структур провинции Чилва рисует столбообразный вертикальный периферический очаг и столбообразную форму самой структуры от глубины 2 км (рис. 29). Эту же форму предполагают А. И. Гинзбург и Э. М. Эпштейн [44] для карбонатитоносных щелочных — ультраосновных массивов.

Закономерен вопрос о возможных соотношениях между размером магматических комплексов и размером периферического очага. Д. Тернер на основании изучения группы гранитоидных кольцевых массивов Сара-Фиер (Нигерия) и сопоставления их с другими нигерийскими массивами пришел к выводу о соразмерности массивов и периферических очагов, каждый из которых был, по-видимому, индивидуализирован и питался за счет более глубокой крупной зоны плавления. Для мелких кольцевых структур, единичных кольцевых и конических даек, развивающихся над выступами более крупных периферических магматических камер, говорить о такой соразмерности не приходится. То же самое можно сказать о соотношении кольцевых интрузий и общего магматического очага грабена Осло. Следует отметить, что на ранних этапах изучения структур Шотландской третичной провинции также предполагался общий для них базальтовый пластообразный магматический бассейн. В дальнейшем исследователи этой провинции [206] пришли к представлению об обособленных для каждой структуры периферических магматических очагах.

Определение зависимости между глубиной залегания периферического очага и размером центрального магматического комплекса — привлекательное на первый взгляд сопоставление. Действительно, по собранным для многих структур сведениям глубина

залегания периферического очага в какой-то мере зависит от размера структуры: для магматических комплексов с диаметром порядка 50—20 км обычно предполагается очаг на глубине 8—10 км и может быть более, в то время как для структур, имеющих от 1 до 10 км в поперечнике, часто указывают на очаг глубины всего 1—3 км. Ш. Арамаки [202] предполагает, что под кальдерой диаметром 10 км магматический очаг находится на глубине 10 км и имеет диаметр 3 км. У гигантских кольцевых структур (90—250 км)

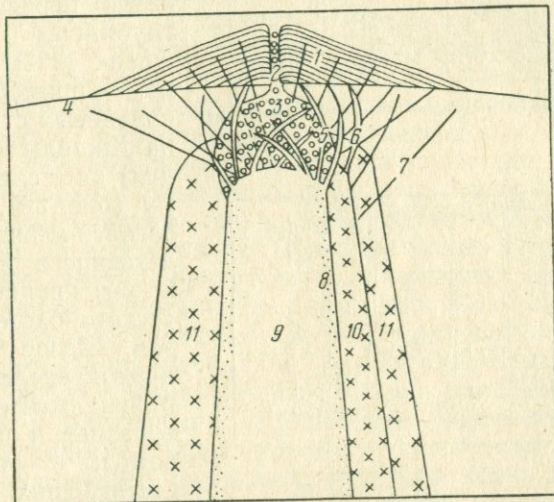


Рис. 29. Гипотетический разрез столбообразного очага в центральной структуре карбонатноносного комплекса Чилва [277].

1 — туфы, агломераты, карбонаты, фолониты, нефелиниты, трахиты и др.; 2 — агломераты, карбонатитовая лава; 3 — зона брекчирования и перекристаллизации; 4 — сателлиты и дайки конические; 5 — кольцевые дайки совитов; 6 — кольцевые дайки нефелиновых сиенитов; 7 — конические дайки раннего этапа; 8 — совит-силикатные породы; 9 — карбонатит; 10 — нефелиновый сиенит; 11 — зона фенитизации

по представлениям А. В. Глазуновой [46] кольцевые разломы продолжаются на глубину свыше 40 км — вплоть до нижних горизонтов земной коры (а может быть и глубже?). А. В. Авдеев [2] утверждает, что для центральных комплексов отдельных провинций средний диаметр кольцевых разломов почти точно совпадает с цифрой средней мощности сиалической части земной коры (в Центральном Казахстане 17 км, на Камчатке 9—10 км). Эти данные, по мнению А. В. Авдеева, свидетельствуют о внутрикоревой природе магматических источников центральных магматических комплексов. Сведения о глубинном строении центральных комплексов большей частью малодостоверны и говорить о закономерной связи между размером структуры и глубиной залегания

очага еще мало оснований, хотя В. И. Драгунов [51], исходя из общих представлений астрогеологии, считает, что именно глубина

расположения очагов определяет размеры кольцевых структур.

Необходимо остановиться также на вопросе о возможном характере связи периферических и глубинных очагов. К. Бранч [224] на конкретном примере изучения кольцевых структур района Джорджтаун (Австралия) дает следующую схему (рис. 30). Он предполагает наличие глубокозалегающего в коре (20—25 км) крупного магматического бассейна диаметром свыше 50 км, что предопределило развитие в фундаменте серий дугообразных и округлых разломов, в ряде случаев достигавших поверхности.

По ним изливались риодацитовые лавы (стадия 1). Последние после кристаллизации закрыли доступ новым порциям магмы, которая стала активно внедряться в другие ослабленные зоны фундамента, в частности субгоризонтальные с отделением блоков и частичным погружением их в магматический бассейн, что вызвало образование крупных кальдерных провалов (стадия 2). Обособившиеся в верхней части земной коры периферические очаги дали начало развитию гранитных

кольцевых магматических комплексов (стадия 3). Отметим, что в схеме Бранча основную роль играет магматический бассейн,

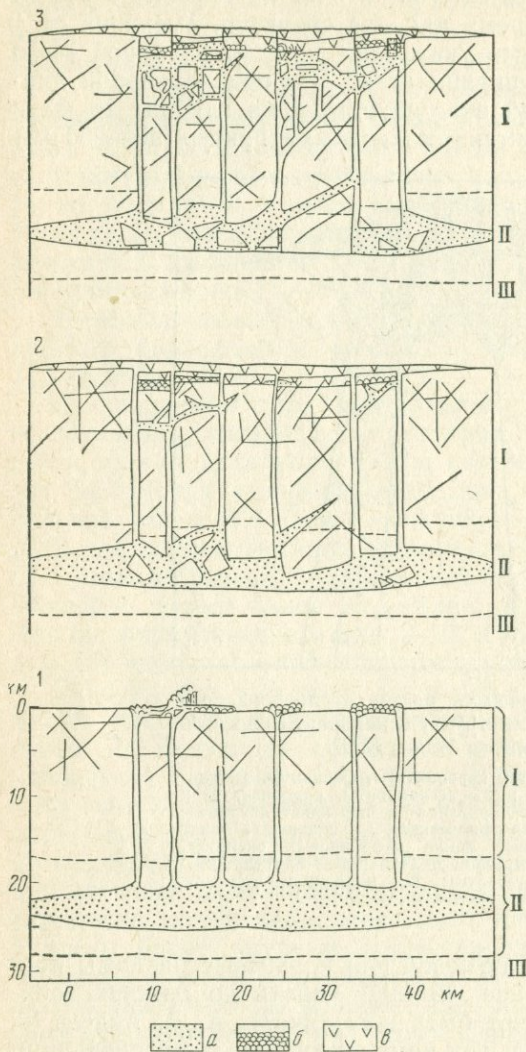


Рис. 30. Развитие структур кальдерных опусканий и кольцевых массивов провинции Джорджтаун [224].

1, 2, 3 — стадии развития. I — сналь; II — сима, III — верхняя мантия; а — расплав; б — риодацитовая лава; в — кислые лавы и туфы

залегающий в нижней части земной коры и своими размерами охватывающий территорию всего района Джорджтаун. Важно подчеркнуть также, что крупные кальдерные проседания развивались раньше, чем более мелкие по масштабам кольцевые гранитоидные плутоны.

Иную схему связи очагов предлагает Р. Чапмен [237]. По его предположениям периферические очаги не играли особой роли в образовании кольцевых структур массива Плини и других гранитоидных массивов провинции Новой Англии (США). Главное значение имел режим глубинного резервуара (магматического столба) базальтовой магмы, которая при подъеме вверх частично ассимилировала сиалический материал.

В. Н. Котляр [94], разбирая возможные варианты формирования вулканических и плутонических комплексов в основных структурах Земли, отмечает различные случаи появления периферических очагов в верхних горизонтах коры и их связи как с глубинными исходными очагами, так и с сиалическими очагами, развивающимися на разных уровнях. Периферические (верхние) очаги, по его мнению, могут образоваться в пределах всех основных структур, начиная с геосинклинальных прогибов, где периферические очаги должны питаться за счет мантийных источников. В пределах геоантиклинальных поднятий складчатых зон с мощной земной корой возможно зарождение сиалических очагов, не связанных с мантийными источниками, которые многократно питали периферические (верхние) очаги. В пределах активизированных зон, наложенных на разные структуры коры, одновременно развиваются и воздействуют друг на друга подкоровые источники, сиалические и периферические очаги. В пределах платформ, по мнению В. Н. Котляра [94], периферические очаги должны быть непосредственно связаны магмопроводящими разломами с глубинными источниками; им признается, что могут существовать отдельные очаги, обособившиеся в период потери связей с глубинным источником.

Возникновение периферического очага и режим его развития сложны и многообразны. По-видимому, может иметь место как одноактное, так и многократное заполнение очага порциями глубинной магмы или магмы сиалических очагов нижней части земной коры. В этих условиях развивающиеся центральные магматические комплексы приобретают тот характерный пестрый состав, который невозможно объяснить дифференциацией одной порции исходной магмы (ассоциации ультраосновных пород и гранитоидов; габбро и гранитов и т. д.). В некоторых случаях, судя по особенностям развития магматизма в центральной структуре, можно говорить об обособлении от питающего канала латерального периферического очага, на что указывал В. К. Монич [120]. Следует также иметь в виду возможность многоярусного в вертикальном разрезе коры расположения периферических очагов, которые действовали и отмирали не одновременно [90, 119].

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Проблема, касающаяся условий формирования центральных магматических комплексов, изучена в настоящее время еще очень слабо. Характеристика геологических условий образования конкретных магматических комплексов обычно дается фрагментарно, отдельными штрихами и фактами, не позволяющими в полной мере воссоздать те, по-видимому, необычные условия, которые вызывают формирование центральных структур. Вместе с тем то, что известно в настоящее время об этих магматических комплексах, позволяет прийти к некоторым обобщающим положениям.

Магматические комплексы центрального типа занимают определенное место в разрезе земной коры, залегая в ее верхних горизонтах в основном на глубинах до 10 км. Для них характерны сравнительно небольшие размеры, хотя известны единичные комплексы диаметром свыше 100 км.

В отличие от других малоглубинных образований, центральные магматические комплексы производят интенсивное механическое воздействие на вмещающие и перекрывающие толщи пород, которое выражается в развитии локальных куполов или провалов, иногда местных складок, в появлении ореолов трещиноватости, а также концентрических и радиальных разломов. Контактво-метаморфическое воздействие магмы, формирующей комплекс, на вмещающие толщи сравнительно невелико. Но в случае участия в ее составе большого количества растворов и летучих компонентов интенсивно проявляются процессы метасоматической переработки вмещающих толщ (фенитизация и др.).

Центральные магматические комплексы в своем распределении тяготеют к определенным региональным структурам верхней части земной коры, таким, как региональные купола и своды, стыки разнородных структур, выступы стабильных блоков, узлы сочленения региональных разломов и др.

Глубинные разломы или глубинные зоны проницаемости магмы играют важную роль в формировании центральных магматических комплексов, так как по ним транспортируются вверх порции глубинных магм. Такая связь устанавливается почти для всех известных комплексов этого типа.

По представлению автора, центральные магматические комплексы своим зарождением и развитием обязаны прежде всего периферическим (приповерхностным) очагам, развивавшимся в верхних горизонтах земной коры. В этом отношении автор полностью присоединяется к представлениям о периферических очагах, высказанных Х. Вильямсом, Д. Тернером и др. Глубинные магмы, вследствие высокой скорости подъема по глубинным разломам, обладают большой активностью и вызывают напряженный режим в периферическом очаге, который разряжается появлением

кольцевых и конических разломов в кровле над очагом. Нередко периферический очаг полностью отвечает по размерам формирующемуся из него магматическому комплексу. Образование периферических магматических очагов возможно лишь в период уменьшения проницаемости верхних горизонтов земной коры. Такие благоприятные условия часто возникают вслед за вулканическими проявлениями или после формирования трещинных магматических тел.

Центральные магматические комплексы часто образуют обособленные самостоятельные провинции, где почти не развит магматизм другого типа. В других провинциях, где широко развиты гипабиссальные трещинные и штокообразные интрузивы одного магматического этапа, центральные магматические комплексы встречаются как единичные образования и являются обычно самыми поздними и наиболее сложными образованиями данной провинции.

Вулканические проявления трещинного или центрального типа часто тесно связаны с формированием центральных магматических комплексов [143]. Они в большинстве случаев предшествуют последним, реже и в меньшем объеме появляются несколько позже их. Своеобразные геологические тела — трубки взрыва разного состава в своем распространении тяготеют к центральным магматическим комплексам и иногда даже входят в состав их структур. Кимберлитовые трубки взрыва, образующиеся в близких геологических условиях, часто несколько обособлены во времени и территориально от центральных магматических комплексов, хотя имеются примеры тесной структурной связи (Буэл-Парк, провинция Навахо-Хопи, США; Ингили, Алдан).

О МЕТОДАХ ИЗУЧЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Изучение центральных магматических комплексов, помимо важного теоретического значения, представляет также в ряде случаев большой практический интерес, так как с этими комплексами в тесной структурной и генетической связи находятся разнообразные месторождения полезных ископаемых. В связи с этим необходимо укрупнение масштабов детального изучения таких структур с привлечением всех существующих методов исследования. В настоящее время имеется еще очень мало данных о деталях строения разнообразных центральных магматических комплексов. Для различных объектов применялись лишь отдельные методы изучения центральных структур. Нет сомнения в том, что только комплексное использование известных методов изучения поможет выявлению особенностей их строения и условий формирования. Среди методов исследования следует выделить следующие: 1) геоморфологические с применением аэрофотосъемки; 2) комплекс методов детальной структурно-геологической съемки; 3) геофизические методы; 4) петро-геохимические методы.

Геоморфологические методы с использованием аэрофотосъемки довольно широко применяются при картировании слабо исследованных районов. При этом обнаруживаются новые кольцевые структуры, не только заметные на открытых площадях благодаря специфическим формам рельефа, но и на залесенных территориях, как, например, кольцевые структуры в пределах Тунгусской синеклызы Сибирской платформы [36]. Среди своеобразных форм рельефа, присущих площадям развития центральных магматических комплексов, наиболее распространены:

1) столовые горы округлых очертаний (в той или иной стадии расчленения), высоко поднятые над окружающей местностью (Хибины — Кольский полуостров, Посус-ди-Калдас — Бразилия; Зомба, Чамбе — провинция Чилва, Малави);

2) высокие кольцевые хребты (например, кольцевой хребет структуры Кондер поднят на 500—600 м над окружающей местностью) с котловиной в центре, причем последняя иногда отличается резко расчлененным рельефом (Инагли). Подобного типа рельеф котловин характерен и для массивов Северной Нигерии [384]. По долинам вдоль радиальных разломов часто осуществляется дренаж, расчленение и разработка центральной котловины;

3) эродированные вулканические конусы, в центральном понижении которых обнажены интрузивные тела; такие формы характерны для вулкано-плутонических комплексов Напак, Морото, Кадам и др. (Уганда);

4) котловины, занимающие почти всю площадь структур без ясно выраженного кольцевого хребта по краям (массив Ковдор, Карело-Кольская провинция);

5) серии невысоких дугообразных гор или холмов, возвышающихся на равнинной местности (Джебель-Куэйли, Судан).

С помощью аэрофотосъемки можно установить не только размеры и форму центральных магматических комплексов, но и местное складкообразование как результат их воздействия на вмещающие толщи, а иногда и характер их связи с другими магматическими образованиями.

В Центрально-Казахстанской провинции в последние годы проведены детальные геоморфологические работы, которые позволили Н. В. Скубловой [145] выделить кольцевые морфоструктуры, образованные в новейшее время (начиная со среднего олигоцена). Они возникли благодаря оживлению кольцевых разломов верхнепалеозойских гранитондных комплексов центрального типа. В зависимости от характера проявления новейших движений кольцевые морфоструктуры Н. В. Скублова разделила на:

1) структуры с кольцеобразной формой участков локальных поднятий (Каргалинская, Майтасская и др.);

2) структуры горстового типа со слабо выраженной куполовидной формой (Тунгатарская, Улькен-Каракуусская);

3) куполовидные структуры с отчетливо выраженным центральным подня-

тием, среди которых наблюдаются «ядра выдавливания» (Кызылгасская, Бектау-атинская);

4) крупные морфоструктуры с кольцевыми грабенообразными компенсационными прогибами (Кызылрайская и др.).

Причиной активизации кольцевых разломов в новейшее время является наличие стабильных локальных гравитационных минимумов, вызванных пониженной плотностью гранитов.

Геологическая съемка сравнительно небольших объектов, какими в большинстве случаев являются центральные структуры, должна вестись обычно в таком масштабе, чтобы с достаточной степенью детальности были отражены взаимоотношения находящихся в ее пределах магматических тел, а также характер контакта с вмещающими толщами. Ценный геологический материал можно получить также при бурении в кольцевых плутонах профилей скважин, подобных пройденным в Хибинах (Кольский полуостров).

При картировании магматических тел успешно применяется метод структурного анализа с учетом первичной полосчатости, флюидалности, трахитоидности, зон брекчирования, первичной и наложенной трещиноватости и т. д. Представляется также необходимым выделение на картах площадей распространения наложенных постмагматических образований, рудных тел, минерализованных зон, которые обычно фиксируют определенные структурные элементы. Структурная съемка успешно проводилась для целого ряда центральных магматических комплексов как у нас в стране (массивы Карело-Кольской провинции, особенно Хибин и Ловозеро, массив Сынный в Северном Прибайкалье, массивы Приазовья и др.), так и в пределах других провинций мира (Альнэ — Швеция, северная часть грабена Осло; массивы провинции Чилва, Малави и др.). Хейнрих [288], обсуждая вопросы картирования тел карбонатитов, обратил внимание как на первичные, так и на наложенные текстуры. Последние возникают вследствие пластических деформаций карбонатитов в твердом состоянии, например в карбонатитах Фён [359], а также вследствие способности карбонатов к неоднократной перекристаллизации и переориентировке после их образования.

Геофизические методы исследования центральных магматических комплексов пока используются недостаточно. Вместе с тем опыт применения гравиметрических, сейсмометрических, магнитометрических и других методов дает полезные результаты. В районах широкого развития мощных осадочных толщ гравиметрическими и магнитометрическими методами четко оконтуриваются скрытые магматические комплексы. Таким образом, Ю. С. Глебовским была определена форма крупного Гулинского массива ультраосновных и щелочных пород (Маймеча-Котуйская провинция), на две трети скрытого под осадочными отложениями Хатангской впадины, а Б. В. Гусевым гравиметрическими методами уточнены внутреннее строение и положение подводящего канала [53]. Гео-

физическими методами выявлены контуры щелочного массива Томтор в Уджинском районе на севере Сибирской платформы [141]. В пределах Карело-Кольской провинции А. Н. Балакай установил, что щелочные массивы Хибины и Ловозеро создают слабые отрицательные аномалии силы тяжести, а комплексы щелочных и ультраосновных пород типа Ковдора и Африканды — интенсивные положительные аномалии. Методом гравиметрии возможно также определение формы гранитных массивов, которым присущи отрицательные аномалии [13, 107]. Гравиметрическим методом изучались восемь кальдер Японии, которые разделились на три типа структур: кальдеры с положительной аномалией, кальдеры с отрицательной аномалией на площади питающего канала и кальдеры стратовулканов, не имеющие гравитационных аномалий [282]. В нашей стране также применяется целая серия аэрогеофизических методов. Так, в Восточном Саяне оконтурены массивы щелочных и ультраосновных пород, а также трубки взрыва. Выявлены также общие черты строения сложных интрузивных комплексов [97]. Комплексные аэрогеофизические методы успешно применяются и для поисков редкометальных месторождений в пределах описываемых комплексов [92].

Весьма эффективно изучение геофизическими методами строения самих магматических комплексов. Примером могут быть гравиметрические и сейсмометрические исследования Хибинского и Ловозерского массивов (Кольский полуостров), которые позволили [175] осветить строение этих сложных плутонов на глубину свыше 7 км методами глубинного зондирования. В районе кольцевых структур Джорджтаун (Австралия) на фоне общих отрицательных гравитационных аномалий, фиксирующих эти структуры, выделяются остаточные аномалии, отмечающие положение зон глубинных разломов, по которым поднимался базальтовый расплав [224]. Глубинное зондирование кальдерного провала Берум (провинция Осло) позволило определить черты строения интрузивных тел на глубину [369]. Интересна в методическом отношении работа Л. Пекайзера и др. [340], в которой приведены результаты изучения сейсмическими и гравиметрическими методами провальной структуры Моно-Бейсин (Калифорния) и выявлено опускание внутрикольцевого блока на глубину до 5,5 км.

Таким образом, первые попытки изучения геофизическими методами центральных магматических комплексов на глубину дают важные сведения о их строении. Весьма интересный вопрос о возможностях изучения глубинных источников исходных магм должен быть также поставлен перед специалистами, занимающимися сейсмологией и другими разделами геофизики глубоких частей земной коры и верхней мантии.

Петро-геохимические методы, применяемые одновременно с детальной геологической съемкой и другими методами исследования, помогают восстановить последовательность образования магматических тел, общий ход эволюции магматизма, а также характер

связи с глубинными источниками. Выделяются собственно петрографические методы изучения вещественного состава и сложения пород, а также методы изучения химического состава и геохимических особенностей. Примеров изучения центральных магматических комплексов петро-геохимическими методами очень много. Такого рода исследования успешно проводятся в Центральном Казахстане [67, 132, 178], в Карело-Кольской провинции [105], в Алданской провинции [99, 113], на Ишимском массиве [124] и во многих других центральных комплексах зарубежных провинций.

Детальные петрографические исследования, подкрепленные физико-химическим экспериментом, позволяют все более и более приближаться к познанию истинного хода развития магматизма, состава глубинных порций магм и их эволюции в периферических очагах.

Среди разного рода геохимических методов последние годы получили развитие методы определения изотопов различных элементов. Они нашли применение в разных разделах геологии, и, в частности, при изучении центральных магматических комплексов. Наиболее широко распространен изотопный анализ (калий-аргоновый, рубидий-стронциевый, урано-свинцовый методы) для определения абсолютного возраста минералов и горных пород (см. стр. 41—42). Развиваются изотопные методы определения глубинности источников магматогенных образований с использованием изотопов стронция [225, 330], изотопов углерода [44, 288].

СТРОЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА

Анализ весьма обширной советской и зарубежной литературы по геологическому строению разнообразных магматических комплексов данного типа позволяет нам утверждать, что их необычное строение тесно связано с развитием кольцевых и конических, а также сопряженных с ними локальных линейных разломов, сочетание которых обуславливает образование единой центральной структуры. В тех случаях, когда при разборе структуры магматического комплекса выясняется, что в период его формирования кольцевых и конических разломов не было, вопрос о принадлежности этого комплекса к центральному типу должен быть решен отрицательно. Следовательно, для образования магматических комплексов центрального типа существенно важными являются три вида разломов.

Кольцевые разломы — предопределяют формирование в первую очередь кольцевых интрузивных тел. Кроме того, они ограничивают блоки субцилиндрической формы, испытавшие в период существования кольцевого разлома подвижки разных направлений. В пределах центральных структур наблюдаются приподнятые блоки — кольцевые горсты и ядра более глубинных пород, а также опущенные блоки — кольцевые грабены или кальдеры и кальдерообразные подземные котловины опускания. Часто блок подвергается интенсивному дроблению и тогда пространство, ограниченное кольцевым разломом, полностью или частично заполняется магмой. При этом образуется центральное интрузивное тело, известное также под названием: центральный шток, хонолит, внутрикольцевой плутон, пробка (plug).

Конические разломы вызывают образование серий однофокусных конических интрузивных тел, типа конических слоев, или пачки даек, гораздо реже — единичных конических тел. Относительное перемещение блоков по коническим разломам обычно небольшое.

Линейные разломы — радиальные и тангенциальные, сопрягая кольцевые и конические, участвуют в дроблении внутрикольцевых блоков и разнообразных по форме интрузивных тел,

а также окружающих центральную структуру вмещающих толщ. С радиальными и тангенциальными разломами связано развитие серий линейных даек.

Различное сочетание всех перечисленных разломов и интенсивность дробления внутрикольцевых блоков определяют все разнообразие строения магматических комплексов центрального типа.

Прежде чем перейти к характеристике разломов, а также строения связанных с ними магматических тел центральных комплексов, необходимо остановиться на некоторых вопросах терминологии.

Понятие о структурах центрального типа, введенное геологами английской школы в начале двадцатого века, предусматривает конфокальность в едином плане концентрических и линейных разломов, а также магматических тел, с ними связанных. Х. Вильямс [405] последовательную серию конфокальных кольцевых тел называет «collar structure» — воротничковая структура. С. И. Томкеев [153] предложил для сложнопостроенных комплексов термин «cyclooliths» — циклолиты. Е. Хейнрих [288] называет их «cyclic magmatic complexes». В. А. Невский [122] предлагает отказаться от термина центральные магматогенные структуры и называть их просто кольцевыми массивами независимо от морфологии определяющих концентрических разломов — кольцевых или конических. Следует отметить, что «структура центрального типа» — старое и давно укоренившееся в геологической литературе понятие. От него в настоящее время трудно отойти полностью без значительных оговорок. Что касается массивов, в формировании которых главную роль играли лишь кольцевые разломы, то они обычно описываются как кольцевые магматогенные структуры (ring structures).

Появление целого ряда терминов и понятий для магматогенных структур центрального типа не случайно, оно отражает стремление современных исследователей дать более точное, образное или более общее определение этих необычных образований. Автор предлагает для них свой, наиболее общий термин — «центральный магматический комплекс», или «магматический комплекс центрального типа», понимая под этим закономерное сочетание последовательно образовавшихся магматогенных тел в единой структуре центрального типа, дискордантной по отношению к вмещающим толщам.

КОЛЬЦЕВЫЕ РАЗЛОМЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Характеристика кольцевых разломов. Кольцевые разломы при развитии магматизма выполняли разные функции.

1. По ним поднимался магматический расплав и, залечивая их, возникали кольцевые и более сложной формы интрузивы. Как правило, внешние кольцевые разломы центральных структур играют роль барьеров, за пределы которых магма почти не проникает.

2. Разломы служат проводниками пневматолитов и гидротермальных растворов; кольцевые зоны тектонически нарушенных пород могут явиться коллекторами для метасоматических и гидротермальных образований. Во многих щелочных комплексах широко распространены кольцевые и конические тела метасоматитов. М. В. Тацинина [150] и другие исследователи Центрального Казахстана указывают на характерные формы тел вторичных кварцитов, связанных с кольцевыми и дугообразными нарушениями.

Существуют кольцевые разломы без заполнения магмой, а также без заметных следов циркуляции по ним растворов. Такие разломы в хр. Сунтар-Хаята (Северо-Восток СССР) изучались Н. И. Лариным [108], в Тунгусской синеклизе они отмечены Ю. С. Вязововым [36]. В провинции кольцевых магматических комплексов АРЕ обнаружены изометричные равнины и вадии кольцевой формы, которые трактуются как структуры проседания без проявления магматической деятельности [23]. Подобные кольцевые разломы, по-видимому, представляют собой довольно распространенное явление, но мало изучены.

Среди кольцевых разломов различают полнокольцевые и неполнокольцевые — дугообразные. Известны ослабленные зоны кольцевой формы с кулисообразно или пунктирно расположенными прерывистыми разломами. Они являются отражением полнокольцевого разлома, не дошедшего до современной поверхности, доступной наблюдению. На геологических картах очертания кольцевых разломов вырисовываются в виде почти правильного круга или овала. Иногда они ограничивают многоугольные изометричные площади. Морфологию кольцевых разломов можно наблюдать на примерах разломов, ограничивающих кальдеры в современных вулканических областях (Камчатка, Курильские о-ва и др.) или разломов более древних подземных кальдерных котловин, обнаженных эрозией. Как правило, поверхность кольцевого разлома, достигающего поверхности Земли, имеет вертикальное положение или крутое ($65-85^\circ$) падение от центра структуры. Так, геометрическая ось кольцевого разлома Чадского массива (Алдан) отклонена от вертикального положения и падает под углом 60° на восток [19]. Ось предкембрийской Чадской структуры также отклонена от вертикали, что, по-видимому, связано с более поздней деформацией, проявленной в мезозое (?). Реже отмечается крутое обратное направление падения (к центру структуры). Прослеживание кольцевого разлома на доступную наблюдениям глубину обычно показывает незначительное изменение угла падения его поверхности. Таким образом, общая форма кольцевого разлома, достигшего поверхности Земли, субцилиндрическая с вертикальным или крутым падением стенок (к центру или от центра структуры).

Для кольцевых разломов, не достигших поверхности, характерно куполообразное окончание, часто с уплощенным верхом. На рис. 31 схематически представлены отмеченные типы разломов.

Аналогичной формы кольцевые разломы привлечены К. Чепменом при разработке механизма их формирования. Для подземных кольцевых разломов Д. Тернер [388] часто применяет название куполовидный, а Е. Андерсон [199] — сводообразный разлом. В качестве примера реальной формы подземного кольцевого разлома приводится схема реконструкции развившейся по нему дайки [198]. Эта дайка имеет сверху ясно выраженное куполовидное окончание, а в нижней части (горизонт 579) она распадается на вертикальные линейные дайки (рис. 32).

Поверхности кольцевых разломов обычно неровные, бугристые; они сопровождаются брекчированием и катаклизом боковых пород.

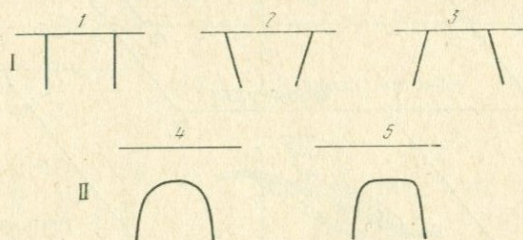


Рис. 31. Различные формы кольцевых разломов.

I — разломы, достигающие поверхности Земли (1 — с вертикальным падением стенок, 2 — с крутым падением к центру структуры, 3 — с крутым падением от центра). II — подземные разломы куполовидной формы со сводообразным (4) или с субгоризонтальным (5) окончанием

А. М. Корчагиным [91] описан внешний кольцевой разлом Инаглинского массива, который был частично обновлен после становления кольцевой интрузии. Разлом представляет собой зону (1—15 м) полосчатых тектонитов — мелко раздробленных вмещающих пород. В одних случаях они сцементированы магматической породой внешнего кольцевого интрузива, а в других — тонкообломочным материалом.

В. Таубенек [380] приводит подробное описание морфологии главного ограничивающего разлома кальдеры Глен-Ко, особенности которого заключаются в ровных вертикальных стенках на протяжении почти 35 км (по периметру) и в развитии почти сплошной зоны краевой брекчии. В зоне кольцевого разлома кальдеры Моно-Крейтерс [304] также наблюдается разгнейсование и милонитизация пограничных пород.

Существующие данные о размерах центральных магматических комплексов позволили установить, что диаметр их внешних кольцевых разломов колеблется в интервалах: 1) 1—3 км, 2) 8—12 км, 3) 20—35 км, 4) 60—100 км, 5) 140—185 км. Интересно отметить, что для одной из провинций (Тунгусская синеклиза) Ю. С. Вязовым [36] получены весьма близкие данные. Такого же порядка размеры наиболее распространенных кольцевых разломов приводятся в работе М. А. Фаворской и других [162].

В момент образования кольцевого разлома и в течение всего периода его существования как локальной ослабленной зоны имело место неоднократное перемещение блока горных пород, ограниченного этим разломом. Масштабы перемещений внутрикольцевого блока зависят от многих факторов, что не позволило Б. Эшеру [265] и другим геологам вывести зависимость между

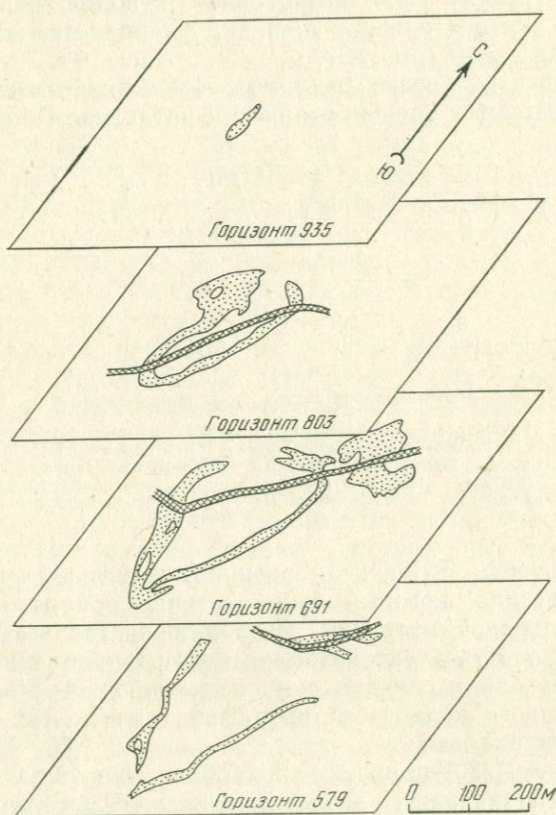


Рис. 32. Схема погоризонтной реконструкции кольцевой рудной дайки месторождения Айрон-Маунтин, Миссури, США [198]

размерами кольцевого разлома и масштабами перемещения ограниченного ими блока. Реальные масштабы вертикальных перемещений иногда, при одноактном перемещении, достигают 4—5 км. Но в большинстве случаев имеют место многократные перемещения внутрикольцевого блока, суммарный результат которых фиксируется геологическими наблюдениями и составляет 0,5—3,0 км (табл. 3). Эти ориентировочные и большей частью недостаточно проверенные сведения показывают только, что суммарное переме-

щение внутрикольцевого блока обычно значительно меньше диаметра кольцевого разлома. Однако известны случаи, когда перемещение блока вниз (с образованием внутрикольцевой интрузии) или вверх (подъем блока глубинных пород) может превышать диаметр кольцевого разлома.

Таблица 3

**Масштабы вертикальных перемещений
внутрикольцевых блоков**

Название кольцевой структуры и ее местоположение	Средний диаметр кольцевого разлома, км	Характер перемещения внутрикольцевого блока	Суммарное перемещение блока, км
Оссипи, провинция Новой Англии, США [214]	13	Одноактное вниз	4,5
Эронго, провинция Дамараленд [325] . . .	35	То же	До 4
Чикала, провинция Чилва, Малави [375] . . .	8	Многократное вниз	2,5
Брандберг, провинция Дамараленд [325]	10	То же	2,5
Кальдера Берум, провинция Осло, Норвегия [338]	10	Многократное вниз и вверх, суммарное вниз	2,0
Ыллымах, Алданская провинция [98]	5	То же	До 1,2
Мессум, провинция Дамараленд [325]	20	Многократное вниз и вверх, суммарное вниз	3,0
Поли, Камерун [306] . . .	1,4	Многократное вниз и вверх, суммарное вверх	0,5
Инагли, Алданская провинция [91]	5	Многократное, сначала вверх, потом меньше вниз, суммарное вверх	1
Кондер, Алданская провинция [19]	6	Многократное, суммарное вверх	0,7

Кроме вертикальных перемещений в некоторых случаях отмечаются следы ротационных подвижек внутрикольцевого блока вокруг оси структуры. А. М. Корчагиным [91] во внешней части зоны кольцевого блока массива Инагли (Алдан) среди тектонитов с горизонтальной полосчатостью обнаружены вертикальные цилиндрики (диаметром 5—8 см) альбит-эгириновой породы, в которых агрегаты волосовидных кристалликов эгирина закручены по спирали.

При опускании внутрикольцевых блоков образуются кольцевые грабены — кальдеры, а также подземные кальдерообразные просе-

дания. Хорошо изучены поверхностные кальдеры, классификацию и описание которых можно найти в работах Х. Вильямса [404], В. И. Влодавца [31], Е. К. Мархинина [114], П. Д. Яковлева [193] и др. Образование кальдер идет путем постепенного проседания или же быстрого обрушения. В последнем случае, по наблюдениям вулканологов, обрушение завершается реактивным извержением по кольцевому разлому и частичным заполнением кальдеры вулканогенным материалом.

Среди кальдер выделяются образования с более или менее плоским дном и чашеобразные кальдеры; известны также ступенчатые кальдеры, может быть, образовавшиеся в несколько приемов — примером может служить концентрически-ступенчатый

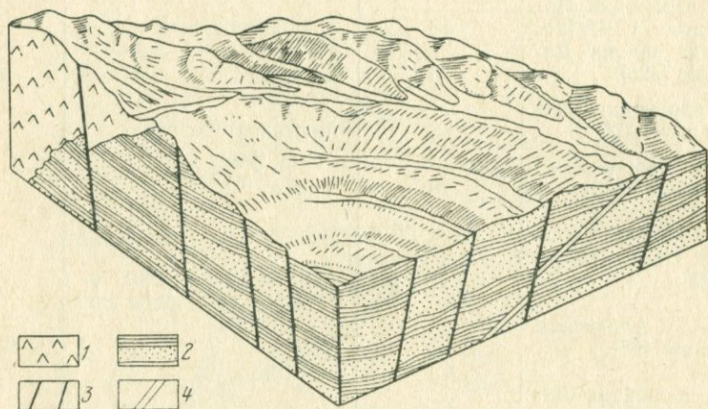


Рис. 33. Блок-диаграмма концентрически-ступенчатого кольцевого грабена хр. Сунтар-Хаята [108].

1 — дациты; 2 — осадочные породы; 3 — сбросы; 4 — дайки

кольцевой грабен в хр. Сунтар-Хаята (рис. 33), описанный Н. И. Лариным [108]. В процессе формирования кальдеры иногда в ее центре поднимается купол, как в кальдере Веллес, Нью-Мексико, США [367].

В более глубоком срезе, сравнительно с поверхностью, в период образования центральной структуры возникают кальдерообразные проседания. Одни из них сопряжены с поверхностными кальдерами, другие не имеют поверхностного выражения, а представляют подземные кальдерообразные проседания (cauldron subsidence). Они заполнялись магмой с образованием субвулканических и интрузивных внутрикольцевых тел.

Строение магматических комплексов, связанных с кольцевыми разломами. Е. Андерсон [199] справедливо предполагал, что во взаимоотношениях кольцевого разлома и кольцевого интрузивного тела (дайки) существует причинная связь, выражающаяся в следующих вариантах: 1) один кольцевой разлом мог породить

одну дайку; 2) один кольцевой или сводообразный сброс мог породить целый ряд даек или интрузивных тел; 3) может возникнуть интрузивное тело между двумя кольцевыми разломами. Кольцевой разлом часто представляет собой внешнее ограничение центральной структуры, образующееся в самом начале ее формирования. Однако известны случаи, когда кольцевые конфокальные разломы развивались последовательно от меньшего диаметра к большому и, таким образом, разлом внешнего ограничения структуры возникал позже других разломов. При сложном сопряжении кольцевых и линейных разломов, а также дифференциальных подвижек вдоль них блоков горных пород могут образоваться тела неправильной формы, ограниченные лишь внешним кольцевым разломом центральной структуры.

В пределах реальных кольцевых комплексов наиболее характерными являются кольцевые интрузивные тела и дайки в сочетании с внутрикольцевыми (центральными) интрузивными телами.

Кольцевые интрузивные тела. Размеры их ограничены диаметром кольцевых разломов, причем мощность (т. е. ширина кольца) составляет от $1/100$ до $1/3$ величины диаметра [214]. Наиболее обычна мощность порядка нескольких сотен метров, но существуют небольшие кольцевые дайки (до десятков метров) и крупные кольцевые тела, ширина которых достигает 4—5 км. В плане форма интрузивных тел кольцевая (часто овальная) или неполнокольцевая (дугообразная), а в разрезе положение боковых контактов обычно крутое или вертикальное без заметного уменьшения мощности тел на глубину, доступную наблюдению. Строение кольцевых интрузий и даек в ряде случаев хорошо выявляется при изучении трахитовидности интрузивных пород или флюидалности субвулканических образований.

В составе магматических комплексов имеются как единичные кольцевые образования, так и несколько таких тел, связанных единым планом структуры. Как правило, формирование кольцевых интрузивов в пределах одного комплекса происходило последовательно. А. А. Полканов [135] выделял среди них: а) центрипетальные структуры, в пределах которых более ранние интрузивы расположены по периферии структуры, а более поздние — конфокально все ближе и ближе к центру; б) центрифугальные структуры (менее распространенные), в которых последовательность образования интрузивных тел обратная (от центра к периферии).

Внутрикольцевые (центральные) интрузивные тела выполняют частично или полностью пространство, освобожденное при подвижках внутрикольцевого блока. В зависимости от масштабов подвижек находится вертикальная протяженность этих субцилиндрических интрузивных тел. На глубине ниже уровня опущенного блока они сменяются кольцевыми телами. При небольших масштабах опускания блока образуется характерное плоское субгоризонтальное тело (рис. 34, а) типа интрузива Дивула [239].

Иногда такое тело по форме напоминает лополит (рис. 34, б). При неоднократных подвижках внутрикольцевого блока возможно

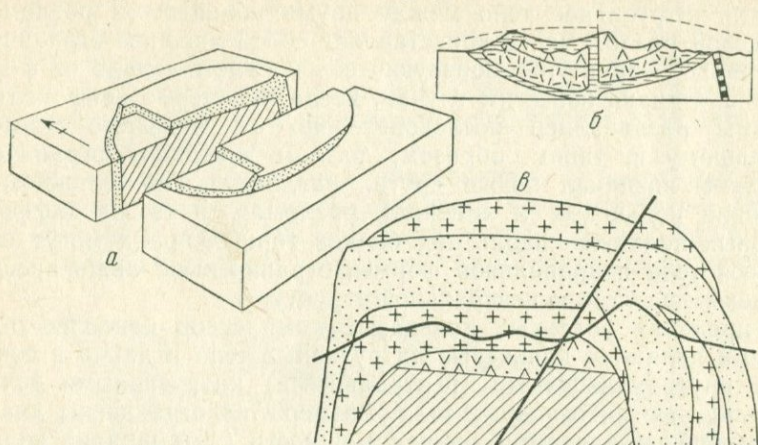


Рис. 34. Схемы строения массивов, сложенных кольцевыми интрузивными телами с уплощенными окончаниями наверху:

a — блок-диаграмма строения массива Дивула, провинция Нуанетси [239]; *б* — разрез массива Оконджиджи, провинция Дамараленд [325]; *в* — разрез массива Чикала, провинция Чилва, Малави [375]

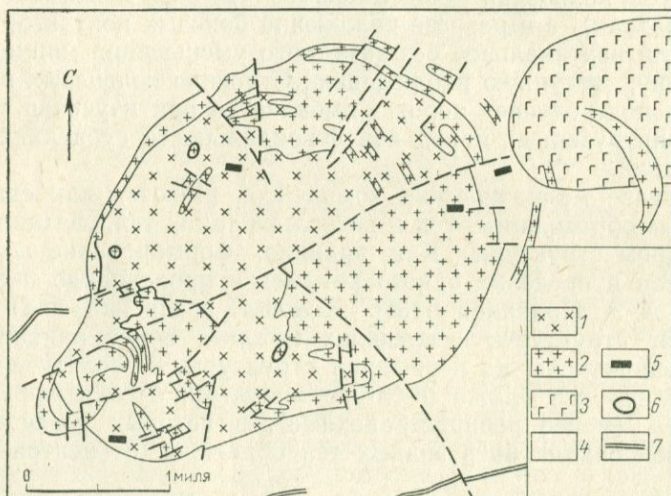


Рис. 35. Схема строения массива Марумбе, провинция Нуанетси [239].

1 — нордмаркиты; 2 — граниты; 3 — габбро; 4 — базальты; 5 — основные дайки; 6 — ксенолиты; 7 — дайки микрогранитов

образование (рис. 34, в) сложнопостроенного внутрикольцевого тела типа стопки блюдец (pipe of saucers), или стромоконолита, по С. И. Томкееву [153]. Плоская форма внутрикольцевых ин-

трузий характерна для многих комплексов Центрального Казахстана [107], например массив Кызылтас со средним диаметром около 10 км имеет вертикальный размер около 4 км [67].

К внутрикольцевым телам относятся также и те интрузивные образования неправильной формы, возникновение которых обусловлено: а) одновременным развитием нескольких разломов центральной структуры (концентрических и линейных); б) дроблением внутрикольцевого блока с дифференциальными подвижками обломков; в) многократным дроблением и дезинтеграцией блока при воздействии более поздних разломов и новых порций магмы. Наиболее типичный пример таких внутрикольцевых тел можно найти в Марумбе (рис. 35) и других массивах провинции Нуанетси.

К центральным внутрикольцевым интрузивным телам некоторые исследователи относят также вулканические некки, пробки (plugs) и штокообразные тела, располагающиеся конфокально в центре общей структуры. Эти образования тесно связаны с центральной структурой, но их формирование во многих случаях является самостоятельным актом центрального вулканизма и часто предшествует возникновению концентрических разломов.

КОНИЧЕСКИЕ РАЗЛОМЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Конические разломы и связанные с ними магматические комплексы встречаются гораздо реже, чем кольцевые. В плане конические разломы имеют также форму кольца, полукольца, иногда это кольцевая зона прерывистых разломов. Но в отличие от кольцевых, стенки конических разломов всегда наклонены к центру структуры под углами от 20 до 60°; более крутые углы падения (70—75°) редки. Следует указать, что вопрос о разделении кольцевых и крутопадающих конических разломов только на основании угла падения их стенок (больше 75° — кольцевые, меньше 75° — конические) недостаточно ясен и обоснован.

В сериях конических разломов отмечаются более крутые падения ближе к центру, чем к периферии. Е. Андерсон [199] полагал, что и с глубиной падение конических разломов может быть круче, чем на более высоких эрозионных уровнях. Общее падение стенок конического разлома внутрь предопределяет единый геометрический центр, который может быть расположен на разных глубинных уровнях, иногда очень неглубоко от поверхности (1,3—2 км) или на значительной глубине (9—18 км). Общая ось каждого конического разлома ориентирована вертикально в отношении поверхности Земли, так же как у кольцевых структур. Известно отклонение оси симметрии от вертикального положения лишь для структуры массива Паудерхорн (Айрон-Хиллс). Причина отклонения оси структуры, по-видимому, связана с более поздними дислокациями [382], как и для Чадского кольцевого массива.

Диаметры конических разломов в современном срезе варьируют в пределах от 1 до 18 км. Самый большой диаметр серии конических разломов (18 км) известен в структуре Альнэ. Мелкие конические разломы часто образуются в обрамлении современных и молодых вулканов, конфокально жерлу вулкана или его побочным структурам [32]. Как экзотический пример описаны спирально расположенные серии конических разломов небольшого диаметра, которые наблюдал С. Фузивара в постройке вулкана Фуджу (Fuju) — Гавайи [323]. Однако при детальном картировании комплексов оказалось, что прерывистые конические разломы часто построены как спиральные серии. М. Гарсон [274] для массива Тундулу (Малави) установил две системы трещин скалывания, имеющих в плане форму спиралей.

Поверхности конических разломов неровные, в зонах разломов отмечаются скопления обломков боковых и нижележащих горных пород.

С коническими разломами иногда связаны довольно мощные интрузивные тела конической формы. Их размеры сопоставимы с кольцевыми интрузивами, а мощность или их ширина порядка сотен метров, иногда 1—2 км. Такие единичные конические тела довольно редки, обычно они встречаются в тесной ассоциации с кольцевыми и внутрикольцевыми интрузивными телами в сложных комплексах (Тежсар, Армения; Хибинь, Кольский п-ов) или в сочетании с цилиндрическим центральным телом (Кудару, Нигерия).

Для конических структур наиболее типична серия конических тел, каждое из которых имеет очень небольшую мощность (например, в шотландских комплексах от 1 до 12 м). Такие серии приобрели название конических слоев (cone sheets), образующих пачки в несколько сотен метров. Они представляют собой сложную инъекционную зону вдоль конических разломов,

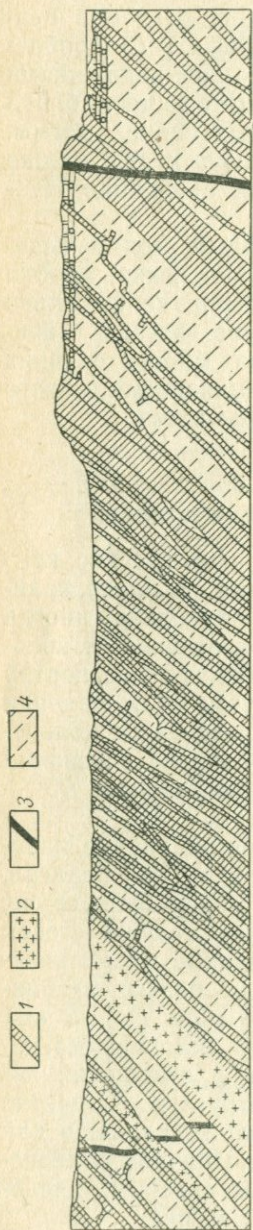


Рис. 36. Строение пачки конических слоев, залегающей вблизи залива Килчоан, Арднамуркан, Шотландия [356].

1 — долериты; 2 — гранофиры; 3 — фельзиты; 4 — сланцы свиты мойн (рифей ?)

что хорошо видно на разрезе одной из пачек конических слоев структуры Арднамуркан (рис. 36). Положение таких пачек конических слоев весьма определено — они располагались в виде кольца вокруг каждого из трех центров сложной структуры (рис. 37). Конические слои пересекаются серией более поздних кольцевых даек. Сходная картина развития инъекционных зон с множественными

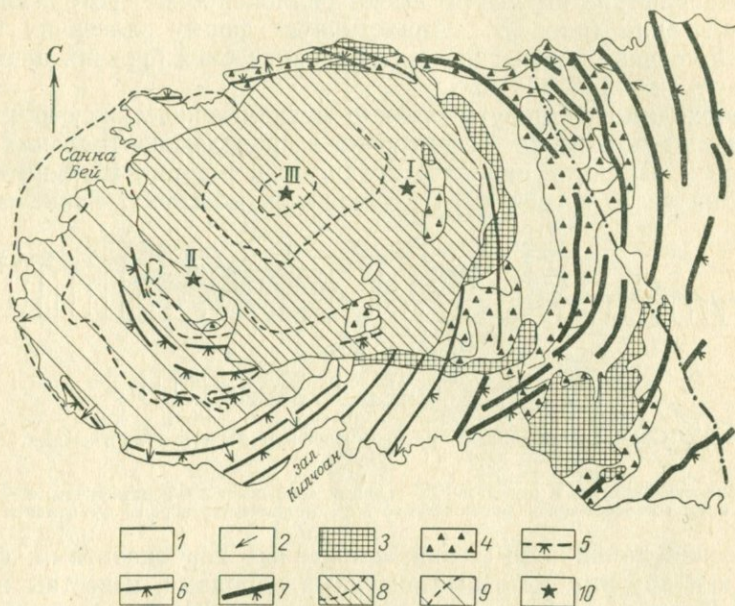


Рис. 37. Положение конических слоев в сложной структуре Арднамуркан, Шотландия [356].

1 — третичные базальтовые лавы и юрские осадочные отложения; 2 — обладающее направление падения юрских отложений; 3 — главные интрузивы I центра; 4 — вулканические агломераты; 5—7 — площади развития и залегание конических слоев (5 — III центра, 6 — II центра, 7 — I центра); 8—9 — площади распространения кольцевых даек (8 — III центра, 9 — II центра); 10 — положение центров

сериями конических тел наблюдается в карбонатитоносных комплексах Африки (Тороро, Уганда; Рангва, Кения и др.). В провинции Навахо-Хопи (США) известен массив Тодилто Парк, который представляет собой сложную серию тонких (от 0,3 до 3 м) конических слоев оливиновых лейцититов и минетт.

Конические интрузивные тела иногда образуют дайки. Так, например, серии конических даек мощностью 20—160 м распространены по периферии кольцевого массива Масукве (провинция Нуанетси, Ю. Родезия); конические дайки окаймляют кольцевую структуру массива Теллртаба, Алжир, массива Тундулу, Малави и некоторых других. В структуре Альнё (Швеция) среди многочисленных серий конических даек карбонатитов вокруг сложного

столбообразного тела щелочных пород Г. Эккерманн [254] выделил самостоятельные группы альвикитовых и бефорзитовых конических даек с разными геометрическими центрами.

Весьма показательной является структура сложного вулканоплутона Манонгариво, Мадагаскар [252]. Здесь более ранние пологие конические тела щелочных гранитов, нордмаркитов и сиенитов по периферии структуры имеют силлоподобное субгоризонтальное залегание (рис. 38). Аналогичную форму залегания имеют и более поздние конические тела вулканических брекчий центрального вулкана Манонгариво.

Необходимо упомянуть также о мелких конических структурах, которые расположены эксцентрично в пределах центральных комплексов и являются наиболее поздними в истории их формирования. Они часто встречаются в щелочных массивах. Такие мелкие

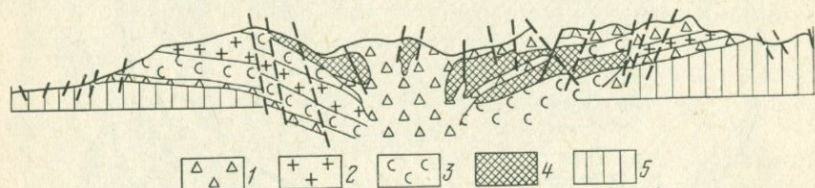


Рис. 38. Схематизированный разрез массива Манонгариво, Мадагаскар [252].

1 — брекчий трахитов и риолитов; 2 — граниты щелочные; 3 — нордмаркиты; 4 — сиениты роговообманково-биотитовые; 5 — кристаллические породы фундамента

конические дайки и их серии, сложенные карбонатитами, фоскоритами и другими метасоматическими породами, известны в массивах Палабора (Лулекоп) и Спицкоп в ЮАР, Ондуракоруме и Калкфелд в Намибии, а также Гулинском комплексе (Маймеча-Котуйская провинция).

Рассмотрение известных конических структур показало: 1) наличие как одновременных образований конических даек, серий конических слоев¹, так и многостадийных конических тел; 2) в одних случаях конические разломы и интрузивные тела развиты конглокально в общей структуре комплекса, а в других — автономно; 3) конические дайки распространены или в пределах магматического комплекса или только во вмещающих толщах, окружая кольцевую структуру.

РАДИАЛЬНЫЕ И ТАНГЕНЦИАЛЬНЫЕ РАЗЛОМЫ И СЕРИИ СОПРОВОЖДАЮЩИХ ИХ ДАЕК

Радиальные разломы — неперенный элемент магматических комплексов центрального типа. Вместе с тем они развиты то очень

¹ Изредка в кольцевых структурах, например в массиве Джебель-Техилла (Северный Судан), также наблюдаются инъекционные серии одновременных кольцевых маломощных даек, подобные «коническим слоям».

широко и выполнены многочисленными дайками, как, например, в районе Санлайт (Вайоминг, США), то наблюдаются только единичные разломы. Такое неравномерное распределение линейных

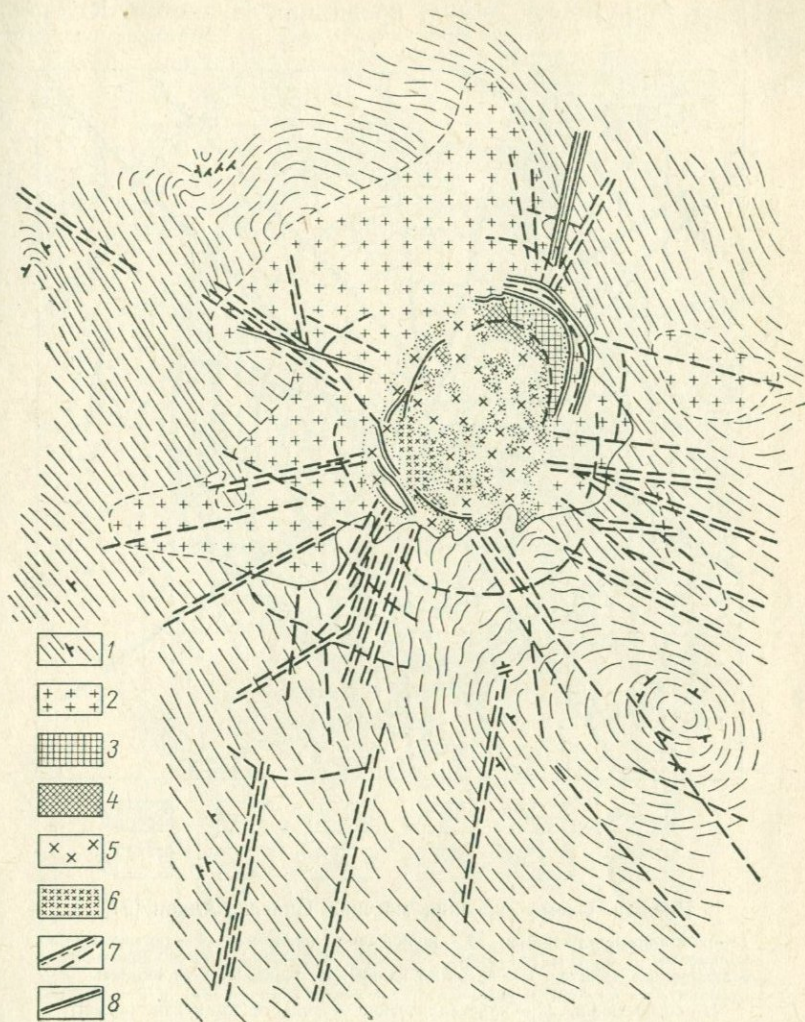


Рис. 39. Схема строения сложного Октябрьского плутона [172].

1 — кристаллические породы фундамента; 2 — гранитоиды; 3 — пироксениты; 4 — габбро; 5 — сенииты; 6 — фойяиты и биотитовые нефелиновые сенииты; 7 — разломы; 8 — дайки нефелиновых сениитов

разломов находится в зависимости как от уровня эрозионного среза структуры, так и от интенсивности динамических сил, действовавших в период ее формирования.

Радиальные нарушения, типичные разломы и системы трещин

отрыва играют по отношению к общей структуре центрального типа различную роль:

1) участвуют в дроблении внутрикольцевых тел (например, в массивах Марумбе и Дембе, провинция Нуанетси, Южная Родезия);

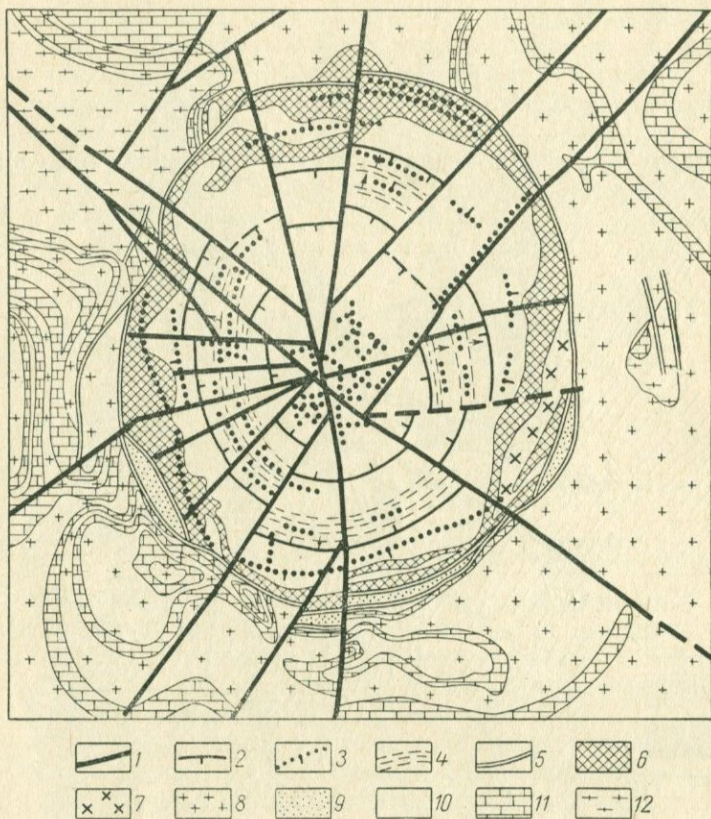


Рис. 40. Схема строения массива Инагли, Алдан [91].

1 — радиальные разломы; 2 — конические разломы; 3 — пегматиты по кольцевым и другим разломам; 4 — зоны повышенной трещиноватости и ослюднения дунитов; 5 — внешний кольцевой разлом; 6 — шонкиниты; 7 — пуласкиты; 8 — сиенит-порфиры; 9 — песчаники синия; 10 — дуниты; 11 — известняки, 12 — кристаллические породы фундамента (архей)

2) распространены только во вмещающих толщах, образуя ореол вокруг магматического комплекса, например вокруг Октябрьского массива на Украине (рис. 39);

3) пересекают одновременно породы магматического комплекса и вмещающие толщи, например в структуре Рам, Шотландия; вдоль них имели место небольшие дифференциальные движения, например в комплексе Оссипи, провинция Новая Англия, США [303];

4) могут играть большую роль при проседании секториальных блоков центральной части структуры в поздней фазе ее формирования, как это установил А. М. Корчагин [91] для массива Инагли, Алдан (рис. 40).

Взаимоотношения радиальных, кольцевых и конических разломов в пределах центральной структуры достаточно сложны и требуют детальных наблюдений. Е. М. Андерсон [199] полагает, что

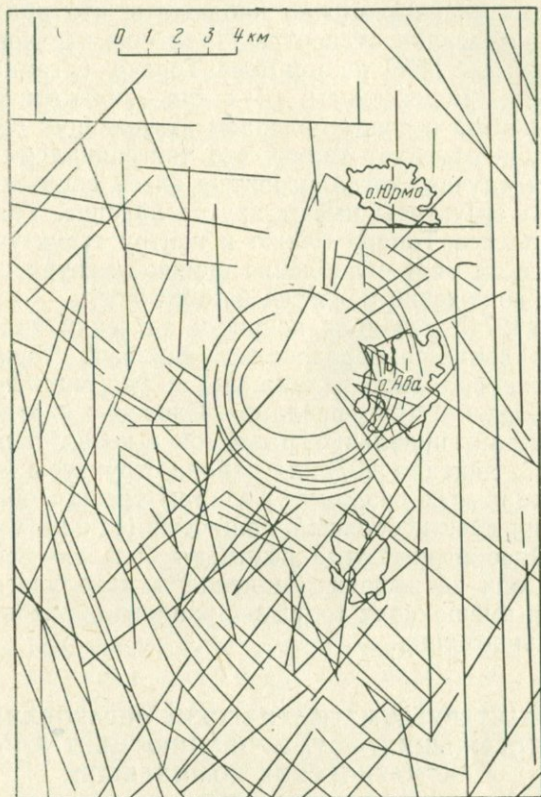


Рис. 41. Системы разломов вокруг кольцевой структуры Ава, Аландские о-ва [297]

радиальные разломы образуются при формировании куполов во вмещающих толщах над магматическим (периферическим) очагом. По его мнению, радиальные и конические разломы могут образоваться совместно. Это подтверждается наблюдениями Дж. Ричи, Х. Томаса и др. [352] в структуре острова Малл (Шотландия). Э. Уиссер [158] допускает, что растяжение пород в своде купола над очагом может раскладываться на две составляющие, одна из которых действует концентрически относительно вершины купола (конические разломы), а вторая направлена по радиусу

к той же вершине. Так, в структуре о. Рам радиальные разломы и дайки по ним секут и даже смещают более ранние конические дайки. Известны случаи одновременного образования кольцевых и радиальных разломов [351]. По всей вероятности, в период формирования центральной структуры может быть несколько этапов, когда возникают тектонические условия, благоприятные для развития радиальных разломов.

В некоторых случаях можно наблюдать, что радиальные разломы по мере удаления от центра структуры переходят в тангенциальные. Вильямс [405] на примере Тороро (Уганда) объясняет это явление взаимодействием двух сил — магматическим давлением вблизи центра и сопротивлением вмещающих пород в удалении от него. Он отмечает также, что тангенциальные дайки возникают в том случае, когда развитые здесь конические разломы вблизи центра структуры имеют крутое падение. Тангенциальные разломы комплекса Тороро ближе к центру структуры круто падают внутрь, а по мере ослабления влияния центра падение через вертикальное положение меняется на обратное.

М. Гарсон [274], разбирая вопрос о значении явлений стресса и расколов в процессе образования дайковой серии структуры Тундулу, также выделяет радиальные и тангенциальные (диагональные, по Гарсону) типы разломов. Сложную картину сочетания радиальных и тангенциальных разломов с коническими и кольцевыми рисует С. Кайтаро [297] для района структуры Ава (рис. 41).

Вдоль радиальных разломов и систем трещин обычно распространены серии даек небольшой мощности (единицы, десятки метров). Эти дайкообразные тела не имеют большой протяженности; как правило, они не выходят за пределы локального куполовидного поднятия вмещающих толщ, вызванного образованием структуры центрального типа.

О ХАРАКТЕРНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ, СОПУТСТВУЮЩИХ ФОРМИРОВАНИЮ ЦЕНТРАЛЬНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Как в пределах самих структур центрального типа, так и в непосредственном их окружении обычно присутствуют другие магматические образования. Их размещение контролируется главными элементами центральных структур. К числу таких образований относятся:

- а) вулканогенные (постройки центрального типа, трещинные излияния по кольцевым и линейным разломам);
- б) агломератные тела и трубки взрыва, расположенные вдоль разломов;
- в) группы лакколитов и силлов;
- г) группы штоков;
- д) рои и крупные зоны концентрации даек.

Изучение строения и состава этих сопутствующих магматогенных образований в ряде случаев существенно дополняет картину, отражающую конкретные условия становления структур центрального типа. Характерна пространственная приуроченность их только к центральной структуре, с которой они связаны: а) единством или близостью времени образования, б) общими магматическими каналами — глубинными разломами, в) иногда также общим промежуточным очагом (очагами). Сопутствующие магматические тела небольших масштабов образовались примерно на том же уровне, что и центральные структуры, т. е. в верхних горизонтах земной коры. Сопутствующие магматические образования могут формироваться как на небольших глубинах, так и в наземных условиях. В последнем случае центральные комплексы представляют собой типичные вулcano-плутонические ассоциации [161], весьма распространенные в областях развития центральных структур.

Вулканогенные образования представляют собой вулканические постройки и вулcano-купола центрального типа, а также трещинные излияния и другие проявления по кольцевым и линейным разломам главной структуры. Среди них можно выделить вулканогенные тела, которые являются поверхностным выражением центрального магматического комплекса. Таковы, например, взаимоотношения вулканогенов с кольцевыми разломами в сложном комплексе Мерисвилл, Австралия [291]. В Кайзерштуле (ФРГ) отмечается тесная связь субвулканических эссекситов с лавами и туфами фанолитов и других вулканогенов (рис. 42). Особенно сложные взаимоотношения эффузивных, субвулканических и интрузивных пород наблюдались в Мурунском щелочном массиве на Алдане [18]. С вулканогенными образованиями вулканических построек иногда сочетаются и субвулканические тела — так, в группе центральных вулканов Сен-Тибер (юг Франции) вулканические конусы стратовулканов, сложенных, в основном, потоками лав базанитов, прорваны кольцевыми и коническими дайками лейцитовых базанитов [230]. Такие же явления обычны в вулканах Восточной Африки [320].

Известно, что вулканические постройки центрального типа несут много черт, характерных для центральной структуры: конфокальное строение, наличие кольцевых разломов, кальдерных и блоковых проседаний, серии конических разломов, ореолы радиальных даек и др. Так, в древних глубокоэродированных вулканах Центрального Казахстана установлены зоны кольцевых разломов и подземные кальдерные проседания [50], а также локальное куполовидное поднятие фундамента [149]. Особенно ясно черты структуры центрального типа проявлены в молодых и современных вулканах. В. И. Влодавец [32] среди элементов тектоники, связанных с собственно вулканической деятельностью, выделяет радиальные, круговые и дугообразные разломы, круговые и секториальные сбросы и др. Он также отмечает, что у базальтовых и

андезитовых вулканов более развиты радиальные разломы, а у дацитовых и риолитовых вулканов — кольцевые разломы и кальдеры. Таким образом, вулканы центрального типа несут в себе основные черты центральных структур и сами могут входить в состав более крупной структуры сложного магматического комплекса.

Вдоль выходов на поверхность кольцевых и линейных разломов главной структуры часто размещаются также небольшие потоки лав трещинных излияний. Они проявлялись неоднократно

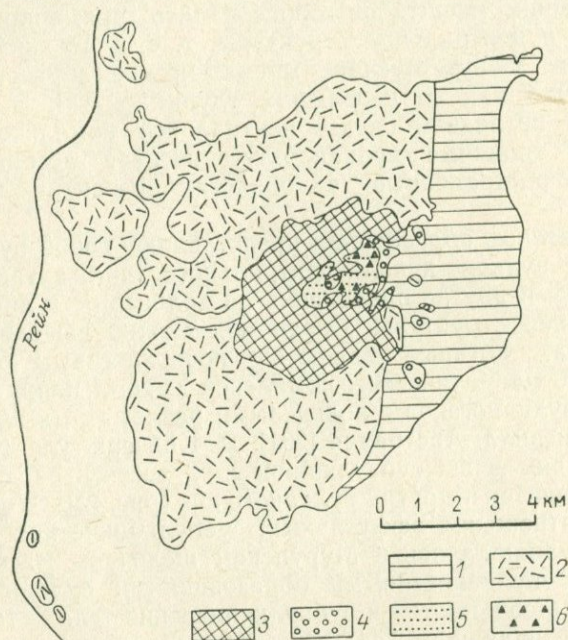


Рис. 42. Сложный комплекс Кайзерштуль [406].

1 — осадочные породы юры и олигоцена; 2 — лавы и туфы; 3 — субвулканические эссекиты; 4 — фонолиты; 5 — карбонатиты; 6 — субвулканические брекчии

в период формирования центрального магматического комплекса, часто они сопровождалась также реактивными извержениями с накоплением игнимбритов, туфов и брекчий.

Тесная сопряженность центральных комплексов с вулканогенными образованиями проявлена во многих гранитоидных комплексах Центрального Казахстана, например в кольцевой структуре Аюльюзек сложного комплекса Кызылрай (рис. 43), вблизи которого вулканогенные породы верхнего палеозоя слагают локальную брахисинклиаль. Сложные взаимоотношения разнообразных щелочных вулканитов с интрузивными телами наблюдаются в Ишимском комплексе. Типичная для центральных структур ассоциация известна также в Гулинском комплексе Маймеча-Ко-

туйской провинции, в мезозойских массивах Алдана (Джеконда, Ыллымах и др.). Связь вулканогенных пород с интрузивными

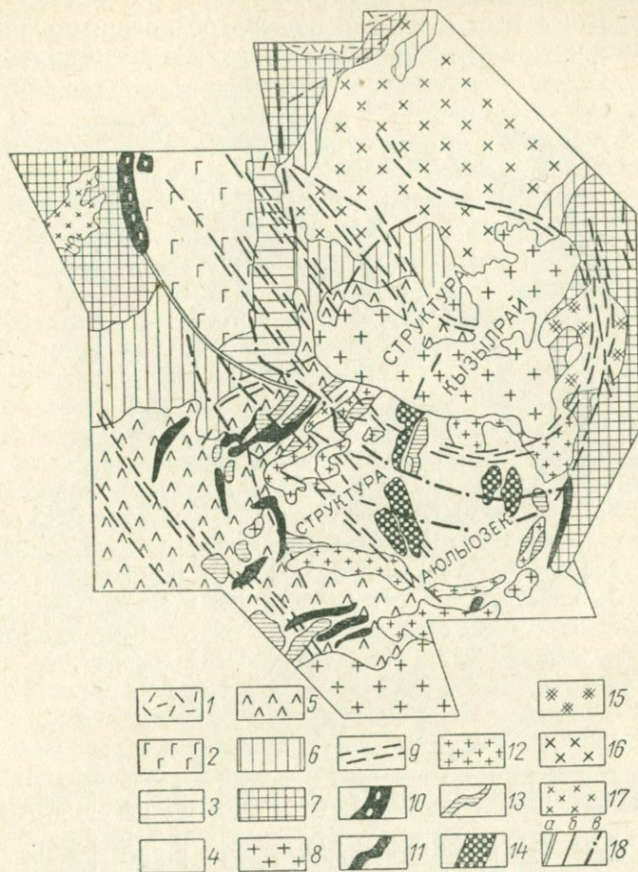


Рис. 43. Досдвиговая реконструкция палеотектонической схемы структур Кызылрай и Аюлюзек [178].

1 — верхняя подсвита кызылжинской вулканогенной свиты (P_1);
 2 — нижняя подсвита той же свиты (P_1); 3 — архалинская вулканогенная свита (S_3); 4 — верхняя подсвита керегетаской свиты;
 5 — нижняя подсвита той же свиты; 6 — калмак-эмельская свита;
 7 — каркаралинская свита; 8—10 — кольцевая структура Кызылрай;
 8 — постнижнепермские граниты, 9 — дайковые пояса (P_1+S_3);
 10 — жерловины (P_1); 11—17 — кольцевая структура Аюлюзек:
 11 — субвулканические тела микрогранит-порфиров и граносиенит-порфиров, 12 — биотитовые граниты и гранит-порфиры; 13 — субвулканические интрузии липаритов, 14 — субвулканические интрузии сиенит-порфиров, 15 — гранитные интрузии (S_3), 16 — гранитные интрузии (S_2), 17 — гранитные интрузии (S_1); 18 — разломы (a — нижнепермские, b — постнижнепермские, в — второстепенные)

телами ясно проступает в миоценовых вулканических центрах Кении, Уганды [301, 346 и др.], в центральных магматических комплексах Мадагаскара. В массиве Магнет-Ков (США) трахиты,

фонолиты и их брекчии образуют кольцеобразный выход между псевдолейцитовыми сиенитами периферической части структуры и ийолитами центрального тела (рис. 44).

Агломератные тела и трубки взрыва по внешнему виду пород часто принимают за вулканические брекчии и игнимбриты. Однако

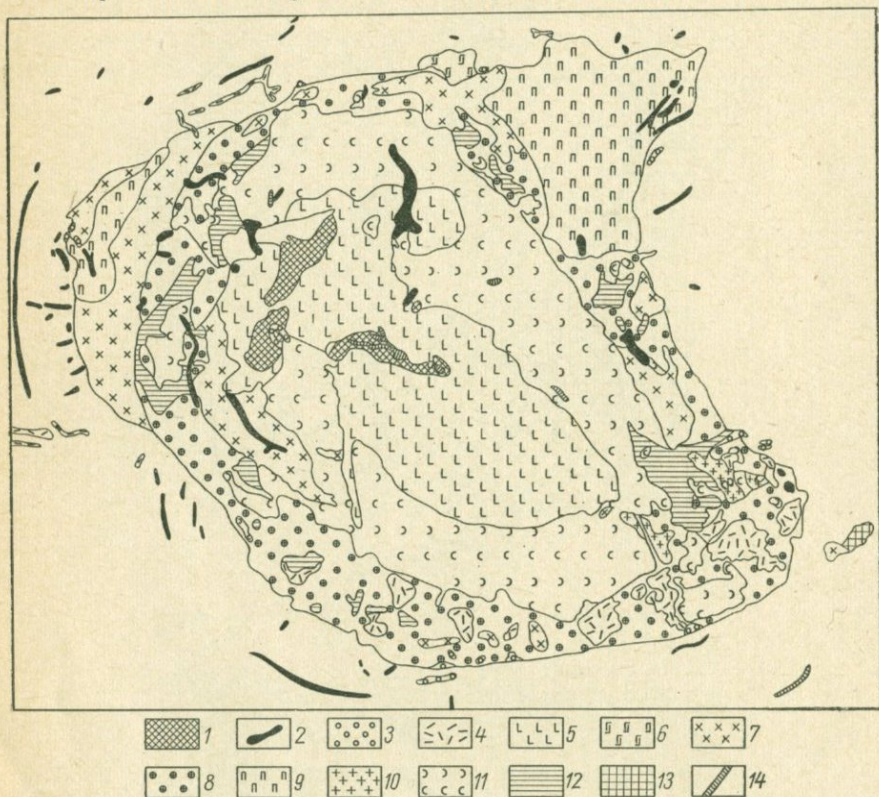


Рис. 44. Строение щелочного магматического комплекса Магнет-Ков, Арканзас, США [263].

1 — карбонатиты и вторичные фосфаты; 2 — тингуаиты; 3 — нефелин-сиенитовые пегматиты, аплиты; 4 — трахиты, содалитовые трахиты, фурчиты, анальцим-сливиновое метабазро; 5 — ийолиты; 6 — мельтейгиты; 7 — сиениты с нефелином; 8 — псевдолейцитовые сиениты; 9 — якупирангиты, сфеновые пироксениты; 10 — фельдшпатоидные лейкосиениты; 11 — трахиты, трахифонолиты, фонолиты и брекчии; 12 — метаморфизованные осадочные породы; 13 — монцитониты, диориты, лампрофиры; 14 — жилы кварца с карбонатом, апатитом и др.

при более внимательном наблюдении в глаза бросается разнообразие состава обломков этих брекчий, большая часть которых принадлежит породам, находящимся на глубинах ниже уровня современного эрозионного среза. Они сцементированы мелкообломочным материалом или же магматической породой. По классификации брекчий Райта и Бове [407] агломераты можно отнести к тем аллокластическим брекчиям, которые концентрируются

вблизи поверхности в результате дробления различных пород под действием активных вулканических сил. Агломератные тела, имеющие удлиненную форму трещинного типа, а также изометричные или неправильные поперечные сечения трубок взрыва приурочены к разломам самой центральной структуры или к региональным разломам, примыкающим к этой структуре. Так, известные агломератные тела кольцевой формы, входящие в состав некоторых центральных магматических комплексов: Тундулу и Чилва — провинция Чилва, Малави [275, 276], а также ряда массивов провинции Новой Англии [215]. Неправильной и округлой формы трубки взрыва отмечены как внутри магматических комплексов (Малл и Арднамуркан в Шотландии, Восточно-Саянские интрузивы и др.), так и вблизи них (Спицкоп, ЮАР). В кальдере Берум (провинция Осло, Норвегия) интрузивная агломератовая брекчия большой массой внедрилась в субгоризонтальную полость и образовала силлоподобное тело [338].

Центральным структурам сопутствуют *лакколиты, лополиты и силлы*, обязанные своим появлением тем порциям магмы, которые не вышли на поверхность, а проникли в пределы слоистых, преимущественно пологозалегающих толщ самых верхних частей земной коры (глубина 0,5—2 км). Эти магматические образования располагаются над интрузивными телами собственно центральной структуры или вокруг нее, окаймляя магматический комплекс по периферии. Так, например, в районе центрального Алдана лакколиты и многослойные силлы мезозойских сиенитовых пород часто окружают центральные структуры сложнопостроенных магматических комплексов. По данным А. М. Корчагина [91], часть силлов сиенит-порфиров непосредственно смыкается с кольцевой дайкой тех же пород, что свидетельствует о поступлении магмы, формировавшей силлы, из кольцевого разлома центральной структуры. Силлоподобные ответвления от кольцевых даек известны и в комплексе Арднамуркан, Шотландия [401].

Штокообразные тела также сопутствуют некоторым центральным структурам. Для приповерхностных уровней это скорее нежки, жерла вулканов, подводящие каналы экструзий и вулканогенных образований (рис. 45). В более глубоких срезах это типичные штокообразные интрузивные тела, часто составляющие отдельные группы, которые располагаются цепочками вдоль разломов или скопляются на месте их пересечения. Примером развития мелких штокообразных тел вблизи центральных структур являются штоки гранитов Конвей в провинции Новой Англии, США [282]. Иногда штокообразные тела сами несут автономные элементы центральных структур, в частности характерные системы радиальной и концентрической трещиноватости, подобно подмеченным В. К. Моничем и Т. В. Перекалиной [132] в штокообразных телах гранитов Центрального Казахстана.

Характерными образованиями, приуроченными к областям развития центральных магматических комплексов, часто их

секущими, являются *рои и пояса даек*. Они имеют значительную протяженность (до 400 км в Шотландии) и, по-видимому, связаны с теми же глубинными разломами, которые несколько раньше поставляли глубинную магму в периферические очаги центральных магматических комплексов. Дайки выполнены магмой глубинного происхождения. В классической провинции Шотландии рои даек связаны с разновременным магматизмом — палеозойским и третичным (см. рис. 17).

В системе весьма протяженных даек Испанского пика (Колорадо, США), их густой пучок образовался, по мнению Оде [336],

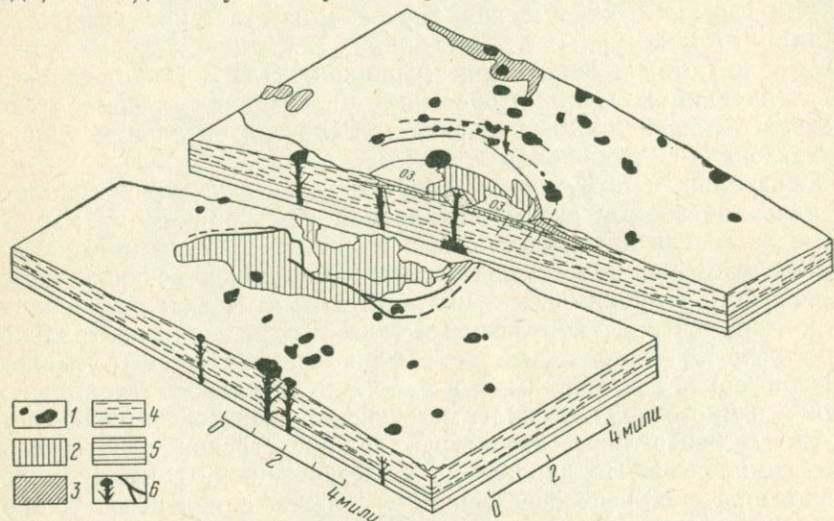


Рис. 45. Концентрическое расположение штокообразных базальтовых тел вблизи кальдеры Ньюберри, Орегон, США [404].

1 — базальтовые штоки; 2 — молодые базальтовые и риолитовые лавы и купола; 3 — андезитовые силлы и штоки; 4 — древние базальтовые лавы; 5 — лавы р. Колумбии; 6 — разломы и шлаковые излияния

при взаимодействии двух сил: локального давления магмы интрузива Испанского пика и регионального напряжения, обусловленного поперечными структурами южной части Скалистых гор.

Заканчивая краткую характеристику магматических образований, сопутствующих центральным структурам, следует особо отметить следующее: 1) их размещение контролируется центральной структурой; 2) имеет место общая связь с глубинным разломом и глубинными источниками магмы; 3) характерна локальная концентрация этих магматических образований вокруг центральной структуры.

Все эти особенности размещения и связи с центральными магматическими комплексами могут служить основой для поисков последних в случае их неглубокого залегания под поверхностью. Подобные поиски успешно осуществляются в Центральном Казахстане [107].

СИСТЕМАТИЗАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА

Подводя итог изложенному в предыдущем разделе, можно сделать некоторые общие выводы о строении центральных магматических комплексов, важные для их систематизации.

Главной особенностью строения центральных магматических комплексов, имеющей определяющее значение при их систематизации, является наличие кольцевых и конических разломов. Осимметрии этих разломов, а также их конфокальных серий ориентированы вертикально к поверхности Земли. Размеры кольцевых и конических разломов сравнительно небольшие, преобладают диаметры порядка до десятка километров, диаметры в 20—35 км редки, а более крупные (60—100 км и более) единичны. Для центральных комплексов характерно также развитие радиальных и тангенциальных разломов, тесно связанных в своем формировании с определяющими структуру кольцевыми и коническими разломами.

Систематизация всего многообразия центральных магматических комплексов до сих пор еще не производилась. Автор предлагает их предварительное разделение на три класса:

- 1) кольцевых магматических комплексов;
- 2) конических комплексов;
- 3) сложных комплексов.

Первый класс характеризуется определяющим кольцевым разломом (или рядом таких разломов) в сочетании с линейными — радиальными и тангенциальными разломами. Для второго определяющими структуру являются конические разломы также в сочетании с линейными разломами. В составе последнего класса выделяются три группы: 1) сложные комплексы с кольцевыми и коническими телами, 2) полицентральные сложные комплексы, 3) магматические комплексы с весьма сложным внутренним строением интрузивных тел.

Выделение класса кольцевых магматических комплексов вполне обосновано их самостоятельностью и широким распространением. Этого нельзя сказать в отношении конических магматических комплексов может быть в силу их недостаточной изученности. Наконец, третий класс сложных центральных магматических комплексов, достаточно широко распространенных, включает как элементы единой структуры кольцевые и конические магматические комплексы. Следовательно, этот класс может оказаться более крупным подразделением. Однако на современном этапе изучения центральных магматических комплексов рационально его оставить как третий класс.

Морфологические типы кольцевых магматических комплексов. Сопоставление карт, разрезов, схем строения всех известных автору многочисленных кольцевых магматических комплексов позволило выявить значительное разнообразие их структур. Однако

классификация кольцевых магматических комплексов в настоящее время затруднена из-за недостаточного количества уверенных данных как о их генетических различиях, так и о способах их образования. Поэтому их систематизация сводится пока лишь к выделению нескольких морфологических типов (рис. 46).

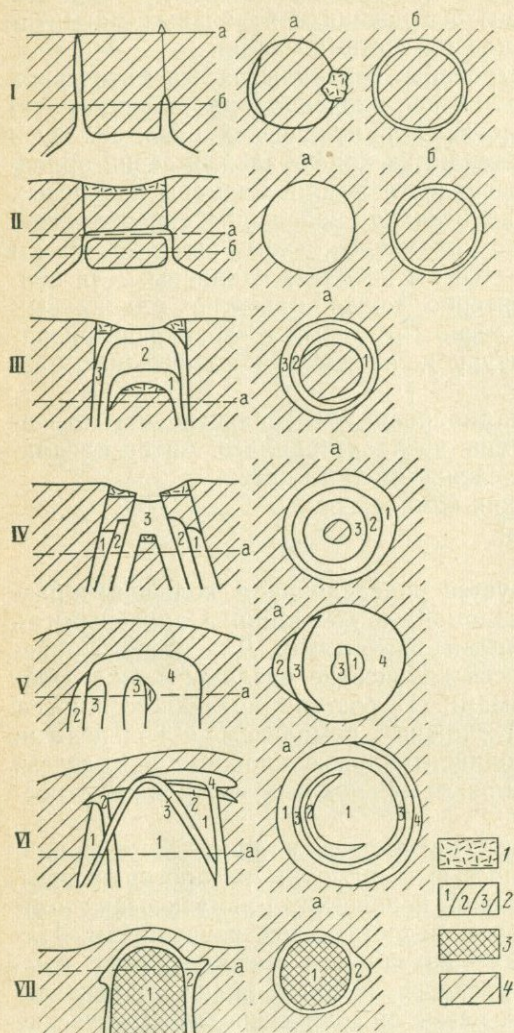


Рис. 46. Морфологические типы (I—VII) кольцевых магматических комплексов (схематизированные разрезы и планы субгоризонтальных поверхностей на разных уровнях).

1 — вулканогенные образования; 2 — кольцевые и внутрикольцевые интрузивные тела (цифры в контурах означают порядок их формирования); 3 — столбчатый блок глубинных пород или более ранний интрузив глубинных магм; 4 — вмещающие толщи (без указания их реальных структур)

Поэтому их систематизация сводится пока лишь к выделению нескольких морфологических типов (рис. 46).

При выделении последних принято во внимание, что для каждого типа структур разные эрозионные уровни могут дать весьма отличные друг от друга структурные планы. Характеристика выделяемых типов дается, исходя из представлений об условиях и порядке формирования отдельных элементов структур, начиная с образования первого кольцевого разлома. Для морфологии магматических комплексов существенное значение имеют масштабы подвижек внутрикольцевого блока вдоль определяющих структуру одного или нескольких разломов, а также одноактность или многоактность этих подвижек. Их влияние на структуру вмещающих толщ выражается, в одних случаях, в образовании кальдерообразных провалов (проседаний), а в других, — в образовании куполовидных поднятий. Встречаются структуры, где имеет место сложное сочетание последовательно образовавшихся куполовидных поднятий и кальдерных проседаний подобно тому, как это было

при образовании кальдеры Веллес [367]. Учитывая эти поверхностные проявления подвижек внутрикольцевого блока, ряд исследователей [1, 24 и др.] разделяет кольцевые структуры на кальдерные и вулкано-купольные. Переходим к характеристике выделенных нами морфологических типов кольцевых магматических комплексов (см. рис. 46).

Тип I — образование кольцевого разлома не вызвало заметного перемещения внутрикольцевого блока. На поверхности вдоль разлома образуются вулканы центрального и трещинного типа, небольшие излияния лав, агломератные тела, трубки взрыва и т. д., характерные для вулканических областей. В более глубоких срезях можно наблюдать типичные кольцевые интрузивы (сечение б). Примером, по-видимому, может служить кольцевой интрузив Сабалока в Судане (рис. 47, а).

Тип II — вслед за формированием кольцевого разлома происходит опускание внутрикольцевого блока. На поверхности образуется кальдера, заполняемая затем вулканогенным материалом, поступающим по кольцевому разлому (как, например, в кальдере Аскья, Исландия) [404]. На некотором уровне происходит субгоризонтальный раскол внутрикольцевого блока и дополнительное опускание его нижней части; освободившееся пространство заполняется магмой. В результате образуется кольцевое интрузивное тело с плоской «крышей», типичный образец которого — массив Дивула (см. рис. 34, а). Подобное же строение имеет массив Брандберг (провинция Дамараленд, Намибия) [325].

Тип III — после возникновения кольцевого разлома происходит периодическое опускание внутрикольцевого блока с частичным его дроблением. В результате при наличии одного кольцевого разлома образуется серия кольцевых и аркообразных интрузивных тел с пологим окончанием, порядок образования которых отвечает центрифугальному типу А. А. Полканова [135]. Наиболее характерный пример — магматический комплекс Чикала (см. рис. 34, в). Такого же типа соседний с ним комплекс Чаоне [394], а также комплекс кальдеры Берум, грабен Осло [338] и др.

Тип IV — отличается от предыдущего типа тем, что в его формировании принимает участие ряд последовательно образовавшихся разломов, что вызывает формирование кольцевой структуры с центрипетальной (по А. А. Полканову) последовательностью интрузивных тел; примеры — комплексы Оконджиджи (см. рис. 34, б) [325], Чамбе, провинция Чилва, Малави [377], Россес, Ирландия [344].

Известен специфический, но довольно распространенный случай, когда кольцевые разломы продолжают в верхнюю часть земной коры не в виде сплошных разрывов, а как кольцевая ослабленная тектоническая зона. Предполагается, что в период формирования структуры магма из периферических очагов поступает в эту зону небольшими порциями, образуя группы штокообразных тел и серчи даек, например в Байназарском комплексе

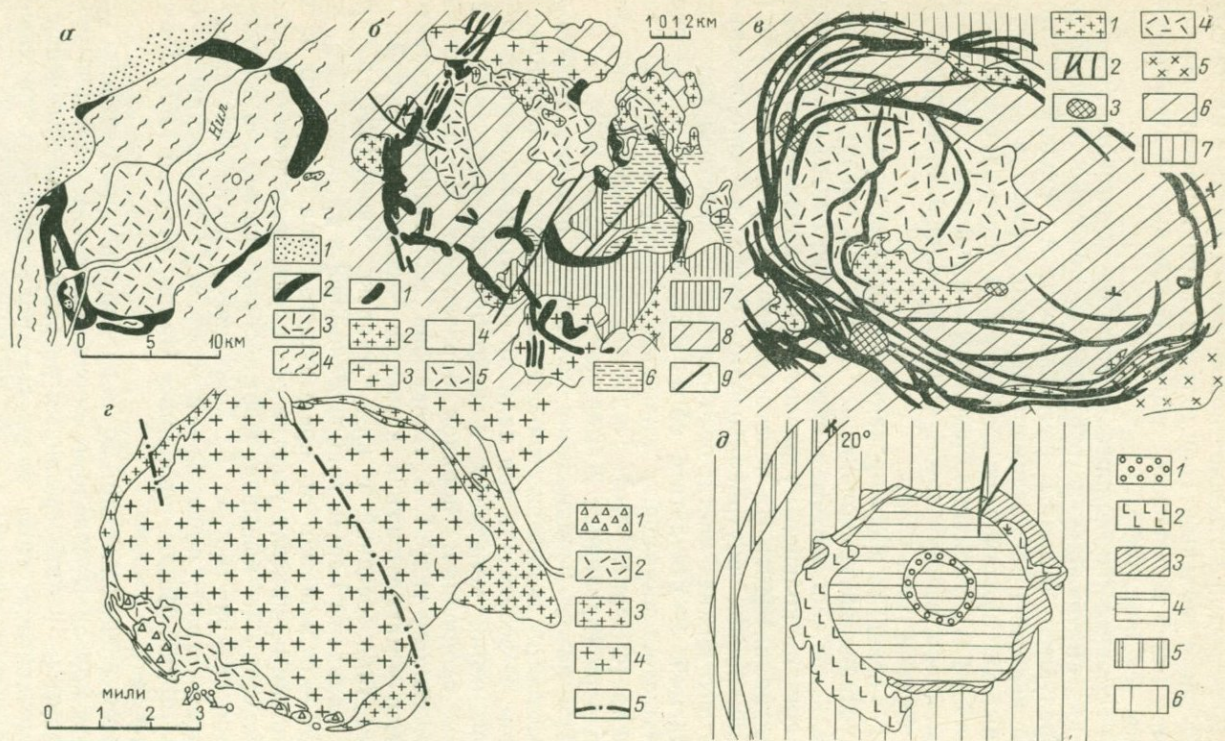


Рис. 47. Примеры типов кольцевых магматических комплексов:

a — кольцевой интрузив Сабалока, Судан [246]; 1 — нубийские отложения; 2 — кольцевое тело гранит-порфиров; 3 — риолиты; 4 — гнейсы;

Центрального Казахстана (рис. 47, б). Куйтунском комплексе Забайкалья [154] и др.

Тип V — при формировании структуры на поверхности возникает не кальдера, а локальный изометричный в плане купол — местное поднятие вмещающих толщ. Внутрикольцевой блок, оторванный от приповерхностной части, на некотором глубинном уровне дробится с неравномерным опусканием обломков в пределы неглубокозалегающего периферического магматического очага. Поднимающаяся вверх магма способствует дальнейшему дроблению внутрикольцевого блока. Процесс повторяется неоднократно вследствие последовательного развития кольцевых разломов, причем характерно увеличение диаметра каждого последующего кольцевого разлома (сравнительно с предыдущим) и дробление на куски интрузивных тел предыдущих фаз. Наиболее яркий пример этого типа структуры — гранитоидный комплекс Кастро-Дайре, Португалия; механизм образования которого детально описан Оеном [337]. Такого же типа комплекс Марумбе (см. рис. 35), сложный магматический комплекс Тагтыюток [393] и др. При мером магматических комплексов этого типа могут служить также позднегерцинские вулканоплутоны Центрального Казахстана [132], такие как Улькен-Каракуус (рис. 47, в) и др.

Тип VI — этот тип структур характеризуется глубоким опусканием внутрикольцевого блока и заполнением освободившегося пространства магмой. Образуется ряд субвулканических тел, переходящих на глубине в кольцевые дайки. При достижении магмой поверхности имело место частичное излияние лав (небольшие покровы). Наиболее типичным примером будет Слайв-Галлион (рис. 47, г). По-видимому, к этому типу относятся также массив Посус-ди-Калдас [257] и сложный магматический комплекс хр. Сарычева [142].

Тип VII — своеобразный тип кольцевых структур, в которых по кольцевому разлому поднят блок глубинных пород (гнейсы основания, дуниты). Затем по кольцевому разлому, неоднократно обновлявшемуся, поступали магматические расплавы, формировавшие кольцевые интрузивные тела вокруг центрального блока или внутри его. Наиболее характерные примеры: Шава (рис. 47, д), массивы Инагли (см. рис. 40), Чад, Кондер на Алдане.

- б — Байназарский гранитоидный комплекс, Центральный Казахстан [120]; 1 — интрузивные и экструзивные породы кольцевого интрузива и даек гранодиорит-порфиров, трахидецитов; 2 — аляскинские граниты; 3 — гранодиориты, граниты; 4 — четвертичные отложения; 5 — кислые эффузивы и осадочные породы верхнего вице-нампора; 6 — осадочные породы верхнего делювиона — нижнего карбона; 7 — эффузивы нижнего и среднего делювиона; 8 — отложения верхнего силура; 9 — разломы;
- в — кольцевой комплекс Улькен-Каракуус, Центральный Казахстан [132]; 1 — аляскинские граниты (пермь); 2 — дайки гранит-порфиров и кварцевых порфиров (пермь); 3 — нески фельзит-порфиров (средний и верхний карбон); 4 — туфы, игнимбриты липаритовых порфиров (средний и верхний карбон); 5 — граносениты и др. (нижний карбон); 6 — дайциты, липариты (нижний карбон); 7 — песчанники девона;
- г — комплекс Слайв-Галлион, Ирландия [356]; 1 — атглмераты фельзитов; 2 — фельзиты; 3 — гранофилы кольцевой интрузии; 4 — граниты Ньюри; 5 — разломы;
- д — магматический комплекс Шава [295]; 1 — карбонатиты; 2 — ифолиты; 3 — фениты; 4 — серпентиниты по дунитам; 5 — долины локального купола; 6 — гранито-гнейсы Чинзе

Рассмотренные типы магматических комплексов, как это видно из их краткой характеристики, представляют собой различные формы развития общего процесса, в котором ведущую роль играют кольцевые разломы, подвиги по ним внутрикольцевого блока и его расчленение при участии активных сил магмы. Конфокальность структур не всегда строго выдержана, часто наблюдается большая или меньшая эксцентричность — геометрическая ось каждого из последующих разломов и интрузивных тел несколько сдвигается по сравнению с положением предыдущей. В результате образуются магматические комплексы, подобные Джебель-Куйели или Оконджиджи (рис. 48).

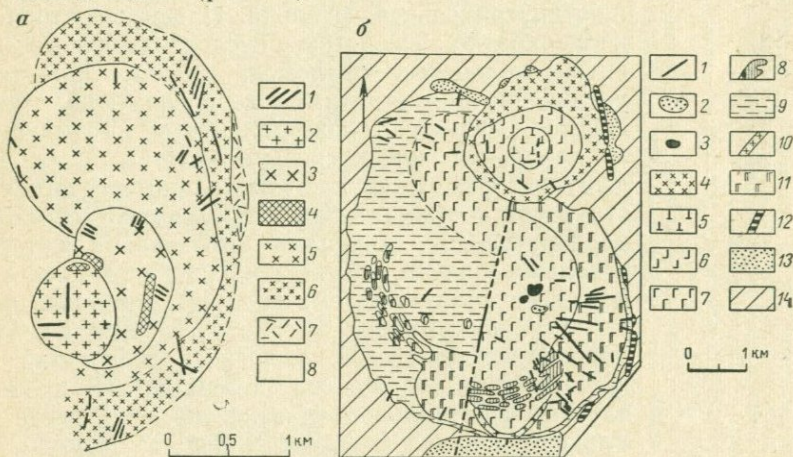


Рис. 48. Магматические комплексы Джебель-Куйели и Оконджиджи:

а — Джебель-Куйели, Северный Судан [246]: 1 — натриевые дайки; 2 — центральное тело сиенитов; 3 — внутреннее кольцо сиенитов; 4 — габбро; 5 — внешнее кольцо сиенитов; 6 — краевая фация сиенитов; 7 — риолиты; 8 — древний докембрий;

б — Оконджиджи, Намибия [325]: 1 — дайки; 2 — комптониты; 3 — фойяиты; 4 — пуласскиты; 5 — олигоклазовые эссекситы; 6 — андезитовые эссекситы; 7 — габбро; 8 — гранулитовое габбро; 9 — контаминированные адамеллиты; 10 — кварцевые сиениты; 11 — дифференцированное габбро; 12 — габбро-пикриты; 13 — осадочные породы карру; 14 — кристаллические породы Дамара (докембрий)

Завершая характеристику выделенных типов кольцевых комплексов, следует заметить, что некоторые типы структур являются примером дальнейшего развития предыдущих типов. Однако их объединение представляется нецелесообразным, так как реальные структуры двух сравниваемых типов достаточно легко отличаются (например, массивы Дивула и Чикала — см. рис. 34). Выше отмечалось, что большое разнообразие в морфологический облик кольцевых комплексов вносят разные эрозионные уровни, на которых они обнажаются. В. Элстон [260] предлагает в связи с этим выделять следующие денудационные серии:

а — кальдеры вулканических плато с куполами и отдельными аркообразными дайками;

б — вулcano-tekтонические депрессии, окруженные интрузивно-экструзивными комплексами;

в — гиабиссальные гранитоидные кольцевые комплексы с центральной кальдерой, в которой развиты вулканогенные породы и (или) эродированный плак эффузивных — субвулканических пород;

г — цилиндрические плутоны с аркообразными трещинами;

д — предположительно плутоны гнейсовых куполов, во внутрикупольных впадинах которых встречаются вулканогенные образования.

Выделенные на первом этапе изучения морфологические типы кольцевых магматических комплексов, по-видимому, полностью не исчерпывают всего их разнообразия. Однако автор надеется, что главные их черты нашли свое отражение в предлагаемой систематизации. Лишь детальные геолого-структурные исследования, начало которых уже положено как в СССР (Кольско-Карельская провинция, некоторые Алданские массивы и др.), так и за рубежом (комплексы провинции Нуанети в Ю. Родезии, массивы провинции Чилва в Малави и др.), помогут создать в дальнейшем классификацию кольцевых магматических комплексов.

Морфологические типы конических магматических комплексов.

Комплексы, сложенные коническими интрузивными телами, изучены слабо. Значительное влияние на определение таких комплексов оказывают затруднения, возникающие при выделении тел с крутым падением контактов. Конических магматических комплексов в настоящее время описано очень мало. Поэтому если систематизацию кольцевых комплексов можно считать предварительной, то в отношении конических комплексов сделаны только первые шаги и не исключены в дальнейшем значительные изменения в этом направлении. Для большинства центральных магматических комплексов исследователи не приводят такие необходимые данные, как реальные разрезы, характеристики морфологии и динамики развития основных разломов структур.

Среди конических магматических комплексов можно выделить несколько морфологических типов.

Тип I — комплексы, сложенные последовательно образовавшимися довольно мощными (сотни метров) коническими телами. Примерами могут служить комплексы Кудару-Хиллс (рис. 49) и Гроннедал-Ика [262]. Можно предположить, что с ними сходен по строению щелочной массив Кангердлугссук, который, по мнению Л. Уэйджера [399], имеет общую воронкообразную форму.

Тип II — комплексы, сложенные многочисленными коническими дайками, главная масса которых образовалась одновременно. К этому типу относится карбонатитоносный массив Арбарастах на Алдане (рис. 50). Подобную же структуру Б. В. Губачев предполагает для карбонатитового массива Себль-Явр (Карело-Кольская провинция).

Тип III — инъекционные серии одноактно образовавшихся мало-мощных конических слоев (входящие обычно в состав сложных магматических комплексов), как правило, выполняющие отдельные довольно мощные инъекционные зоны. Такие серии конических

слоев общей мощностью порядка сотен метров наиболее детально изучены в комплексах Арднамуркан (см. рис. 37), Малл и других Шотландской третичной провинции [356].

Тип IV — комплексы, в состав которых входят многоэтапные серии даек и маломощных дайкообразных тел, например в массиве Тундулу, Малави [277], в массиве Альнё, Швеция [254]. Г. Сиднер [362] изучил и расшифровал строение подобного сложного вулкано-

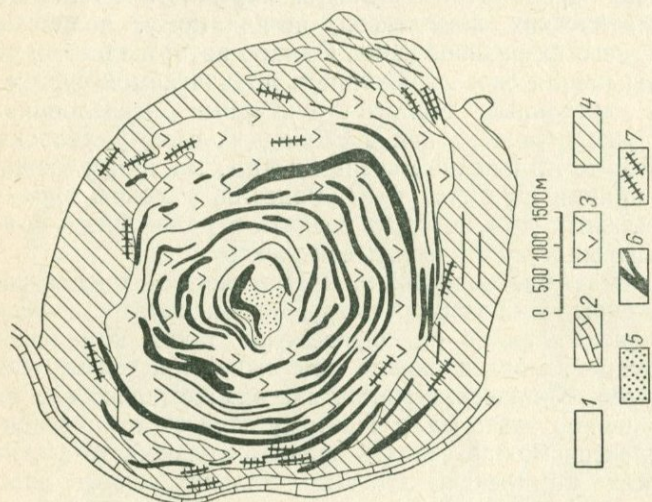


Рис. 50. Конический комплекс Арбарастах [45].

1 — архейские гнейсы, граниты и кристаллические сланцы; 2 — архейские кальцифилы; 3 — пироксен-флогопитовые породы; 4 — сенинты, фениты и фенитизированные архейские породы; 5 — апатит-магнетитовые породы; 6 — карбонаты; 7 — жилы иолитов и сенинтов

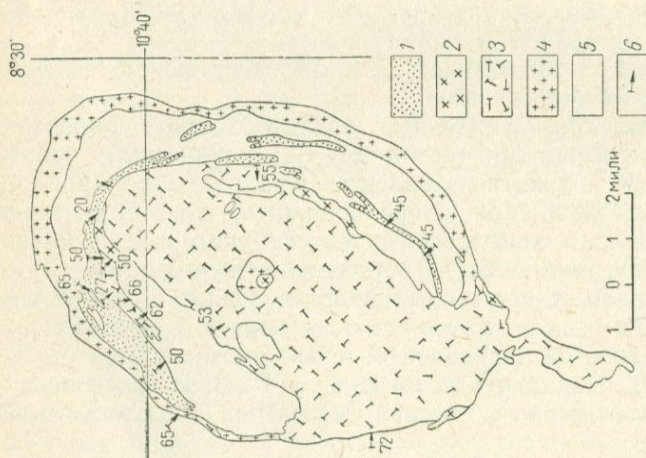


Рис. 49. Конический магматический комплекс Кудару-Хиллс, Нигерия [208].

1 — мелкие интрузивы порфиров; 2 — биотитовые граниты; 3 — рибекитовые граниты; 4 — кварц-фаялитовые порфиры; 5 — гнейсы докембрия; 6 — элементы залегания

плутона Паресис (рис. 51), в составе которого многократно формировались конические тела.

Выделенные условно четыре типа конических магматических комплексов отражают лишь ясно заметные их морфологические отличия. Как видно из краткой характеристики, одни из них представляют собой многоактные образования (I, IV типы), а другие формировались в течение одного акта внедрения магмы.

Сложные магматические комплексы центрального типа.
Комплексы, в которых сочетаются кольцевые и конические тела.
Подобные комплексы широко развиты в Шотландской третичной провинции. В СССР типичным представителем является Хибинский щелочной массив.

Строение шотландских третичных массивов можно иллюстрировать примером сложного магматического комплекса о-ва Малл (рис. 52), описанного Дж. Ричи [357]. Наименее ранним и самым крупным кольцевым разломом (диаметром около 25 км) ограничена ранняя кальдера (кольцевой грабен), заполненная толщей базальтов мощностью около 600 м, и вся сложная структура в целом. Внутри этого провала развивались взрывные и интрузивные тела кольцевой и конической формы, следующие по серии последовательно образовывавшихся разломов. Последние были приурочены к трем центрам, из которых первый принадлежит структуре ранней кальдеры и расположен примерно в районе Бейнн Фада, второй — структуре Бейнн Чейсгидл и третий — структуре Лох-Ба.

Последовательность формирования разломов и интрузивных тел в этой общей структуре является очень сложной. После опускания внутрикольцевого блока ранней кальдеры и накопления толщи базальтов вдоль краевого кольцевого разлома образовались ранние кольцевые интрузии и взрывные тела. Затем возникли первые серии конических слоев и небольших конических тел. Они сменились второй группой взрывных и агломератных тел и второй серией конических слоев. В следующий период произошло формирование структуры Бейнн Чейсгидл, для которой характерна группа кольцевых тел, но они позднее были пересечены коническими слоями третьей серии. Затем образовалась еще одна серия конических слоев, которые одновременно следуют планам структур как первого, так и второго центров. К наиболее поздней структуре Лох-Ба относятся: штокообразное центральное тело гранофиоров, серии конических слоев, кольцевые дайки и заключительный кольцевой интрузив фельзитов, обрамляющий позднюю кальдеру.

Для структуры в целом не характерно широкое развитие линейных разломов. В толще базальтов западной части ранней структуры (район западнее оз. Скридейн) широко распространены силлы и пачки силлоподобных тел андезитов, содержащих многочисленные ксенолиты разнообразных осадочных и изверженных пород. По времени образования эти силлы сопоставимы с поздними коническими слоями.

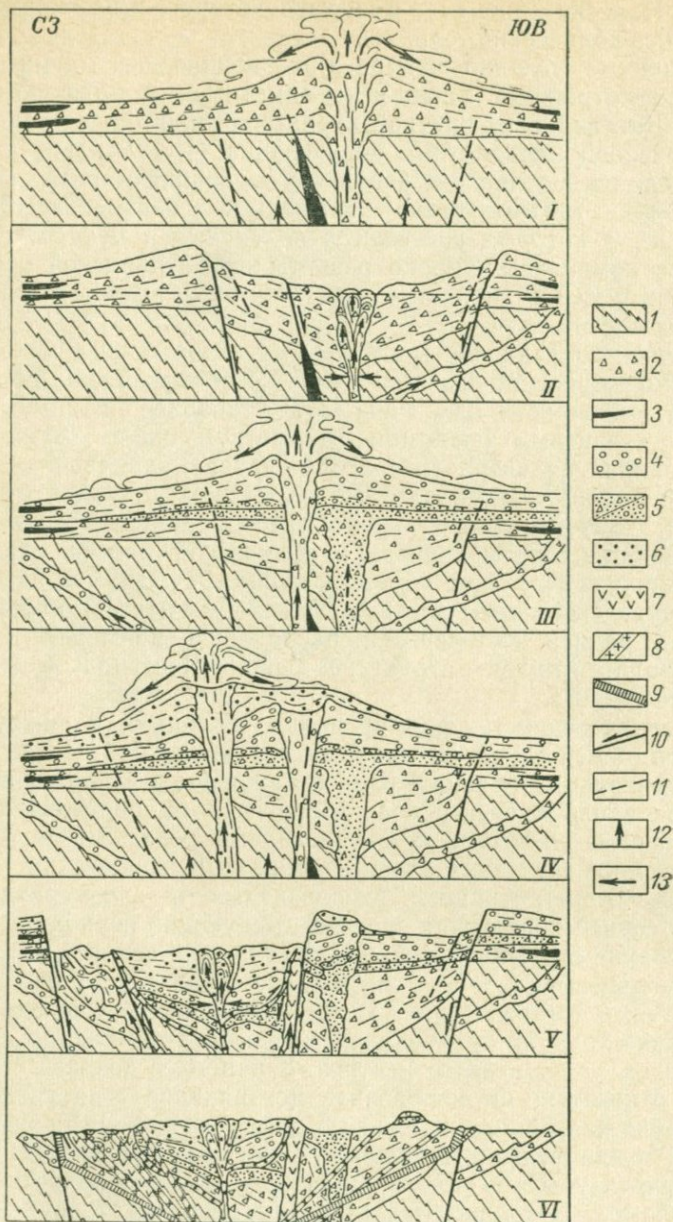


Рис. 51. Схема развития комплекса Паресис [362].

1 — кристаллические породы основания (Дамара); 2 — полевошпатовые риолиты; 3 — основные лавы и дайки; 4 — кварц-полевошпатовые порфиры; 5 — агломераты; 6 — комедиты; 7 — сенинты; 8 — бостониты; 9 — микрограниты; 10 — сброс; 11 — трещина или потенциальный разрыв; 12 — направление движения магмы; 13 — направление эффективного давления. I—VI — этапы формирования

Другой сложный комплекс Шотландской третичной вулканической провинции — массив Арднамуркан (см. рис. 36), расположенный на полуострове того же названия, сложен многочисленными

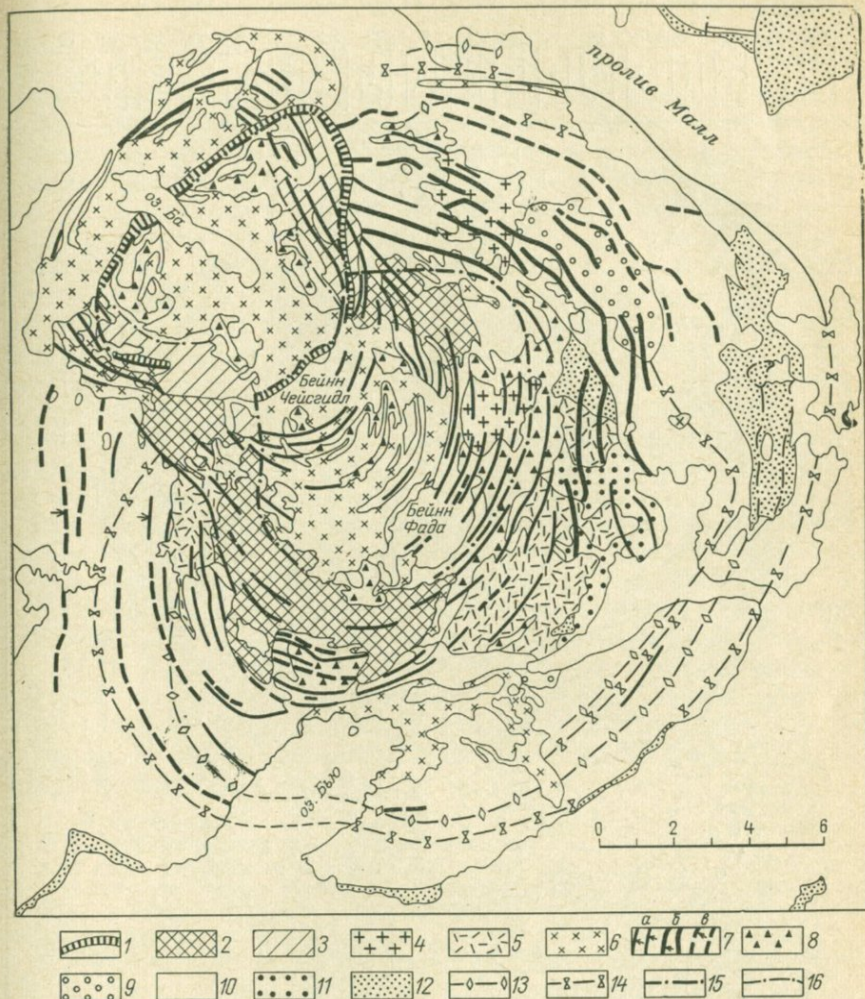


Рис. 52. Сложный магматический комплекс о-ва Малл, Шотландия [357].

1—10 — третичные образования (1 — фельзиты Лох-Ба, 2 — габбро, 3 — авгитовые диориты, 4 — фельзиты, 5 — гранофиры, 6 — другие крупные интрузивы, 7 — конические слои: а — ранние кислые, б — ранние основные, в — поздние основные, 8 — брекчии и жерла риолитов, 9 — брекчии и потоки риолитов синклинали Коур-Моп; 10 — лавы базальтовых); 11 — осадочные породы мезозоя; 12 — домезозойские породы; 13 — оси антиклиналей; 14 — оси синклиналей; 15 — границы главных кальдер; 16 — второстепенные разломы

кольцевыми и коническими интрузивными телами и дайками габброидного и гранитоидного состава*. Они приурочены к трем последовательно образовавшимся структурам со сближенными центрами. В пределах первой структуры кольцевые тела пересечены

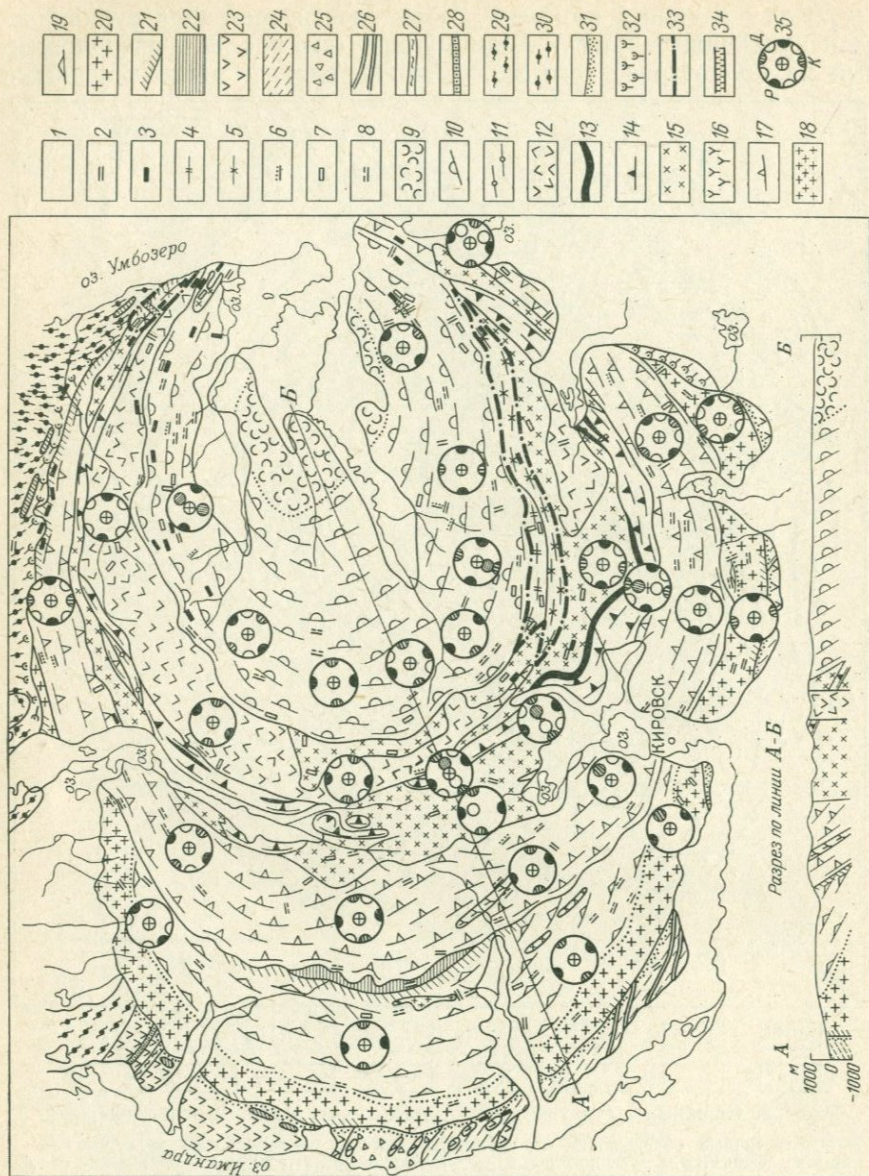


Рис. 53. Структурно-геологическая схема Хибинского щелочного массива [78].

1 — четвертичные отложения. Палеозой: 2 — формация даек, связанных с региональным магматизмом; Хибинский щелочной массив: 3 — эгирино-альбитовые жилы; 4 — перекристаллизованные и катаклазированные нефелиновые сиениты; 5 — гнейсовидные рисчорриты; 6 — дайки меланократовых нефелиновых сиенитов; 7 — щелочные пегматиты; 8 — породы жильной фации; 9 — массивные фойяиты; 10 — трахитоидные фойяиты; 11 — полосчатые нефелиновые сиениты; 12 — среднезернистые нефелиновые сиениты; 13 — апатито-нефелиновые породы; 14 — ийолиты, урниты, дуавриты и малиниты; 15 — рисчорриты; 16 — жильная фация трахитоидных хибинитов; 17 — трахитоидные хибиниты; 18 — жильная фация хибинитов; 19 — грубозернистые трахито-

сериями конических слоев и прорваны некими эксплозий. Кольцевые тела второй структуры предваряются и секутся несколькими сериями конических слоев. И наконец, многочисленные кольцевые и внутрикольцевые тела третьей структуры частично срезают интрузии первого и второго центров, включая и все конические серии. В сложном комплексе Арднамуркан широко развиты дайки, следующие по радиальным и тангенциальным разломам.

Дж. Ричи [357] подчеркивает, что конические слои массива Арднамуркан, расположенные за пределами внешних кольцевых разломов, являющиеся более ранними образованиями и имеют меньшие углы падения к центру структуры, чем конические слои, развитые во внутренней части массива.

Хибинский щелочной массив находится в центральной части Кольского полуострова. Это самый крупный из известных щелочных массивов центрального типа (площадь его около 1300 км²). Он возвышается над окружающей равниной в среднем на 1000 м. С востока и запада к нему примыкают узкие и глубокие тектонические депрессии озера Имандра и Умба-озера, связанные сетью радиальных и концентрических разломов, образовавшихся вокруг массива. В отношении структуры Хибинский щелочной массив (рис. 53) достаточно детально изучен [56, 57, 66, 78].

В последнее время получены геофизические данные о строении массива на глубине [175], согласно которым внешние контакты массива продолжают субвертикально по крайней мере до глубины 7 км, а в восточной части массива дно внутрикольцевого интрузивного тела (фойяитов) выявляется на глубине 4—5 км. На рис. 54 приведен гипотетический разрез, на котором показано поведение кольцевых и конических разломов с глубиной.

В строении Хибинского щелочного массива принимают участие кольцевые и конические магматические тела, последовательность образования которых следующая:

- 1) неполнокольцевое тело гранитоидных хибинитов;
- 2) коническое тело трахитоидных хибинитов;
- 3) кольцевое тело рихорритов;
- 4) коническое сложное тело ийолитов, уртитов, апатитовых пород и др.;
- 5) неполнокольцевое тело среднезернистых эгириновых и эгирин-амфиболовых нефелиновых сиенитов;
- 6) внутрикольцевое довольно плоское тело фойяитов диаметром около 20 км.

* В пределах данного комплекса также развиты покровы третичных базальтов, однако достоверных данных о том, что их излияние было связано с развитием центральной структуры, не имеется [357].

идные хибиниты; 20 — массивные хибиниты; 21 — нефелиновые сиениты краевой зоны и щелочные сиениты. *Ловозерская свита*: 22 — ромбенпорфиры. *Протерозой*. *Среднепротерозойские интрузии*: 23 — метагаббро-диабазы. *Имандра-варзугская серия*: 24 — зеленые сланцы; 25 — туфобрекчии и шаровые лавы; 26 — углисто-глинистые сланцы; 27 — актинолитовые и туфогенные сланцы; 28 — кварцито-песчаники. *Архей*. *Архейские интрузии*: 29 — роговообманковые диориты. *Кольская серия*: 30 — биотитовые гнейсы и мигматиты. 31 — ороговикование; 32 — фенитизация; 33 — границы зон смятия; 34 — линии тектонических нарушений; 35 — диаграмма трещиноватости (система трещин: р — радиальные; к — концентрические, д — диагональные)

Каждое из них имеет сложное строение, особенно коническое тело ийолитов, уртитов и апатитовых пород, которое представляет собой сложное и может быть многофазное образование, как показали детальные исследования Т. Н. Ивановой [74]. Кольцевое интрузивное тело рисчорритов, возможно, образовалось в две субфазы [37]. Внутри интрузивных тел трахитоидность и слоистость часто с удалением от контакта заметно выполаживаются. В глубоких частях разреза некоторых тел, например трахитоидных хибинитов, отмечается первичная, пологая расслоенность пород с образованием меланократовых разностей. Вся структура массива осложнена более поздними радиальными разломами [128].

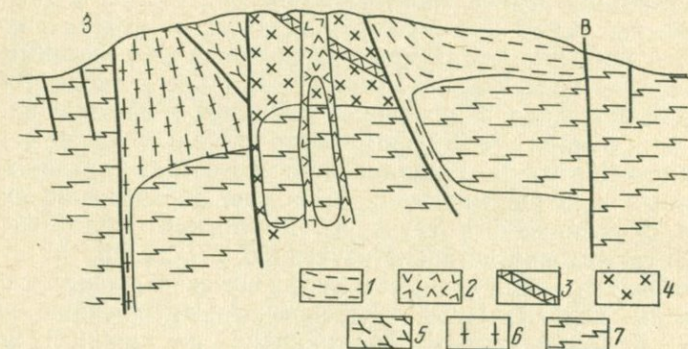


Рис. 54. Гипотетический разрез сложной структуры Хибинского массива.

1 — фойейты; 2 — среднезернистые и мелкозернистые нефелиновые сиениты; 3 — ийолиты, уртиты и апатит-нефелиновые породы; 4 — рисчорриты; 5 — трахитоидные хибиниты; 6 — массивные (гранитоидные) хибиниты; 7 — кристаллические сланцы, гнейсы и другие вмещающие толщи архея и протерозоя (без указания их структуры)

По мнению многих исследователей Хибинского массива, формирование структуры шло от периферии к центру, который несколько смещался к востоку, что вызывало срезание части предыдущего интрузивного тела с образованием эруптивных бракейных зон.

На примере двух Шотландских и Хибинского магматических комплексов можно сделать некоторые общие выводы об особенностях их строения.

1. Все три сложных магматических комплекса отличаются сочетанием кольцевых и конических интрузивных тел, имеющих для каждой структуры общую геометрическую вертикальную ось.

2. Отмечается чередование в формировании кольцевых и конических интрузивных тел; последовательность их смены не является строго закономерной. В Шотландской провинции более ранние кольцевые тела сменяются и секутся коническими телами и сериями, которые в свою очередь рассекаются более поздними кольцевыми разломами и интрузивными телами (комплекс Малл).

Для Хибинского массива С. И. Зак и Е. А. Каменев считают весьма характерным попарное сочетание раннего кольцевого и позднего конического тела.

3. Интрузивное тело фойяитов Хибинского массива, по-видимому, заключало его формирование. В отличие от него в поздней структуре комплекса Малл центральное тело не было последним образованием, вслед за ним развивалась еще серия конических слоев, затем произошло обрушение блока по новому кольцевому разлому и в заключение появилось кольцевое тело фельзитов Лох-Ба.

4. Рассмотренные сложные магматические комплексы являются в то же время полицентральными образованиями с весьма сближенными центрами.

Полицентральные кольцевые комплексы. Известно несколько сложных полицентральных магматических комплексов, в которых конические разломы редки. Они отличаются многоэтапной историей развития нескольких рядом расположенных кольцевых структур.

Типичным представителем такого рода комплексов является сложный комплекс Нуанетси [239], находящийся на восточной окраине Восточно-Африканского щита, в зоне его сочленения с Мозамбикской протерозойской геосинклиналью. Здесь в тупом углу на пересечении моноклиналей Матаке-Саби и Лебомбо образовалась узкая синклиналь Нуанетси, представляющая собой ослабленный тектонический узел, в котором в период карру (пермь — нижняя юра) произошло массовое излияние базальтов (см. рис. 8). В конце этого периода, после крупных экструзий игнимбритов риолитового состава, возникли многочисленные сложные интрузии (рис. 55) габбро и гранитов. Часть массивов весьма сближена друг с другом, так что отдельные интрузивные тела входят в состав двух соседних центральных структур (массивы Северное кольцо и Матеке Хиллс, массивы Дембе, Дивула и Масукве). Интрузивные тела Данже и Чакумба размещаются в большом полукольце разломов, объединяющих структуру. В провинции Нуанетси имеются также и изолированно расположенные центральные структуры, не входящие в данный сложный комплекс (Марангудзи, Марумбе, Мутандаве, Чивонже).

Для многих кольцевых массивов Нуанетси, так же как и для массива Дивула (см. рис. 34, а), характерна форма субгоризонтального окончания кольцевых интрузивных тел. Поэтому в случае малого эрозийного среза они выглядят как штокообразные внутрикольцевые тела.

Формирование сложного полицентрального комплекса Нуанетси, по-видимому, началось с локального, в пологой впадине синклинали Нуанетси, излияния лав и извержения игнимбритов риолитового состава, расположившихся несогласно на толще базальтов карру. Вероятно, их распространение контролировалось большим полукольцевым разломом, ограничивающим структуру с юга и запада. Вдоль этого разлома получили развитие полукольцевые

и дугообразные тела микрогранитов и гранофигов Данже и Чакумбы, а также крутопадающее (?) тело микрогранитов обрыва Гезани. Вероятно, вслед за этими интрузивами формиро-

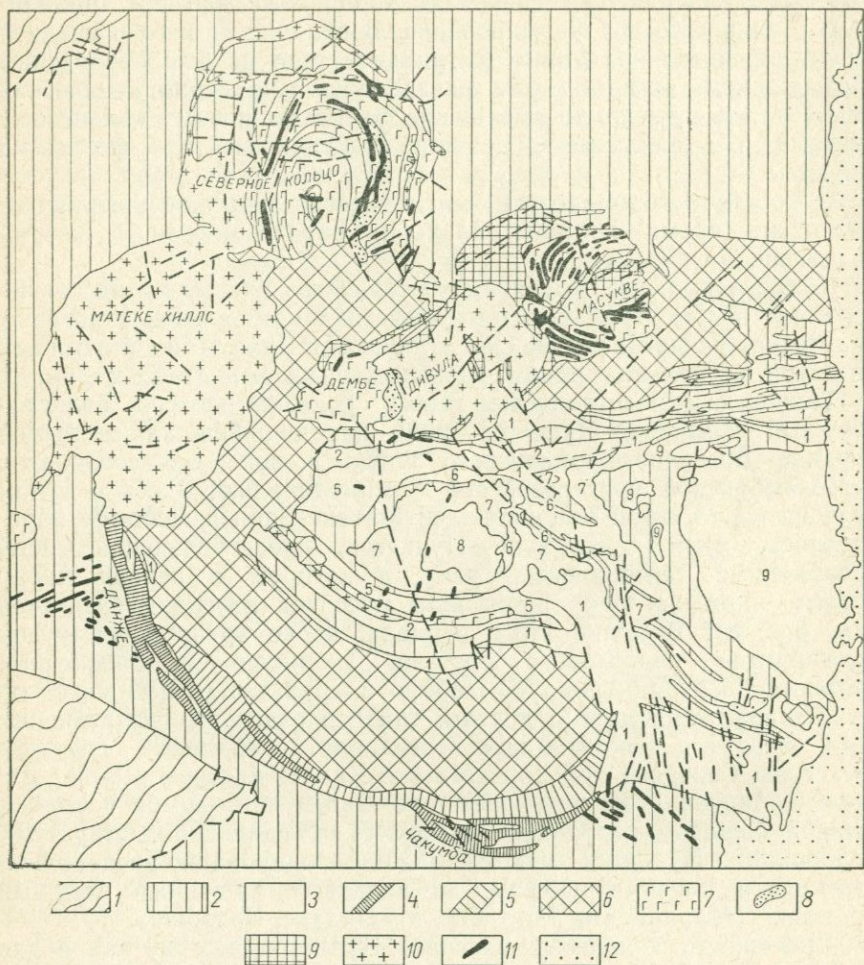


Рис. 55. Сложный комплекс Нуанетси [239].

1 — гнейсы докембрия; 2 — базальты карру; 3 — риолиты карру (цифры на рисунке относятся к отдельным потокам риолитов); 4 — микрограниты и гранофиры Данже и Чакумба; 5 — микрограниты обрыва Гезани; 6 — красные гранофиры Главного силла; 7 — микрогаббро и габбро разного состава; 8 — гибридные гранодиориты и другие породы; 9 — гранофиры; 10 — граниты; 11 — дайки кольцевых комплексов; 12 — меловые осадочные отложения

вался Главный силл красных гранофигов, занявший огромную площадь в виде серпообразного субгоризонтального тела.

В следующий этап в северной части этой сложной структуры образовались кольцевые габброидные комплексы: Северное кольцо,

Дембе, Масукве и кольцевые гранитоидные комплексы Дивула и Матеке. Гранитное тело Матеке продолжается в краевую зону Северного кольца, образуя сложный внешний полукольцевой интрузив (см. рис. 55). Граниты, кроме того, в виде узкого дугообразного тела внедрились в центральную часть структуры в районе Ред-Хиллс и восточнее. Для всей этой огромной структуры, занимающей площадь около 1800 км² (45×40 км), характерна общая система разломов и трещин, а также серий даек основного и кислого состава.

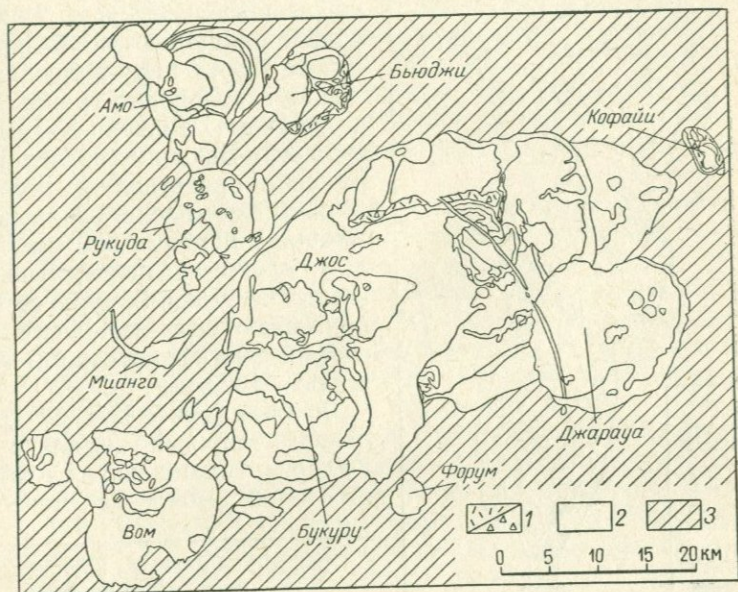


Рис. 56. Очертания сложной гранитоидной структуры Джос-Букуру (по картам 1963 г., изданным в Кадуне под редакцией Р. Джекобсона).

1 — эффузивы и агломераты; 2 — гранитоиды; 3 — кристаллические породы докембрия

К многофазным и полицентральным комплексам со сближенными центрами структур возможно относятся и некоторые из сложных центральных комплексов северной Нигерии. Не располагая детальными картами этих удивительных гранитоидных массивов, можно лишь предположительно выделить полицентральные комплексы Джос-Букуру, Ша-Калери, Бурра-Нинджи, Сара-Фьер и др. В качестве иллюстрации их сложного строения воспроизведены очертания многочисленных интрузивных тел в пределах комплекса Джос-Букуру (рис. 56), группирующихся вокруг целого ряда центров.

В структуре Джос-Букуру сочетаются интрузивные тела крупнозернистых и мелкозернистых биотитовых гранитов, более мелкие тела среднезернистых биотитовых гранитов, полукольцевые тела рибекит-фаялитовых гранитов, рибекит-биотитовых микрогранитов и дайки кварцевых порфиров, небольшие нежки жерловой фации риолитов и липаритов. В самом массиве Джос-Букуру имеются по крайней мере три самостоятельные кольцевые структуры (Джос, Букуру, Джарауа) общей площадью около 850 км². Кроме того, к нему вплотную примыкают кольцевые гранитондные комплексы Ганавури-Кигом, Рукуба-Амо-Бьуджи (последний сам по себе представляет полицентральный комплекс), занимающие площадь порядка 800 км². В целом сложный полицентральный комплекс Джос-Букуру вместе с примыкающими кольцевыми массивами охватывает огромную площадь — 1650 км².

Южнее Джос-Букуру расположен сложный комплекс Ша-Калери (площадью около 750 км²). Он имеет не менее трех

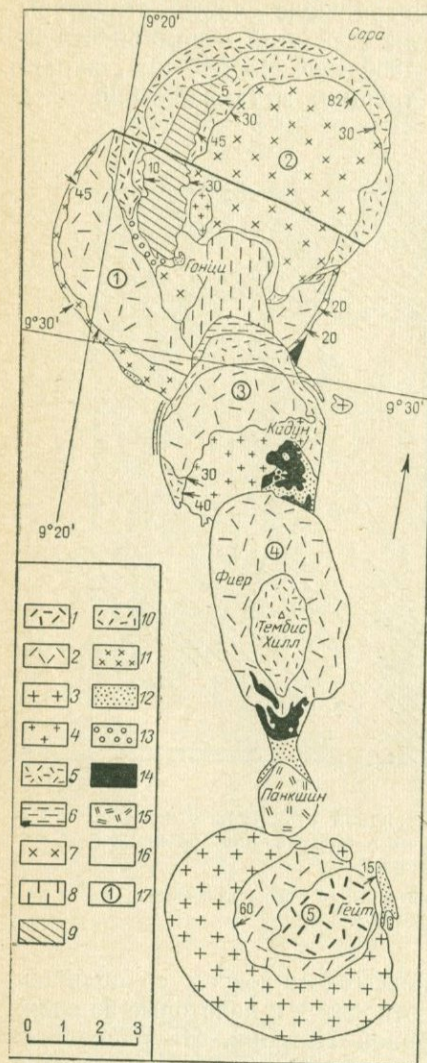


Рис. 57. Сложный комплекс Сара-Фиер, Нигерия [388].

1 — роговообманково-фаялитовые граниты; 2 — роговообманково-биотитовые граниты Фиер, Кумбу и др.; 3 — биотитовые граниты Вулли; 4 — альбит-биотитовые граниты Кадун; 5 — амфиболовые граниты Токкос, Сара; 6 — тонкозернистые граниты; 7 — альбит-биотитовые граниты Гонци и второго центра; 8 — роговообманково-биотитовые граниты Гонци; 9 — рибекитовые граниты; 10 — пироксен-роговообманковые граниты кольцевой дайки; 11 — аплитовые граниты; 12 — кислые жильные породы; 13 — риолиты; 14 — базальты и другие основные породы; 15 — сиениты Панкшин; 16 — породы докембрийского комплекса основания; 17 — положение пяти центров

центров самостоятельных кольцевых структур и сложен разнообразными гранитами, микрогранитами, гранит-порфирами и жерловыми фациями риолитов.

Замечательным по своему строению является сложный комплекс Сара-Фиер [388] площадью около 150 км², представляющий собой цепочку сближенных кольцевых комплексов, трассирующих

скрытый долгоживущий глубинный разлом (рис. 57). Здесь имеется пять самостоятельных кольцевых структур диаметром от 8 до 14 км, которые формировались последовательно от 1 к 5 центру. Кольцевые комплексы сложены разнообразными типами гранитов, а также небольшими телами среднего и основного состава. В раннюю фазу формирования каждой из кольцевых структур происходили извержения риолитов и небольших порций базальтов.

В провинции Новой Англии, США [215] обращает на себя внимание сложный магматический комплекс гор Уайт, Моат, Чокоруа и др. (шт. Нью-Гемпшир), который раньше называли батолитом Уайт-Маунтин. Это полицентральное образование сложено многочисленными интрузивными телами гранитов, гранофиоров, сиенитов и вулканогенными породами (гора Моат). Часть тел имеет дугообразные, серповидные очертания, а другие — кольцевые. Более детальные структурные исследования могли бы выявить характер связи всех этих близко-одновременных магматических образований.

В Австралии, в районе Джорджтаун [224] среди сложных центральных структур можно указать на полицентральный комплекс Бегстоув-Лохабер (рис. 58), занимающий площадь около 950 км². Он состоит из двух кольцевых комплексов, образовавшихся почти одновременно, из них северный — Лохабер имеет более высокий эрозионный срез, чем комплекс Бегстоув. Последний имеет, по крайней мере, 6 центров кольцевых структур, мигрировавших в северо-восточном направлении.

К сложным полицентральным и многофазным образованиям, по-видимому, следует отнести большие площади пермских магматических образований грабена Осло, особенно район севернее Осло, детально откартированный и описанный Е. Сетером [360]. Здесь на площади свыше 700 км² (25×32 км) расположены десятки мелких и крупных кольцевых интрузивных комплексов, закономерно сочетающихся с телами эруптивных брекчий и эксплозий, а также с потоками лав базальтов и ромбен-порфиоров.

В нашей стране среди сложных полицентральных комплексов следует отметить магматический комплекс Ишим (или Кубасадыр). Он расположен в северном Казахстане, в Кубасадырских горах, в правобережье р. Ишим и занимает площадь около 70 км². А. Н. Нурлыбаев и А. Г. Панченко [124] считают, что Ишимский магматический комплекс залегает в крупной глубоко размытой кальдере нижнедевонского стратовулкана, размеры которой 10×15 км. Ишимский массив формировался в три эффузивные и следующие за ними четыре интрузивные фазы и относится к полицентральным образованиям (4—5 или 8—10 центров). Однако реконструкция его структуры затруднена вследствие наложения более молодых девонских гранитоидов и широкого развития последующих дизъюнктивных нарушений.

Магматические комплексы с весьма сложным внутренним строением интрузивных тел. Среди подобных магматических комплексов

особое внимание привлекают такие, как Ловозерский и Ковдорский, находящиеся в восточной части Балтийского щита (Карело-Ловская провинция).

Ловозерский является примером со сложным внутренним строением.

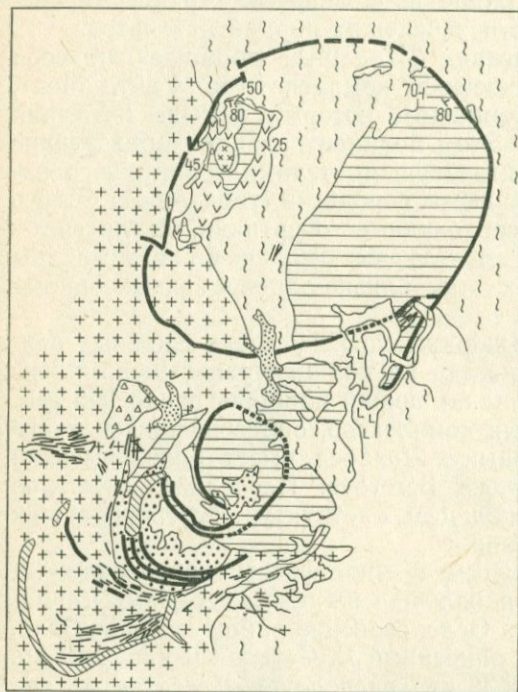


Рис. 58. Сложный комплекс Бергстоув-Лохабер, Джорджтаун, Австралия [224].

1 — аллювий; 2 — базальты; 3 — песчаники мела; 4 — девонские граниты; 5 — докембрийские граниты и метаморфические породы; 6 — риодацитовые дайки; 7 — биотитовые граниты и адамеллиты; 8 — микрозониты вулканических образований; 9 — риодацитовые игнимбриты; 10 — розовые риодациты; 11 — трахиандезиты; 12 — вулканические жерла; 13 — разломы; 14 — элементы залегания

многофазного комплекса. Он расположен восточнее Хибинского массива и по внешним очертаниям имеет с ним много общего. Восточный контакт Ловозерского массива обрзан субмеридиональным разломом; здесь же у восточного контакта имеются небольшие выходы щелочных эффузивов ловозерской (девонской?) свиты.

Массив представляет собой сложный расслоенный комплекс, ограниченный внешним кольцевым разломом. Он представляется как стромаконолит [153], сложенный различными разновидностями меланократовых и лейкократовых нефелиновых сиенитов. В составе самого массива участвует несколько интрузивных тел (рис. 59), сопровождаемых эруптивными breccиями с обломками ранее образовавшихся пород [25]. Большинство пород плутона обладает первично-полосатыми текстурами течения. Преобладают пологие углы наклона первичной полосатости в породах всех трех главных

интрузивных фаз. Однако вблизи внешнего контакта трахитоидность и полосчатость пород имеют крутое положение параллельно неровной поверхности контакта.

По геофизическим данным [175], щелочные породы центральной части Ловозерского массива уходят на глубину, превышающую 7 км. И. В. Буссен и А. С. Сахаров [26] считают, что форма плутона воронкообразная с выпуклой верхней поверхностью.

Н. А. Елисеев [58] представлял плутон в виде пластообразного тела, полого наклоненного на восток.

Форма массива в целом и каждого из главных интрузивных тел еще недостаточно ясна. Имеется гипотетический разрез

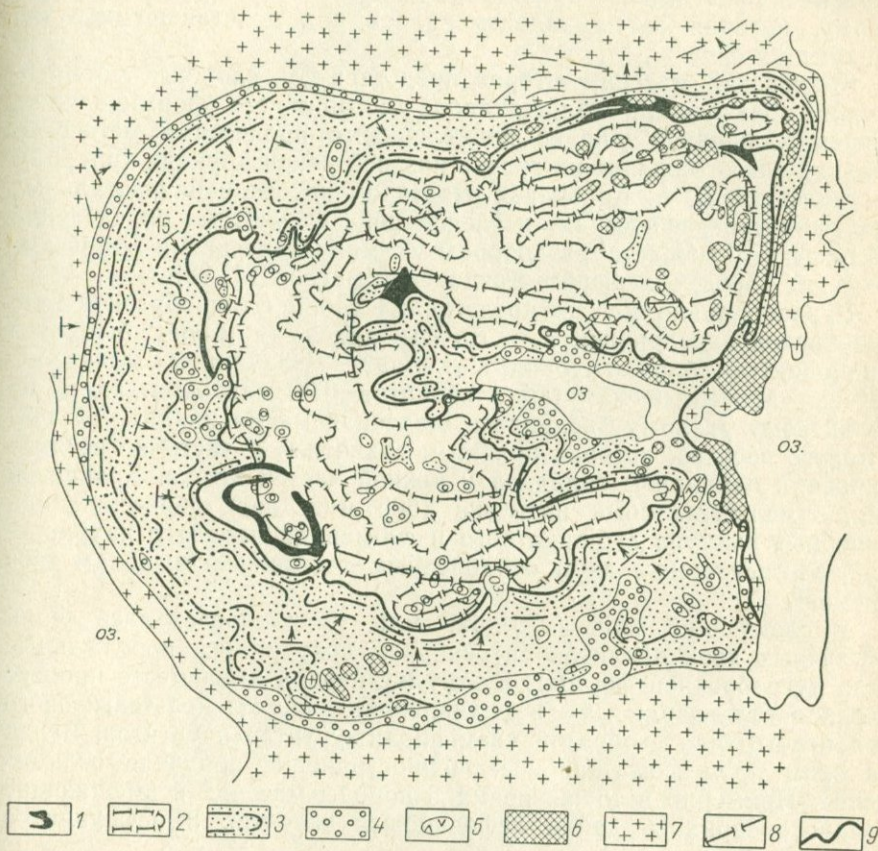


Рис. 59. Геологическая схема строения Ловозерского щелочного массива [26].

1 — ловозерито-мурманитовые порфировидные лувавиты (V группа); 2 — эвдиалитовые лувавиты (IV группа); 3 — лувавиты—фойиты—уртиты (III группа); 4 — похилитовые и порфировидные нефелино-содалитовые сиениты (II группа) и брекчия этих пород в породах III группы; 5 — метаморфизованные щелочные породы (I группа); 6 — ловозерская осадочно-вулканогенная свита; 7 — гнейсы, гранито-гнейсы, граниты, метаморфические сланцы, кварциты, амфиболиты; 8 — границы ареала прорыва; 9 — контакты щелочного массива

массива [8], судя по которому интрузивные тела имеют лополитообразную или скорее грибообразную форму и пересекают друг друга в центре, представляя по краям «слоеный пирог». Помимо трех вышеуказанных интрузивных фаз в нижней, пока не вскрытой части массива, предполагается наличие еще двух интрузий —

нефелиновых сиенитов типа хибинитов и пород, аналогичных ийолит-уртитам Хибин. Попытку реставрировать историю формирования массива произвели И. В. Буссен и А. С. Сахаров [26] — рис. 60, представляя, что каждое из интрузивных тел плутона первоначально имело этмолитообразную или воронкообразную форму, которая затем видоизменялась под действием интрузии следующих фаз.

Ковдорский массив — второй представитель сложных магматических образований. Многоэтапная история его формирования, сопровождавшаяся широко проявленными процессами метасоматоза, нашла отражение на гипотетической реконструкции (рис. 61), составленной В. А. Кононовой и автором на основании детальных геолого-петрографических исследований с учетом определений абсолютного возраста разнообразных магматических и метасоматических пород, слагающих Ковдорский массив [87, 88].

Первоначально массив представлял собой штокообразное тело оливинитов, внедрившееся в гнейсы архея (а может быть это приподнятый блок глубинных пород?). Оливиниты были расчленены дайками пегматоидных ийолитов (600 млн. лет). Затем по кольцевому разлому внедрилась щелочная магма ийолит-мельтейгитового состава, которая при этом захватила и частично ассимилировала оливиниты западной и южной частей штока. Кольцевой ийолит-мельтейгитовый интрузив (500 млн. лет) образовал два линейных выступа субширотного и субмеридионального направлений, соответственно двум ослабленным тектоническим зонам того времени.

В следующий этап (470—420 млн. лет) образовалась серия кольцевых даек ийолитов (в основном сохранились протяженные тела дугообразной формы). В этот же период имел место процесс перекристаллизации и нефелинизации ийолит-мельтейгитового кольцевого тела с образованием ийолит-уртитов и уртитов. Вслед за этим процессом широкое распространение получило ослюдение. Примерно в то же время в породы массива и вмещающие толщи внедрились дайки нефелиновых сиенитов и нефелинитов (400 млн. лет).

Более поздний этап (380 млн. лет) ознаменовался широким развитием метасоматических преобразований (мелилитовые, монтичеллитовые, гранатовые породы), которые контролировались нарушениями разнообразных направлений, но определяющим был ранний кольцевой разлом, частично обновившийся в этот период в северной и западной частях структуры.

Заключительный этап формирования сложного Ковдорского массива характеризуется развитием линейных, секущих структуру, разломов в ее западной и юго-западной частях. Образуется сложной формы штокообразное тело метасоматических магнетитовых и форстерит-апатитовых пород, а также дайки того же состава. Вслед за этим формируются мелкие штокообразные тела и серии даек карбонатитов.

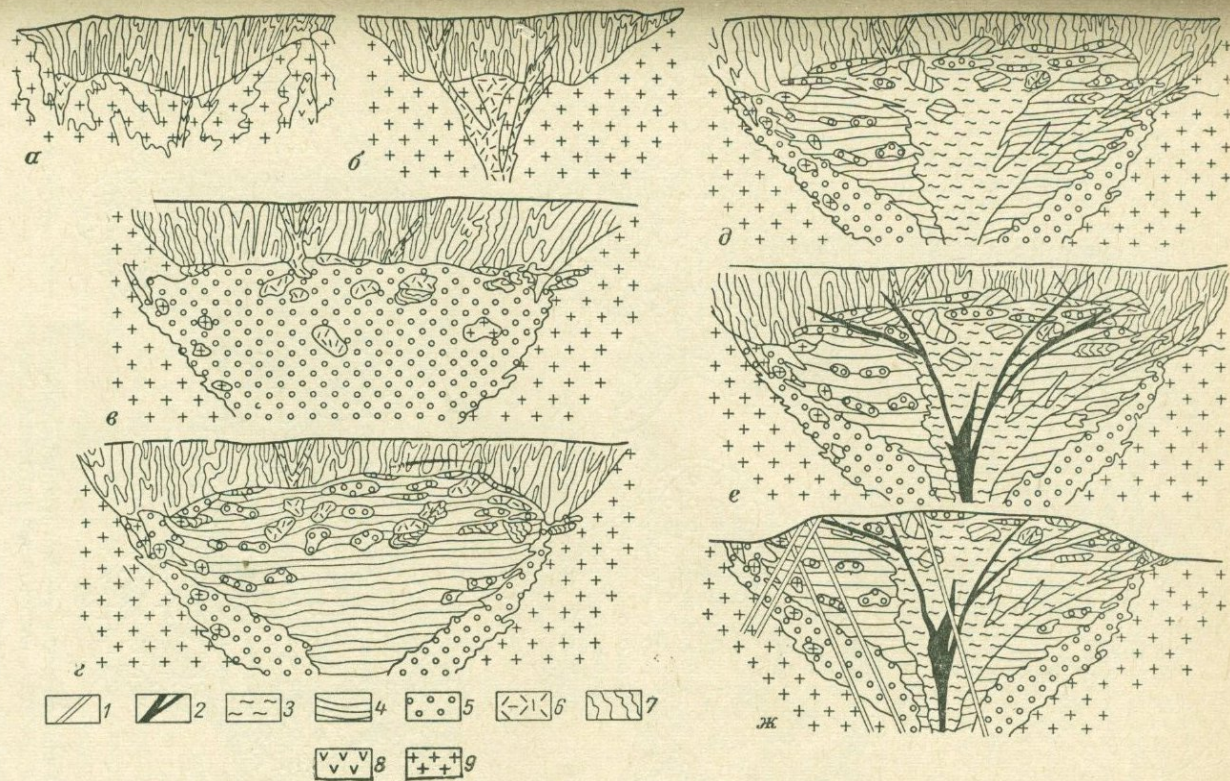


Рис. 60. Последовательные этапы формирования Ловозерского щелочного массива [26].

a — дислоцированная толща гнейсов, перекрытая дислоцированной ловозерской осадочно-вулканогенной свитой, *б-е* — эруптивные фазы; *ж* — современный схематизированный разрез (дайки показаны условно).

1 — дайки щелочных лампрофиров; 2 — породы серии мурманитовых порфировидных лувзитов; 3 — эвдиалитовые лувзиты; 4 — лувзиты — фойниты-уртиты; 5 — пойкилитовые и порфировидные нефелино-содалитовые сиениты; 6 — метаморфизованные щелочные породы; 7 — ловозерская осадочно-вулканогенная свита; 8 — основные и ультраосновные породы; 9 — гнейсы

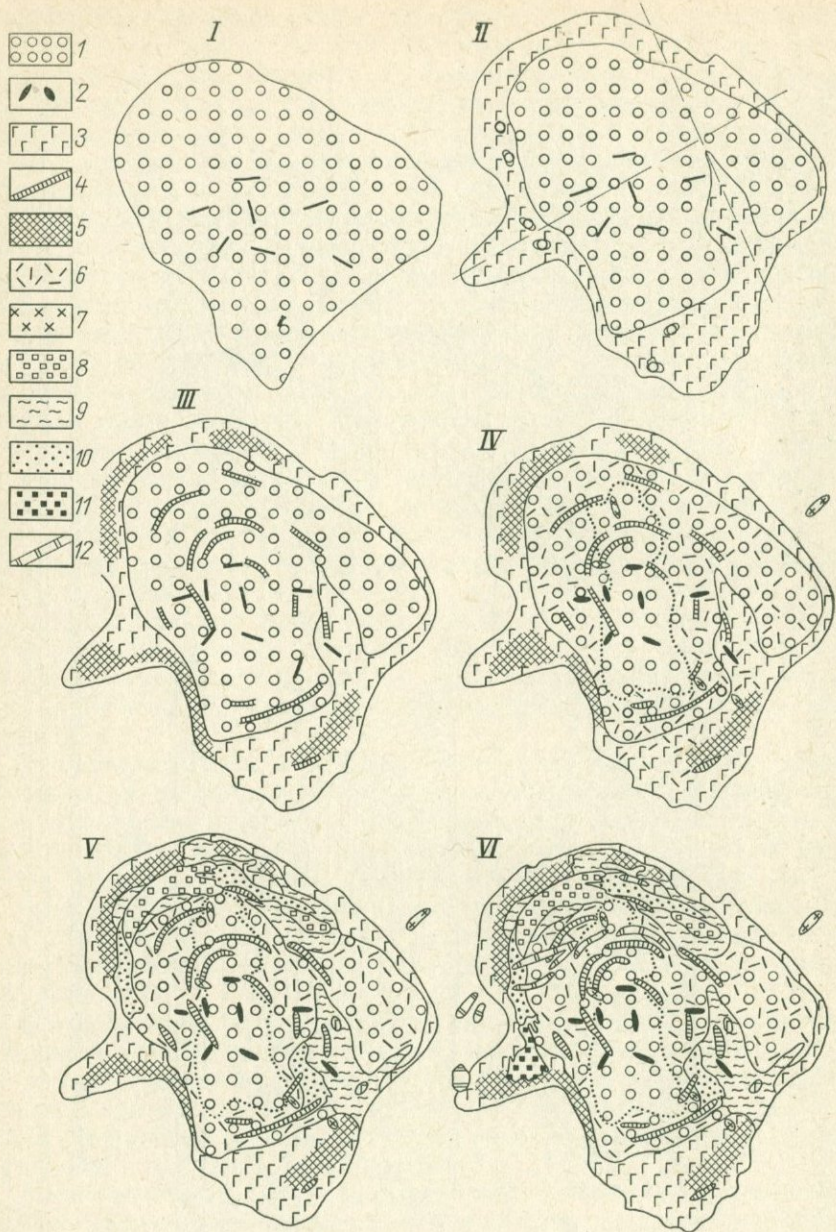


Рис. 61. Гипотетическая реконструкция истории развития структуры сложного Ковдорского комплекса [88].

1 — оливиниты; 2 — пегматондные ийолиты; 3 — мельтейгиты; 4 — порфириовидные ийолиты; 5 — нефелинизация; 6 — ослюденение; 7 — нефелиниты и фельдшпатоидные сиениты; 8 — монтичеллитовые породы; 9 — меллититовые породы; 10 — гранатовые породы; 11 — форстерито-анатито-магнетитовые породы; 12 — карбонаты. I—VI — этапы развития комплекса

Ковдорский тип сложной центральной структуры имеет следующие особенности: 1) центральное положение в структуре занимает раннее магматическое штокообразное тело оливинитов; 2) характерно многократное обновление внешнего кольцевого и сопряженных с ним разломов, по которым поднимались щелочные магмы и щелочные растворы; 3) интенсивное и многократное развитие метасоматических процессов привело к почти полной переработке магматических пород, сохранившихся лишь в виде реликтовых участков среди пестрой гаммы метасоматических образований.

По-видимому, к этому же типу структур близки щелочной массив Кругер [228], «комплексный шток» Рокки-Бой (Монтана, США), сложенный пироксенитами, нефелиновыми, псевдолейцитовыми и щелочными сиенитами [343] и сложный массив Паудерхорн (Айрон-Хиллс, США), ограниченный внешним коническим разломом [382]. Последний по составу слагающих его пород, характеру и интенсивности метасоматических процессов сближается с Ковдорским.

* *

*

Заканчивая характеристику предложенной нами систематизации центральных магматических комплексов, являющейся первой попыткой автора в этой области, необходимо подчеркнуть следующее.

Предложенная нами систематизация является по существу морфологической. Она значительно отличается от классификации, которую еще надо осуществить в будущем, так как в ней не учитывались как генетические факторы, так и особенности механизма образования комплексов. Между тем имеется целый ряд предварительных данных (см. ниже), указывающих на возможную гетерогенность центральных магматических комплексов и вполне вероятную множественность способов их образования.

Среди всего многообразия этих комплексов представилось целесообразным выделение трех классов. Это позволило отделить более простые по строению кольцевые или конические комплексы от сложнопостроенных полицентральных образований.

Внутри классов осуществлена попытка к выделению ряда морфологических типов магматических комплексов. Для весьма многочисленных кольцевых комплексов выделены семь таких типов. А для слабоизученных и может быть поэтому малочисленных конических комплексов весьма условно выделены четыре морфологических типа. Что касается третьего класса сложных комплексов, то при выделении морфологических типов возникли трудности в связи с весьма большим разнообразием их строения. Представилось возможным дать характеристику лишь трех наиболее общих типов.

ГИГАНТСКИЕ КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ

Кроме вышеописанных магматических комплексов центрального типа, систематика которых приведена в предыдущем разделе, необходимо кратко осветить структуры гигантского масштаба, строение которых изучено еще очень слабо.

Эти огромные кольцевые структуры с диаметром порядка столетий километров и более обнаружены на поверхности Земли сравнительно недавно. Их необычные размеры вызвали желание у ряда исследователей к сопоставлению этих структур с лунными кольцевыми структурами [1, 258, 259, 267], хотя такое сопоставление возможно только в отношении их размеров и отчасти формы. В самом выделении гигантских кольцевых структур еще много проблематичного.

Гигантские кольцевые структуры (которые иногда называют также мегаструктурами в отличие от обычных центральных комплексов со средними диаметрами 20—40 или 3—5 км) ограничены кольцевым разломом или серией разломов, диаметр которых колеблется от 90 до 250 км. Во внешнем обрамлении этих структур развиты концентрические, радиальные и другие многочисленные разрывы. С гигантскими кольцевыми структурами обычно связаны вулканические и субвулканические проявления кислого и основного состава, однако состав более глубокозалегающих магматических масс неизвестен.

На севере Сибирской платформы в период от конца мезозоя и до начала третичного времени формировался Попигайский кольцевой грабен диаметром около 90 км [146], внутри которого развиты андезиты, их брекчии и туфы. В. Л. Масайтис считает, что данная кольцевая впадина метеоритного происхождения.

В пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса известны огромные, диаметром свыше 100 км, впадины кольцевой формы, выполненные вулканогенными породами мела и палеогена (в Эскимосском тектоническом блоке на Чукотке, в Пенжинской впадине, в Великореченской складчатой зоне и др.). Вблизи Охотского массива в районе хр. Сунтар-Хаята Н. И. Лариным [108] описан ряд кольцевых и дугообразных структур, диаметр которых колеблется от 40 до 120 км, а у Лабынкырской кольцевой структуры внешний диаметр достигает 184 км. Эти образования относятся к типу кольцевых грабенов, иногда многоступенчатых (см. рис. 36). С ними связаны эруптивные центры, трещинные излияния и гипабиссальные магматические тела кислого состава.

Весьма крупный магматический комплекс хр. Сарычева (90×180 км) описан К. Н. Рудичем [142]. В состав этого комплекса входят субвулканический массив дацитов, полукольцевые тела гранодиорит-порфиров и внешний пояс гранитоидных интрузивных тел (рис. 62). С формированием комплекса связаны излияния липаритов и андезитов вдоль полукольцевых разломов.

При геофизических исследованиях Туркмении выявлен гигантский Центрально-Каракумский свод. Эта структура диаметром 220—250 км ограничена кольцевой системой разломов (рис. 63), по которым, согласно представлению А. В. Глазуновой [46], внедрились интрузии основного состава. Внутри структуры предполагается развитие как кислых, так и основных магматических пород палеозойского (?) возраста. Такой же возраст допускается и для периода заложения всей структуры в целом, которая как свод развивалась вплоть до неогена.

Кольцевые разломы огромных размеров часто длительно существуют с многократным обновлением. Так, кольцевые разломы Южной Австралии, заложенные в докембрии, периодически оживлялись в палеозое, мезозое, третичное и четвертичное время [240]. К этим гигантским структурам диаметром до 160 км приурочены интрузивные тела гранитов, а также излияния трахитов и риолитов. В Северо-Восточной Австралии, в верхнепалеозойской провинции Джорджтаун, К. Бранч [224] выделил крупные кальдерообразные проседания диаметром около 90 км; глубина их заложения предположительно более 20 км. К ним приурочены излияния и туфы андезитов и риолитов, а также гранитные массивы.

В Северной Америке (шт. Нью-Мексико) В. Элстон [258, 260] изучил огромную (диаметром около 140 км) кольцевую кальдерообразную впадину Маггион, в пределах которой широко развиты риолиты.

Вдоль побережья и на островах Японского моря известно кольцо развития разнообразных щелочных пород от щелочных

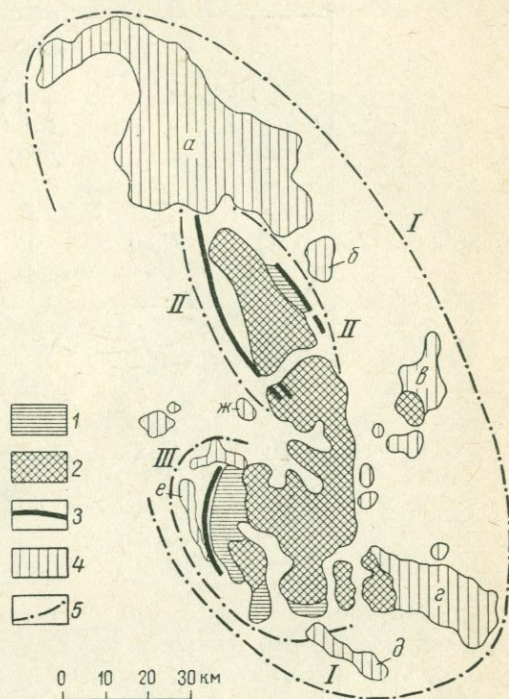


Рис. 62. Схема размещения магматических образований и контролирующих их структур в центральной части хр. Сарычева [142].

1 — поля эффузивов; 2 — центральный массив дацитов; 3 — кольцевые дайки микрогематитовых гранодиорит-порфиров; 4 — гранитоидные интрузивы внешнего пояса (а — Нельканский, б — Аргасалинский, в — Чингаканский, г — Олонканский, д — Куранах-Салинский, е — Бульгуньяхский, ж — Барылызлахский); 5 — контуры кольцевых кальдерообразных опусканий, подчеркнутых основными направлениями простираения и падения слоев в осадочном покрове (I — Сарычевское кольцо, II — Таклаунское кольцо, III — Бульгуньяхская дуга)

трахитов и фонолитов до базанитов и лимбургитов [386]. Предполагается наличие здесь кольцевого глубинного разлома, однако специальные геолого-геофизические исследования этой структуры не проводились.

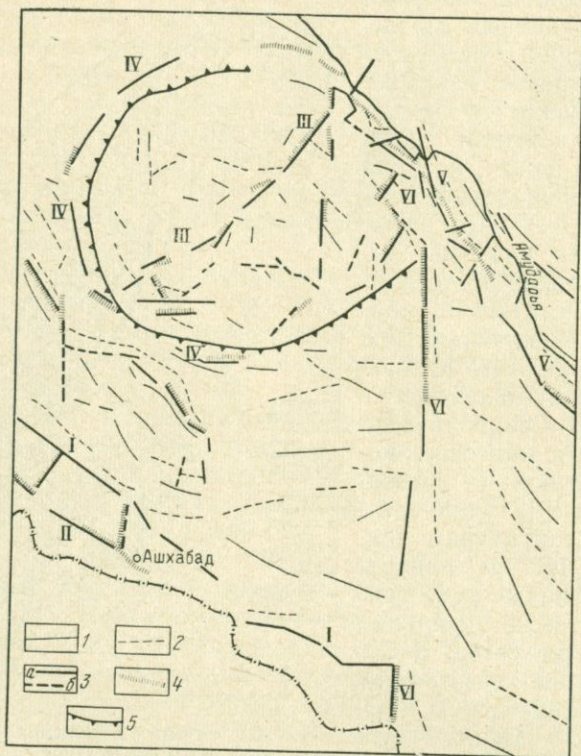


Рис. 63. Элементы тектоники и геофизические данные по Каракумскому своду, Туркмения [46].

1 — оси положительных магнитных аномалий; 2 — оси отрицательных магнитных аномалий; 3 — тектонические нарушения по данным аэромагнитной съемки (*a* — более обоснованные, *b* — менее обоснованные); 4 — тектонические нарушения по данным гравиразведки; 5 — предполагаемый контур Центрально-Каракумского свода по аэромагнитным данным.

Основные зоны разломов: I — Северо-Прикопетдагская; II — Южно-Прикопетдагская; III — Дарвазская; IV — кольцевая зона разломов вокруг Центрально-Каракумского свода; V — Амударьинская; VI — Серахская

Гигантские кольцевые структуры, по-видимому, распространены более широко, чем это известно сейчас, но выявление их производится с трудом вследствие сложного блокового строения верхней части земной коры.

ИЗМЕНЕНИЕ СТРОЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПОД ВЛИЯНИЕМ НАЛОЖЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Вопрос о принадлежности магматического комплекса к образованиям центрального типа в некоторых случаях решается с трудом. Нередко при картировании подобных массивов не уделялось должного внимания выявлению признаков кольцевых и конических разломов — элементов, определяющих центральную структуру. Иногда их наличие затронуто более поздними тектоническими и постмагматическими процессами. Например, наложенная сетка тектонических нарушений может разбить центральный комплекс на части, дифференциальная подвижка которых нарушает первичную структуру. В таком положении оказался известный в Гренландии массив Гроннедаль-Ика, который в современном состоянии представляет собой неправильной формы удлиненное тело мозаичного строения. Реконструкция (рис. 64), проведенная К. Эмелеусом [262], позволила установить, что первоначально массив был овальной формы и сложен интрузивными коническими телами нескольких фаз. Можно назвать и массив Фён в Норвегии, имеющий неправильную форму и неясное первичное строение. Е. Сетер [359] полагает, что, по-видимому, массив первоначально имел структуру, близкую к центральной, но неоднократное дробление и перемещение отдельных его частей привели к тому, что первичную его структуру восстано-

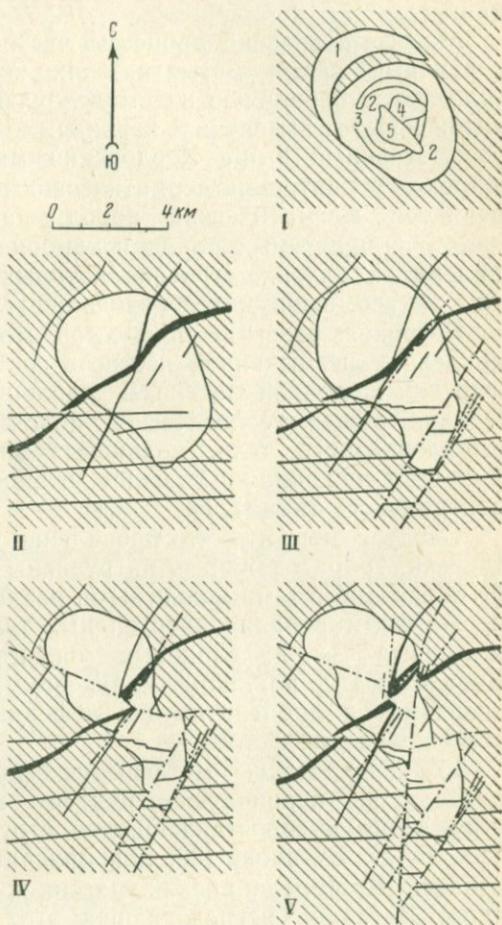


Рис. 64. Реконструкция структуры щелочного комплекса Гроннедаль-Ика, Южная Гренландия [262].

I — предполагаемая первоначальная форма комплекса (1—5 интрузивные фазы); II — стадия внедрения основных даек; III — стадия изменения формы комплекса движениями по разломам I этапа; IV — стадия изменения формы комплекса под действием разлома Лакнес; V — последняя стадия изменения формы комплекса при движениях по главному разлому и другим разломам III этапа

вить невозможно. Упомянутый выше Ишимский сложный магматический комплекс также значительно раздроблен наложенной сеткой разломов и реконструкция его первоначального вида затруднена. Удачное восстановление первоначальной структуры комплекса Кызылрай (см. рис. 43) с учетом смещений по системе сдвигов произведено Л. Н. Шарпенко и другими геологами [178], детально изучившими это сложное магматическое образование.

Метасоматические процессы часто также неузнаваемо меняют первичный облик магматических комплексов и, следовательно, усложняют первичную их структуру. Наглядным примером такого интенсивного изменения первичных пород и структуры служит рассмотренный выше Ковдорский массив. В некоторых случаях широкое развитие метасоматических процессов почти не оставляет реликтов магматических пород, как, например, в канадских массивах щелочных пород и карбонатов Немегосенда, Маниту Айлендс и других, строение которых определяется зональностью уже метасоматических образований [326, 381].

Широкое развитие процессов метасоматической переработки привело к необычайной пестроте состава пород, слагающих Сынырский щелочной массив, и усложнило его первичную структуру. Однако общее геологическое положение, наличие центрального штокообразного тела, кольцевых зон щелочных метасоматитов и другие признаки позволяют условно отнести его к структурам центрального типа [7, 64].

Следует отметить, что проявление и распространение метасоматических образований в интрузивных комплексах иногда может быть связано с теми кольцевыми разломами, которые образовались позже формирования интрузивных тел и секут их. Так, в массиве щелочных и нефелиновых сиенитов Кши-Орда, Восточный Казахстан [70], по такому кольцевому разлому развиваются мусковитизация и либнеритизация нефелиновых сиенитов, образующие зоны кольцевой формы.

Концентрическую метасоматическую зональность иногда принимают за первичную структуру массива и тогда возникает стремление к сопоставлению со структурами центрального типа. Так, Е. Л. Бутакова [29] при описании щелочных массивов Тувы отнесла Коргеретабинский массив к образованиям центрального типа. Детально исследовавшая этот массив Р. М. Яшина [195] показала, что он имеет сложное зонально-кольцевое (концентрически-зональное, Е. С.) строение, возникшее в результате активного контактово-реакционного (метасоматического) взаимодействия нефелин-сиенитовой интрузии и сопутствующих щелочных растворов с более ранним трещинного типа телом оливинового габбро.

СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, СВЯЗАННЫХ С МАГМАТИЧЕСКИМИ КОМПЛЕКСАМИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА

К магматическим комплексам центрального типа приурочены многочисленные месторождения, имеющие разнообразный состав полезных ископаемых: железные, алюминиевые, медно-никелевые, вольфрам-молибденовые, оловянные руды, различные редкометалльные руды (ниобий, тантал, титан, редкие земли, торий, уран, бериллий, литий), а также нерудные полезные ископаемые — флогопит, апатит, барит, известковое сырье. Характерно, что разные по составу месторождения находятся в близком соседстве друг с другом.

Месторождения полезных ископаемых занимают в центральных структурах достаточно определенное структурное положение. Среди них можно выделить месторождения: 1) принимающие непосредственное участие в центральной структуре, 2) положение которых контролируется основными элементами центральной структуры, 3) расположенные в контактных ореолах центральной структуры, 4) приуроченные к магматическим образованиям, сопутствующим центральной структуре, 5) связанные с разломами и трещиноватостью, наложенными на центральную структуру, но близкими ей по времени образования.

Среди месторождений, непосредственно участвующих в строении центральной структуры обособились три группы:

1) сами магматические тела являются целиком или частично рудными телами или месторождениями разных полезных ископаемых; таково структурное положение магматических месторождений редких элементов, платины в дунитах, апатитовых месторождений, месторождений нефелиновых пород (как источника глинозема) и др.;

2) рудные тела представляют собой кольцевые или конические дайки, входящие в состав центральной структуры; это большей частью карбонатиты, залегающие в виде серий даек в месторождениях Шава Ю. Родезия), Торор, Сукулу (Уганда), Хома (Кения), Тундулу (Малави) и другие, а также кольцевые железорудные тела магматического генезиса диаметром свыше километра на месторождении Айрон-Маунтин-Майн, Миссури, США [198];

3) рудные тела — радиальные и тангенциальные дайки, также входящие в состав центральной структуры; примером могут служить серии карбонатитовых даек Тороро-Хиллс [405].

Месторождения, положение которых контролируется основными элементами центральной структуры, довольно разнообразны. Здесь особенно выделяются метасоматические месторождения, расположенные вдоль кольцевых, конических и линейных разломов центральной структуры. Интересное кольцевое тело апатит-магнетит-слюдяной метасоматической породы образовалось вдоль кольцевого разлома в массиве Букусу, Уганда. Характерным примером развития метасоматических образований под контролем неоднократно обновлявшегося кольцевого разлома является сложная структура Ковдорского массива. Метасоматические рудные

тела этого массива приурочены к узлам пересечения линейных разломов.

Системы радиальных и концентрических разломов центральных структур часто также контролируют размещение гидротермального оруденения (линзы, серии жил, штокверки и т. д.), например, в структуре Хикс-Доум [289]. Такой же характер имеет размещение гидротермальных полиметаллических и золото-серебряных месторождений в структуре Санлайт, Вайоминг, США. Следует отметить структурное положение Инаглинского флогопитового месторождения [91, 165], приуроченного к системе своеобразных конических разломов, оперяющих внешний кольцевой разлом структуры (см. рис. 50).

П. Д. Яковлев [192, 193], изучающий структурное положение рудных месторождений, связанных с трубками взрыва и палеовулканическими кальдерами, подчеркивает, что рудовмещающими и рудоконтролирующими структурами часто являются радиальные, кольцевые и конические разломы. Рудные тела располагаются как вдоль разломов, так и в местах их пересечения, образуя рудные столбы и штокверки. Рудовмещающими являются и трещины, оперяющие разломы [193].

В контактных ореолах центральных магматических комплексов также широко развиты различные месторождения, как, например, пирохлоровое месторождение в слюдяных контактных образованиях Луэш, Конго, а также апатитовое месторождение в фенитах Доровы [392] и апатитсодержащие «известняки» Араши, Бразилия [317]. Известны редкометалльные и другие месторождения фенитов и альбититов в зонах контактов щелочных и щелочно-ультраосновных комплексов [16, 144, 288].

Известно, что гидротермальные грейзеновые месторождения обычно приурочены к зонам контактов гранитоидных массивов и к кровле над ними. Для верхнепалеозойских гранитных массивов Центрального Казахстана, многие из которых имеют структуру центрального типа [107, 132, 159], характерно расположение таких месторождений вблизи выступов и апофиз массивов, а также вблизи серий разломов, контролирующих главную структуру. В месторождениях обнаружена вертикальная смена состава руд (снизу вверх) от редкоземельно-ниобиевых в контактной зоне к вольфрам-молибден-оловянным и до медно-цинково-свинцовых в надинтрузивной зоне [107]. Возможно, такого же типа месторождения (оловянные, вольфрам-молибденовые и др.) имеются в кровле центральных гранитоидных комплексов Джорджтауна, сохранившейся в кальдерном проседании (комплекс Кларет-Крик) [224].

Ряд месторождений приурочен к магматическим образованиям, сопутствующим центральному комплексу. Эти разнообразные вулканогенные и близповерхностные магматические проявления (жерла вулканов и вулканы, штоки, силлы, лакколиты, трубки взрыва и пр.), часто тесно связанные с центральными комплексами

общностью магматического источника, также вмещают различные месторождения. Так, К. Бранч [224] указывает на приуроченность ряда вольфрам-молибденовых месторождений провинции Джорджтаун (Австралия) к группам гранитных штоков. По мнению В. Н. Котляра [95] многие приповерхностные гидротермальные месторождения приурочены к жерлам вулканов (редкометалльные карбонатитовые месторождения Восточной Африки; молибденурановое месторождение Мерисвейлл, США и др.), а также к зонам брекчий кальдерных обрушений (золото-серебряное оруденение месторождения Крипл Крик, США). Весьма характерна приуроченность месторождений к трубкам взрыва, связанным с центральными комплексами [192]. Среди них известны урановые месторождения [187], ниобиево-редкоземельные [397] и др.

Месторождения, связанные с разломами и трещиноватостью, наложенными на центральную структуру, естественно завершают минерализацию центральных магматических комплексов. Такие разломы и зоны трещиноватости возникают в пределах сформировавшихся центральных структур. Примером развития таких поздних дизъюнктивов и образования линейных тел поздних рудных карбонатитов является массив ультраосновных — щелочных пород, детально изученный А. А. Фроловым [166, 167]. Рудные тела здесь имеют форму линз, жил, штокверков и зон; более поздние тела секут рудные тела ранних этапов. Второй пример — штокверковое магнетитовое месторождение и поздние карбонатитовые линзы и дайки Ковдорского массива (рис. 65).

Обобщая наблюдения по структурному контролю месторождений, приуроченных к магматическим комплексам центрального типа, подчеркнем следующее. Собственно магматические месторождения связаны непосредственно с интрузивными телами, входящими в состав центрального комплекса. Размещение метасоматических месторождений обычно контролируется концентрическими

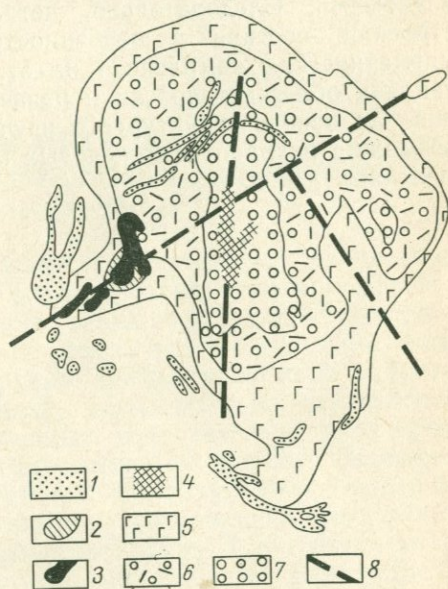


Рис. 65. Положение железорудного и слюдяного месторождений в пределах Ковдорского магматического комплекса.

1 — карбонатиты; 2 — форстерит-апатитовые породы; 3 — железорудное месторождение; 4 — слюдяное (вермикулито-флогопитовое) месторождение; 5 — щелочные магматические и метасоматические породы периферической части комплекса; 6 — щелочные метасоматические образования, развившиеся по оливинитам; 7 — реликтовые участки мало измененных оливинитов; 8 — линейные ослабленные зоны

и линейными разломами центральной структуры; лишь для месторождений поздней метасоматической стадии характерна приуроченность к наложенным линейным разломам регионального характера. Такая же особенность структурного положения отмечается и для гидротермальных месторождений, более высокотемпературные образования которых часто контролируются элементами центральной структуры, а более низкотемпературные — наложенными разломами. Следовательно, детальное и углубленное изучение строения, состава и особенностей формирования центральных магматических комплексов имеет прямое практическое значение, так как облегчает поиски и разведку разнообразных месторождений. На основе структурного изучения магматических комплексов возможна разработка поисковых критериев на определенные виды полезных ископаемых.

ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА

Механизм образования центральных магматических комплексов является пока лишь предметом разнообразных гипотез. Критический анализ существующих предположений с учетом геологических данных может в определенной мере помочь при подходе к решению этого вопроса. Однако лишь будущие детальные геолого-геофизические исследования центральных магматических комплексов, привязанные к конкретным глубинным геофизическим профилям, и специально поставленное моделирование, смогут дать реальную основу для физической интерпретации этого сложного геологического процесса. Вначале рассмотрим возможность выделения основных этапов многоактного процесса формирования комплексов, характерных для большинства, если не для всех центральных структур.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Первопричиной развития центральных магматических комплексов являются периферические магматические очаги, залегающие в верхних горизонтах земной коры. Такие очаги возникают, по-видимому, в двух случаях: 1) вследствие проникновения сюда глубинных порций магмы по магмоводам — глубинным разломам; 2) в результате уменьшения объема крупного внутрикорового магматического бассейна, когда происходит его распад на отдельные очаги. Одно из основных условий более или менее продолжительного существования периферического очага — малая проницаемость кровли над ним. Режим развития очага во многом зависит также от характера связи с глубинным источником, от активности магматического расплава и его летучих компонентов. В процессе развития очага и в дальнейшем, в период формирования центральной структуры, можно предполагать эволюцию в сторону уменьшения или увеличения его объема. Известны случаи, когда развитие неглубоко залегающего периферического

очага приводит к образованию в его кровле локального купола, отвечающего размеру самого очага.

Магмоподводящий глубинный разлом может достигать довольно высоких горизонтов земной коры, и тогда одновременно с началом развития периферического очага происходит извержение, обычно центрального типа. Такое явление имело место в истории формирования ряда центральных комплексов (Мессум, Паресис, Намибия; Гебель-Абу-Хрук и др., АРЕ; Тежсар, Армения и др.). В. И. Буданов [24] считает, что кальдерные проседания, характерные для поверхностной части центральных комплексов, образуются только при наличии вулканических конусов центральных вулканов. Такой же точки зрения придерживался и Б. Эшер [265]. Кроме вулканического аппарата перед формированием центрального комплекса в кровле магматического очага иногда образуется лополитообразное тело, как это показано Х. Корном и Х. Мартином для массива Мессум, а В. И. Будановым — для египетских кольцевых массивов.

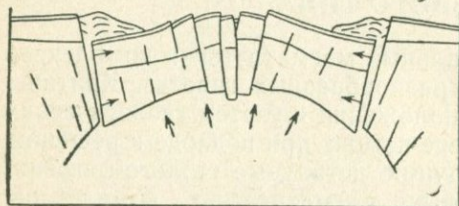


Рис. 66. Схема строения кальдеры Веллес в период формирования позднего внутрикальдерного купола [367]

Если периферический очаг достигает такого состояния, при котором окружающая толща становится значительной преградой для его дальнейшего развития, то под действием избыточного давления магмы

в его кровле возникают один кольцевой или конический или несколько последовательно образующихся разломов. При этом внутри разлома в какой-то степени обособляется внутрикольцевой (внутриконический) блок, способный к передвижению, в котором участвует проникающая по разлому магма. Значительные вертикальные подвижки внутрикольцевого блока способны вызвать на поверхности образование кольцевого грабена или кольцевого горста (локального купола). Их следует отличать от более раннего купольного поднятия кровли над очагом или кальдерного проседания вокруг центрального вулкана. Иногда в заключительную стадию развития поверхностной кальдеры, в результате некоторого оживления уже почти исчерпанного магматического очага, образуется еще один тип локального купола — внутрикальдерный, классическим примером его является внутрикальдерный купол структуры Веллес — рис. 66 [367]. В том случае, когда кольцевые (или конические) разломы кровли очага не достигают поверхности, происходят подземные подвижки блоков и образуются котловины обрушения. Этот процесс часто сопровождается дроблением и дифференциальными подвижками отдельных частей блоков. Подобную картину сложного формирования гранитоидных комплексов рисует в своей схеме Т. В. Перекалина (рис. 67).

Все особенности строения разных типов кольцевых, конических и сложных магматических комплексов в сущности связаны с разнообразным проявлением кольцевых и конических разломов с дифференциальными движениями внутрикольцевых блоков и их дроблением, а также с развитием серий линейных даек и сопутствующих магматогенных тел. Приведем некоторые примеры (см. рис. 46). Так, для кольцевых комплексов III и IV типа характерны многостадийные подвижки вниз по одному или нескольким разломам с частичным дроблением внутрикольцевого блока. Кольцевые комплексы V типа сформировались под действием возрастающего давления магмы с развитием локального купола на поверхности. При этом серия кольцевых разломов почти не деформировала это купольное поднятие. Параллельно образуется подземное проседание, которое в процессе дробления и дифференциальных подвижек внутрикольцевых блоков многократно заполняется магмой. В отличие от вышеназванных, кольцевые комплексы VI типа характеризуются глубоким опусканием внутрикольцевого блока и формированием значительного по глубине внутрикольцевого магматического тела. Противоположностью этого типа являются комплексы III типа, в которых по кольцевому разлому поднят блок глубинных пород.

Следует подчеркнуть, что формирование центрального комплекса не всегда начинается

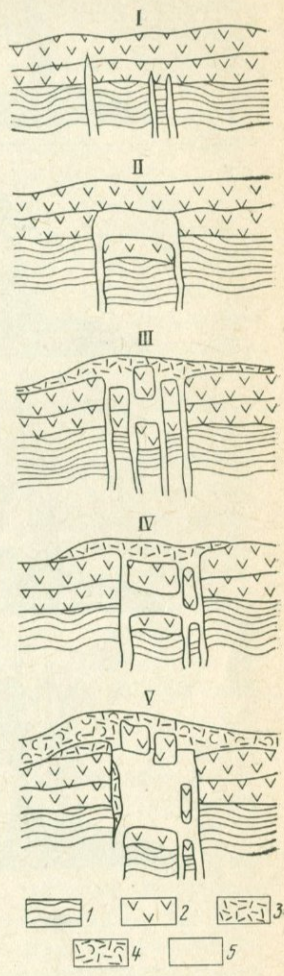


Рис. 67. Схема образования кольцевых и внутрикольцевых тел магматического комплекса в связи с подвижками обломков внутрикольцевых блоков [132].

1 — отложения среднего палеозоя; вулканогенные породы; 2 — отложения нижнего — среднего карбона; 3 — отложения среднего — верхнего карбона; 4 — отложения перми; 5 — гранитоидные интрузивные тела. I—V — этапы формирования комплекса

с внешнего — наиболее крупного кольцевого разлома. По-видимому, вследствие постепенного увеличения объема периферического очага возможно последовательное развитие кольцевых разломов с увеличением их диаметра.

На рис. 68 представлена схема И. Оена [337], где показано развитие комплекса Кастро-Дайре с постепенным увеличением его размеров, дроблением внутрикольцевых блоков и формированием кольцевых, дугообразных и внутрикольцевых интрузивных тел.

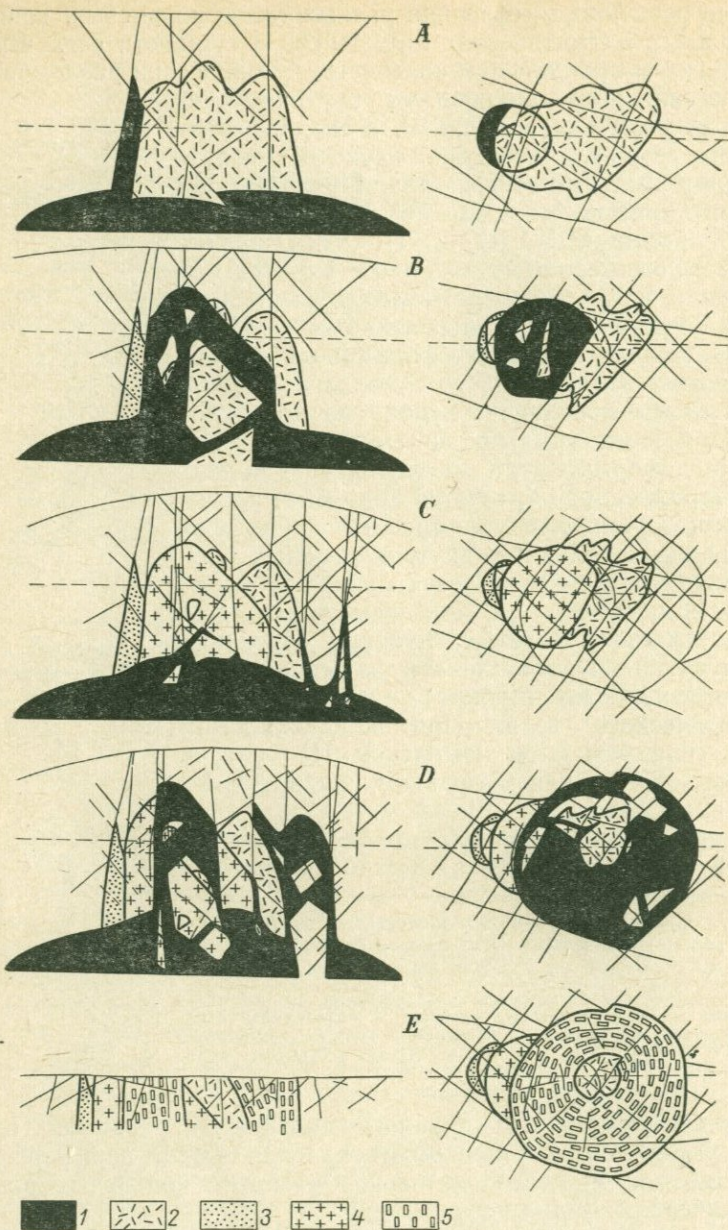


Рис. 68. Схема развития центрального гранитоидного комплекса Кастро-Дайре, Северная Португалия [337].

А—Д—стадии развития комплекса, Е—строение комплекса в современном виде.

1—магматический расплав; 2—5—последовательно образовавшиеся интрузивные кольцевые и внутрикольцевые тела и дайки стадий А—Д

В качестве примера развития центрального комплекса, в строении которого принимал участие вулканический аппарат, можно привести данные по массиву Мессум [308]. Начальной стадией его развития (рис. 69) явилось извержение и формирование вулкана центрального типа, питавшегося за счет глубинного источника. После этого на некоторой глубине образовался сложный межпластовый лополит габбро и лишь в следующей стадии (III этап) в породах фундамента образовался кольцевой разлом, ограничивающий центральную структуру. Дифференциальные подвижки по кольцевому разлому привели к подземному кальдерообразному проседанию, которое в свою очередь вызвало формирование провальной поверхностной котловины, ограничения которой представляют собой мелкие поверхностные сбросы (этапы III—V). В этот период по разломам поднимались небольшие порции генерированной кислой магмы, кое-где достигавшей поверхности. В заключительный (VI) этап обновлялись разломы центрального комплекса, произошел подъем в его центре щелочной магмы, а щелочному метасоматозу подверглись почти все более ранние образования.

Не менее сложное, но отличное от предыдущего комплекса развитие претерпел комплекс Рангва (Кения). Здесь в начальный этап (рис. 70) формировались кольцевой разлом, подземное кальдерообразное проседание и внутрикольцевое интрузивное тело, сопровождаемое серией кольцевых даек. Затем по цилиндрическому каналу и коническому разлому внедрился ультраосновной интрузив, который был большей частью разрушен последующей деятельностью центрального вулкана. Примерно в это же время произошло излияние лав Кисингири. После окончания извержения вулкана в его канале, заполненном вулканогенным материалом, возникло штокообразное тело карбонатитов, окруженное многочисленными мелкими коническими дайками. В современном срезе массив Рангва несет лишь фрагменты магматогенных тел этого длительно развивавшегося комплекса.

Нет сомнения в том, что развитие сложных полицентральных комплексов протекает еще более длительно, в течение многих и весьма различных по содержанию этапов. Это выявляется при сравнении истории формирования таких образований, как Малл, Нуанети или Хибинского. Иногда в ранний этап развития таких комплексов формируются внешние, наиболее крупные кольцевые разломы. Позже в их пределах образуются более мелкие по размерам самостоятельные центральные комплексы. В других случаях нет внешнего кольцевого разлома у полицентрального комплекса, имеет место лишь сближенность центров структур, которые обычно развиваются не одновременно, а несколько опережая друг друга (например, развитие комплекса Сара-Фиер, Нигерия).

Как видно даже из краткого обзора истории образования упомянутых магматических комплексов, их формирование происходило во многом различными путями. Вместе с тем можно выделить

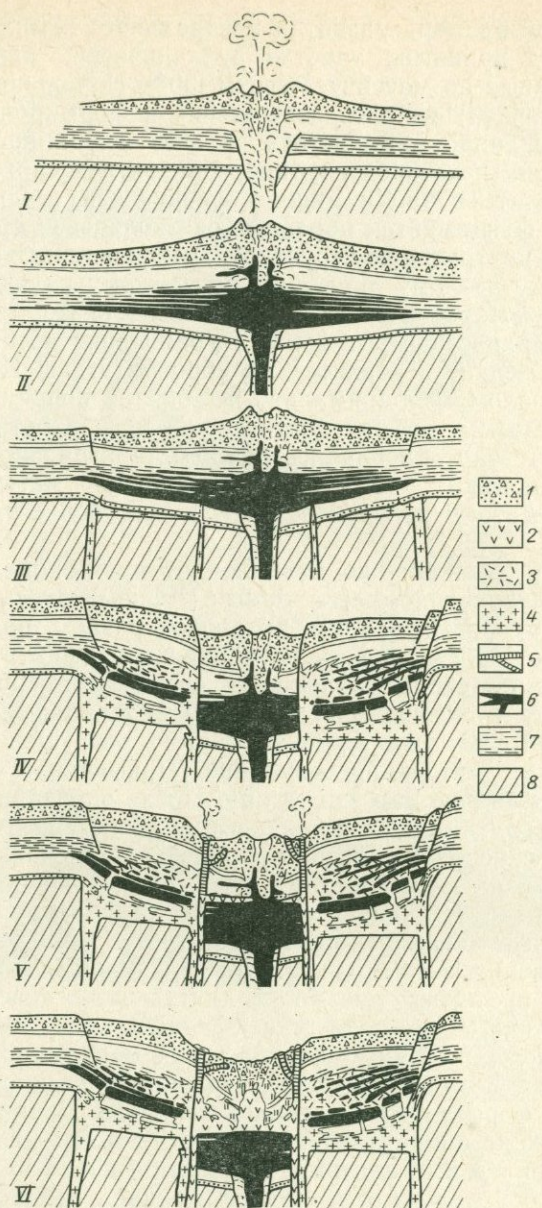


Рис. 69. Схема развития комплекса Мессум, провинция Дамараленд [308].

I—VI — этапы развития комплекса. 1 — вулканогенные образования основного состава; 2 — фойяиты; 3 — гранофелсы; 4 — аплитовидные граниты; 5 — кислые эффузивы; 6 — габбро; 7 — базальты и осадочные отложения Стомберг; 8 — слюдяные сланцы докембрия

отдельные, наиболее крупные этапы, общие для большинства центральных комплексов.

Так, к раннему этапу относится развитие периферического магматического очага. При этом возможно извержение централь-

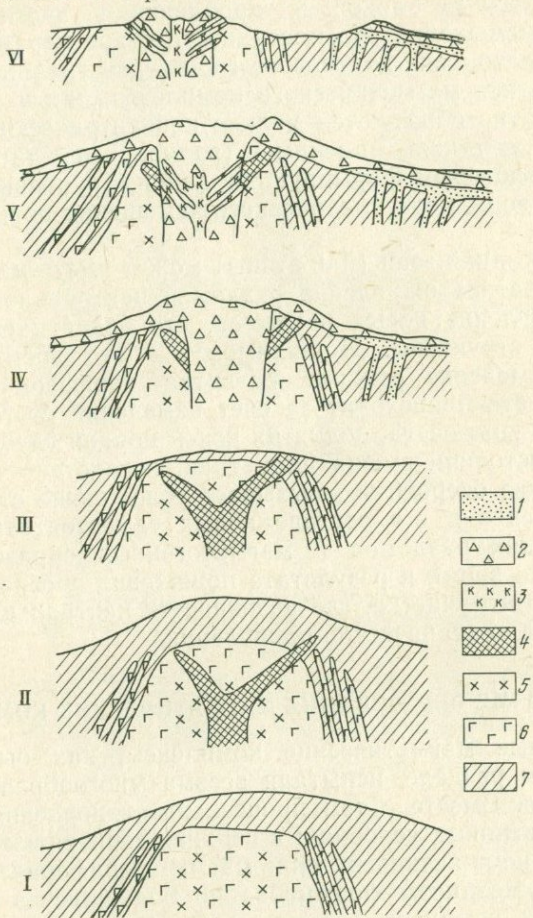


Рис. 70. Схема развития комплекса Рангва, Кения [319].

I—V — этапы развития комплекса; VI — современное строение.

1 — лавы Кисингири; 2 — эксплозивные брекчии; 3 — карбонатиты; 4 — ункомпагриты; 5 — нефелиновые сиениты; 6 — ийолиты; 7 — граниты докембрия

ного вулкана, питавшегося глубинной магмой. В этот период обычно происходят вертикальные перемещения кровли над очагом с образованием на поверхности локального купола или кальдерного провала. В некоторых случаях в кровле очага образуется также лополитообразное интрузивное тело.

Главным этапом можно назвать период формирования самого центрального комплекса. Он начинается с развития в кровле очага кольцевого или конического разлома и активного внедрения в него магмы. В это время происходят подвижки внутрикольцевых (внутриконических) блоков, их дробление на части и дифференциальные перемещения. На поверхности такие перемещения могут вызывать образование кольцевого горста или грабена. Как внутри формирующегося магматического комплекса, так и в его окружении многократно образуются мелкие концентрические (кольцевые, конические), а также линейные (радиальные, тангенциальные) разломы, по которым формируются дайки, эруптивные брекчии и агломераты, зоны метасоматического замещения пород, трещинные излияния.

В более поздний этап (или этапы) может иметь место повторное или неоднократное оживление разломов центрального комплекса, а также появление новых разломов, что ведет к еще большему усложнению структуры. По-видимому, в это время происходит некоторое изменение режима развития периферического очага. Может быть это происходит за счет изменения состояния магмы, изменения объема очага, поднятия новой порции глубинной магмы, изменения состояния вмещающих толщ вследствие тектонических причин. В свою очередь это вызывает усложнение строения комплекса, появление в его составе новых самостоятельных центров концентрических разломов и магматогенных образований. Примерно в то же время в результате понижения эрозионного уровня поверхности того участка, где развивается центральный комплекс, часты поздние вулканические проявления.

О МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Центральные магматические комплексы, как было показано в предыдущем разделе, испытали весьма многообразную историю формирования. Вместе с тем процесс их становления происходит обычно в однотипных условиях: в верхних горизонтах земной коры и под действием активных сил магмы периферического очага. Поэтому сам механизм формирования большинства центральных магматических комплексов в целом имеет, по всей вероятности, общие черты. Не располагая данными о детальном изучении механизма образования определенных типов комплексов, ограничимся сведениями и предположениями, отнесенными вообще к комплексам центрального типа. Наши знания о механизме их образования опираются на гипотетические представления различных исследователей, теоретический анализ, немногочисленные данные экспериментов и возможности моделирования отдельных этапов процесса.

Краткий обзор гипотез. Среди общих высказываний, которыми сопровождались многие описания кольцевых и конических интрузивных тел и их комплексов, а также целых провинций, привлекают внимание некоторые гипотезы, имеющие своих сторонников.

Первые исследователи центральных магматических комплексов Северной Шотландии Е. Бейли, К. Клауф, Х. Мауфе и другие считали, что кольцевые разломы являлись осложнениями куполообразно приподнятой кровли неглубоко залегающей магматической камеры. Е. Бейли [206] ссылался при этом на пример массива Бен-Невис, где эрозия обнажила магматическую камеру с цилиндрическим внутрикольцевым блоком, опущенным в нее. Отметим, что это почти уникальный пример вскрытия эрозией одновременно бывшего очага и кольцевой структуры.

В 1929 г. Б. Эшер [265] опубликовал свою гипотезу образования кольцевых (конических) разломов и кальдерных провалов. По его мнению, при развитии периферического магматического очага

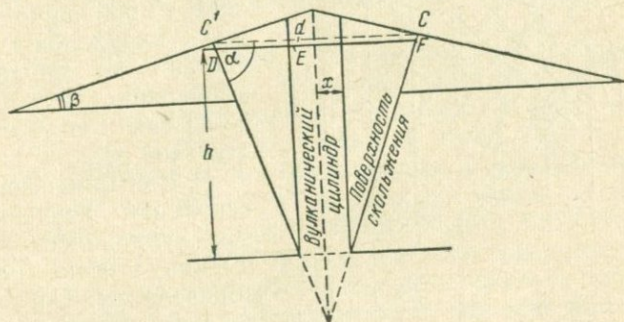


Рис. 71. Диаграмма образования кальдеры и конического (или кольцевого) разлома вокруг вулканического цилиндра [265].

$C'C$ — ограничения кальдеры; DEF — дно кальдеры; d — глубина ее проседания; x — радиус вулканического цилиндра, α — угол наклона поверхности скольжения; β — угол падения поверхности вулканического конуса; h — глубина распространения концентрического разлома

образуется ядро перегретых газов, которое, отделившись от очага, активно продвигается вверх с разрушением пород кровли и образованием полого цилиндра. Свод этого цилиндра поддерживается радиальным давлением газов. При дальнейшем возрастании диаметра цилиндра давление газов будет ослабевать, что может привести к проседанию вокруг цилиндра боковых пород с формированием кольцевого или конического разлома, имеющего крутое падение внутрь (рис. 71). В пределах кольца просевшие породы дробятся на блоки, иногда они образуют хаотическую мозаику.

Гипотезу Б. Эшера поддержал недавно Дж. Сиднер [362], который применил его гипотетический механизм для объяснения образования серии разнообразных кольцевых и конических разломов, окружающих вулканические жерла сложного вулкано-плутона Паресис. Многократное повторение этого процесса с постепенным уменьшением диаметра концентрических разломов и некоторым смещением вулканического канала (и центра структуры) в прост-

ранстве привели к формированию сложной структуры этого вулcano-плутонического комплекса.

Проседания пород, подобные описанным Б. Эшером, по мнению Д. Рейнольдс [351], характерны для Швабских туфовидных трубок. Д. Рейнольдс также отмечает, что газовые цилиндрические резервуары, учитывая данные Х. Вильямса, Х. Куно и других, могут продолжаться очень глубоко, вплоть до перидотитового слоя.

Л. Уейджер и У. Дир считали, что смещение (проседание) горных масс, опоясанных разломом, связано с эксплозией по коническому или кольцевому разлому весьма глубокого заложения; вслед за эксплозией произошло обрушение окружающих пород. Однако по справедливому замечанию Д. Рейнольдс [351] такие образования достаточно редки.

Р. Ван-Беммелен [212] на основании изучения крупных вулканических кальдер выдвинул свою гипотезу их образования. Согласно этой гипотезе сначала происходит куполообразование толщ, перекрывающих магматический очаг, под действием поднимающейся магмы. Затем следует извержение и эксплозия большого объема магматических масс. После этого отмечается проседание центральной части купола.

При начальном росте купола могут образоваться конические «слои». Как показывают наблюдения, куполообразование часто предшествует кальдерам.

Наибольшей популярностью среди геологов пользуется гипотеза Е. Андерсона. В своей работе [199] он попытался математически рассчитать напряжения, достаточные для смещения блоков пород по системам кольцевых и конических разломов. При этом им был принят ряд допущений: объемный вес магмы равен объемному весу окружающих пород, а давление магмы способно поднять ее на поверхность, при этом давление периодически меняется в некоторых пределах; форма магматического очага приближается к параболоиду вращения. Е. Андерсон в основу математического расчета берет метод точки-толчка (point-push), распространяя его затем на весь объем магматического резервуара. На схеме, объясняющей гипотетические представления Е. Андерсона (рис. 72), точка ра-

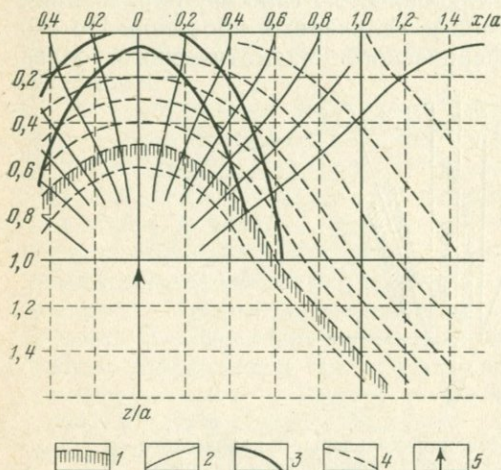


Рис. 72. Схема образования конических и кольцевых разломов [199].

1 — ограничение магматического резервуара; 2 — конические разломы; 3 — кольцевые разломы; 4 — линии падения напряжения от точки-толчка (5). x/a и z/a — горизонтальная и вертикальная составляющие напряжений поля

счетного напряжения, приложена в центре магматического резервуара, вызывает возможное образование конических (тонкие сплошные линии) и кольцевых (толстые сплошные линии) разломов. Крутизна конических разломов возрастает по направлению к центру. В пределах определенного радиуса разломы, приближаясь к поверхности, также будут становиться все более и более крутыми. Вне определенного радиуса конические разломы могут выполаживаться и даже становиться сходными с пластовыми интрузиями. Разломы — это потенциальные пути для внедрения магмы с образованием конических и кольцевых даек. Е. Андерсон подчеркивает, что сила расширения в горных породах гораздо меньше силы сжатия. Поэтому, когда расплав внедрялся в разлом, он должен был производить раскалывающее действие, подобное клину.

Предложенное Е. Андерсоном математическое решение механизма образования кольцевых и конических разломов в кровле периферического очага выдвигается как наиболее вероятное приближение к действительности. Правда, сам автор гипотезы при ее обсуждении [199] указывает, что он принимал в расчетах среду как невесомую; кроме того, при формировании разломов существовали боковые давления (скорее неравномерные всесторонние, Е. С.). Е. Андерсон указывает также, что метасоматическое решение проблемы образования конических слоев оказалось практически невозможным. Кроме того, он подчеркивает, что динамика образования кальдер с вертикальными стенками еще не изучена.

Как показала практика исследования центральных магматических комплексов различных районов мира, гипотеза Е. Андерсона (как и все прочие гипотезы) не способна объяснить образование всего разнообразия известных в настоящее время центральных комплексов. Д. Рейнольдс [351] считает, что среди кольцевых разломов широко распространены вертикальные и с крутым падением к центру, тогда как Е. Андерсон обсуждает и обсчитывает лишь кольцевые разломы, имеющие падение от центра структуры. Известный американский исследователь кольцевых комплексов М. Биллингс [214] справедливо указывал, что кольцевые разломы могут и не сопровождаться подвижками центрального блока. Кроме того, он отмечал, что сопряженность кольцевых и конических разломов — не повсеместное явление; чаще развиты только серии кольцевых разломов. Из замечаний к гипотезе Е. Андерсона следует отметить также большие затруднения при переходе от расчетов напряжения методом точки-толчка к расчетам напряжения поверхности магматического очага, оказывающей воздействие на кровлю.

Остановимся еще на одной гипотезе механизма формирования кольцевых массивов, выдвинутой К. Чепменом [232]. Он считает, что разница объемных весов магм (с учетом их состава) и твердых горных пород внутрикольцевого блока является основной причиной формирования кольцевых магматических тел. Внутрикольцевой

блок более легких пород, например кислого состава, освобожденный от общего напряженного состояния, может плавать в более тяжелой жидкости (в расплаве) подобно айсбергу в воде, т. е. несколько возвышаясь над поверхностью жидкости. По мнению К. Чепмена, блок, сложенный горными породами кислого состава ($2,6 \text{ г/см}^3$), определенно тяжелее, чем гранитный расплав ($2,32 \text{ г/см}^3$) и легче, чем базальтовый расплав ($2,70 \text{ г/см}^3$). Средний уровень глубины образования кольцевых даек и интрузивов около 5 км; на этом уровне температура горных пород порядка 150°C и средняя плотность горных пород $2,66 \text{ г/см}^3$; при проседании блока в магму и дополнительном нагревании плотность горных пород блока может понизиться примерно до $2,56 \text{ г/см}^3$. Согласно этим данным блок кислых пород будет тонуть или погружаться до какого-то уровня в гранитном расплаве, но будет плавать в базальтовом расплаве, возвышаясь над уровнем жидкости на 2—10% от объема блока. Если горные породы тяжелее базальтового расплава, то они также будут погружаться в этот расплав (плотность базальта и диабаза $2,80 \text{ г/см}^3$).

Гипотеза К. Чепмена, касающаяся механизма образования не кольцевых разломов, а кольцевых магматических тел, является по сути дела частной гипотезой, так как рассматривает процесс с учетом только одного из факторов, способных произвести механическую работу по образованию кольцевых структур.

Среди исследований последних лет выделяются геологические работы М. Гарсона [274 и др.], который на примере бифокального щелочно-карбонатитового комплекса Тундулу (Малави) установил геометрическую связь систем трещин и разломов, вдоль которых развивались системы конических даек. Придерживаясь в основном гипотезы Е. Андерсона о механизме формирования конических разломов, он выделяет дайки по трещинам ортогональной системы свола (сплошные линии на рис. 73, типы А и В), а также дайки, образовавшиеся по трещинам отрыва (пунктирные линии на рис. 73, тип Т). Плоскости даек типов А и В обычно образуют угол 90° , плоскости даек типов А и Т — 45° . Построения М. Гарсона могут представлять определенный интерес при общих расчетах механизма с учетом взаимоотношений различных систем разломов в центральной структуре. М. Гарсон вычислил также порядок величин магматического давления на кровлю, вызывающего в ней скалывающее усилие (около 4 кбар).

Рассматривая вопрос о механизме образования конических разломов, следует указать на представления П. Ф. Иванкина [71] относительно условий возникновения конических пучков малых интрузий. По его мнению, отдельные группы даек, интрузий и рудных зон с глубиной закономерно сближаются в один узел, корень всей системы. Такие корни или пучки возникают в отдельных участках линейных разломов, по-видимому, на той глубине, где происходит фазовый распад магмы. Морфология пучков обычно очень сложна, один из типов таких пучков — конический. По мне-

нию П. Ф. Иванкина, конические пучки возникают в условиях среды, однородной в отношении физико-механических свойств. Предполагается неглубокое залегание питающего периферического магматического очага. П. Ф. Иванкин не высказывает предположений относительно глубины, где происходит фазовое расслоение магмы. Г. С. Штейнберг [186] на основании изучения деятельности вулканов отмечает, что глубина взрывов определяется уровнями от 0,3 до 4 км. Взрывы закрытых эксплозий могут происходить на глубинах 800—200 м от поверхности [22]. Условия, благоприятствующие фазовому расслоению магмы, зависят от содержания в ее составе щелочей и летучих составляющих, в том числе воды.

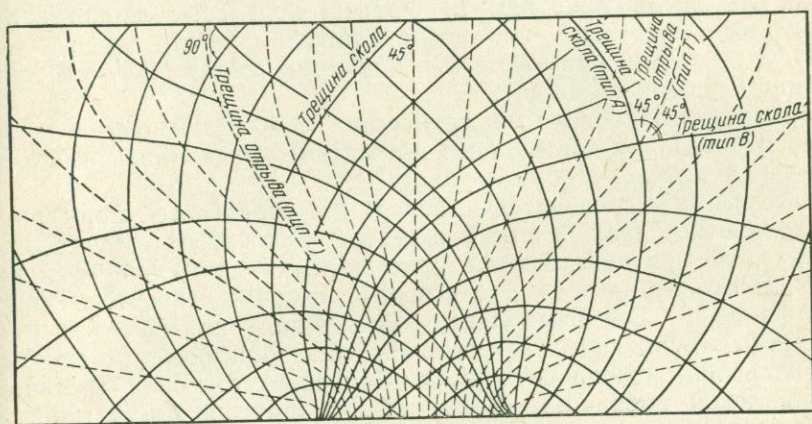


Рис. 73. Взаимоотношение конических даек в бифокальном массиве Тундулу, провинция Чилва, Малави [274]

Предполагается, что накопление энергии для эксплозии осуществляется в результате перехода воды из диссоциированного состояния в молекулярное [83].

А. И. Петровым [133, 134] предложена своеобразная гипотеза механизма образования кольцевых разломов под действием сил подземных взрывов. Импульсное высвобождение энергии, источник которой неизвестен, происходит, по его представлению, на границе коры и мантии и вызывает возникновение волн напряжения, которые дают зону отражения. В пределах этой зоны, имеющей дискообразную форму, развивается повышенная трещиноватость, а от нее по нормали могут отходить кольцевые и радиальные разломы, которые и являются проводниками для магмы. В своих построениях А. И. Петров основывается на теории действия взрыва в горных породах. Данная гипотеза обладает рядом неопределенных условий. Неизвестен источник, вызвавший взрыв на глубинах 20—30 км. Неясна причина направленной силы подземного взрыва; как известно, в техническом осуществлении это достаточно трудное дело. Не учитываются такие данные, как изменение всестороннего

давления — напряженности состояния горных пород в направлении от больших глубин к поверхности, их температура, а также состояние и активная роль магмы, формирующей магматический комплекс. Поэтому предложенный А. И. Петровым механизм формирования центральных структур, по нашему мнению, не может быть принят как возможный вариант.

Следует заметить, что большое значение ударной силе, вызывающей волновое распространение напряжений, придает также Б. Френч [271]. Однако источник этой ударной силы он видит в падении на поверхность метеорита. Возникающие волны напряжения вызывают развитие и подъем магм из глубоких частей земной оболочки. По предположениям Б. Френча, кольцевые дайки, как и кальдерные провалы, — это послеударные явления. Френч свою гипотезу пытается применить к объяснению кальдерного строения массива Садбери (Канада).

Приведенный обзор гипотетических предположений о механизме образования центральных магматических комплексов позволяет сделать такой основной вывод.

Каждый из исследователей, исходя из особенностей формирования конкретных геологических объектов, отражал их в своих гипотезах, хотя они не являются приемлемыми для главной массы центральных комплексов. Это в первую очередь относится к представлениям Р. Ван-Беммелена, вытекающим из изучения ряда конкретных вулканических регионов, и к динамической гипотезе Е. Андерсона, исходявшего из особенностей строения третичной Шотландской провинции. Более общее значение имеет гипотеза К. Чепмена. По нашему мнению, гипотезы общего характера принесут большие пользы при выявлении главных черт механизма образования центральных комплексов. Их основой должны быть совокупность геолого-геофизических данных и результаты экспериментов, моделирующих процесс с приближением к реальной обстановке в земной коре.

Завершая рассмотрение гипотез о механизме образования центральных магматических комплексов, следует остановиться на теоретическом анализе горной породы, находящейся в напряженном состоянии под действием всестороннего давления и, кроме того, под действием дополнительной односторонней нагрузки. Такой теоретический анализ Р. М. Эйгелес, Ю. Я. Эстрин, Р. В. Стрекалова и М. П. Берлин [189] применили к горной породе в условиях глубокой буровой скважины.

Как известно, процесс разрушения горной породы, как и всякого другого материала, протекает в три стадии: 1) упругая деформация, 2) остаточная (пластическая) деформация и 3) разрушение. В процессе шарошечного бурения [48] при одностороннем давлении непосредственно под контактной площадкой давления образуется ядро всестороннего сжатия. При дальнейшем развитии процесса наблюдаются два крайних случая механизма разрушения пород: в одном случае развивается кольцевая трещина, которая ниже пре-

образуется в коническую, в другом — вдоль ядра сжатия образуется кольцевая трещина и пучок радиальных трещин. Проявление разных вариантов разрушения горных пород [89] зависит не только от литологического фактора, механических свойств горных пород, но и от условий эксперимента. В условиях меньшего всестороннего сжатия (т. е. на небольших глубинах от поверхности Земли) при бурении развиваются конические трещины. При более высоком всестороннем давлении (т. е. на больших глубинах от поверхности) разрушение идет в сторону образования кольцевых трещин отрыва [89].

Расчеты Р. М. Эйгелеса, Ю. Я. Эстрина, Р. В. Стрекаловой и М. П. Берлина показали, что на глубинах от 1 до 5 км зоны остаточной деформации пород имеют замкнутую серповидную форму, которая меняется на цилиндрическую при изменении размеров нагрузки и всестороннего давления (рис. 74). Зоны остаточной деформации горных пород всегда начинаются вблизи контура площадки давления и продолжают вдоль оси нагрузки, имея кольцеобразный профиль и куполовидное или субгоризонтальное окончание. Такие результаты несомненно должны вызвать интерес при обсуждении механизма образования центральных структур, так как в кольцевых комплексах характерные формы кольцевых разломов (и интрузивных тел) имеют куполовидное или же субгоризонтальное окончание. В отличие от расчета Е. Андерсона, авторы данного теоретического анализа учитывают свойства горных пород, поставленных в условия, близкие таковым при формировании центральных комплексов. Отмеченные теоретические расчеты, по-видимому, могут быть применены к анализу развития подземных кальдерообразных проседаний по кольцевым разломам.

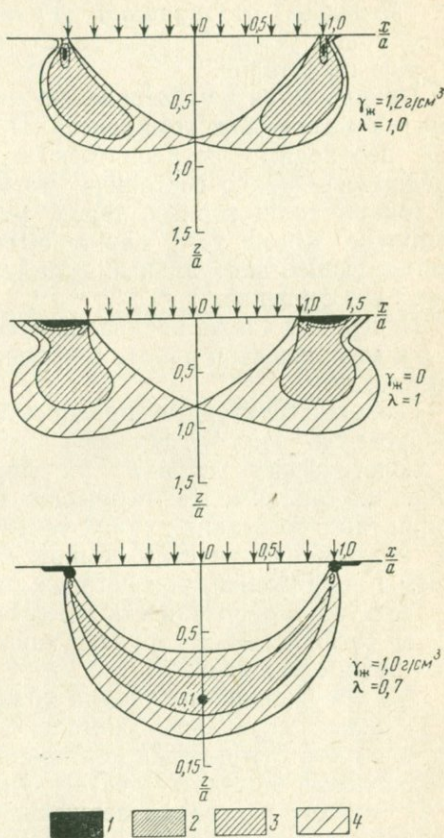


Рис. 74. Схемы развития зон остаточных деформаций при всестороннем сжатии (соответствующем 5 км глубины) и различных нагрузках на штамп [189].

γ_n — коэффициент промывочного раствора;
 λ — коэффициент бокового распора; 1—4 — интенсивность возникающих напряжений

Имеются также теоретические расчеты по кольцевым трещинам, достигающим поверхности в условиях перепада давления до нормального [118]. Теоретические исследования, касающиеся условий образования центральных комплексов, без сомнения следует продолжить, особенно в отношении зависимости их развития от площади приложенного давления, от температурных условий процесса, от скорости протекания деформаций и других факторов.

Предпосылки к установлению механизма образования центральных магматических комплексов. При обсуждении таких предпосылок необходимо остановиться на геолого-структурных данных, предположениях о состоянии магмы в периферическом очаге и состоянии толщ горных пород, вмещающих очаг и центральный комплекс. Кроме того, важно выяснить взаимоотношение магмы, формирующей центральный комплекс, с разломами, обуславливающими его строение.

Интересны также предположительные сведения о силах, способных к механической работе в процессе формирования центрального комплекса.

Геолого-структурные предпосылки для обсуждения механизма образования этих комплексов основываются на представлениях о геологических условиях их формирования. Как указывалось выше, центральные магматические комплексы образуются при благоприятных сочетаниях таких тектонических условий, как устойчивое воздымание участка земной коры и кратковременные пароксизмы напряжений, при которых оживляются глубинные разломы. Существует приуроченность центральных комплексов к некоторым типам региональных структур, испытавшим подобный тектонический режим развития.

При обсуждении механизма должны быть приняты во внимание:

1) связь центральных комплексов и питающих их периферических очагов с глубинными источниками через магмоводы — глубинные разломы, обычно не достигающие поверхности Земли;

2) глубина залегания периферического очага, которая ограничивается первым десятком километров;

3) соразмерность периферического очага и центрального комплекса как по объему, так и по площади;

4) дискордантность положения центральных комплексов во вмещающих структурах;

5) вертикальность осей симметрии центральных комплексов и их общая субцилиндрическая форма;

6) величины вертикальных перемещений кровли в связи с развитием периферического очага;

7) величины вертикальных перемещений внутрикольцевых блоков;

8) масштабы активного механического воздействия на боковые породы (приразломные зоны дробления и повышенной трещиноватости, локальное складкообразование);

9) данные о длительности формирования центральных комплексов.

Для определения механизма важно было бы знать состояние магмы и состояние вмещающих пород в период формирования комплексов. Состояние магмы определяется ее составом, температурой и давлением. По мнению Л. Н. Овчинникова [125], температура гранитного расплава на глубине 5—7 км порядка 600—850° С, а базальтового — около 1000° С. При этом давление водяных паров в гранитном расплаве может достигать 5 кбар. Кроме того, следует учитывать избыточное эндогенное давление расплава, поднимающегося с больших глубин от исходных источников, которое обычно выравнивается не сразу. Начальное давление магмы на глубине 20 км порядка 5,5 кбар, на глубине 50 км — 15 кбар, а на глубине 100 км — 32 кбар. Следует отметить часто имеющий место пульсационный характер поступления магмы из глубинного источника, что усложняет процесс развития очага и центрального комплекса.

Иногда поступление отдельных порций глубинной магмы отделено значительным перерывом во времени, что не может не отразиться на режиме развития периферического очага. В ряде случаев возможна изоляция этого очага от питающего источника и сравнительно быстрое его исчерпание. На повышение общего давления в камере периферического очага влияет также отделение газобразной составляющей в результате фазового расслоения магмы.

Состояние вмещающих пород в период формирования периферического очага и центрального магматического комплекса зависит главным образом от глубин их залегания в земной коре, в пределах которых предполагаются повышенные температура и давление. Состав и строение вмещающих пород определяют их физико-механические свойства. Как отмечает И. В. Луцицкий [110], при повышенных температуре и давлении могут иметь место три типа деформаций горных пород и минералов: трещины растяжения, сбросы и однородное течение.

При выяснении условий формирования центральных магматических комплексов существенное значение имеют взаимоотношения магмы очага и разломов в его кровле. Многими исследователями допускается, что разные физико-химические условия, в которых находятся магма очага и вмещающие толщи его кровли, вызывают образование разломов в последней. К. Чепмен, кроме того, придает большое значение разнице плотностей магмы и вмещающих горных пород (см. выше) при подвижках внутрикольцевых блоков. Периоды развития кольцевых (конических) разломов оторваны во времени от периодов их заполнения магмой. Очень часто динамические условия, в которых образуются кольцевые и конические разломы, значительно отличаются от условий, в которых происходит проникновение в разломы магмы и ее консолидация.

Необходимо высказать предположения о возможных силах, способных произвести механическую работу при возникновении

кольцевых и конических разломов. П. Ф. Иванкин [72] считает, что перемещение магмы из глубины к поверхности ведет к появлению в ней избыточной энергии, которая может превратиться в работу по раздроблению определенного объема породы. Повышение давления на кровлю очага может также вызываться фазовым распадом магмы. Значительное увеличение одностороннего давления на кровлю очага ведет к образованию в ней разломов (концентрических и линейных). Следует учесть, что многократное приложение повышенного давления на кровлю при более низких его значениях может оказать такое же действие, как и одноактное повышение давления более высокого значения.

Образование разломов может быть вызвано также уменьшением одностороннего давления на кровлю очага при быстром сокращении объема магмы в очаге, вследствие ее израсходования [38]. М. А. Осипов [129] считает, что уменьшение объема магматического очага на 8—10% возможно и в результате полной кристаллизации в нем магмы.

Наряду с переменным давлением магмы в образовании разломов центральных комплексов играет роль и термический эффект. Л. Н. Овчинников [125] подчеркивает, что находящийся на глубине 5—7 км гранитный расплав является значительным источником тепла и перегретых водяных паров. Резкий перепад температур на границе очаг — вмещающая порода (особенно в кровле очага) способствует развитию ослабленных зон и трещиноватости. К этому надо добавить, что низкая теплопроводность осадочных пород верхних горизонтов земной коры в свою очередь содействует значительному накоплению тепловой энергии.

Оценка порядка величин энергии, под действием которой образуются концентрические разломы и происходят подвижки внутри-кольцевых блоков вмещающих пород, вызывает значительные трудности. В этом отношении интересны данные Т. Симкина [363], который произвел расчеты потенциальной энергии обрушения в связи с образованием современной провальной кальдеры (на одном из Галапагосских островов) объемом 2 км^3 и площадью 7 км^2 . Эта энергия, составляющая 10^{25} эрг, превышает энергию взрыва атомной бомбы.

Вышеприведенные предпосылки к выявлению механизма образования центральных магматических комплексов являются во многих чертах лишь предположительными. Можно, однако, надеяться, что более детальный анализ строения и состава ряда конкретных магматических комплексов и вмещающих их толщ, основанный на законах физики твердого тела и многофазных систем, а также с учетом известных экспериментальных данных, поможет выявить опорные факторы для установления механизма этого процесса.

Некоторые сведения об экспериментах. Прямые эксперименты по воспроизведению механизма образования центральных магматических комплексов не известны. Постановка таких экспериментальных исследований несомненно связана с рядом технических

трудностей, при которых соблюдение условий подобия природным процессам становится весьма проблематичным.

Все же имеются экспериментальные данные по некоторым процессам, которые в известном приближении могут отвечать отдельным стадиям формирования центральных комплексов, в частности — стадии развития кольцевых и конических разломов.

В экспериментах обычно применяется разнообразный пластический материал (петролатум, пластилин, влажная глина и др.), а также стекло, плексиглас (как представители изотропного материала). Применение пластического материала дает возможность максимально соблюдать условия подобия [14]. И. В. Лучицкий [110] считает, что горные породы также правомерно использовать как модельный материал для экспериментов по деформации при соблюдении условий о минимальных объемах, при которых свойства пород будут сохраняться такими же, как и в крупных блоках, принадлежащих системе обычных геологических объектов. Как правило, модели готовятся из одного материала или в виде слоистой пачки двух материалов разной пластичности.

Моделирование деформаций производится большей частью в условиях комнатной температуры и нормального давления. Одностороннее давление на модель (стресс) осуществляется чаще всего путем вдавливания штампа.

В последние годы осуществляются также эксперименты в условиях повышенного всестороннего давления до 5 кбар [141]. С. Толанский и У. Хоуес [385] наблюдали развитие кольцевых трещин в стекле при падении на него стального шарика. Дж. Филд [270] проводил эксперименты давления на стекло тяжелой сферы, а также действие на него водной струи, падающей со скоростью 4 тыс. футов в секунду. У контактной поверхности во всех случаях сначала образуется кольцевая трещина. При длительном стрессе она развивается на глубину, преобразуясь в коническую трещину в противоположной поверхности стекла Х. Сагурдссон [378], обобщая эксперименты Дж. Филда, утверждает, что угол падения конических трещин и разломов в определенной мере зависит от свойств испытуемого материала (вмещающих толщ в реальной геологической обстановке), главным образом от величины коэффициента Пуассона.

Интересными представляются серии экспериментов М. В. Гзовского [42, 43], который изучал распределение напряжений в моделях поперечного изгиба складок при вдавливании штампа в пластический материал. Особенно ясно закономерности распределения напряжений выступают при применении поляризационно-оптического метода на специально созданных оптически-активных материалах [42]. При опытах появляется система разрывов, развивающихся снизу вверх, а также ослабленная зона в куполовидном поднятии, которая приводит к формированию кольцевых нарушений [41]. Наблюдается изменение морфологии разрывов в зависимости от скорости подъема штампа — жесткой глыбы [14].

Следует отметить проведенные на еще более высоком уровне эксперименты И. В. Кирилловой и Е. И. Чертковой [82], которые исследовали деформации, связанные с увеличением объема. При этом они использовали нагретые коллоидно-дисперсные материалы с добавлением летучих компонентов, что дает возможность изучать внутреннее перераспределение деформируемого материала. Размер и морфология деформаций, по их мнению, в значительной мере зависит от соотношения свойств разуплотняющейся «активной» массы и покрывающих ее «пассивных» слоев. Авторы указывают, что деформации, возникающие при увеличении объема прогревающегося материала, представляют интерес для интерпретации таких геологических явлений, как внутреннее строение интрузивов и диапиров.

Экспериментальное изучение процессов деформации горных пород при глубинном бурении также представляет определенный интерес для обсуждения механизма образования центральных комплексов, так как здесь горные породы, находящиеся при всестороннем давлении, испытывают, кроме того, одностороннюю нагрузку. Опыты Ю. А. Розанова на установке Всесоюзного научно-исследовательского института буровой техники [141] по вдавливанию штампа в образцы горных пород в условиях всестороннего сжатия показали следующее: в стадию остаточной деформации образуется ядро сжатия, по которому в следующую стадию происходит отрыв с образованием кольцевой трещины.

Таким образом, эксперименты с материалом, испытанным на ограниченной площади одностороннее давление, показали реальную возможность образования кольцевых и конических трещин. Выяснена зависимость морфологии кольцевых и конических трещин от свойств материала [141, 378], а также от скорости движения штампа [14] и от величины всестороннего давления [141]. Весьма важным представляется дальнейшее развитие экспериментов, проведенных И. В. Кирилловой и Е. И. Чертковой [82], учитывающих многофазную систему, участвующую в процессе, и повышенную температуру внедряющегося материала.

О возможных теоретических моделях механизма образования кольцевых и конических разломов. В процессе формирования центральных магматических комплексов наибольший интерес вызывает механизм образования кольцевых или конических разломов. Существующие гипотезы по механизму образования кольцевых и конических разломов, а также вышеприведенные экспериментальные данные позволяют нам привлечь внимание к некоторым возможным, самым общим моделям механизма этого процесса, несомненно упрощенным в сравнении с природными явлениями. Эти теоретические модели для кольцевых и конических разломов изображены на рис. 75.

Механизм образования кольцевых разломов (рис. 75, а) находится в связи с активным односторонним давлением магмы периферического очага на кровлю. Согласно гипотезе Е. Андерсона

[199] кольцевой разлом может образоваться при понижении давления в магматической камере. В случае довольно мощной кровли образуется кольцевой разлом со сводообразным окончанием вверх (модель 1). В случае менее глубокого залегания периферического очага и предшествующего излияния части магмы на поверхность, а также в связи с потерей значительного объема газовой фазы уменьшение объема магматического очага несомненно может привести к образованию кольцевого разлома и формированию поверхностной кальдеры, что согласуется с представлениями Р. Ван-Беммелена, М. Биллингса и др. (модель 2).

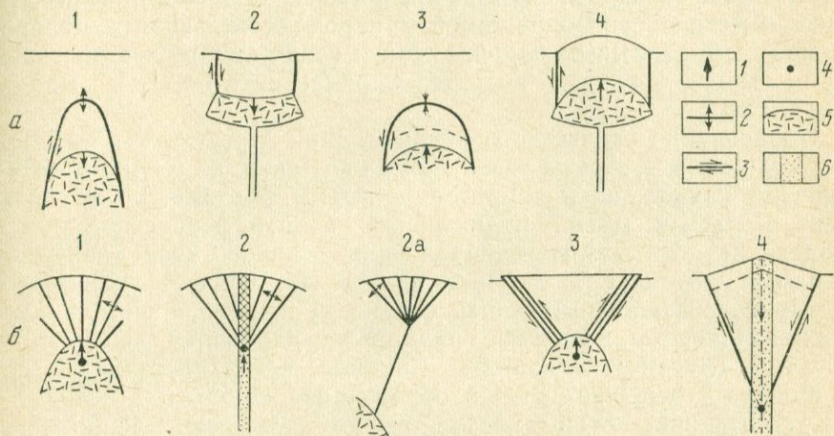


Рис. 75. Возможные теоретические модели механизма образования кольцевых (а) и конических (б) разломов.

1 — направление одностороннего давления; 2 — разломы отрыва; 3 — разломы скола; 4 — геометрический центр конических разломов; 5 — магматический очаг; 6 — вулканический канал, существенно заполненный газами

Заметное увеличение давления периферического очага на кровлю вследствие разных причин (поступление дополнительных порций магмы из глубинного источника, фазовое расслоение магмы и другие) может также вызвать развитие кольцевого разлома, что хорошо согласуется с данными экспериментов по глубинному бурению. В зависимости от глубины залегания периферического очага образуется кольцевой разлом со сводообразным окончанием (модель 3) или же кольцевой разлом, достигающий поверхности (модель 4). В природных условиях, по-видимому, чаще осуществляются модели 3 и 4, связанные с увеличением давления на кровлю периферического очага, и значительно реже — модели 1 и 2.

Возможные модели механизма образования конических разломов (рис. 75, б) более разнообразны. Модель 1 отражает представления Е. Андерсона об образовании пучка конических разломов при возрастающем давлении магматического очага на кровлю. В отличие от кольцевых разломов, которые также образуются часто

при возрастании давления в очаге, конические серии формируются на сравнительно более высоких горизонтах. Это согласуется с теоретическими расчетами Л. П. Константинова, Е. И. Королько и др. [89], подтверждающими, что в условиях меньшего всестороннего сжатия образуются конические трещины, а при значительном его увеличении — только кольцевые трещины.

Модель 2 отражает конические структуры, тесно связанные с действием центрального вулкана, когда после извержения верхняя часть канала была закупорена. Поднимающаяся очередная порция магмы на определенном уровне испытала фазовый распад и путем взрыва образовался пучок конических трещин. Такие трещины вместе с освободившимся каналом были затем заполнены магмой с образованием одновременной серии конических тел (примером могут служить восточно-африканские массивы Рангва, Торор и др.).

Образование конического пучка трещин в результате фазового распада магмы и взрыва газов возможно также не только в вулканическом канале, но и в пределах любого разлома, по которому богатая газами магма поднимается из периферического очага (модель 2а). Возможность образования данного типа конических разломов допускает П. Ф. Иванкин [71]. Примером могут служить мелкие неконфокальные общей структуре пучки конических даек, развивающиеся в последний период формирования центральных структур (массивы Палабора, Спизкоп, Ондуракоруме и др.).

Модель 3 отражает случай образования конических «слоев» — зон скалывания, которые после снятия добавочного напряжения были заполнены магмой. Модель 4 построена в соответствии с представлениями Б. Эшера об условиях образования конических (и крутых кольцевых) разломов под действием скалывания и обрушения пород вокруг освобожденного цилиндрического канала, выработанного при вулканических извержениях.

Предложенные теоретические модели лишь подсказывают возможный механизм формирования кольцевых и конических разломов. Они основаны главным образом на гипотетических построениях разных исследователей. В то же время эти модели в известной мере отражают реальное строение центральных комплексов. Поэтому нельзя отрицать некоторую степень достоверности указанных моделей механизма формирования кольцевых и конических разломов. Однако необходимы дальнейшие исследования с постановкой серии экспериментов, наиболее приближающихся к реальным условиям становления центральных магматических комплексов.

В заключение необходимо сказать, что распространившийся среди геологов метод определения глубины залегания периферических очагов по центрам конических даек [254] может привести к неверным результатам, поскольку фокус конических разломов мог не достигать периферического очага (см. модели 2, 4 рис. 75, б).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Магматические комплексы центрального типа являются своеобразной формой проявления магматизма в верхних горизонтах земной коры. Среди других магматических образований они выделяются изометричными округлыми очертаниями, сложным многофазным строением, концентрическим расположением интрузивных тел и дискордантным положением во вмещающих толщах. В начале двадцатого века центральные магматические комплексы считались единичными. В настоящее время их число определяется сотнями и непрерывно увеличивается в результате повсеместного картирования различных геологических структур. Около 50% этих образований распространено на Африканском континенте; около 25% — в пределах нашей страны.

В последние годы началось детальное изучение ряда отдельных магматических комплексов центрального типа и их целых провинций в различных странах мира. Однако в целом состоянии их изученности остается невысоким и неравномерным. Судя по выявленным типичным ассоциациям пород, можно говорить об участии в формировании данных комплексов магм разного состава (ультраосновных, щелочных и кислых; основных и кислых и др.).

Геологические исследования показывают, что центральные магматические комплексы неравноценно распределены в основных геотектонических структурах континентов. Они формировались от протерозоя до кайнозоя и приурочены к отдельным частям щитов и приподнятым участкам платформ, к стабильным глыбам складчатых областей. Особенно широко они распространены в зонах активизации этих структур. Период развития центральных магматических комплексов отвечал определенному геотектоническому режиму — общему воздыманию и растяжению верхних горизонтов земной коры, а также кратковременным или периодическим пароксизмам тектонических напряжений, обусловившим оживление старых и возникновение новых глубинных разломов. Начальные этапы развития центральных магматических комплексов подчинены тектоническим условиям верхних горизонтов земной коры, а конечные этапы определяются главным образом собственной активностью магмы и ее летучих.

Об условиях формирования магматических комплексов центрального типа собрано еще очень мало сведений. Наблюдение взаимоотношений с вмещающими толщами указывает на активное внедрение магмы и формирование периферического очага в приповерхностных условиях, а затем образование центрального комплекса в кровле этого очага, испытавшей переменное давление магмы. Поверхностное выражение процесса формирования центральных комплексов — вулканы центрального типа, местные купола или кольцевые горы, кальдерные провалы. Активность магмы периферического очага зависит от многих факторов, в их числе глубина исходного очага и скорость подъема расплава, его состав, термодинамическое состояние и фазовые соотношения.

Изучение строения областей развития центральных магматических комплексов определило их тесную связь с разломами глубинного заложения, часто не выходящими на поверхность и являющимися магмоводами для глубинных источников.

Магматические комплексы центрального типа поражают разнообразием внутреннего строения. Вместе с тем их объединяет наличие главных морфологических элементов — кольцевых и конических разломов. В настоящее время еще нет достаточных объективных данных для генетической классификации магматических комплексов центрального типа, что объясняется не только малыми масштабами их детального картирования, но главным образом почти полным отсутствием сведений о их строении в вертикальном разрезе, особенно вблизи питавшего их периферического магматического очага.

Однако даже при настоящем положении вопроса о происхождении центральных магматических комплексов можно говорить о существовании среди них различных генетических типов. Так, можно предположить существование двух разных групп центральных магматических комплексов.

Образования одной из них имеют непосредственную связь с глубинными разломами и являются сложными, многофазными, длительно формирующимися. Для них характерна пестрота состава слагающих магматогенных пород, в некоторых случаях вероятна связь с различными исходными магмами (ультраосновной, базальтовой и гранитной).

Центральные магматические комплексы второй группы, по-видимому, связаны с периферическими очагами, которые отделились от общего очага или зоны плавления в земной коре. Эти массивы, обычно менее сложной структуры и менее дифференцированного, а иногда почти совсем не дифференцированного состава, характеризуются сравнительно небольшой длительностью формирования (некоторые центральные магматические комплексы Центрального Казахстана, кольцевые дайки траппов Сибири и др.).

Для образований первой группы периферические очаги представляются как верхняя часть глубинного цилиндрического канала, а для второй группы, по-видимому, характерны линзовидные пери-

ферические очаги. Магматические комплексы первой группы могут в некоторых случаях иметь большую протяженность в вертикальном направлении, например гипотетическая структура, предложенная А. И. Гинзбургом и Е. М. Эпштейном [44] для карбонатитовых комплексов, а для образований второй группы более характерны уплощенные цилиндрические общие формы [107]. Таким образом, эти генетически различные группы центральных магматических комплексов представляют собой два крайних случая и между ними должны быть переходные образования.

Может быть особым генетическим типом центральных структур являются также гигантские кольцевые структуры диаметром около 100 км и более. Их происхождение и строение на глубину неясны. Они могут явиться теми образованиями, которые обязаны своим происхождением изменениям объема вещества в глубинных оболочках Земли [156]. Или же они, согласно предположениям А. В. Глазуновой [46], представляют куполовидные и кальдерные структуры обширных и долгоживущих питающих очагов. Наконец, их можно сопоставить с инфраструктурами раннего докембрия (гранитные диапиры, гранито-гнейсовые купола).

Несмотря на намеченные генетические группы, разработка генетической классификации центральных магматических комплексов представляется преждевременной. В настоящее время нами принята попытка к их систематике, основанная главным образом на морфологических особенностях этих образований. Предлагается их разделение на три класса: кольцевых магматических комплексов, конических магматических комплексов и сложных центральных магматических комплексов. Среди наиболее распространенных кольцевых комплексов на основании ряда признаков выделено семь типов. Среди конических магматогенных тел и комплексов, встречающихся гораздо реже, чем кольцевые, условно выделяются три типа, по-видимому, различные по способу образования. Одни из них развивались под действием стресса магматического очага, другие — в результате взрыва магматогенных газов, а третьи — под действием обрушения (соскальзывания) горных масс вокруг вулканического канала.

Третий класс центральных комплексов наиболее сложный, в нем сочетаются кольцевые и конические тела или несколько центральных комплексов со сближенными центрами. Сюда отнесены и многофазные комплексы с особенно сложным внутренним строением интрузивных тел.

Механизм формирования всего многообразия центральных магматических комплексов находится пока в сфере предположений. Среди известных гипотез нет ни одной, которая отразила более достоверную картину развития этого сложного геологического процесса. По-видимому, главные черты этого процесса должны быть во многом общими для всех структур описываемых магматических комплексов. Имеется целый ряд геологических факторов, которые могут служить предпосылками к обсуждению возможного механизма

образования центральных комплексов: глубина залегания периферических очагов, глубина формирования центральных структур, особенности состояния магмы и вмещающих толщ, режим развития структур и т. д.

Для обоснования возможного механизма формирования центральных структур важно подобрать модели подобного механизма, теоретически рассчитанные и осуществленные экспериментальным путем. Постановка таких экспериментов несомненно связана с целью рядом технических трудностей и поэтому прямые эксперименты подобия механизма развития центральных структур до сих пор не осуществлялись. Важное значение имеют результаты экспериментов по деформациям как горных пород, так и моделей из пластических материалов, так как они частично подобны отдельным этапам или стадиям становления центральных магматических комплексов. При этом выяснилось, что в экспериментах, проводимых в условиях всестороннего сжатия (имитирующих условия формирования на некоторой глубине под поверхностью) и при наложении дополнительного одностороннего давления, образуются кольцевые и конические трещины. Их развитие находится в зависимости от величин всестороннего сжатия, градиента ее изменения и других величин.

В процессе формирования центрального магматического комплекса наиболее важным является механизм образования кольцевых и конических разломов. При развитии кольцевых разломов, вероятно, наиболее важным будет изменение величины и направления одностороннего давления магмы, хотя другие факторы (температура расплава, его состояние, режим связи с глубинным источником и т. д.), по-видимому, также играют значительную роль. Для образования конических разломов, возникающих, обычно, на меньших глубинах под поверхностью Земли, важным фактором является резкий перепад давления в магматическом очаге или в той порции магмы, которая от него отделилась. По-видимому, также весьма характерно явление, подобное взрыву, связанное с мгновенным расширением газов или их выделением из расплава. В противоположность такому механизму, существует предположение об образовании конических разломов вследствие проседания горных масс вокруг опустошенного вулканического канала [265].

Изучение центральных магматических комплексов показало, что эти достаточно широко распространенные образования, благодаря особенностям геологического положения, своеобразию внутреннего строения и состава слагающих их горных пород, должны занять присущее им место в магматической геологии и петрологии. Их исследование позволяет в определенной мере подойти к решению таких дискуссионных вопросов, как характер сопряженности магматизма с определенным тектоническим режимом, связь приповерхностного магматизма с глубинными источниками и деятельность магмоводов — глубинных разломов, состав глубинного вещества, взаимодействие магм из различных источников и разного

состава, вошедших в соприкосновение при формировании центральных комплексов.

Среди общих проблем планетарного порядка привлекает внимание возможность сопоставления кольцевых структур Земли с кольцевыми структурами Луны, Марса и других планет, оживленно обсуждаемая в последние годы разными исследователями. При дешифрировании снимков поверхности планет кроме мелких ударных воронок, образующихся при падении метеоритов, отмечаются округлые углубления и кольцевые горы разных размеров, образование которых можно отнести за счет магматических — вулканических и субвулканических процессов.

Нам представляется, что магматические комплексы центрального типа составляют значительное число среди кольцевых структур Земли и других планет. Таким образом, их изучение может явиться определенным вкладом в развивающуюся в наши дни науку — планетологию.

Наконец, исследование и суммирование сведений о центральных магматических комплексах позволило выявить, что с ними связаны весьма многочисленные месторождения полезных ископаемых, которые разнообразны по составу и генетическим типам. Многие из них имеют важное экономическое значение для промышленности, сельского хозяйства и общего технического прогресса. Месторождения расположены обычно в пределах небольших площадей, занимаемых центральными магматическими комплексами и их контактными ореолами. Здесь часто в непосредственной близости друг от друга находятся месторождения различных полезных ископаемых (типичное сочетание месторождений железа, слюды, апатита, редкометальных руд), которые экономически выгодно эксплуатировать одновременно. Кроме того, комплексный состав самих руд месторождений значительно повышает их ценность при практическом использовании.

Обзор геологического положения и особенностей месторождений позволил автору выделить пять основных структурных типов их. Для большинства месторождений характерно определенное положение в центральной структуре. Так, магматические месторождения принимают непосредственное участие в строении центральной структуры; размещение метасоматических и высокотемпературных гидротермальных месторождений обычно контролируется главными элементами центральной структуры. Для поздних метасоматических месторождений, так же как и для более низкотемпературных гидротермальных, характерна приуроченность к наложенным на центральную структуру линейным разломам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдеев А. В. О кольцевых структурах магматических комплексов.— «Сов. геология», 1965, № 10, с. 65—66.
2. Авдеев А. В. О связи кислого вулканизма с внутрикоровыми процессами.— В кн.: Материалы к III Всес. вулканол. совещанию. Петропавловск-Камчатский, 1969, с. 74—76.
3. Амеландов А. С. Строение и структура Хибинского массива.— «Тр. 1 Заполярной геол.-разв. конф.». Л., ГНТИ, 1933, с. 146—151.
4. Апрельков С. Е., Шеймович В. С. Связь эффузивных и интрузивных процессов на примере древних вулканов Центральной Камчатки.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Магадан, 1968.
5. Апродов В. А. Структурно-геотектоническая классификация глубинных разломов.— В кн.: Глубинные разломы. М., «Недра», 1964, с. 5—25.
6. Арапов В. А. Кольцевые вулcano-плутонические структуры Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань).— В кн.: Вулканические и вулcano-плутонические формации. Т. 2. М., «Наука», 1966, 199—201.
7. Архангельская В. В. Сыннырский массив щелочных пород и его апатиты.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 158, № 3, с. 625—628.
8. Атаманов А. В., Лугов С. Ф., Фейгин Я. М. Новые данные по геологии Ловозерского массива.— «Сов. геология», 1961, № 2, с. 55—67.
9. Афанасьев Н. С. Эоценовые субвулканические интрузии междуречья Пенжины и Анадыря.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Магадан, 1968.
10. Багдасаров Ю. А., Фролов А. А. О редкометальных карбонатах Чадобецкого поднятия.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 178, № 1, с. 176—178.
11. Багдасарян Г. П. О механизме внедрения и этапах формирования Тежсарской щелочной интрузии в Армении.— «Изв. АН АрмССР», 1950, т. 3, № 8, с. 729—737.
12. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. Исследования по разработке геохронологических реперов к шкале абсолютного геологического времени.— В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М., «Наука», 1964, с. 204—214.
13. Беллавин О. В., Алейников А. Л. Определение формы гранитных массивов по гравиметрическим данным.— «Сов. геология», 1968, № 2, с. 65—74.
14. Белоусов В. В., Гзовский М. В. Экспериментальная тектоника. М., «Недра», 1964, 119 с.
15. Белоусов В. В. О возможных глубинных условиях магматизма.— «Сов. геология», 1966, № 4, с. 8—25.
16. Беус А. А. Альбититовые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений М, «Недра», 1968.
17. Билибин Ю. А. Послеюрские интрузии Алданского района. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1941, 161 с.
18. Билибина Т. В., Дашкова А. Д., Донаков В. И. и др. Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита (мезозой). Л., «Недра», 1967, 264 с.

19. Богомолов М. А. Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите.— В кн.: *Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии*. М., Наука, 1968.
20. Борисов О. М., Лордкипанидзе Л. Н. Рудно-петрографические провинции Южной Америки.— *Узбек. геол. журнал*, 1962, № 5, с. 65—78.
21. Бородин Л. С. О типах карбонатитовых месторождений и их связи с массивами ультраосновных-щелочных пород.— *Изв. АН СССР. Серия геол.*, 1957, № 5, с. 3—16.
22. Борсук А. М., Масуренков Ю. П. Об эксплозивных формах интрузивного процесса.— *Изв. АН СССР. Серия геол.*, 1964, № 4, с. 38—55.
23. Буданов В. И. Тектоническое размещение щелочных комплексов Северо-Восточной Африки (Аравийская и Нубийская пустыни).— *Докл. АН СССР*, 1969, т. 186, № 10.
24. Буданов В. И. К вопросу о механизме формирования кольцевых комплексов.— *Докл. АН СССР*, 1970, т. 191, № 3, с. 639—642.
25. Буссен И. В. Гигантские эруптивные брекчии Ловозерского щелочного массива.— В кн.: *Магматические образования Кольского полуострова*. М.—Л., «Наука», 1962, с. 38—43.
26. Буссен И. В., Сахаров А. С. Геология Ловозерских тундр. Л., «Наука», 1967.
27. Бутакова Е. Л. К петрологии Маймечета-Котуйского комплекса ультраосновных и щелочных пород.— *Тр. НИИГА*, 1956, т. 89, с. 201—249.
28. Бутакова Е. Л. Тектонические условия образования комплекса щелочных и ультраосновных пород севера Сибирской платформы.— *Геология и геофизика*, 1961, № 1, с. 10—18.
29. Бутакова Е. Л. Тектонические условия образования щелочных пород Восточной Тувы.— *Геология и геофизика*, 1965, № 5, с. 19—34.
30. Виноградов А. П. О происхождении вещества земной коры. Сообщение I — «Геохимия», 1961, № 1, с. 3—29.
31. Влодавец В. И. Классификация отрицательных вулканических форм рельефа.— *Изв. АН СССР. Серия геол.*, 1944, № 5, с. 137—147.
32. Влодавец В. И. О вулканической тектонике.— *Бюлл. вулканол. станции АН СССР*, 1954, № 23, с. 38—44.
33. Воробьева О. А. Петрографо-геохимическая съемка юго-восточной части Ловозерских тундр.— В кн.: *Хибинские апатиты*. Т. 6. Л., ГХТИ, 1933, с. 210—213. [Тр. треста Апатит и НИС НКГП СССР].
34. Воробьева О. А., Покровский С. Д. Геолого-петрографический очерк Ловозерских тундр.— В кн.: *Хибинские апатиты*. Т. 8. Л., ГХТИ, 1935. [Тр. треста Апатит и НИС НКТП СССР].
35. Вязовов Ю. С. О кольцевых и конических структурах в пределах туфового поля Тунгусской синеклизы в связи с проблемами прогнозирования.— *Бюлл. МОИП. Нов. серия*, 1965, т. 70. Отд. геол., т. 40, вып. 6.
36. Вязовов Ю. С. О кольцевых разрывах в центре Сибирской платформы.— *Докл. АН СССР*, 1967, т. 174, № 3, с. 655—658.
37. Галахов А. В. Рисчорриты Хибинского щелочного массива. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1959, 170 с.
38. Гейтс О. Происхождение брекчиевых трубок.— В кн.: *Проблемы эндогенных месторождений*. Вып. 2. М., «Мир», 1964, с. 38—50.
39. Геология СССР. Т. 17. М., Госгеолтехиздат, 1958.
40. Герлинг Э. К., Полканов А. А. Проблема абсолютного возраста докембрия Балтийского щита.— *Геохимия*, 1958, № 8, с. 13—45.
41. Гзовский М. В. Соотношение между тектоническими разрывами и напряжением в земной коре.— *Разв. и охрана недр*, 1956, № 11, с. 7—22.
42. Гзовский М. В., Осокина Д. Н., Кузнецова И. М. Применение поляризационно-оптического метода при моделировании геологических процессов.— В кн.: *Поляризационно-оптический метод исследования напряжений*. Л., изд. ЛГУ, 1960.
43. Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. III и IV. М., «Наука», 1963, 544 с.

44. Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М. Карбонатитовые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.
45. Глаголев А. А. Апатитоносность массива Арбарастах.— В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968, с. 218—223.
46. Глазунова А. В. Выделение и трассирование разломов по аэромагнитным данным в некоторых районах Средней Азии.— В кн.: Глубинные разломы. М., «Недра», 1964.
47. Горельчик В. И., Фарберов А. И. Некоторые особенности глубинного строения вулканических областей по сейсмическим данным.— В кн.: Материалы к III Всес. вулканол. совещанию. Петропавловск-Камчатский, 1969.
48. Гришин А. С., Константинов Л. П., Королько Е. И. и др. Механизм разрушения горных пород при шарошечном бурении.— В кн.: Разрушение горных пород. М., «Недра», 1958.
49. Дашкевич Н. Н., Мусатов Д. И., Фейгин Е. Б. и др. Глубинное строение западной части Сибирской платформы и связь с ним траппового магматизма.— В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики. М., «Наука», 1968.
50. Дворцова К. И. Девонский вулкан центрального типа в Чу-Илийских горах.—Тр. лаб. палеовулканологии, 1963, вып. 56 (1), с. 189.
51. Драгунов В. И. Линейные и площадные структуры земной коры в свете астрогеологии.—«Тезисы докладов IV совещания по проблемам астрогеологии». Л., изд. ЛГУ, 1962.
52. Егоров Л. С., Гольдбурт Т. Л., Шихорина К. М. О форме и механизме образования Гулинской интрузии.—«Тр. НИИГА», 1959, т. 107, вып. 12, с. 3—25.
53. Егоров Л. С., Гольдбурт Т. Л., Шихорина К. М. и др. Гулинская интрузия ультраосновных — щелочных пород.—«Тр. НИИГА», 1961, т. 122.
54. Егоров Л. С. Глубинные разломы и закономерности размещения интрузивных тел в Маймеча-Котуйской провинции щелочных — ультраосновных пород.— В кн.: Глубинные разломы. М., «Недра», 1964.
55. Егоров Л. С., Сурина Н. П. О пространственно-временной связи различных типов платформенного магматизма (на примере Маймеча-Котуйской провинции).— В кн.: Материалы IV Всес. петрограф. совещания. Баку, 1969.
56. Елисеев Н. А. О геологических структурах Хибинского и Ловозерского интрузивных массивов.—«Проблемы советской геологии», 1936, № 1, с. 3—20.
57. Елисеев Н. А., Ожинский И. С., Володин Е. Н. Геологическая карта Хибинских тундр. Л.—М., ГОНТИ НКТП СССР, 1939. [Тр. Ленгеолуправления, вып. 19].
58. Елисеев Н. А., Федоров Э. Е. Ловозерский плутон и его месторождения.—«Материалы Лабор. геол. докембрия АН СССР», 1953, вып. 1.
59. Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Виноградов Д. П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. М.—Л., «Наука», 1965, 240 с.
60. Ельянов А. А., Андреев Г. В. Новый массив центрального типа на Алданском щите.—Тр. ВИМС. Минеральное сырье. Вып. 1, 1960, с. 70—73.
61. Ельянов А. А., Моралев В. М. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита.—«Докл. АН СССР», 1961, т. 141, № 3, с. 687—689.
62. Ельянов А. А. О формационной принадлежности центральных интрузивных массивов с дунитовыми ядрами. Тезисы совещания по проблеме «Геологические формации». Л., изд. ВСЕГЕИ, 1968, 78 с.
63. Жабин А. Г. О строении и последовательности формирования Гулинского комплекса дунитов, ультраосновных и ультраосновных — щелочных лав, щелочных пород и карбонатитов.— В кн.: Петрология и геохим. особ. и комплекс. ультрабазитов, щелочн. пород и карбонатитов. М., «Наука», 1965, с. 159—193.
64. Жидков А. Я. Сложная Сыннырская интрузия сиецитов Северо-Байкальской провинции.—«Геология и геофизика», 1962, № 9, с. 29—40.
65. Жидков А. Я., Маркина С. Л., Голубчина М. Н. Об абсолютном возрасте щелочных и нефелиновых сиецитов Северо-Байкальского нагорья.—«Докл. АН СССР», 1963, т. 149, № 1, с. 152—155.

66. Зак С. И. Тектоника Хибинского щелочного массива.— В кн.: Магматизм и геология Кольского п-ова. М., Госгеолтехиздат, 1963.
67. Зейлик Б. С., Духовской А. А., Розенблат М. М. и др. К петрологии пермского гранитного массива Кызылтас.— В кн.: Вопросы магматизма Центрального Казахстана. М., «Недра», 1968.
68. Зленко Н. Д. Новая петрографическая провинция интрузий центрального типа на восточной окраине Алданского щита.— «Бюлл. МОИП», 1959, т. 64, Отд. геол. т. 34, вып. 6. с. 131—132.
69. Зубин М. И., Мелекесцев И. В., Таракановский А. А. и др. Четвертичные кальдеры Камчатки.— В кн.: Материалы к III Всес. вулканол. совещанию. Петропавловск-Камчатский, 1969.
70. Зырянов В. Н. Нефелиновые сиениты Северного Предчингизья.— «Изв. АН КазССР. Серия геол.», № 5, 1964, с. 78—82.
71. Иванкин П. Ф. О морфологических типах пучков малых интрузий и гидротермальных струй.— «Докл. АН СССР», 1963, т. 149, № 4, с. 925—927.
72. Иванкин П. Ф. О рудно-магматических пучках в вулканогенных формациях.— В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., «Наука», 1965, с. 87—92.
73. Иванов Б. В. Особенности зон кислого вулканизма на примере Карымской кольцевой структуры на Камчатке.— В кн.: Мат-лы к III Всес. вулканол. совещ. Петропавловск-Камчатский, 1969.
74. Иванова Т. Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. М., Госгеолтехиздат, 1963, 288 с.
75. Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1964. 666 с.
76. Ичетовкин Н. В. К петрографии Верхне-Аллахского монзонит-порфирового субвулкана (Южное Верхоянье).— «Тр. Якут. фил. СО АН СССР. Серия геол.», 1962, сб. 11, с. 28—29.
77. Казанский В. И., Герентьев В. М. Пограничные зоны активизированных платформ и их металлогения.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1968, № 1, с. 3—19.
78. Каменев Е. А. Трещинная тектоника Хибинского щелочного массива.— В кн.: Магматизм и геология Кольского п-ова. М., Госгеолтехиздат, 1963.
79. Каминский Ф. В., Потапов С. В. Методика поисков кимберлитовых тел на восточной окраине Алданского щита.— «Разведка и охрана недр», 1966, № 8, с. 14—17.
80. Кашин С. А., Стороженко А. А. Некоторые черты петрогенезиса щелочных пород Октябрьского массива (Восточная Украина).— В кн.: Происхождение щелочных пород. М., «Наука», 1964, с. 102—107.
81. Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1961. 299 с.
82. Кириллова И. В., Черткова Е. И. Экспериментальное исследование деформаций, связанных с увеличением объема.— В кн.: Принципы и методы тектонического районирования, тектоническая терминология. Новосибирск, 1968.
83. Ковалев Г. Н., Слезин Ю. Б. О механизме концентрации эксплозивной энергии извержений вулканов.— В кн.: Материалы к III Всес. вулканол. совещанию. Петропавловск-Камчатский, 1969.
84. Колосков А. В. Некоторые геологические аспекты проблемы «вулканов» над интрузиями.— В кн.: Материалы к III Всес. вулканол. совещанию. Петропавловск-Камчатский, 1969.
85. Колотухина С. Е. Тектоническое развитие Бразильского щита.— «Геотектоника», 1966, № 4, с. 92—104.
86. Комлев Л. В., Михалевская А. Л., Данилевич С. И. О возрасте щелочных интрузий Хибинских и Ловозерских тундр (Кольский п-ов).— «Докл. АН СССР», 1961, т. 136, № 1, с. 172—174.
87. Кононова В. А., Свешникова Е. В., Борисевич И. В. О возможности применения нефелина для установления возрастных соотношений магматических и метасоматических процессов при формировании некоторых щелочных интрузивов.— В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., «Наука», 1966.

88. Кононова В. А., Свешникова Е. В. О связи щелочного магматизма с историей развития кольцевой структуры Ковдорского типа (Кольский п-ов).—«Тр. Кольского фил. АН СССР», 1970, вып. 3.

89. Константинов Л. П., Королько Е. И., Эйгелес Р. М. и др. Экспериментальные исследования механизма разрушения.—В кн.: Разрушение горных пород. М., «Недра», 1963, с. 68—69.

90. Коптев-Дворников В. С., Грчгорьев И. Ф., Доломанова Е. И. и др. Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними.—В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 165—194.

91. Корчагин А. М. Инаглинский плутон и его полезные ископаемые.—В кн.: Арбарастахский и Инаглинский щелочно-ультраосновные массивы. М., «Недра», 1972.

92. Корчагин В. И., Нефедов В. П., Островский Э. Я. и др. Аэрогеофизические методы поисков месторождений редких элементов.—В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 20., Госгеолтехиздат, 1963.

93. Котляр В. Н. Памбакский комплекс щелочных интрузий в Закавказье.—В кн.: Геология СССР. Т. 10. Часть 1. М., Госгеолиздат, 1941, с. 408—411.

94. Котляр В. Н. Типы месторождений, связанные с палеовулканизмом.—В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., «Недра», 1965, с. 7—29.

95. Котляр В. Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения.—В кн.: Генезис эндогенных месторождений. М., «Недра», 1968.

96. Кох Л. О геологическом строении Гренландии. Переводы по геологии и полезным ископаемым. № 100. Л., НКТП, 1937.

97. Коцен М. Е., Артамонов М. А. О поисках карбонатитов аэромагнитным методом (на примере Восточного Саяна).—«Сов. геология», 1965, № 5, с. 119—124.

98. Кравченко С. М. О юрских кальдерах проседания Центрального Алдана.—«Докл. АН СССР», 1960, т. 135, № 6.

99. Кравченко С. М., Власова Е. В. Щелочные породы Центрального Алдана.—«Тр. ИМГРЭ», вып. 14, 1962.

100. Кравченко С. М. Некоторые общие особенности рудоносных вулканов-плутонических полей зон активизации древних платформ и областей завершенной складчатости.—В кн.: Теоретические проблемы вулcano-плутонических формаций. М., «Наука», 1968.

101. Кравченко С. М., Ифантопуло Т. Н. Акцессорные минералы Памбакского щелочного массива.—В кн.: Акцессорные минералы как индикаторы особенностей петрогенезиса. М., «Наука», 1969.

102. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964, 387 с.

103. Куплетский Б. М. Петрографический очерк Хибинских тундр.—«Тр. Ин-та изуч. Севера», 1928, т. 39.

104. Кухаренко А. А. Основные проблемы геологии платформенных комплексов щелочно-ультраосновных пород.—«Уч. зап. ЛГУ», 1962, № 312. Серия геол., вып. 13.

105. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., «Недра», 1965.

106. Кухаренко А. А. Щелочной магматизм восточной части Балтийского щита.—«Зап. Всес. минер. об-ва», 1967, ч. 96, вып. 5, с. 547—566.

107. Ларин В. Н. О возможности прогнозирования слепых редкометалльных месторождений в Северной Прибалхашье.—«Геология рудных месторождений», 1967, т. 9, № 4, с. 18—34.

108. Ларин Н. И. Дуговые структуры хр. Сунтар-Хаята.—«Мат-лы по пол. иск. Северо-Востока СССР», вып. 8. Магадан, 1954.

109. Левковский Р. З. Геологические особенности и механизм формирования массивов рапакиви северо-западной части Кольского полуострова.—В кн.: Тезисы докладов I регион. петр. совещания по европейской части СССР. Киев, «Наукова думка», 1966, с. 135—143.

110. Лучицкий И. В., Гришин В. И., Ушаков Г. Д. Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур. М., «Наука», 1967, 74 с.

111. Любимова Е. А., Горшков А. П., Фельдман И. С. О возможной глубине зоны скопления магмы в областях современного вулканизма.—В кн.: Материалы к III Всес. вулканол. совещанию. Петропавловск-Камчатский, 1969.

112. Люстих Е. П. Энергия образования земной коры.—«Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1960, № 3, с. 402—408.

113. Максимов Е. П. Новые данные по геологии кольцевых вулканоплутонических комплексов Центрального Алдана.—«Докл. АН СССР», 1970, т. 190, с. 417—420.

114. Мархинин Е. К. Кальдеры и периферические вулканические очаги.—«Тр., лабор. палеовулканологии КазИМС», 1964, вып. 3.

115. Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры (на примере Курильской островной дуги). М., «Наука», 1966, с. 78—81.

116. Масайтис В. Л. Разломы Сибирской платформы.—В кн.: Глубинные разломы. М., «Недра», 1964, с. 89—98.

117. Масуренков Ю. П., Иванов Б. В., Богоявленская Г. Е. и др. Формирование современных интрузий под некоторыми вулканами Курило-Камчатской зоны.—В кн.: Материалы к III Всес. вулканол. совещ. Петропавловск-Камчатский, 1969.

118. Матвеев Б. В. Определение прочности горных пород методом соосных пуансонов.—В кн.: Руководство по проведению испытаний объемной прочности на сжатие горных пород., Л., ЛГУ, 1962.

119. Милановский Е. Е. Основные черты строения и формирования рифтовой системы Восточной Африки и Аравии.—«Вестн. МГУ». 1969, Геология № 1, с. 42—60.

120. Монич В. К., Бедров Г. И., Болгожина А. Г. Геология и петрография Байназарской кольцевой системы магматических пород.—«Тр. ИГН АН КазССР», 1960, т. 3, с. 139—157.

121. Моралев В. М. Возраст ультраосновных и щелочных пород Алданского щита.—«Докл. АН СССР», 1959, т. 127, № 1, с. 168—169.

122. Невский В. А., Котляр В. Н. Структура эндогенных месторождений, связанных с кольцевыми разрывами.—«Геология рудных месторождений», 1970, № 5, с. 3—15.

123. Некрасов И. Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1962.

124. Нурлыбаев А. Н., Панченко А. Г. Геология, петрология и генезис щелочных пород Ишимского эффузивно-интрузивного комплекса в Центральном Казахстане.—«Тр. ИГН АН КазССР», 1968, т. 25, с. 17—39.

125. Овчинников Л. Н. Механизм и термодинамические условия магматогенного рудообразования.—«Геология рудных месторождений», 1967, № 5, с. 44—58.

126. Одинцов М. М., Владимиров Б. М., Твердохлебов В. А. Глубинный магматизм и структурное развитие древних платформ.—В кн.: Тезисы докладов II Всес. конференции по междунар. проекту «Верхняя мантия земли и ее влияние на развитие земной коры». М., «Наука», 1967.

127. Озолевская Г. В., Некрасов И. Я. Петрография и петрохимия трахипаритов, трахиандезитов и монцитов горы Полевой (Северо-Восточная Якутия).—«Тр. Якут. фил. СО АН СССР. Серия геол.», 1962, сб. 11, с. 3—15.

128. Онохин Ф. М. Радиальные разломы Хибинского массива и их поисковое значение.—«Сов. геология», 1970, № 6, с. 129—135.

129. Осипов М. А. Механическое взаимодействие и динамика подвижных фаз в системе интрузив—ксенолит.—«Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 3, с. 56—64.

130. Оффман П. Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы.—В кн.: Тектоника СССР. Т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1959.

131. Перекалина Т. В. К методике изучения гранитоидных плутонов (на примере Центрального Казахстана).—«Тр. лабор. геол. докембрия», вып. 19, 1964.
132. Перекалина Т. В. Геология герцинских гранитоидных интрузий Центрального Казахстана. Л., изд. ЛГУ, 1966, 240 с.
133. Петров А. И. О механизме образования структур центрального типа.—«Сов. геология», 1968, № 9.
134. Петров А. И., Плотников Л. М., Юревич Г. Г. Роль волн напряжения в образовании структур центрального типа и перераспределении вещества в земной коре.— В кн.: Давление и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы. Л., «Недра», 1969.
135. Полканов А. А. Генетическая систематика интрузий платформы — кратогена.—«Изв. АН СССР. Серия геол.», 1946, № 6, с. 5—28.
136. Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. «Тр. лабор. геол. докембрия», вып. 12, 1961, с. 7—102.
137. Проблемы геологии Луны. М., «Наука», 1969.
138. Прохорова С. М., Евзикова Н. З., Михайлова А. Ф. Флогопитоносность Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных щелочных пород.—«Тр. НИИГА», 1966, т. 140.
139. Прощенко Е. Г., Ненашев Н. И. Геологическая интерпретация радиогенного возраста пород Томмотской сложной габбро-сиенитовой интрузии.—«Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 12, с. 26—32.
140. Раджабов Ф. Ш., Арапов В. А., Далимов Т. Н. и др. Вулкано-плутонические формации Кураминской подзоны (Срединный Тянь-Шань).— В кн.: Первое Среднеазиатское региональное петрографическое совещание. Ташкент, 1965.
141. Розанов Ю. А., Эстрин Ю. Я. Исследование структурных изменений в породе при вдавлении штампа в условиях всестороннего сжатия.— В кн.: Разрушение горных пород. М., «Недра», 1968.
142. Рудич К. Н. Магматизм и особенности тектонического строения хр. Сарычева (Яно-Колымская складчатая область). М., Госгеолтехиздат, 1959.
143. Свешникова Е. В. Вулкано-плутонические формации щелочных магм.—«Изв. АН СССР. Серия геол.», 1966, № 9, с. 36—47.
144. Сергеев А. С. Фениты комплекса ультраосновных и щелочных пород. Л., изд. ЛГУ, 1967.
145. Скублова Н. В., Зейлик Б. С. О кольцевых морфоструктурах Северного Прибалхашья.—«Вестн. ЛГУ», 1969, № 12.
146. Смирнов Л. П. Стратиграфия меловых континентальных отложений Попигаийской котловины.—«Тр. НИИГА», 1962, т. 121, вып. 18, с. 29—43.
147. Соловьев Н. С., Строна Т. А., Киселева Н. Ф. и др. Шамянская кольцевая вулкано-тектоническая структура в Южном Приаргунье (Восточное Забайкалье).—«Изв. АН СССР. Серия геол.», 1970, № 8, с. 61—72.
148. Спичарский Т. Н. Сибирская платформа, ее возникновение и история развития.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ.—«Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия», 1964, т. 97.
149. Тацинина М. В., Семенова-Тян-Шанская Е. Р. Верхнепалеозойский вулкан Жантау в Центральном Казахстане.—«Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия», 1963, т. 98, № 5, с. 99—116.
150. Тацинина М. В., Розенкранц А. А. Вулканогенные формации среднего и верхнего палеозоя северной части Джунгаро-Балхашской складчатой системы.— В кн.: Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1965.
151. Терновой В. И., Афанасьев Б. В., Сулимов Б. И. Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. Л., «Недра», 1969.
152. Толберт Дж. Предварительное сообщение об ураноносных циркониевых месторождениях плато Посус-ди-Калдас в Бразилии.—«Тр. ВСЕГЕИ», вып. 13, 1959, с. 10—28.

153. Томкеев С. И. Карбонатиты — их природа и происхождение.—«Минерал. сборник Львовского геол. об-ва», 1962, № 16, с. 318—327.
154. Томсон И. Н., Дежин Ю. П. Куйтунская кольцевая структура Забайкалья и некоторые общие закономерности в строении кольцевых комплексов.— В кн.: Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1963 г. ИГЕМ, 1964.
155. Томсон И. Н., Дежин Ю. П., Лобанова Г. М. и др. О возрасте мезозойских эффузивов Восточного Забайкалья в свете данных абсолютной геохронологии.— В кн.: Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР. М., «Наука», 1969, с. 183—218.
156. Томсон И. Н., Хоодак Ю. А., Хорошилов Л. В. Кольцевые структуры Земли и Луны (опыт сравнительного планетологического исследования).— «Сов. геология», 1968, № 9.
157. Томсон И. Н., Миронов Ю. П., Кочнева Н. П. Условия локализации интрузивных ареалов в связи со сводовыми поднятиями орогенного этапа в Восточном Забайкалье.— В кн.: Материалы IV Всес. петрограф. совещания. Баку, 1969.
158. Уиссер Э. Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. М., «Мир», 1964.
159. Уколов М. М. Особенности структур позднегерцинских вулканоплутонических комплексов северо-западного Прибайкалья.— В кн.: Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1965.
160. Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— «Сов. геология», 1959, № 3, с. 3—26.
161. Устиев Е. К. Проблемы вулканизма-плутонизма. Вулкано-плутонические формации.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1963, № 12, с. 3—30.
162. Фаворская М. А., Томсон И. Н., Баскина В. А. и др. Блокная тектоника, магматизм и оруденение. М., «Недра», 1969.
163. Ферсман А. Е. Геохимические дуги Хибинских тундр.— «Докл. АН СССР. Серия А», 1931.
164. Физико-географический атлас. М., Географиздат, 1964.
165. Фоменков Б. П., Корчагин А. М. О закономерностях размещения вермикулитовых зон в Инагнинском массиве (Южная Якутия).— «Изв. вузов. Геол. и разв.», 1964, № 10, с. 61—66.
166. Фролов А. А. Факторы локализации редкометального оруденения в карбонатитах.— «Геол. рудных месторождений», 1965, т. 7, № 5.
167. Фролов А. А. Геологическое строение и апатитность массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Восточного Саяна.— В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968.
168. Хольтедаль У. Геология Норвегии. т. I. М., Изд-во иностр. лит., 1957, 424 с. То же, т. II. М., Изд-во иностр. лит., 1957, 395 с.
169. Хоутон С. Г. Африка южнее Сахары. Геологическая история. М., «Мир», 1966, 365 с.
170. Царовский И. Д. О характеристике остаточной кристаллизации Октябрьского (Мариупольского) щелочного массива.— «Докл. АН СССР», 1947, т. 57, № 5, с. 489—491.
171. Царовский И. Д. Типы геологических структур щелочных пород УССР.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1954, № 4, с. 101—112.
172. Царовский И. Д. Мариуполитизация и связанные с ней процессы оруденения.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 475—478.
173. Царовский И. Д., Зарицкий А., Стремовский А. М. Структурные положения Покров-Киреевского родовища флюорита и його видности до лужного интрузиву.— «Геологический журнал», 1965, т. 25, вып. 6, с. 76—81.
174. Цирульникова Р. Я., Сокол Р. С., Чечель Э. К. и др. Главные черты тектоники восточной части Балтийского щита по данным геофизики.— В кн.: Тезисы докладов на симпозиуме по геофизике восточной части Балтийского щита. Л., изд. ЛГИ, 1967.

175. Шаблинский Г. Н. Метод отраженных волн при исследовании глубинного строения щелочных массивов Кольского полуострова.—«Зап. ЛГИ», 1963, т. 46, вып. 2, с. 28—32.
176. Шанин Л. Л., Кононова В. А., Иванов И. Б. О применении нефелина в К-Аг геохронологии.—«Изв. АН СССР. Серия геол.», 1967, с. 19—30, № 5.
177. Шарпенюк Л. Н. О возможном механизме формирования кольцевых структур (на примере гор Кызылрай).—В кн.: Геология Центрального Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1966.
178. Шарпенюк Л. Н., Перекалина Т. В., Копылов В. Н. и др. Кольцевые структуры района гор Кызылрай (Центральный Казахстан).—В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма. Т. 3. Изд. ЛГУ, 1968, с. 5—15.
179. Шейнманн Ю. М. О новой петрографической провинции на севере Сибирской платформы.—«Изв. АН СССР. Серия геол.», 1947, № 1, с. 123—134.
180. Шейнманн Ю. М. Некоторые геологические особенности ультраосновных и ультращелочных магматических образований на платформах.—«Зап. Всес. минерал. об-ва», 1955, 2-я серия, ч. 84, вып. 2, с. 143—158.
181. Шейнманн Ю. М. Поверхность Мохоровичича, глубина зарождения магм и размещение ультрабазитов.—«Сов. геология», 1961, № 8, с. 31—44.
182. Шейнманн Ю. М. К проблеме генерации магм.—«Сов. геология», 1969, № 2.
183. Шейнманн Ю. М. Условия (t, p) возникновения основных магм и энергетика этих процессов.—В кн.: Материалы IV Всес. петрограф. совещания. Баку, 1969.
184. Штейнберг Г. С., Зубин М. И. О глубине залегания магматического очага под Авачинским вулканом.—«Докл. АН СССР», 1963, т. 152, № 4, с. 968—971.
185. Штейнберг Г. С., Балеста С. Т., Зубин М. И. и др. Геологическое строение Авачинского вулкана по геофизическим данным.—В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. Т. 3. М., «Наука», 1966, с. 49—56.
186. Штейнберг Г. С. О взрывном образовании кальдер.—В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.
187. Шумейкер Ф. Месторождение урана в диатремах резерваций Навахо и Хопи, в штатах Аризона, Нью-Мексико и Юта. Межд. конф. по мирн. исп. атом. энергии (Женева, 1955). Т. 6. М., Изд-во АН СССР, 1958.
188. Щерба Г. Н., Овчаренко Е. Ф., Малькова Р. Н. Молодые (послекембрийские) граниты и грейзены Нигера.—«Изв. АН СССР. Серия геол.», 1967, № 2, с. 56—66.
189. Эйгелес Р. М., Эстрин Ю. Я., Стрекалова Р. В. и др. Анализ прочности горной породы в условиях забоя глубокой скважины.—В кн.: Разрушение горных пород. М., «Недра», 1968.
190. Эйгелес Р. М., Эстрин Ю. Я. Некоторые вопросы изучения механических свойств горных пород при высоких температурах и давлениях применительно к бурению глубоких и сверхглубоких скважин.—В кн.: Физ.-мех. свойства горных пород верхней части земной коры. М., «Наука», 1968.
191. Эрлих Э. Н. Новая провинция щелочных пород на севере Сибирской платформы.—«Зап. Всес. минерал. об-ва», 1964, ч. 93, вып. 6, с. 682—693.
192. Яковлев П. Д. Структурные типы рудных месторождений, связанных с трубками взрыва.—«Сов. геология», 1966, № 10, с. 13—25.
193. Яковлев П. Д. Структурные типы рудоносных палеовулканических кальдер.—«Сов. геология», 1967, № 9, с. 49—60.
194. Ярмолюк В. В. Вулканические структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса.—«Геология и геофизика», 1970, № 6, с. 143—147.
195. Яшина Р. М. О контактно-реакционном взаимодействии нефелин-сyenитовой интрузии с габброидами на примере зонально-кольцевой структуры Коргердабинского массива юго-восточной Тувы.—В кн.: Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы. М., «Наука», 1965.
196. Akad M. K., El-Ramly M. F. The nepheline-syenite ring complex of Gebel Abu Khrug (south-eastern Desert of Egypt).—«Geol. Surv. Min. Res. UAR. Paper N14 (1961)». Cairo, 1962.

197. Almond D. C. Discovery of tin-tungsten mineralization in northern Khartoum province, Sudan. — "Geol. Mag.", 1967, v. 104, N1, p. 1—12.
198. Amstutz G. C. Polygonal and ring tectonic patterns in the Precambrian and Paleozoic of Missouri, USA. — "Eclog. geol. Helv", 1960, v. 52, N2, p. 904—913.
199. Anderson E. M. The dynamics of the formation of cone-sheets, ring dykes and cauldron subsidences. — "Proc. Roy. Soc". Edinburgh, 1935—1936, v. 56, p. 128—157.
200. Anderson E. M. Cone-sheets and ring dykes: the dynamical explanation. — "Bull. Volcanol.", 1937, ser. 2, v. 1, p. 35.
201. Andrade, Montenegro de. Contribution à l'étude des roches alcalines d'Angola (note préliminaire). — in: Comp. rend. 19 sess. Congr. geol. intern. Fasc. 20. Alger, 1954, p. 241—247.
202. Aramaki S. Pyroclastic flows, calderas and other depressions in southern Kyushu, Japan. — in: Abstr. Symposium on Volcanoes and their Roots. Oxford, 1969.
203. Bailey D. K. The Mid-Zambezi-Luangwa rift and related carbonatite activity. — "Geol. Mag.", 1961, v. 98, N4, p. 277—285.
204. Bailey E. B., Maufe H. B. The geology of Ben Nevis and Glen Coe. — "Mem. Geol. Surv". Scotland, 1916.
205. Bailey E. B., Clough C. T., Wright W. B. e. a. The tertiary and post-tertiary geology of Mull, Loch Aline and Oban. — "Mem. Geol. Surv". Scotland, Edinburgh, 1924.
206. Bailey E. B. Some aspects of igneous geology, 1908—1958. — "Trans. Geol. Soc". Glasgow. v. 23, 1958, p. 29—52.
207. Bailey R. A. Form of the Glen Koe magma chamber and the main fault-intrusion, Scotland. — in: Abstr. Symposium on Volcanoes and their Roots. Oxford, 1969.
208. Bain A. D. The younger intrusive rocks of the Kudaru Hills, Nigeria. — "Quart. Journ. Geol. Soc". London, v. 90, 1934, p. 201—239.
209. Baker I. Compositional variation of minor intrusions and the form of a volcano magma chamber. — "Quart. Journ. Geol. Soc". London, v. 124, p. 1, N493, 1968, p. 67—69.
210. Barbosa O. Notas preliminares sobre o planalto de Poços de Caldas e suas possibilidades economicas. — "Publ. Serv. de Fomento Prod. Min." Avul. 8, Bol. 1, Rio de Janeiro, 1936.
211. Belyy V. F., Gelman M. L. Principal types of subsidence volcano-structures in the Okhotsk-Chukotka volcanic belt. — in: Abstr. Symposium on Volcan. and their Roots. Oxford, 1969.
212. Bemmelen R. W. van. The volcano-tectonic origin of Lake Toba (north Sumatra). — in: IV Mijnbouw en Geol. 6-de Jaar., N9, 1939.
213. Berthelsen A. On the geology of the country around Ivigtut, SW Greenland. — in: Grönl. Geol. Undersög. Miscel. Papers, N41, 1962, p. 269—280.
214. Billings M. P. Ring-dykes and their origin. — "New York Acad. Sci.", Trans. ser. 2, v. 5, 1943, p. 131—144.
215. Billings M. P. Mechanics of igneous intrusion in New Hampshire. — "Amer. Journ. Sci.", v. 243 A, Daily vol., 1945.
216. Bishop W. W. Later cenozoic chronology in eastern Uganda and western Kenya. — in: Abstr. IV symposium on African geology. Sheffield, 1967.
217. Bishop W. W., Miller J., Fitch F. J. New potassium-argon age determinations relevant to the miocene fossil mammal sequence in East Africa. — "Amer. Journ. sci", v. 267, 1969, p. 669—699.
218. Black R. Note sur les complexes annulaires de Tchouni-Zarniski et de Quore (Niger). — "Bull. Bur. Rech. geol. min." Paris, 1963, p. 31—45.
219. Black R. Sur la signification petrogenetique de la decouverte d'anortosites associees aux complexes annulaires subvolcaniques du Niger. — "CR Acad. Sci." Paris, t. 260, N22, 1965, p. 5829—5832.
220. Black R., Girod M. Controle structural du volcanisme ancien de récent dans les régions du Hoggar, Air, Nigeria et Cameroun. Abstr. — in: IV symposium on African geology. Dept. Geol. Univ. Sheffield, 1967.

221. Bloomfield K. Intracrustal ring complexes of southern Malawi.—*"Mem. geol. surv. Malawi"*, N4, 1965.
222. Boissonnas I. Données supplémentaires sur le massif granitique de Tioueiine (Hoggar occidental). Publ. Serv. Carte.—*"Carte geol. Algeric"*. Bull., 30, N5, 1962, p. 97—106.
223. Bonin B. Ring structures in Western Corsice (France). in: Abstr. Conference African Geology. Ibadan, 1970.
224. Branch C. D. Volcanic cauldrons, ring complexes and associated granites of the Georgetown Inlier, Queensland.—*"Comm. Australia"*, Dept. Nat. Develop., Bureau Min. Rec. Geol. Geophys. Bull., N76, 1966, 160 p.
225. Branch C. D. Genesis of magma for acid calc-alkaline volcano-plutonic formations.—*"Tectonophysics"*, 1967 v. 4, N1, p. 83—100.
226. Branco J. J. R. Pirochloro uranifero em Tapira, Município de Sacramento.—*M. G. Anais. Acad. Brasil. Cienc.*, 1956, v. 28, N3, p. 285—293.
227. Brock P. W. G. Metasomatic and intrusive nepheline-bearing rocks from the Mbozi syenite-gabbro complex, S-W. Tanzania.—*"Canad. Journ. Earth Sci."*, 1968, v. 5, N3, p. 387.
228. Campbell C. D. The Krugger alkaline syenites of Southern British Columbia.—*"Amer. Journ. Sci."*, 1939, v. 237, N8, p. 527—549.
229. Campbell F. A. Differentiation trends in the Ice River complex, British Columbia.—*"Amer. Journ. Sci."*, 1961, v. 259, N3, p. 173—180.
230. Capdevila R. Etude pétrographique et structurale du complexe volcanique de Saint-Thibery (Hérault).—*"Bull. Geol. Soc. France"*, 1962, 7 ser, t. 4, N1, p. 13—17.
231. Chapman C. A. Structural control on magmatic central complexes of central New England. Abstr. for 1962.—*"Geol. Soc. Amer. Spec. pap."*, 1963, N73.
232. Chapman C. A. Paucity of mafic ring dikes—evidence for flooded polymagmatic chambers.—*"Amer. Journ., Sci."*, 1966, v. 264, N1, p. 66—77.
233. Chapman C. A. Magmatic central complexes and tectonic evolution of certain orogenic belts.—in: *Etages tectoniques*. Neuchatel (Suisse), 1967.
234. Chapman C. A. Intersecting belts of post-tectonic "alkaline" intrusions in New England.—*"Illin. Acad. Sci. Trans."*, 1968, v. 61, N1, p. 46—52.
235. Chapman R. W. Percy ring-dike complex.—*"Amer. Journ. Sci."*, 1935, ser. 5, v. 30, p. 401.
236. Chapman R. W., Chapman C. A. Cauldron subsidences at Ascutney Mountains, Vermont.—*"Bull. Geol. Soc. Amer."*, 1940, v. 51, p. 191—212.
237. Chapman R. W. Ring structures of the Pliny region, New-Hampshire.—*"Bull. Geol. Soc. Amer."*, 1942, v. 53, N10, p. 1533—1568.
238. Clifford T. N. African structure and convection. in: Abstr. IV Symposium on African Geology. Sheffield. 1967.
239. Cox K. G., Johnson R. L., Monkman L. J., a. o. The geology of the Nuanetsi Igneous province. in: *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, ser. A, N^o 1078, v. 257, 1965.
240. Crawford A. R. Large ring structures in a South Australian precambrian volcanic complex.—*"Nature"*, v. 197, N 4863, 1963, p. 140—142.
241. Darnley A. G. a. o. The age of fergusonite from the Jos area, Northern Nigeria.—*"Mineral. Mag."*, v. 33, N^o 256, 1962, p. 48—51.
242. Davies K. A. The geology of part of South-East Uganda with special reference to the alkaline complexes.—*"Geol. Surv. Uganda"*, mem. 8, 1956.
243. Dawson J. B. The geology of Oldoinyo-Lengai.—*"Bull. volcanol"*, 1962, t. 24, p. 385—387.
244. Dawson J. B. An aid to prospecting for kimberlites.—*"Econom. Geology"*, 1964, v. 59, N^o 7, p. 1385—1386.
245. Dawson J. B. A review of the geology of kimberlite. In: *Ultramafic and related rocks*. Editer P. I. Willie. I. Wiley a. sons, London, 1967.
246. Delany F. M. Ring structures in the Northern Sudan.—*"Eclog. Geol. Helvetiae"*, Basel, v. 48, N^o 1, 1955, p. 133—148.
247. Delany F. M. Observations on the Sabaloka series of the Sudan.—*"Trans. proc. Geol. soc. S. Africa"*, 1958, v. 61, p. 111—124.
248. Dixey F., Smith W. C., Bisset C. B. The Chilwa series of Southern

Nyasaland; a group of alkaline and other intrusive and extrusive rocks and associated limestones. — "Bull. Geol. Surv. Nyasaland", 1937, № 5.

249. Dixey F. Carbonate pipes and ring structures. "Geol. Mag.", v. 83, № 6, 1946, p. 289—291.

250. Dixey F. Vertical tectonics in the East African rift zone. Association de Serv. geol. african. Mexico, 1959, p. 359—375.

251. Djebashian R. T., Meliksetian B. M. Geochemical evolution of the basalt-phonolitic series of Tezhsarsk volcano-plutonic alkaline complex (Armenia). — in: Abstr. Intern. symposium on Volcanology. Canary Islands, 1968.

252. Donnot M. Les complexes intrusifs alcalins d'Ampasindava volcanisme et cristallin de l'Ankaizina (Madagascar). — "Ann. Geol." Madagascar, Fasc. 33, 1963, p. 81—87.

253. Downie C., Wilkinson P. The explosion craters of Basotu, Tanganyika Territory. — "Bull. volcanol.", t. 24, 1962, p. 389—420.

254. Eckermann H. von. The alkaline district of Alnö island. — in: Sver. Geol. Undersökn. Ser. Ca, № 36, Stockholm, 1948.

255. Eckermann H. von. The genesis of Alnö alkaline rocks. — in: Rep. Intern. Geol. Congr. 18 sess. G. B. pt B, sect B, 1950, p. 94—101.

256. Eckermann H. von, Wickman F. E. A preliminary determination of the maximum age of the Alnö rocks. — "Geol. Förening.", Stockholm Förhandl., Bd 78, H. 1, N484, 1956.

257. Ellert R. Contribução ao estudo das rochas alcalinas de Poços de Caldas. — "Bull. Fac. Fil. Cien. Letr. Univ. de São-Paulo", 1959.

258. Elston W. E. Rhyolite ash-flow plateaus, ring dike complexes, calderas, lopoliths and Moon craters. — "Ann. New-York Academy of Sci". v. 123, part 2, 1965, p. 817—842.

259. Elston W. E. Ring dike complexes: possible analogs of Lunar craters. — "Journ. Amer. Geophys. Union.", 1966, p. 116.

260. Elston W. E. Ring dike complexes: classification, distribution and significance in crustal and planetary evolution. — in: Abstr. Symposium on Volcano. and their Roots. Oxford, 1969.

261. Emberger A. Note sur la geologie de la region d'Ambositra — "C. R. Acad. sci. Paris", 1952, t. 234, N25, p. 2470—2471.

262. Emeleus C. H. The Grönnedal-Ika alkaline complex, South Greenland. — "Meddelelser om Grönland", Bd. 172, N3, 1964.

263. Erickson R. L., Blade L. V. Geochemistry and petrology of the alkaline igneous complex at Magnet Cove, Arkansas. Washington, US. Gov. print. off., 1963. 95 p.

264. Escher B. G. Vesuvius, the Tengger mountains and the problem of caldera's. — "Leidsche Geol. Mededeel", II, 1927.

265. Escher B. G. On the formation of caldera's — In: Proc. of the IV Pacific sci. congress. V. 2. Java, 1929, p. 571—589.

266. Escher B. G. On a classification of central eruptions according to gas pressure of the magma and viscosity of the lava. — "Leidsche Geol. Mededeel". VI, 1933, p. 45—58.

267. Escher B. G. Three caldera-shaped accidents: volcanic calderas, meteoric scars and lunar cirques. — "Bull. Volcanol". ser. 2, t. 16, 1955, p. 55—70.

268. Favorskaya M. A. Plutonism and volcanism of ring-structures at the continental shore of Tatarian sound. — In: Intern. symposium on Volcanology. Spain, Canary Islands, 1968.

269. Ferguson I. Geology of the Ilimaussaq alkaline intrusion, South Greenland. — "Medd. om Grönl.", Bd. 172, N4, 1964.

270. Field I. E. Fracture of solids. The Times science review", v. 51, 1964.

271. French B. M. Possible relations between meteorite impact and igneous petrogenesis as indicated by the Sudbury structure, Ontario. — in: Symposium on Volcanoes and their Roots. Oxford, 1969.

272. Gandhi S. S. Petrology of the Monteregian intrusions of Mount Yamaska, Quebec. — "Canad. Mineral.", 1970, v. 10, pt. 3, p. 452—484.

273. Garson M. S. Flow phenomena in carbonatites in S. Nyasaland. — "Colon. Geol. Miner. resources", 1955, v. 5, № 3, p. 311—318.

274. Garson M. S. Stress pattern of carbonatitic and alkaline dykes at Tundulu ring structure, southern Nyasaland.—in: Compt. rend. de la 20 Sess. Congr. Geol. intern. (assoc. serv. geol. Africanos), Mexico, 1959, p. 309—323.

275. Garson M. S. The geology of the Lake Chilwa area.—“Bull. geol. Surv. Nyasaland”, 1961, № 12.

276. Garson M. S. The Tundulu carbonatite ring complex in southern Nyasaland.—“Nyasaland protect. Geol. Surv. Dep.”, 1963, mem. N2.

277. Garson M. S. Carbonatites in Malawi.—In: Carbonatites, 1966.

278. Gittins J. Summaries and bibliographies of carbonatite complexes.—In: Carbonatites, 1966.

279. Gold D. P. Minerals from the Oka alkaline complex near Montreal, Quebec, Canada.—in: Abstr. IV Gener. Meet. Intern. Mineralog. Assoc. New Delhi, 1964.

280. Green J. Geological problems in lunar research. New York, 1965.

281. Greenwood R. Younger intrusive rocks of Plateau province, Nigeria, compared with the alkalic rocks of New England.—“Bull. Geol. Soc. Amer.” 1951. v. 62, p. 1151—1178.

282. Griscom A. Aeromagnetic evidence for structure of stocks and ring dikes in New Hampshire and Vermont.—“Geol. Soc. Amer. Spec.” 1961, Paper 68, № 136.

283. Guimarães D. Origen das rochas alcalinas.—“Ból. Inst. tecnolog. industr., estado Minas-Cerais.”, 1947, N5.

284. Guimarães M. S. Relatório sobre a jazida de pirochloro de Barreiro Araxá, Minas-Gerais.—“Min. da Agricult.” Bol. № 103, 1957.

285. Hamilton E. I. The geochemistry of the Northern part on the Ilimausaq intrusion.—“Medd. om Grönl.”, Bd. 162, № 10, 1964.

286. Harker A. The tertiary igneous rocks of Skye.—“Geol. Surv. Engl.”, Mem. 6, 1904.

287. Heinrich E. W., Dahlem D. H., Quon S. H. Carbonatites of Arkansas river valley area, Fremont county, Colorado, USA.—in: Abstr. IV Gener. Meet. Intern. Mineralog. Assoc. New Delhi, 1964.

288. Heinrich E. W. The geology of carbonatites. Chicago, 1966.

289. Heyl A. V., Brock M. R. Structural framework of the Illinois-Kentucky mining district and its relation to mineral deposits.—“USA geol. surv. research”. prof. pap. 424-D, 1961.

290. Higazi R. A., Ramly M. F. Potassium-Argon ages of some rocks from the Eastern Desert of Egypt.—“Geol. Surv. Egypt”, Cairo, pap., № 18, 1960.

291. Hills E. S. Cauldron subsidences, granitic rocks and crustal fracturing in SE Australia.—“Geol. Rundschau”, Bd. 47, № 2, 1959, p. 543—561.

292. Jacobson R. R. E., Macleod W. N., Black R. Ring-complexes in the younger granite province of northern Nigeria.—“Mem. Geol. Soc.”, London, Mem. 1, 1958, p. 72.

293. Jacobson R. R. E., Snelling N. J., Truswell J. F. Age determination in the geology of Nigeria with special reference to the older and younger granites.—“Overseas geology and mineral resources”, 1936, v. 9, № 2, p. 168—182.

294. James T. C. Carbonatites and rift valleys in east Africa.—in: Compt. Rend. 20 sess. Congr. Geol. Intern. (Assoc. Serv. Geol. Afrique). Mexico, 1959, p. 325.

295. Johnson R. L. The geology of the Dorowa and Shawa carbonatite complexes, southern Rhodesia.—“Trans. a. proc. Geol. Soc. S. Africa”, v. 64, 1961, p. 101—145.

296. Johnson R. L. The Shawa and Dorowa carbonatite complexes, Rhodesia.—In: Carbonatites, 1966.

297. Kaitaro S. Geologic structure of the late pre-Cambrian intrusives in the Ava area, Aland islands.—“Bull. Comm. Geol. Finlande”, № 162, 1953.

298. Kapp H. E. A petrographic comparison of a Tertiary alkaline igneous complex in northeastern Greenland with Monteregian Hills of eastern Canada.—“The Canad. Min.”, v. 6, pt. 5, 1961, p. 582—594.

299. King B. C. The Cnoc nan Cuilear area of the Ben Loyal igneous complex. — "Quart. Journ. Geol. Soc.", London, v. 98, 11, 1943, p. 147—180.
300. King B. C., Sutherland D. S. Alkaline rocks of Eastern and Southern Africa. Pt. I. — "Petrology Sci. Progr.", 1960, v. 48, N190, p. 298—321. Pt. II. — "Petrology. Sci. Progr." 1960, v. 48, N 191, p. 504—524. Pt. III — "Petrogenesis. Sci. Progr.", 1960, v. 48, № 192, p. 709—720.
301. King B. C. Petrogenesis of the alkaline igneous rock suites of the volcanic and intrusive centres of Eastern Uganda. — "Journ. of Petrology", 1965, v. 6, № 1, p. 67—100.
302. King B. C., Sutherland D. S. The carbonatite complexes of eastern Uganda. — In: Carbonatites, 1966.
303. Kingsley L. Cauldron-subsidence of the Ossipee Mountains (New Hampshire). — "Amer. Journ. Sci.", 5 ser., v. 22, 1931.
304. Kistler R. W. The Mono Craters caldera. — "Trans. Amer. Geophys. Union", v. 44, N1, 1963.
305. Kloosterman I. B. Ring structures in the oriente e Massangana granite complexes, Rondonia, Brasil. — "Eugenh. miner. e. metalurgia", v. 45, № 266, 1967.
306. Koch P. Les formations plutoniques complexes de La frontiere occidentale du Cameroun central. — In: Compt. rend. 20 sess. Congr. Geol. Intern. (assoc. Serv. Geol. Afrique). Mexico, 1959, p. 123—138.
307. Korn H., Martin H. Junge Volkano-Pluton in Süd-West Afrika. — "Geol. Rundsch.", Bd 30, № 6, 1939, p. 631—636.
308. Korn H., Martin H. The Messum igneous complex in South-West Africa. — "Trans. a. proc. Geol. Soc. S. Africa", v. 57, 1954, p. 83—124.
309. Kumarapeli P. S. Monteregian alkalic magmatism and the St. Lawrence rift system in space and time. — "Canad. Mineral.", v. 10, pt. 3, 1970, p. 421—431.
310. Kuno H. Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. — "Bull. volcanol", ser. 2, t. 20, Napoli, 1959, p. 37—76.
311. Larsen E. S. The stock of alkaline rocks near Libby, Montana. — "Jour. Geol.", v. 37, № 2, 1929.
312. Larsen E. S., Hurlbut C. S., Griggs I. D. a. o. Igneous rocks of the Highwood Mountains, Montana. — "Bull. Geol. Soc. America", v. 50, 52, 1939, 1941, p. 1829—1840.
313. Larsen E. S. Petrographic province of Central Montana. — "Bull. Geol. Soc. America", v. 51, N6, 1940, p. 887—948.
314. Lee K. Y. Some rare-element mineral deposits in Mainland China. — "Geol. Surv. USA". Bull. 1312-N, 1970, p. 25.
315. Lehijarvi M. The alkaline district of Jivaara, Kuusamo, Finland. Geol. Tutkim. — "Bull. commis. geol. Finland", N185, Helsinki, 1960, 62 p.
316. Leonard P. Preliminary notes on the volcano-tectonics of the eruptive centre of Predazzo in the Dolomites. — In: Rep 21 sess. Intern. Geol. Congress. Part 18. Copenhagen, 1960, p. 130—136.
317. Leonardos O. H. Carbonatitos com apatita e pirochloro no estrangeiro e no Brasil. — "Engenhoria, Min. e Metall. Brasil", v. 23, № 136, 1956.
318. Mac Anulty W. N., Sewell C. R., Atkinson D. R. a. o. Agua-chile beryllium-bearing fluorspar district, Coahuila, Mexico. — "Bull. Geol. Soc. Amer.", v. 76, № 6, 1963, p. 735—734.
319. Mac Call G. J. H. Geology of the Gwasi area. — "Geol. Surv. Kenya", report № 45, 1958, 88 p.
320. Mac Call G. J. H. Alkaline and carbonatite ring complexes in the Kavirondo Rift Valley, Kenya. — In: Compt. rend. 20 sess. Congr. geol. intern. (assoc. Geol. Afrique). Mexico, 1959, p. 327—334.
321. Mac Call G. J. H. Kilombe caldera, Kenya. — "Proc. Geol. Assoc.", v. 75, pt. 4, 1964, p. 563—572.
322. Mac Call G. J. H. The caldera analogy in selenology. — "Ann. New-York Acad. sci.", v. 123, Art 2, 1965, p. 843—875.
323. Macdonald G. A. Ring structure at Mauna Kea, Hawaii. — "Amer. Journ. Sci", v. 243, № 4, 1945, p. 210.

324. Manton W. I. The origin of associated basic and acid rocks from the Lebombo-Nuanetsi igneous province, Southern Africa, as implied by strontium isotopes. Abstracts.—In: IV Symposium on African Geology. Sheffield, 1967, p. 23—39.
325. Martin H., Mathias M., Simpson E. S. The Damaraland sub-volcanic ring complexes in South-West Africa.—In: Reports 21 sess. Int. Geol. Congr. Pt. 13. Copenhagen, 1960, p. 156—174.
326. Maurice O. Geology of the Oka Hills.—“Canad. Mining Journ”, v. 74. № 5, 1956, p. 70—73.
327. Melcher G. C. The carbonatites of Jacupiranga, São Paulo, Brasil.—In: Carbonatites, 1966.
328. Merriam R. A southern California ring-dike.—“Amer. Jour. of sci.”, v. 239, № 5, 1941, p. 365—371.
329. Middlemost E. Petrology of the Bremen granite-syenite complex, South-West Africa.—“Trans. Geol. soc. S. Africa”, v. 70, 1967, p. 117—125.
330. Mitchell R. H., Crockett I. H. The isotopic composition of strontium in alkaline rocks of the Fen complex, South Norway. Abstr.—In: Symposium on Volcanoes and their Roots. Oxford, 1969.
331. Modell D. Ring-dike complex of the Belknap Mountains, New Hampshire.—“Bull. Geol. Soc. Amer.”, v. 47, № 12, 1936, p. 1885—1932.
332. Moor bath S., Webster R. K., Morgan I. W. Absolute age determination in South-West Greenland.—“Medd. om Grøn.”, bd 162, № 9, 1960.
333. Neuvonen K. J. Paleomagnetism on the dike systems in Finland. V. Remanent magnetization of the Ava intrusives.—“Bull. Geol. Soc. Finland”, № 42, 1970, p. 101.
334. Norin R. Tzu-chin-shan, an alkali-syenite area in Western Shansi.—“Contributions from Nystrom Inst. sci. research Shansi”, 6M, 1921.
335. Nystrom E. T. Some alkaline rocks of Shansi province, N. China.—“Bull. Geol. Inst. Upsala”, v. 22, 1930, p. 59—162.
336. Odé H. Mechanical analysis of the dike pattern of the Spanish Peaks area, Colorado.—“Bull. Geol. soc. America”, v. 68, № 5, 1957, p. 567—576.
337. Oen I. S. The intrusion mechanism of the late-hercynian, posttectonic granite plutons of Northern Portugal.—“Geol. en Mijnbouw”, v. 39, 1960, p. 257—296.
338. Oftedahl C. Caudren subsidences of the Oslo region.—In: 18th Intern. Geol. Congr. Great Britain, 1948. Part XIII, 1952, p. 205—213.
339. Paarma H. A new-find of carbonatites in north Finland, the Sokli plug in Savukoski.—“Lithos”, v. 3, № 2, 1970, p. 129—133.
340. Pakiser L. C., Kane M. F. Geophysical investigation of Mono Basin, California.—“Geol. Soc. Amer.”, Bull. v. 71, № 4, 1960, p. 415—448.
341. Parsons G. E. Nemegosenda Lake-Columbium area.—“Can. Min. Journ.”, № 8, v. 78, 1957, p. 83—87.
342. Parsons W. N., Miller C. H., Pozy W. Structure and remanent magnetism in eocene volcanic centres, Sunlight basin, Absaroka range, Wyoming.—In: Abstr. Symposium on Volcanoes and their Roots. Oxford, 1969.
343. Pecora W. T. Nepheline syenite pegmatites Rocky Boy stock, Bearpaw Mountains Montana.—“Amer. Mineralogist”, v. 27, № 6, 1942, p. 397—424.
344. Pitcher W. S. The Rosses granitic ring-complex, county Donegal, Eire.—“Proc. Geol. Assoc.”, v. 64, pt. 3, 1953, p. 153—182.
345. Pulfrey W. Ijolitic rocks near Home Bay, western Kenya.—“Quart. Journ. Geol. Soc.”, London, v. 105, pt. 4, № 420, 1950, p. 425—459.
346. Pulfrey W. Alkaline syenites at Ruri, south Nyanza, Kenya.—“Geol. Mag.”, v. 91, № 3, 1954, p. 209.
347. Quinn A. Petrology of the alkaline rocks at Red Hill, New Hampshire.—“Bull. Geol. Soc. Amer.”, v. 48, 1937.
348. Rapson I. E. Carbonatite in the alkaline complex of the Ise River area, Southern Canadian Rocky Mountains.—In: Abstr. IV Gener. Meet. Intern. Mineral. Assoc. New Delhi, 1964, p. 9—22.
349. Raulais M. La mineralisation de l’Air et ses relations problèmes avec la tectonique.—“C. R. Acad. Sci.”, t. 224, № 7, Paris, 1957, p. 913—916.

350. Remy I. M. Etude geologique et volcanologique du Sud-Est de l'Amador en Ahaggar (Sahara Central).— "Sciences de la Terre". Mem. 10. Nancy, 1967, 189 p.
351. Reynolds D. L. Calderas and ring complexes. — "Verh. Kon. Nederl. Geol. ser. Mijnbouw". Gen. Deel 16, 1956, p. 355—379.
352. Richey J. E., Thomas H. H. The geology of Ardnamurchan, North-West Mull and Coll. — "Mem. Geol. Surv. Gt. Brit". 1930, p. 220.
353. Richey J. E. Tertiary ring structures in Britain. — "Trans. Geol. Soc. Glasgow" v. 19, 1932.
354. Richey J. E. The tertiary ring complex of Slieve Gullion (Ireland). — "Quart. J. Geol. soc. London", 1932, v. 88, p. 4, № 352, p. 845—846.
355. Richey J. E. British regional geology. Scotland: the tertiary volcanic districts. Edinburgh, 1935.
356. Richey J. E. Some features of tertiary volcanicity in Scotland and Ireland. — "Bull. Volcanol.", ser. 2, v. 1, 1937, p. 13—14.
357. Richey J. E. E. Scotland; the tertiary volcanic districts. — In: "British regional geology", 3 ed., 1961, 120 p.
358. Russell H. D., Hiemstra S. A., Groeneveld D. The mineralogy and petrology of the carbonatite at Loolekop, eastern Transvaal. — "Trans. a. proc. Geol. Soc. S. Africa", v. 57, 1954, p. 197—204.
359. Saether Egil. The alkaline rock province of the Fen area in Southern Norway. Trondheim, 1957, 150 p.
360. Saether Egil. General investigation of the igneous rocks in the area north of Oslo. — In: Studies on the igneous rock complex of the Oslo region. XVIII. 1962. 184 p.
361. Sheridan M. F., Stuckless I. S., Fodor R. V. A tertiary silicic cauldron complex of the northern margin of the Basin and Range province, central Arizona, USA. — In: Abstr. Symposium on Volcanoes and their Roots, Oxford, 1969.
362. Siedner G. Structure and evolution of the Paresis igneous complex, South-West Africa. — "Trans. a. Proc. Geol. Soc. S. Africa", v. 68, 1965, p. 177—202.
363. Simkin T., Howard K. A. 1968 collapse of Fernandina caldera, Galapagos Islands. — In: Abstr. symposium on Volcanoes and their Roots. Oxford, 1969.
364. Simpson E. S. W. The Okonjeje igneous complex, S-W Africa. — "Trans. a. proc. Geol. Soc. S. Africa", v. 57, 1954, p. 125—152.
365. Sinclair W. E. The "ring" deposits of Nyasaland, S. Africa. — "Min. a. Engng. Journ.", v. 67, pt. 1, № 3289, 1956.
366. Smedes H. W. Monzonite ring dykes along the margin of the Antelope Creek stock, Montana. (Abstr.). — In: Programm 1960 Ann. Meet. Geol. Soc. Amer., 1960.
367. Smith R. L., Bailey R. A., Ross C. S. Structural evolution of the Valles caldera New-Mexico and its bearing on the emplacement of ring dikes. — "USA geol. surv. research, prof.", pap. 424-D, 1961.
368. Smith W. C. A review of some problems of African carbonatites. — "Quart. Journ. Geol. soc.", London, v. 112, pt. 2, № 446, 1956, p. 189—219.
369. Smithson S. B. A regional gravity study over the Permian Baerum Cauldron of the Oslo region. — "Norsk. Geol. Tidskr.", bd. 41. (2—4), 1961, p. 211—221.
370. Snelling N. J. Age determinations on three African carbonatites. — "Nature", v. 205, № 4970, 1965, p. 491—496.
371. Snelling N. J. Age determination on alkalic rocks in Uganda and Kenia. — In: Abstracts. IV Symposium on African geology. Sheffield, 1967.
372. Stephenson P. I. The Mt. Barney central complex, SE. Queensland. — "Geol. Mag.", v. 96, № 2, 1959, p. 125—136.
373. Steven T. A., Ratte S. C. Resurgent cauldrons in the Creede area, San Juan Mountains, Colorado. — "Trans. Amer. Geophys. Union", v. 44. № 1, 1963.
374. Stevens N. C. Miocene lava and eruptive centres near Brisbane, Australia. — In: Abstr. Symposium on Volcanoes and their Roots. Oxford, 1969.

375. Stillman C. J., Cox K. G. The Chikala Hill syenite-complex of southern Nyasaland. — "Trans. a. proc. Geol. Soc. S. Africa", v. 63, 1960, p. 99—117.
376. Strauss C. A., Truter F. C. The alkali complex at Spitscop, Sekukuniland, eastern Transvaal. — "Trans. a. proc. Geol. Soc. S. Africa", v. 53, 1951, p. 81—130.
377. Stringer K. V., Holt D. N., Groves A. W. The Chambe plateau ring complex of Nyasaland. — "Colonial Geol. Min. Res.", v. 6, № 1, 1956, p. 3—18.
378. Sugurdsson H. Geology of the Setberg area, Snaefellsnes, Western Iceland. — "Greinar", IV, № 2, 1966.
379. Sukheswala R. N., Udass G. R., Heinrich E. W. Geology of the newly discovered carbonatite of India. — "Can. Mineralogist", v. 8, p. 3, 1965, p. 397.
380. Taubeneck W. H. Notes on the Glen Coe cauldron subsidence, Argyllshire, Scotland. — "Bull. Geol. Soc. America", v. 78, № 11, 1967.
381. Temple A. K. Petrology of the Nemeosenda alkaline complex, Ontario. — "Bull. Geol. Soc. Am.", v. 70, № 12, pt. 2, 1959.
382. Temple A. K., Grogan R. M. Carbonatite and related alkalic rocks at Powderhorn, Colorado. — "Econ. Geology", v. 60, № 4, 1965, p. 672—692.
383. Thomson J. E., Williams H. The myth of the Sudbury lopolith. 20th Intern. Geol. Congr., Mexico, 1956. — "Canad. min. Journal", 1959, v. 80, N 3, p. 57—62.
384. Thorp M. B. Closed basins in Younger Granite massifs, northern Nigeria. — "Zeitschrift für geomorphologie". Leipzig—Berlin, II, N 4, 1967, p. 459—480.
385. Tolansky S., Howes W. R. Optical studies of ring cracks. — Proc. Phys. Soc. Lond., v. 67, B., 1954.
386. Tomita T. On the chemical compositions of the cenozoic alkaline suite of the circum-Japan sea region. — "Journ. Shanghai Sci. Inst.", sect. II, v. 1, № 12, 1935.
387. Tomkeieff S. I. Alkalic ultrabasic rocks and carbonatites in the USSR. — In: Intern. Geol. Review. № 3, 1961.
388. Turner D. C. Ring-structures in the Sara-Fier Young Granite complex, northern Nigeria. — "Quart. Journ. Geol. Soc. London", v. 119, pt. 3, 1963, p. 345—366.
389. Turner D. C. Volcanic and intrusive structures in the Kila-Warji ring-complex, Northern Nigeria. — "Quart. Journ. Geol. Soc. London", v. 124, pt. 1, № 493, 1968, p. 81.
390. Tyndale-Buscoe R. Alkali ring complexes in southern Rhodesia. In: Compt. rend. 20 sess. Congr. geol. intern (assoc. serv. geol.) Afrique. Mexico, 1959, p. 335—338.
391. Tyrrell G. W. The geology of Arran. Geol. Surv. Scotland, 1928. 292 p.
392. Tuttle O. F., Gittins J. (editors). Carbonatites. Interscience publishers. I. Wiley a. sons., 1966.
393. Upton B. G. The geology of Tugtutoq and neighbouring islands, South Greenland. Pt II. Nordmarkitic syenites and related alkaline rocks. — "Meddel. om Gronl.", Bd. 169, № 2, 1964, 64 p.
394. Vail J. R., Monkman L. J. A geological reconnaissance survey of the Chaone Hill ring complex, southern Nyasaland. — "Trans. a. proc. Geol. Soc. S. Africa", v. 63, 1960, p. 119—135.
395. Vail I. R. The southern extension of the East African rift system and related igneous activity. — "Geol. Rundsh.", bd. 57, h. 2, 1968, p. 601—614.
396. Vemban N. A. Differentiation trends in the Deccan traps. — Proc. Indian Acad. Sci., Sect. A, v. 25, № 2, 1947, p. 75—118.
397. Vries Lapidio-Loureiro F. E. de Sub-volcanic carbonatite structures of Angola. — In: Rep. 23 sess. J. G. Congr., 1968, p. 147—151.
398. Wade A. A., Prider R. T. The leucite-bearing rocks of the West Kimberley area, W. Australia. — "Quart. Journ. Geol. Soc. London", № 96, 1940, p. 39—98.
399. Wager L. R. The form and internal structure of the alkaline Kangerd-

lugssuaq intrusion, East Greenland. — "Mineral. Mag.", v. 34, № 268, 1965, p. 487—497.

400. W a g e r L. R., B r o w n G. M. Layered igneous rocks. Edinburgh—London, Oliver a. Boyd. 1968.

401. W e l l s M. K. The structure and petrology of the hypersthene gabbro intrusion Ardnamurchan, Argyllshire. — "Quart. Journ. Geol. Soc. London", v. 109, pt. 4, № 436, 1953, p. 367—397.

402. W i l l i a m s C. E. Carbonatite structure, Tororo Hills, Eastern Uganda. — "Geol. Mag.", v. 89, № 4, 1952, p. 286—292.

403. W i l l i a m s H. Pliocene volcanoes of the Navajo-Hopi country. — "Bull. geol. soc. America", v. 47, № 1, 1936, p. 111—172.

404. W i l l i a m s H. Calderas and their origin. — "Bull. Calif. Univ. Dep. Geol. Sci.", v. 25, № 6, 1941, p. 239—346.

405. W i l l i a m s H. Problems and progress on volcanology. — "Quart. Journ. Geol. Sci. London", v. 109, pt. 3, № 435, 1954, p. 311—332.

406. W i m m e n a u e r W. Beiträge zur Petrographie des Kaiserstuhls. — "Neues Jahrb.", Abh. Miner., v. 99, H3, 1963.

407. W r i g h t A. E., B o w e s D. R. Classification of volcanic breccias: a discussion. — "Pap. Dep. Geol. Univ. Glasgow", v. 26, 1964, p. 79—86.

408. W r i g h t I. B. Re-interpretation of mixed petrographic province — the Sintra intrusive complex (Portugal) and related rocks. — "Geol. Runsh.", Bd. 58, H. 2, 1968, p. 538—564.

409. Y o k o y a m a I z u m i. Structure of caldera and gravity anomaly. — "Bull. Volcanol.", t. 26, № 5, Napoli, 1963, p. 67—72.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Распространение и геологическое положение магматических комплексов центрального типа в основных структурах континентов	8
Магматические комплексы на древних платформах	8
Магматические комплексы в складчатых системах и платформах неогея	33
О времени и длительности формирования магматических комплексов	40
Сообщества горных пород в магматических комплексах	45
Общие выводы о геологической позиции магматических комплексов	48
Геологические условия формирования магматических комплексов центрального типа	51
Взаимоотношения магматических комплексов с вмещающими толщами	51
Связь магматических комплексов с близкими по времени магматическими образованиями	54
Связь магматических комплексов с региональными структурами	59
Роль глубинных разломов и блоковой тектоники земной коры	62
Глубинные источники и периферические магматические очаги	68
Общая характеристика геологических условий формирования магматических комплексов	76
О методах изучения магматических комплексов	77
Строение магматических комплексов центрального типа	82
Кольцевые разломы и связанные с ними магматические комплексы	83
Конические разломы и связанные с ними магматические комплексы	91
Радиальные и тангенциальные разломы и серии сопровождающих их даек	94
О характерных магматических образованиях, сопутствующих формированию центральных магматических комплексов	98
Систематизация магматических комплексов центрального типа	105
Гигантские кольцевые структуры	130
Изменение строения магматических комплексов под влиянием наложенных процессов	133
Структурный контроль месторождений полезных ископаемых, связанных с магматическими комплексами центрального типа	135
Возможный механизм образования магматических комплексов центрального типа	139
Этапы формирования магматических комплексов	139
О механизме образования магматических комплексов	146
Заключение	161
Список литературы	166

1 р. 53 к.

820

52-28-95